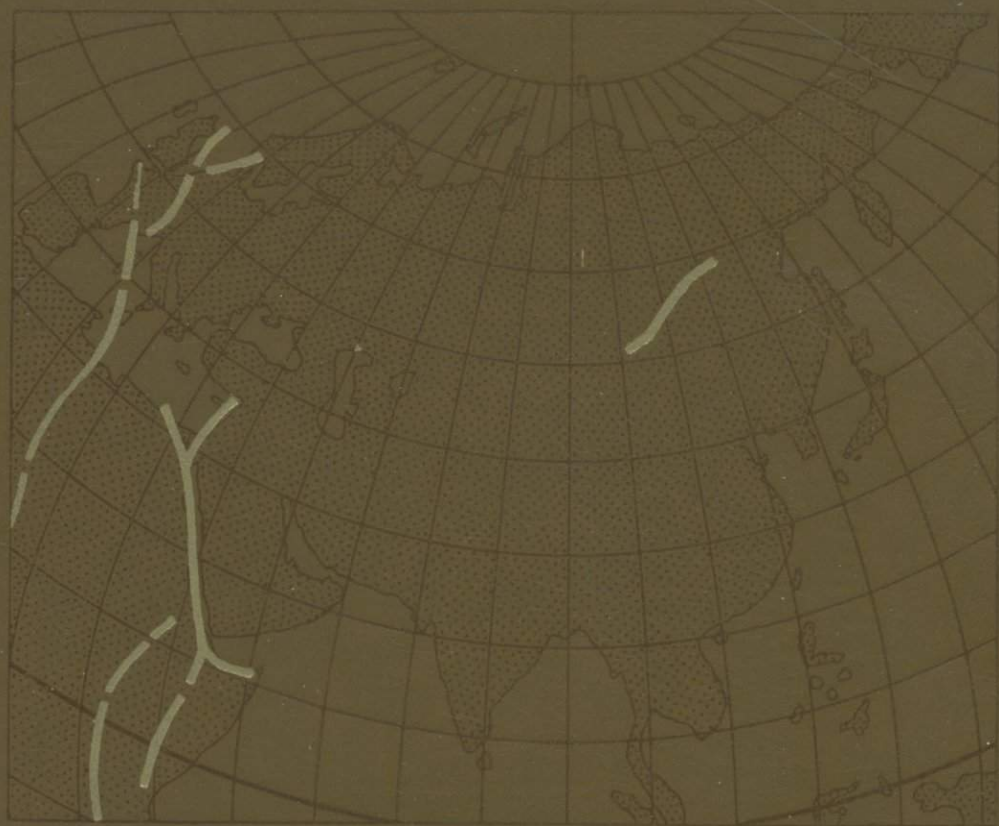


С. В. ЛЫСАК



ТЕПЛОВОЙ ПОТОК
КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ
РИФТОВЫХ
ЗОН

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

С. В. ЛЫСАК

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК
КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ
РИФТОВЫХ
ЗОН

8705

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
Ю. А. Зорин



НОВОСИБИРСК
«НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1988



УДК 550.836+551.24+550.36

Тепловой поток континентальных рифтовых зон/Лысак С. В. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988.—200 с.

ISBN 5-02-028796-2.

На примере Байкальского, Африкано-Аравийского и Рейнско-Ливийского рифтовых поясов рассмотрены тепловые потоки современных эпплатформенных континентальных рифтовых зон и сопредельных с ними районов. Установлена зависимость величин потока от внутренней структуры и геологической истории региона, выявлены причины региональных и локальных тепловых аномалий.

Обнаруженные общие закономерности и индивидуальные особенности распределения теплового потока в отдельных рифтовых структурах, сопоставление геотермических данных с другими геолого-геофизическими параметрами и генетическое сходство природы основных геотермических аномалий позволили проанализировать геотермические модели наиболее хорошо изученных континентальных рифтов и уточнить роль теплового потока в процессе рифтогенеза.

Книга предназначена для геологов, геофизиков, тектонистов и гидрогеологов, а также для преподавателей и студентов вузов соответствующих специальностей.

Табл. 27. Ил. 63. Библиогр.: 329 назв.

Рецензенты

доктор геолого-минералогических наук *И. С. Ломоносов*
кандидат геолого-минералогических наук *К. Г. Леви*

Утверждено к печати Институтом земной коры СО АН СССР

Л 1903020000—814
042(02)—88 146—88—I

© Издательство «Наука», 1988

ISBN 5-02-028796-2

ВВЕДЕНИЕ

Интенсивность выделения глубинного тепла из недр Земли определяется кондуктивным тепловым потоком и мощностью конвективного выноса тепловой энергии магмой и гидротермами. Эти величины дают прямую информацию об энергетике глубинных процессов и имеют фундаментальное значение в современной геодинамике.

Внутренняя энергия Земли проявляется также в виде сейсмической активности, рельефообразования, деформаций горных пород, движения литосферных плит и других механических процессов, но затраты энергии на эти процессы почти в 200 раз меньше, чем потери глубинного тепла через поверхность нашей планеты [Гогель, 1978; Sclater et al., 1980; Смирнов, 1982, 1984].

Между тепловым состоянием земных недр и их тектонической активностью существует тесная связь, которая проявляется неодинаково в разных классах эндогенных режимов и зависит от запасов тепловой энергии, степени дифференциации и проницаемости литосферы [Тектоносфера Земли, 1978]. Поэтому геотермические данные используются для выяснения особенностей теплового поля разновозрастных тектонических структур континентов и океанов и их термической эволюции, для изучения энергетики и движущих механизмов развития тектоносферы, для расчетов температур в земной коре и верхней мантии, для выявления соотношений теплового поля с геологическими, геофизическими и геохимическими процессами, в частности с тектономагматической активностью и геодинамическим режимом, в том числе и рифтогенезом.

На современном этапе геологического развития Земли большую роль играют рифтовые пояса континентов и океанов — линейные тектонические зоны, протягивающиеся «на многие сотни и даже тысячи километров, в которых происходит (или преобладает) горизонтальное расширение земной коры в направлении, приблизительно поперечном к их простиранию, сопровождаемое подъемом нагретого глубинного мантийного материала» [Милановский, 1984, с. 3]. Рифтовые пояса состоят из нескольких, нередко разновозрастных рифтовых зон и разделяющих их тектонически менее активных междурифтовых перемычек. Рифтовые зоны на континентах развиваются обычно в осевых (реже боковых) частях широких и протяженных сводовых поднятий и представляют собой цепочку отдельных рифтов или рифтоподобных структур (зарождающиеся или отмирающие рифты) и междурифтовых перемычек. В рифтах выделяются следующие внутририфтовые структуры: рифтовые впадины (грабены), рифтогенные разломы, ограничивающие впадины, внутривпадинные поднятия и «плечи» рифтов — горное обрамление рифтовых впадин, являющееся фрагментом сводового поднятия.

При образовании рифтов, как и других активных тектонических структур (областей магматической активизации на платформах, внутренних зон геосинклиналей, региональных зон дробления), происходит перераспределение источников тепла и нарушаются условия теплоассо-

переноса. В результате этого изменяется распределение глубинных температур и тепловых потоков. На проницаемых участках коры тепловая энергия интенсивно выносится с продуктами дифференциации мантии, что вызывает общее повышение температур и тепловых потоков в земной коре, особенно в зонах гидротермальной активности и вулканизма. Именно к таким зонам и относятся современные рифты, которые, несмотря на часто встречающиеся повышенные значения тепловых потоков, характеризуются широким спектром этих значений — от близких к нулю до 100—1000 мВт/м² и более [Поляк, Кононов, 1985].

На земном шаре известно свыше 14 тыс. определений тепловых потоков. Большая часть измерений проведена на дне океанов. На континентах лучше изучены внутренние моря (Черное, Каспийское и др.) и платформенные районы (например, Восточно-Европейский), хуже — их горное обрамление, в которых бурение скважин затруднено.

Тепловой поток континентальных рифтовых зон до сих пор изучен значительно слабее, чем океанических. К тому же фактические геотермические данные, полученные различными авторами с использованием неодинаковой аппаратуры, методики и техники измерений, имеют различную точность, что затрудняет статистический анализ материалов и их региональное сопоставление с другими геолого-геофизическими параметрами.

Опыт изучения теплового потока в Байкальской рифтовой зоне, образовавшейся в кайнозойе, и в сопредельных с нею более древних районах Сибирской платформы, Саяно-Байкальской и Забайкальской складчатых областей [Любимова, Шелягин, 1966; Лысак, 1968, 1983 и др.; Дучков, Соколова, 1974; Лысак, Зорин, 1976; Голубев, 1982; Каталог..., 1985] показал, что величины потока и закономерности их распределения в общем виде вполне сопоставимы с тепловыми потоками других континентальных рифтов, особенно возникших, подобно Байкальскому, на древних платформах [Лысак, 1984]. Использование по возможности единой методики обработки, обобщение и интерпретация фактических геотермических данных по Африкано-Аравийскому и Рейнско-Ливийскому рифтовым поясам позволили оценить фоновые, аномальные и средние величины основных геотермических параметров, их приуроченность к определенным рифтовым структурам, рассмотреть происхождение региональных и локальных аномалий теплового потока и определить роль глубинного выноса тепла в континентальном рифтогенезе.

Из-за сложности и неодинаковой изученности предмета исследований невозможно охватить все геотермические данные по современным эпиплатформенным континентальным рифтам. Но каталогизация данных по тепловому потоку и другим величинам геотермических параметров, их статистическая и графическая обработка, а главное, интерпретация сделаны с детальной привязкой к геолого-геофизическому фону, что позволяет внести некоторые дополнения к обобщающим работам по континентальным рифтам [Милановский, 1976; Грачев, 1977; Гордиенко и др., 1982].

Обнаруженные общие закономерности и локальные особенности распределения теплового потока в Африкано-Аравийском, Рейнско-Ливийском и Байкальском рифтовых поясах и входящих в них отдельных рифтовых зонах, сопоставление геотермических данных с другими геолого-геофизическими параметрами и генетическое сходство природы основных геотермических аномалий помогли установить зависимость величин потока от поверхностной структуры и глубинного строения рифтовых поясов и зон, истории их геологического развития, выявить причины региональных и локальных тепловых аномалий, сопоставить и проанализировать геотермические модели наиболее хорошо изученных континентальных рифтов и уточнить роль теплового потока в процессе рифтогенеза.

Данные, полученные автором за последние 20 лет, позволили сделать новые обобщения по тепловому потоку Байкальского рифтового пояса

и прилегающих к нему районов. Эти данные получены при совместных работах с сотрудниками Института земной коры СО АН СССР В. А. Голубевым, Р. П. Дорофеевой, Ю. А. Зориным, В. Ю. Левицким, С. В. Лепиной, а также Института физики Земли — Е. А. Любимовой, Ф. В. Фирсовым, В. А. Шелягиным и др., Института геологии и геофизики СО АН СССР — А. Д. Дучковым, С. А. Казанцевым, Л. С. Соколовой, Института океанологии — Л. А. Савостиным. Большую помощь в сборе материалов по тепловому потоку Восточно-Африканской рифтовой системы и Рейнско-Ливийского рифтового пояса оказали автору академик Н. А. Логачев, профессор Е. В. Пиннекер, д-р геол.-мин. наук В. И. Кононов, а также С. Л. Бочарова, П. С. Боярчук, Т. В. Бунаева и сотрудники библиотеки ВСФ СО АН СССР, которым выражаю свою искреннюю благодарность.

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК ИЗ НЕДР ЗЕМЛИ

Экспериментальной основой изучения теплового потока являются измерения температур или скоростей их нарастания (геотермических градиентов) и теплопроводности среды в верхних слоях литосферы. Геотермические исследования на континентах проводятся в выстоявшихся скважинах, шахтах, туннелях или на дне крупных озер и внутренних морей глубже слоя сезонных колебаний температур — в среднем 15—20 м вне зоны мерзлоты на суше и более 200—250 м — на водоемах. На океанах они обычно осуществляются путем заглабления специальных зондов-термоградиентографов в донные осадки.

Методика определения величин теплового потока

Чтобы получить величину теплового потока (q , ТП — мВт/м² или мк·кал/см²·с = 41,84 Вт/м²), необходимо знать следующие геотермические параметры: температуру (T) — в градусах Цельсия (°C) или Кельвина (K); геотермический градиент (γ , Г) — К/м, К/км, мК/м или °C/км, °C/100 м, °C/см; коэффициент теплопроводности (λ , К) — Вт/м·К или мк·кал/см·с·°C = 0,418 Вт/м·К.

Температуры чаще всего измеряются в заполненных водой, но не фонтанирующих скважинах с помощью электрических термометров сопротивления или термисторных датчиков. Точность замеров зависит от калибровки измерительной аппаратуры и обычно составляет 0,1—0,001°C. Глубже 6—10 км температуры определяются косвенными методами: по результатам геотермического моделирования [Кутас, 1978; Любимова и др., 1983; Зорин и др., 1984], магнитотеллурического зондирования [Ваньян и др., 1984], изучения химического состава термальных вод [Morgan, Swanberg, 1977/1978], а также по выделению тепла при магматизме, метаморфизме, седиментации и других процессах.

Геотермический градиент является производной температуры по глубине в направлении радиуса Земли и определяется в общем виде по формуле

$$\gamma = \frac{T_2 - T_1}{H_2 - H_1} = \frac{\partial T}{\partial H} \quad (1)$$

где H_1 и H_2 — начальная и конечная глубины температурных измерений (м), T_1 и T_2 — соответственно температуры на этих глубинах (°C).

При исследованиях на океанах и внутриконтинентальных водоемах с использованием океанографической методики наблюдений величина градиента получается без температурных характеристик [Любимова, 1968].

При обработке термограмм геотермический градиент наиболее надежно определяется в интервале одинакового наклона (прямолинейного)

отрезка) температурной кривой, соответствующего однородным слабопроницаемым породам, особенно слагающим консолидированные основания геологических структур. В осадочных толщах вариации градиента из-за частой смены литологического состава, неодинаковой пористости и увлажненности горных пород могут быть весьма значительными. В этом случае целесообразно подсчитывать средневзвешенную величину градиента в интервале температурных измерений:

$$\gamma_{\text{ср.взв}} = \frac{\sum_{i=1}^n \gamma_i \cdot H_i}{H_n - H_1} \quad (2)$$

где в числителе находится сумма произведений всех градиентов, полученных в интервалах одинакового наклона термограммы (γ_i), на величины этих интервалов (H_i), а в знаменателе — общий интервал температурных измерений.

На величины геотермических градиентов существенное влияние оказывают различные близповерхностные неоднородности. Поэтому для определения истинных величин градиентов к результатам температурных измерений нередко вводятся соответствующие поправки, чаще всего учитывающие влияние рельефа [Lachenbruch, 1968a; Дучков, Соколова, 1974], палеоклимата и эрозии [England, 1980], седиментации, движения подземных вод или контрастной теплопроводности [Любимова, 1968; Голубев и др., 1975; и др.].

Теплопроводность является одним из коэффициентов, определяющих теплофизические параметры горных пород, к которым также относятся температуропроводность, или коэффициент тепловой диффузии (a , м²/с), и удельная теплоемкость (c , Дж/кг·К). В совокупности с плотностью горных пород (ρ , кг/м³) эти параметры связаны между собой соотношением

$$\lambda = a \cdot c \cdot \rho. \quad (3)$$

Теплофизические свойства горных пород чаще всего определяются лабораторным путем по образцам, отобраным из скважин или из горных выработок. Иногда теплопроводность и температуропроводность получают *in situ*, т. е. непосредственно в пункте геотермических наблюдений, в условиях естественного залегания пород или в донном грунте [Голубев, 1982; и др.].

Лабораторные определения теплофизических параметров горных пород ведутся в условиях стационарного (зарубежный метод «divided-bar», советские теплофизические установки «Лямбда», «Измеритель теплопроводности» и др.) и нестационарного тепловых режимов (методы акалориметра, двух температурно-временных интервалов, зондовые и др.). Они позволяют получить из одного опыта величину λ (стационарные методы) или одновременно λ , a и c (нестационарные методы). Выбор методов определяется возможностями их технической реализации и наиболее простой механической обработкой образцов [Гогель, 1978; Дорофеева, 1983; и др.].

Для определения теплового потока из указанных теплофизических параметров используется только коэффициент теплопроводности, который обуславливает способ переноса тепла от более нагретых к менее нагретым частям разреза или к отдельным блокам. В горных породах передача тепла осуществляется упругими колебаниями кристаллической решетки минералов (кондуктивная, решетчатая или фононная теплопроводность). В жидкостях и газах преобладает механическое перемещение нагретых частиц, обусловленное разностью плотностей холодного и нагретого флюида (термальна конвекция, или тепломассоперенос). При температурах выше 500°C перенос тепла совершается не только упругими колебаниями, но и электромагнитными, при этом часть тепловой энергии

в расплавах превращается в лучистую (экситонная теплопроводность или тепловое излучение). При определении теплового потока на поверхности Земли этот вид теплопередачи практически не учитывается.

Экспериментальные результаты по изучению теплопроводности горного материала подвергаются статистической обработке для получения средних величин λ как по основным разновидностям горных пород, встречающихся в изученном разрезе, так и по его отдельным литолого-стратиграфическим подразделениям и всему интервалу температурных измерений. В последнем случае часто подсчитывается средневзвешенная величина λ (по формуле, аналогичной формуле (2)).

Тепловой поток обычно определяется расчетным путем как произведение средневзвешенных величин геотермического градиента и теплопроводности в интервале измерений и находится по уравнению Фурье

$$q = -\gamma \cdot \lambda. \quad (4)$$

Знак «минус» указывает на то, что тепловой поток имеет направление, противоположное направлению геотермического градиента. При характеристике теплового потока этот знак обычно не учитывается.

Реже тепловые потоки измеряются *in situ*, но широкого распространения эти методы до сих пор не имеют [Гордиенко и др., 1982].

В полученной на поверхности Земли величине теплового потока должна содержаться информация о его коровой, мантийной и так называемой «динамической» составляющих. Геотермические измерения в скважинах, в других горных выработках и даже на дне океанов позволяют получить сведения преимущественно о кондуктивном выносе глубинной тепловой энергии, который формируется за счет радиогенного тепла, генерируемого в земной коре, и потока из верхней мантии. До последнего времени считали, что конвективный вынос тепла играет важную роль лишь в районах современного вулканизма и активной гидротермальной деятельности, поэтому его доля в общем поверхностном выносе глубинного тепла предполагалась равной 1% [Хораи, Уэда, 1972]. Если учесть суммарный конвективный вынос тепла в срединно-океанических хребтах, то она повышается примерно до 30% [Сорохтин, 1979]. Дифференциация средних потерь тепла по крупнейшим тектоническим зонам Земли позволяет полагать [Смирнов, 1982, 1984], что конвективный вынос тепла при образовании океанической коры и магматической активности на континентах может достигать 65% и более от общего выноса глубинного тепла.

Средний глобальный тепловой поток и его распределение по поверхности Земли

Попытки определения средних величин теплового потока как для Земли в целом, так и для ее крупнейших структур — континентов и океанов — предпринимались неоднократно [Terrestrial heat flow, 1965; Смирнов, 1968, 1982; фон Герцен, Ли, 1972; Хораи, Уэда, 1972; Pollack, Chapman, 1977a; и др.]. Первоначально для получения средних глобальных величин расчеты проводились по равноценным площадкам осреднения, которые представляли собой ячейки географической сетки с размерами $5^\circ \times 5^\circ$. По ячейкам, заполненным данными фактических измерений, подсчитывалось среднеарифметическое или средневзвешенное значение теплового потока для изученной части континентов и океанов. В тектонически стабильных областях и однотипных структурных элементах активных поясов средние арифметические могут служить вполне объективными оценками, так как их распределение не противоречит нормальному закону [Поляк, Смирнов, 1968]. Но при большой дифференциации потоков в тектонически активных районах и особенно при наличии экстремально повышенных значений общие для них среднеарифметические величины имеют

формальный характер и пригодны лишь для того, чтобы обнаружить чередование интенсивных положительных (выше среднего) и отрицательных (ниже среднего) тепловых аномалий [Смирнов, Поляк, 1977].

Для выявления закономерностей распределения теплового потока по земному шару использовался также сферический гармонический анализ с вычислением коэффициентов разложения теплового поля от 3-го до 10—12-го и даже 18-го порядков сферических гармоник [Charman, Pollack, 1975; Суетнова, 1979]. Однако существует мнение, что даже этот анализ, независимо от членов разложения, не подходит для характеристики такого явления, как тепловой поток [Стейси, 1972], особенно для районов, в которых имеются ярко выраженные положительные тепловые аномалии, например для срединно-океанических хребтов [Сорохтин, 1979].

Компромиссное решение, по-видимому, заключается в том, что необходимо очень четко представлять себе масштабы осреднения данных. Для земного шара в целом и таких его крупнейших структур, как океаны и континенты, перечисленные выше методы вполне пригодны. Для характеристики среднего теплового потока региональных геологических структур (щитов, платформ, рифтовых зон и др.) необходимо использовать геолого-тектонические критерии и определять значимость региональных вариаций теплового потока [Смирнов, 1968] или выделять «фоновый» тепловой поток и отклонения от него [Гордиенко, 1975; Кутас, 1978].

Первые обобщения фактических данных [Terrestrial heat flow, 1965] показали, что средний тепловой поток земного шара равен 63 мВт/м^2 (среднеарифметическое значение) или 68 мВт/м^2 (средневзвешенное значение), причем вынос глубинного тепла через океаны и континенты почти одинаков и совпадает со средней величиной глобального теплового потока. Такая точка зрения существовала многие годы [Любимова, 1968; Тектоносфера Земли, 1978], хотя было неизвестно, является ли это равенство основной (фундаментальной) характеристикой выноса тепла из недр Земли или это только случайное совпадение, возникшее от неполноты и неравномерности расположения пунктов определений. Хотя до сих пор измерения теплового потока распределены неравномерно и занимают немногим более половины поверхности нашей планеты, полагают [Sclater et al., 1980; Pollack, 1982], что равенство тепловых потоков характерно лишь для наиболее древних участков океанического дна и континентальных кратонов, а в остальных районах средние величины тепловых потоков на континентах и океанах не совпадают, так как они находятся в неодинаковой зависимости от возраста формирования континентальной и океанической коры, что предопределяется различными процессами, происходящими с разным временным масштабом в этих регионах.

Полученные эмпирические соотношения между тепловым потоком и возрастом океанической или континентальной коры были использованы для вычисления теплового потока на тех площадках, где измерения еще не проводились [Charman, Pollack, 1975]. Это позволило установить, что средняя величина глобального теплового потока достигает 81 мВт/м^2 , а большая часть внутриземного тепла теряется через океаническую литосферу, так как тепловой поток через океаны и континенты составляет в среднем 95 и 60 мВт/м^2 соответственно.

Распределение теплового потока на земном шаре связано с особенностями строения и эволюцией его основных геологических структур. Этот вывод вытекает из анализа карт глобального распределения теплового потока, построенных с использованием известных статистических методов [Lee, McDonald, 1963; Lee, 1970; Von Herzen, Lee, 1971; Pollack, Charman, 1977a; Суетнова, 1979]. Одна из этих карт приведена на рис. 1. Она показывает, что повышенные величины тепловых потоков (более $80—100 \text{ мВт/м}^2$) характерны для рифтовых систем на океанах и континентальных рифтовых зон в Восточной Африке, Западной Европе и Северной Аме-

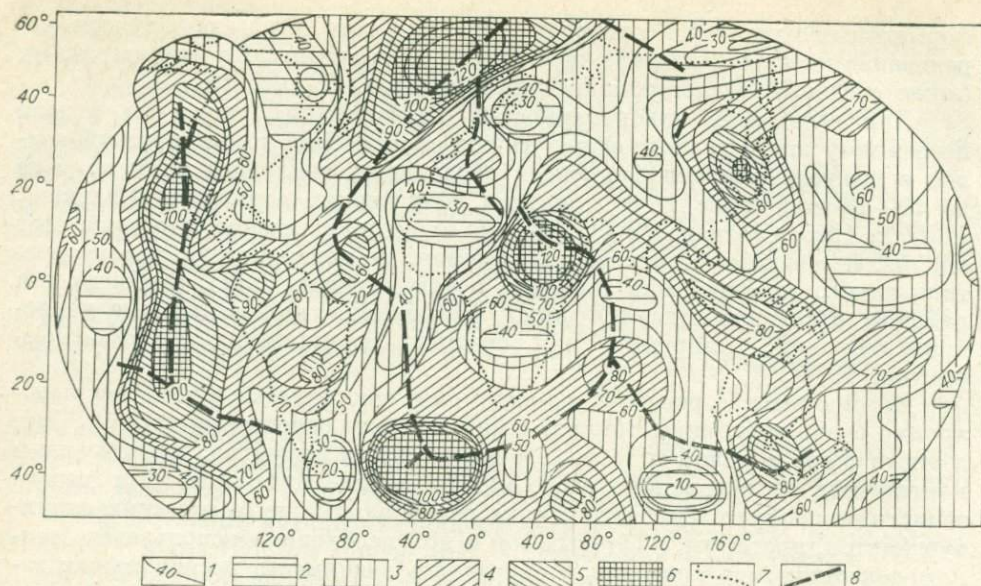


Рис. 1. Тепловой поток Земли по результатам сферического гармонического анализа (с вычислением коэффициентов разложения теплового поля до 10-го порядка сферических гармоник) [Суетнова, 1979; Любимова, Суетнова, 1984, с добавлениями]. 1 — изолинии теплового потока, мВт/м²; 2—6 — средний тепловой поток, мВт/м²: 2 — менее 40, 3 — 40÷60, 4 — 60÷80, 5 — 80÷100, 6 — более 100; 7 — контуры континентов; 8 — океанические и континентальные рифты.

рике. К областям низких тепловых потоков (менее 40 мВт/м²) относятся щиты и платформы, а также более древние участки океанического дна.

Самая значительная по площади распространения и максимальная по региональным значениям теплового потока геотермическая аномалия совпадает с Восточно-Тихоокеанским поднятием — крупнейшим океаническим хребтом, в районе которого образуется новая океаническая кора. Благодаря большой скорости расширения этой океанической рифтовой системы здесь существует самый широкий пояс повышенного выноса глубинного тепла. Наиболее высокие значения теплового потока характерны для Галапагосского центра расширения и Чилийского поднятия. Океанические хребты в Атлантическом и Индийском океанах расширяются более медленно, поэтому зоны повышенных тепловых потоков здесь уже и на значительной территории величины тепловых потоков близки к средним величинам.

Повышенные значения тепловых потоков приурочены также к крайним океаническим бассейнам в западной части Тихого океана, которая является активной зоной субдукции, к западному (кордильерскому) побережью Северной Америки, вблизи которого субдукция происходила 5 или 10 млн лет тому назад, и к Европейским Альпам.

Используя средний тепловой поток на поверхности Земли и глубину «геотерму», Г. Поллак и Д. Чепмен определили мощность литосферы на земном шаре и установили, что под срединно-океаническими хребтами она утонена до 45—30 км, а под континентальными щитами превышает 100—150 км [Pollack, Chapman, 1977a]. Эти исследователи полагают, что сравнительно холодная и жесткая литосфера большой мощности придает докембрийским щитам долговременную устойчивость, в результате чего они являются своеобразными «якорями», замедляющими движение плит. И наоборот, более подвижные тонкие литосферные плиты держат регион в состоянии повышенной тектонической активности и характеризуются повышенным тепловым потоком. В этом случае характер распределения теплового потока на поверхности Земли рассматривается в зависимости

от основных концепций тектоники плит и тесно связан с возрастом последнего главного тектонического события, так как средняя величина теплового потока при сопоставлении с геологическим возрастом уменьшается от 80 мВт/м² (при возрасте до 200 млн лет) до 60 мВт/м² (при возрасте 300—400 млн лет) и 45—50 мВт/м² для тектонически стабильных районов, имеющих возраст свыше 600—2500 млн лет.

Тепловой поток океанов и континентов

Плотность определений тепловых потоков на океанах значительно выше, чем на континентах, причем лучше всего изучены океанические рифты, характеризующиеся аномально повышенным выносом глубинного тепла. Возможно, именно из-за такого вклада океанических рифтов средняя величина теплового потока Мирового океана является несколько завышенной и достигает 95 мВт/м² [Charman, Pollack, 1975].

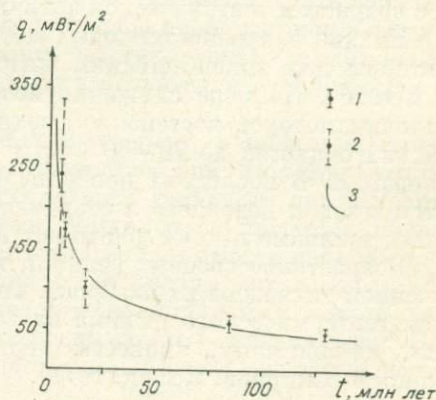
Тепловые потоки на океанах изменяются в широком диапазоне — от 0 до 200—300 мВт/м² и более — и весьма неравномерно: их экстремально повышенные значения достигают 500% выше среднего, в то время как пониженные значения отклоняются от среднего всего лишь на 60—80% [Деменицкая, 1968], именно поэтому гистограммы океанического теплового потока резко асимметричны [Ботт, 1974]. Наибольшие вариации величин тепловых потоков и их экстремальные значения присущи гребням океанических хребтов. В рифтовых долинах и на склонах хребтов тепловые потоки обычно ниже среднего. В океанических котловинах величины потоков относительно невелики и равномерно рассеяны. Самые низкие тепловые потоки имеют глубоководные желоба, особенно их внутренние склоны. Зато в пределах вулканических гряд и прилегающих к ним участков краевых морей тепловые потоки существенно повышаются [Lee, 1970; Ботт, 1974]. Судя по имеющимся обобщениям [Von Herzen, Lee, 1971; и др.], в Тихом океане средний тепловой поток выше (60—75 мВт/м²), чем в Индийском (55—60 мВт/м²), Атлантическом (50—60 мВт/м²) или Северном Ледовитом (около 50 мВт/м²).

В океанических областях профиль теплового потока в грубой форме повторяет рельеф дна океана [Langseth, 1969; Попова и др., 1974]. Распределение теплового потока зависит в основном от возраста океанической коры: чем моложе ее возраст, тем выше тепловой поток. Графически это соотношение выражается экспоненциальной кривой с максимумом в 0—5 млн лет и постепенным уменьшением потока по мере увеличения возраста океанического дна и соответствующего охлаждения океанической коры (рис. 2).

Близкая кривая получается и в том случае, если использовать не средние, а максимальные значения измеренных величин [Сорохтин, 1979]. В обоих случаях теоретическая кривая начинает выравниваться, если воз-

Рис. 2. Изменения теплового потока в зависимости от возраста океанического дна Тихого океана [Pollack, Charman, 1977a].

1 — среднее значение теплового потока (\bar{q}) для определенной возрастной группы и доверительный интервал его определения ($\frac{2\sigma}{\sqrt{n}}$); 2 — погрешности определения среднего (2σ); 3 — теоретическая кривая, оценивающая изменение теплового потока в охлаждающейся плите.



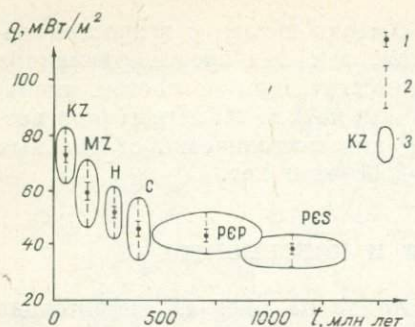


Рис. 3. Изменения теплового потока в зависимости от времени активизации континентальной коры [Pollack, Charman, 1977a; Ушаков, 1974].

1 — среднее значение теплового потока для каждой области активизации и доверительный интервал его определения; 2 — погрешности определения среднего; 3 — области кайнозойской (KZ), мезозойской (MZ), герцинской (H) и каледонской активизации; PEP — докембрийские платформы; PES — докембрийские щиты.

раст океанического дна превышает 75 млн лет. За это время проницаемость поверхностного слоя литосферы должна уменьшиться за счет накопления осадков, базальтовых излияний и залечивания трещин минеральными отложениями термальных вод. В результате резко уменьшается конвективный вынос глубинного тепла и становится преобладающим кондуктивный перенос, равный величине истинного потока. По этой же причине уменьшается разброс фактических данных на более древних участках океанического дна, где он практически не превышает ошибки измерения. Зато такой разброс резко увеличивается в рифтовых зонах, где преобладает конвективная составляющая теплового потока и имеется большое количество скрытых или слабозалеченных трещин, особенно в районах повышенных скоростей раздвижения литосферных плит, например на Восточно-Тихоокеанском поднятии, где такие скорости в 2 раза выше, чем на Срединно-Атлантическом хребте.

На континентах средний тепловой поток равен 60 мВт/м² [Pollack, Charman, 1975]. Для них характерны значительно меньший, чем на океанах, разброс величин (преимущественно от 25 до 100 мВт/м²) и относительная умеренность повышенных значений, так как наибольшее количество максимальных значений группируется близ величины 90 мВт/м² и только в рифтовых зонах и в вулканических районах на локальных участках тепловой поток увеличивается до 150—200 мВт/м² и более [Ботт, 1974].

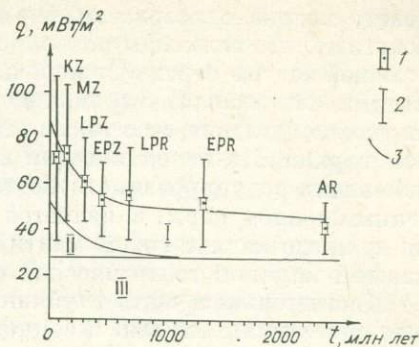
На континентах, как и на океанах, величины тепловых потоков обусловлены временем последнего крупного тектонического события. Однако на континентах потеря тепла после тектогенеза одинакового временного интервала происходит медленнее (в 4—5 раз и более). Поэтому распределение континентального теплового потока будет подобно океаническому лишь в том случае, если ось времени, прошедшего после последнего тектогенеза на континентах, сжать в 10 раз. Эта зависимость, впервые установленная Б. Г. Поляком и Я. Б. Смирновым [1968], подтверждается по мере появления новых данных о тепловом потоке и при сопоставлении их с возрастом тектонической активизации континентальной коры (рис. 3).

Низкие значения тепловых потоков с наибольшими вариациями характерны для докембрийских щитов (36—61 мВт/м²) и платформ (38—52 мВт/м²). По мере снижения возраста активизации средние величины тепловых потоков постепенно увеличиваются от 46—60 мВт/м² в фанерозойских областях до 70—80 мВт/м² и более в областях кайнозойской активизации. В последних наибольшее количество глубинного тепла выносятся в зонах недавнего и современного вулканизма и рифтогенеза, в которых тепловые потоки достигают 90—100 мВт/м² и более.

Возрастание средних величин теплового потока сопровождается увеличением диапазона их разброса, что свидетельствует о контрастных условиях геотермического режима на таких участках земной коры, отражающих, по-видимому, процессы перераспределения энергии внутри этих областей [Смирнов, Поляк, 1977].

Рис. 4. Три основные компоненты континентального теплового потока и его изменение в зависимости от возраста геологических структур [Vitarello, Pollack, 1980].

1 — радиогенное тепло коры; II — тепло транзитных термальных возмущений, связанных с тектогенезом; III — выделение тепла из глубинных источников (редуцированный поток).
 1 — среднее значение теплового потока в разновозрастных геологических структурах и доверительный интервал его определения; 2 — погрешности определения среднего; 3 — теоретические кривые изменения теплового потока в зависимости от возраста геологических структур. Возраст структур: KZ — кайнозойский, MZ — мезозойский, LPZ и EPZ — поздние и раннепалеозойский, LPR и EPR — поздние и раннепротерозойский, AR — архейский.



Специфический геотермический режим имеют рифтовые зоны континентов. Более детально о нем будет сказано в последующих главах, а пока следует заметить, что рифты выделяются в геотермическом поле как аномальные зоны преимущественно повышенных тепловых потоков.

После завершения активного этапа тектонического развития тепловой поток на континентах выравнивается примерно в течение 200—600 млн лет, но особенно интенсивно он изменяется в первые 40—60 млн лет.

Выделяемые в континентальном тепловом потоке три составляющие (рис. 4) зависят от обогащения коры радиоактивными изотопами, количество которых уменьшается за счет эрозии (радиогенная компонента I), от количества тепла, выделяемого при горообразовании, вулканизме, рифтогенезе («тектонотермальная» компонента II), от глубинных источников тепла (мантийная или редуцированная компонента III).

На докембрийских щитах и платформах тепловой поток содержит только радиогенную и фоновую компоненты. В этих районах региональные вариации потока линейно связаны с теплогенерацией поверхностных пород, которая уменьшается с глубиной [Roy et al., 1968]. Эта связь имеет вид

$$q_0 = q_r + bA_0, \quad (5)$$

где q_0 — поверхностный тепловой поток; q_r — редуцированный (остаточный) тепловой поток, который существует при нулевой теплогенерации; b — глубина обогащения коры радиоактивными изотопами (10^3 м); A_0 — теплогенерация горных пород на поверхности ($\text{мкВт}/\text{м}^3$).

Радиогенное тепло составляет не более 20% от общего потока тепла в литосфере [Нааск, 1983; Смирнов, 1984]. Радиогенные источники распределены в земной коре неравномерно, поэтому даже при равной мощности коры радиогенный тепловой поток может быть далеко не одинаков. Чаще всего мощность зоны обогащения коры радиоактивными изотопами (величина « b ») изменяется от 4 до 14 км [Lachenbruch, 1968]. При экспоненциальном уменьшении теплогенерации с глубиной соотношение (5) сохраняется с высокой точностью. Экспонента в первом приближении хорошо описывает интенсивное убывание радиоактивной теплогенерации с глубиной, даже если такое убывание в действительности является ступенчатым [Roy et al., 1968].

В тектонически активных районах (например, в рифтовых зонах и др.) выносятся дополнительное тепло, выделяемое при тектонических перестройках коры и верхней мантии. Увеличение теплового потока связано также с приближением к поверхности Земли более нагретых пород, а уменьшение — с эрозионным выносом теплогенерирующих радиоактивных изотопов. В орогенных зонах, где процессам эрозии могут подвергаться мощные толщи горных пород, при погружении отдельных блоков эрозия уменьшает тепловой поток, а при их воздымании — увеличивает. Этими процессами, происходящими непосредственно в коре, некоторые исследователи [England, 1980; England, Richardson, 1980] объясняют связь теп-

лового потока с возрастом формирования континентальных структур и полагают, что величины поверхностного теплового потока на континентах большей частью отражают коровые процессы и не должны использоваться для прямых выводов о термальном развитии субкоровой литосферы. Вряд ли можно согласиться с таким выводом, учитывая, что основным источником вариаций в поверхностном выносе тепла между регионами являются изменения редуцированного теплового потока, который не связан с радиогенным теплом коры, а является производной более глубоких слоев Земли и представляет собой мантийный тепловой поток, специфичный для каждой крупной геологической структуры.

Значительная часть глубинного тепла поступает к подошве литосферы конвективным путем. В земной коре конвективный перенос непосредственно связан с вулканизмом и перемещением глубинных флюидов к поверхности Земли. Хотя действие сосредоточенной конвекции почти полностью исчезает в течение первого миллиона лет после вулканизма, она вносит существенный вклад в общий объем выноса глубинного тепла в современных тектонически активных районах. Кондуктивный тепловой поток достигает максимальных значений только через 20—30 млн лет после начала активного вулканизма [Кутас, 1978]. Затем он постепенно снижается до региональных фоновых величин.

Уменьшение теплового потока на континентах до фоновых величин продолжается более длительный период и более сложно, чем на океанах. В этом и заключается главное отличие возрастного распределения континентального и океанического тепловых потоков.

Основные причины региональных вариаций глубинных тепловых потоков

Предполагаемое до недавнего времени равенство тепловых потоков на континентах и океанах объяснялось одинаковым содержанием радиогенных источников тепла в вертикальной колонке вещества земной коры и мантии в этих структурах или наличием тепломассопереноса в верхней мантии и выравниванием температуры на верхней границе океанической и континентальной литосферы за счет конвекции, при этом учитывалась различная степень дифференциации вещества тектоносферы. Это означало, что состав мантии под океанами должен отличаться от ее состава под континентами, в частности плотность источников тепла в океанической мантии должна быть выше, чем в континентальной [Любимова, 1968; Von Herzen, Lee, 1971; Тектоносфера Земли, 1978].

В настоящее время установлено, что вынос глубинного тепла неодинаков на континентах (60 мВт/м^2) и океанах (95 мВт/м^2), причем существующая разница проявляется не только в поверхностном, но и в мантийном тепловом потоке, средняя величина которого на Земле составляет 48 мВт/м^2 , под континентами уменьшается до 27 мВт/м^2 , а под океанами увеличивается до 57 мВт/м^2 [Pollack, Chapman, 1977в].

Большая часть океанического теплового потока выносится из верхней мантии в результате конвекции. На континентах она проявляется в меньшей степени и преобладает лишь в областях тектонической активизации (например, в рифтовых зонах). Конвективные потоки поднимаются вверх вблизи океанических подводных хребтов (океанических рифтовых зон) и теряют тепло при движении к континентам. Современные или существовавшие в недавнем прошлом восходящие ветви конвективных течений обуславливают расположение многих региональных аномалий («горячих пятен») на поверхности Земли [Кпорoff, 1967; Ботт, 1974; Сорохтин, 1979; и др.].

Максимально повышенные величины тепловых потоков характерны для вулканических областей континентов и океанов. Магма, образу-

щаяся при частичном плавлении верхней мантии или нижней части коры, имеет меньшую плотность, чем окружающие ее горные породы, и путем конвекции выносится на более высокие уровни (вплоть до поверхности Земли). Охлаждающаяся магма и сопутствующая ей гидротермальная деятельность в приповерхностном слое также создают нерегулярную картину распределения величин тепловых потоков, локально изменяя их значения на раздробленных участках континентальной или океанической коры [Хораи, Уэда, 1978].

Гипотеза тепловой конвекции хорошо согласуется с современными представлениями о континентальном дрейфе и разрастании дна океанов [Ушаков, 1974; Сорохтин, 1979]. При раздвижении литосферных плит над восходящей конвективной струей, которая выносит легкие горячие мантийные дифференциаты в трещину между ними, в центральных частях срединно-океанических хребтов резко возрастают величины тепловых потоков. Аналогичное явление, только в меньшем масштабе и не всегда с проявляющимся на поверхности вулканизмом, происходит в континентальных рифтовых зонах. Процесс рифтогенеза, развивающийся в условиях растяжения, сопровождается формированием разломов, которые создают густую дренажную сеть. На таких участках глубинное тепло активно выносится гидротермами или холодными водами, проникающими в трещины из океана или другого бассейна (например, из оз. Байкал или Красного моря), расположенного в рифтовой зоне. Разнообразное сочетание участков, прогретых магматическим теплом, с участками активного «размыва» (выноса) этого тепла приводит к большому разбросу значений теплового потока в рифтовых зонах.

По мере удаления океанической литосферы от места ее образования понижаются средние величины тепловых потоков и увеличивается толщина литосферных плит, что приводит к снижению средней температуры и остыванию отдельных литосферных участков по мере их старения, т. е. к установлению определенной зависимости теплового потока от возраста литосферной плиты. Латеральное движение литосферных плит может распространяться на несколько тысяч километров от оси срединно-океанического хребта. В него вовлекаются и континентальные плиты. На таких участках тепловой поток относительно стабилен, но в глубоководных желобах, где охлажденная океаническая плита опускается вниз, тепловые потоки низкие. Места минимальных тепловых потоков существуют также в осевых частях островных дуг [Ферхуген и др., 1974].

С энергетических позиций динамики литосферных плит конвективный вынос глубинного тепла «есть спасение Землей себя от перегрева теплом, образующимся в ее недрах в процессе внутреннего развития. Иными словами, субгоризонтальные перемещения литосферной корки должны иметь место всегда в том случае, когда кондуктивный вынос тепла через нее меньше теплогенерации внутри Земли» [Ушаков, 1974, с. 101].

Влияние тектонических процессов на тепловое поле, по мнению Р. И. Кутаса [1978], проявляется двояко. При усилении тектонической активности, с одной стороны, изменяются структура земной коры и ее строение, что приводит к перераспределению источников тепла и изменению геотермических условий. В результате стабильность теплового поля нарушается, оно становится более дифференцированным, в нем появляются зоны повышенных и пониженных тепловых потоков. С другой стороны, в период тектонической активизации из недр поступает дополнительная тепловая энергия в виде флюидного потока, который является продуктом дифференциации мантии и с помощью конвективного теплопереноса еще больше повышает тепловой поток на отдельных участках земной коры.

Интенсивность теплового потока в тектонически активных областях может увеличиться и за счет энергии деформации, освобождающейся при образовании сбросов и складок, а также при подъеме магмы в верх-

ние слои земной коры [Ботт, 1974]. Это особенно характерно для океанов, где в районах срединно-океанических хребтов образуется новая океаническая кора путем внедрения в условиях растяжения базальтовой магмы в зияющие зоны разрывов [Ферхуген и др., 1974].

Процессы, создающие региональный тепловой поток, по-видимому, имеют различную природу под континентами и океанами; именно поэтому континентальным областям с возрастом 10^3 млн лет соответствует средний статистический поток около 40 мВт/м^2 [Поляк, Смирнов, 1968], в то время как на океаническом дне поток в 46 мВт/м^2 соответствует площадям, имеющим возраст на порядок меньше — 10^2 млн лет [Sclater et al., 1980].

По общей характеристике теплового потока из недр Земли можно сделать следующие выводы.

1. Поверхность нашей планеты прогрета глубинным тепловым потоком далеко не в равной степени: максимальные теплопотери наблюдаются на тектонически активных участках (на срединно-океанических хребтах, в континентальных рифтовых зонах и в вулканических районах), минимальные — в районах тектонической стабилизации (на древних щитах и платформах).

2. Величины тепловых потоков дают сильный разброс относительно средних значений. Этот разброс, судя по большим стандартным отклонениям, достигает максимума в районах повышенной тектонической активности, особенно в океанических и континентальных рифтовых зонах, для которых характерны экстремальные значения тепловых потоков.

3. Закономерности распределения величин тепловых потоков, их региональные вариации и взаимосвязь с процессами тектогенеза позволяют предполагать, что особенно важно более детально исследовать геотермическое поле рифтовых зон, так как процессы рифтогенеза играют большую роль в общем механизме регулирования теплопотерь Земли.

4. Тепловой поток континентальных рифтовых зон до сих пор изучен значительно хуже, чем океанических. Поэтому предметом наших исследований явились именно континентальные рифты. Так как основным объектом геотермических работ была Байкальская рифтовая зона, то в монографии рассматриваются только эпиплатформенные рифтовые пояса: Африкано-Аравийский, Рейнско-Ливийский и Байкальский. По величинам геотермических параметров, их приуроченности к определенным структурам, поверхностным и глубинным вариациям теплового потока, его фоновым и аномальным значениям эти рифтовые пояса сравниваются не только между собой, но и с сопредельными районами более стабильного тектонического и геотермического режимов с целью выявления роли глубинного выноса тепла в континентальном рифтогенезе.

Г Л А В А II

АФРИКАНО-АРАВИЙСКИЙ РИФТОВЫЙ ПОЯС

В пределах континентов наиболее протяженным, сложно и разнообразно построенным является Африкано-Аравийский рифтовый пояс, который простирается на расстояние более 6 тыс. км в общем меридиональном направлении от южного берега Средиземного моря на севере до юго-восточного побережья Африки. В состав пояса входит несколько рифтовых зон (рис. 5).

Процесс рифтообразования в этом регионе начался с верхнего мела и продолжается до настоящего времени, последовательно мигрируя, как полагают А. Пилгер и А. Реслер [Основные проблемы рифтогенеза, 1977], с севера на юг — от Красноморского рифта и Левантинской зоны разломов через Афарский, Аденский, Эфиопский и Кенийский рифты к южной части Танзании и Мозамбику (Танганьикская и Ньясская рифтовые зоны).

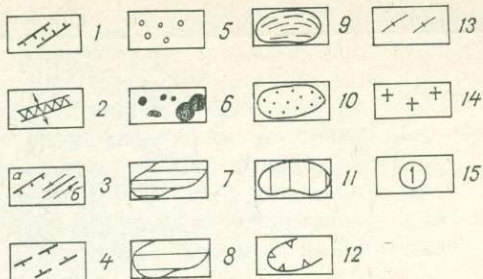
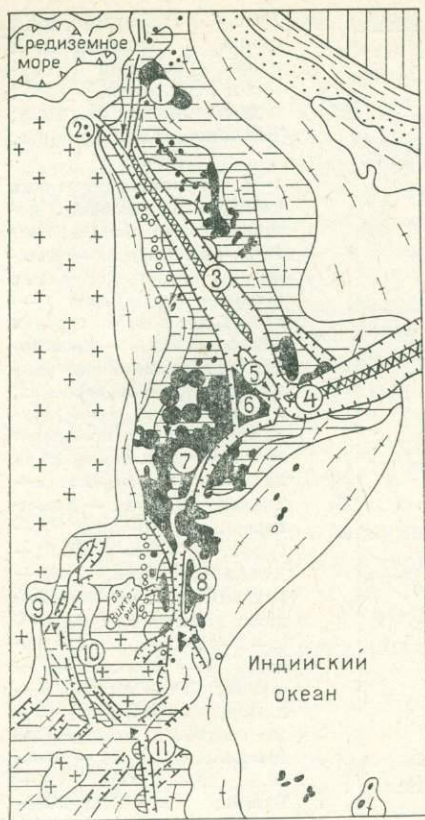


Рис. 5. Структурная схема Африкано-Аравийского рифтового пояса [Милановский, 1976. с некоторыми добавлениями].

1 — позднекайнозойские континентальные рифты; 2 — межконтинентальные рифты и направления горизонтального растяжения; 3 — кайнозойские разломы (а — сбросы, б — сдвиги); 4 — мезозойские грабены; 5 — мезо-кайнозойские кольцевые щелочные вулканоплутонические массивы; 6 — проявления кайнозойского вулканизма; 7—8 — участки более (7) и менее (8) интенсивных сводовых или сводово-глыбовых поднятий в неогене — антропогене; 9 — альпийские складчатые сооружения; 10 — краевые и межгорные прогибы; 11 — консолидированные массивы; 12 — впадины с корой субокеанического типа; 13 — 14 — области с протерозойским (13) или архейским (14) фундаментом; 15 — рифтовые зоны (1 — Левантинская, 5, 6 — Афарская, 7 — Эфиопская, 8 — Кенийская) или отдельные рифты (2 — Суэцкий, 3 — Красноморский, 4 — Аденский, 9 — Киву, 10 — Танганькийский, 11 — Ньяский (Малавийский)).

В такой же последовательности будут изложены и проанализированы фактические данные о тепловом потоке отдельных рифтовых зон и сопредельных с ними структур.

Хотя первые на Земле измерения тепловых потоков были сделаны именно в Африке [Bullard, 1939], геотермическая изученность ее территории до сих пор остается крайне неравномерной.

Левантинская зона разломов

Эта зона, представляющая собой самое северное звено Африкано-Аравийского рифтового пояса, может быть названа рифтовой лишь с некоторой условностью. Она расположена в пределах Арабо-Нубийского щита, который в мезозое и кайнозое испытал тектоническую активизацию, сопровождавшуюся интенсивным образованием разломов и грабенов. В отличие от других африканских рифтов Левантинская зона почти на всем своем протяжении, за исключением самого южного участка, пересекает не выступы кристаллического фундамента, а чехол платформенных палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений мощностью в несколько километров. К тому же четко видны расположенные грабены имеют очень небольшую ширину — не более 10—20 км. Более глубокие и протяженные осевые грабены (Мертвое море, залив Эйлат) ограничены ступенчатыми сбросами и обрамлены краевыми сводово-горстовыми поднятиями. Слабая сейсмическая активность и малоамплитудные коровые движения свидетельствуют о том, что процесс рифтогенеза на этой территории постепенно затухает.



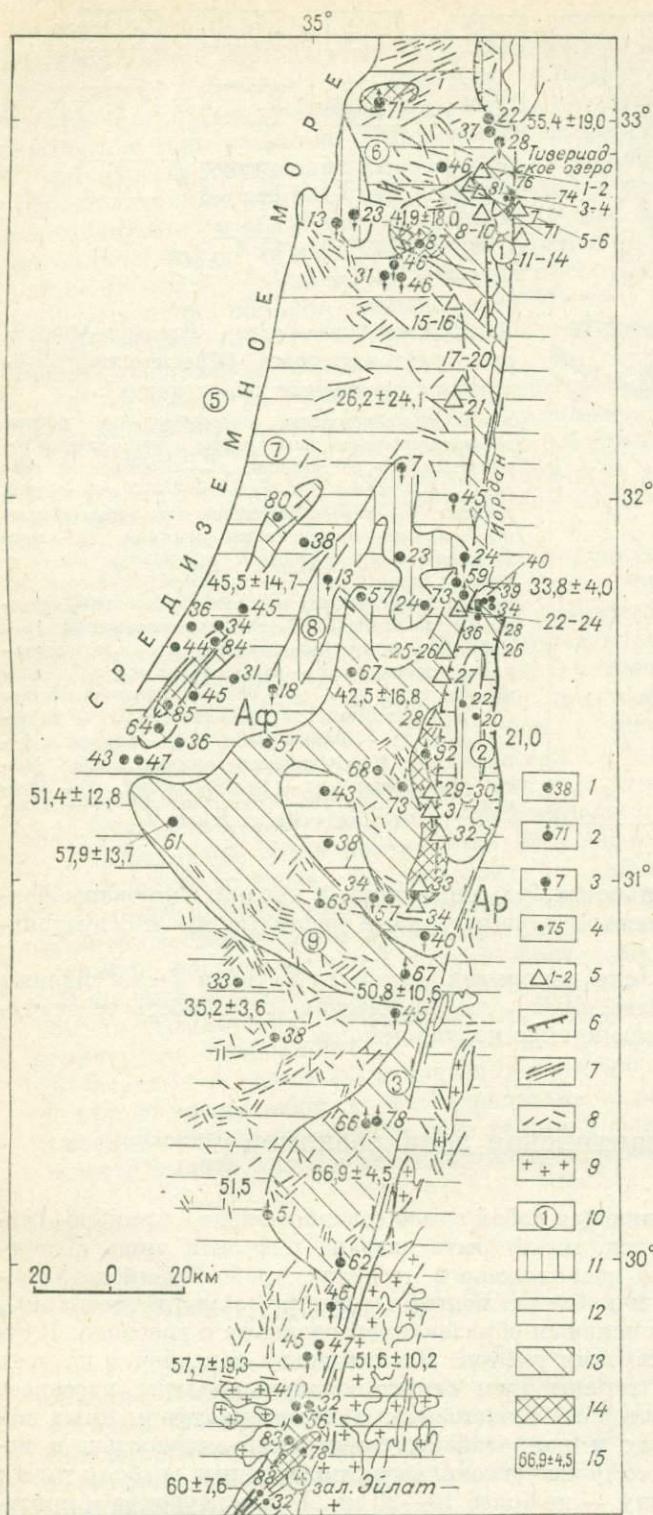


Рис. 6. Геотермическая схема Левантинской зоны разломов [Eckstein, Simmons, 1977; Ben-Avraham et al., 1978; Тепловое поле Европы, 1982].

1—4 — пункты фактических наблюдений тепловой потока и его величины, мВт/м²: 1—3 — на суше (1 — влияние гидрогеологических факторов отсутствует, 2 — происходит подток горячих подземных вод, 3 — происходит охлаждение атмосферными водами), 4 — на водоемах; 5 — источники, температура воды которых превышает среднегодовую температуру на 30—40°C (8—10 — Хамей-Тверия, 11—14 — Хамат-Гадер), на 10—20°C (7 — Гофра, 17 — Эль-Хаме, 21 — Хамам-Эль-Малик, 27 — Хамей-Шалем, 30 — Ноуит), менее чем на 10°C (1—2 — Табига, 3 — Равид, 4 — Ноон, 5—6 — Фаулия, 15 — Амалья, 16 — Хайим, 18 — Э-Шак, 19 — Ум-Тайуне, 20 — Эль-Джамаль, 22 — 24 — Фешна, 25 — Гухер, 26 — Тураба, 28 — Хамей-Йоша, 29 — Йл-Меир-Каханер, 31 — Хамей-Похар, 33 — Тамар, 34 — Хакикар); 6 — 9 — элементы геологической структуры: 6 — сбросы, 7 — сдвиги, 8 — прочие разломы, 9 — выходы на поверхность кристаллического фундамента; 10 — плиты (Ар — Аравийская, Аф — Африканская), грабены (1 — Тивериадский, 2 — Иордано-Мертвоморский, 3 — Вад-Арабский, 4 — Акабский, или Эйлатский, 5 — Левантинский бассейн Средиземного моря) горсты (6 — Ливанское поднятие, 7 — Равнинное побережье, 8 — Иудейский свод, 9 — Негевское плато); 11—14 — предполагаемый региональный тепловой поток, мВт/м²: 11 — менее 25, 12 — 25÷50, 13 — 50÷75, 14 — более 75; 15 — величины среднего теплового потока для участков 0,5°×0,5° и доверительные интервалы их определения.

Геотермические исследования проведены в нефтяных или пробуренных на воду скважинах [Eckstein, Simmons, 1977] и в крупных водоемах [Ben-Avraham et al., 1978]. Скважины, в которых проводились температурные измерения, чаще всего имели глубину до 250—300 м, и только

13 из 69 скважин исследованы до глубин свыше 400—600 м. Наибольшее количество глубоких скважин сосредоточено в районе Иордано-Мертво-морского грабена и Иудейского свода (рис. 6).

В мезо-кайнозойском чехле, состоящем в основном из терригенных и карбонатных горных пород с редкими прослоями базальтов, средние величины геотермических градиентов составляют около 25 мК/м. В терригенных осадках кайнозоя на Равнинном побережье они превышают 30 мК/м. Теплопроводность изученного разреза минимальна у терригенных осадков (в среднем 1,8), максимальна у плотных карбонатных пород (2,7—3,4) и у докембрийских гранитов (3,9 Вт/м·К).

Тепловой поток на большей части изученной территории варьирует от 25 до 50—75 мВт/м², хотя на отдельных участках понижается до 7—20 мВт/м², а в зонах разломов, ограничивающих грабены, увеличивается до 80—93 и даже до 463 мВт/м². Последнее значение, полученное по неглубокой (120 м) скважине Тамар-9, сугубо локально, поэтому при определении региональных величин оно не учитывалось. Величины тепловых потоков в сухопутной части Левантинской зоны разломов в значительной мере определяются гидрогеологическими условиями района, которые, в свою очередь, тесно связаны с его структурой.

В зонах грабенов и в непосредственной близости к ним нередко разгружаются термальные источники. На таких участках тепловые потоки часто превышают 70—90 мВт/м² (см. рис. 6). В противоположность этому зоны поднятий охлаждаются опускающейся вниз атмосферной водой. Преобладающий в областях питания подземных вод отрицательный конвективный поток уменьшает интенсивность выноса глубинного тепла в среднем до 33 ± 5 мВт/м². Там, где на величины потоков не влияют гидрогеологические факторы, тепловой поток составляет около 30—50 мВт/м² и лишь его отдельные аномалии достигают 60—80 мВт/м² (на Равнинном побережье и в районе Прибрежных холмов). Возможно, такие аномалии связаны с положительными структурами в рельефе фундамента или с вулканической деятельностью, которая происходила около 13,5 млн лет тому назад. По измерениям в скважинах, региональный тепловой поток в Левантинской зоне разломов составляет около 40 мВт/м² [Тепловое поле Европы, 1982].

В Мертвом море тепловые потоки изучены в 10 пунктах. Этот водоем имеет длину 80 км, ширину 14 км, а его максимальная глубина достигает 335 м. Он заполнен соленой водой, поверхность которой находится на 400 м ниже уровня Мирового океана. Дно северного, наиболее глубокого, бассейна покрыто очень тонким (менее 1 м) поверхностным слоем мягкой глины, залегающим над твердым дном из гипсовой корки. Она развита везде, кроме дельты р. Иордан и, возможно, р. Арнон. На остальной территории геотермические исследования крайне затруднены, так как зонд изгибается при проникновении в твердые осадки или вообще войти в них не может.

Термальный режим Мертвого моря очень стабилен: изменения температур наблюдаются здесь лишь до глубин около 100 м, а ниже температуры, так же как плотность и соленость воды, остаются относительно постоянными. В донных осадках величины измеренных геотермических градиентов изменяются от 21 до 38 мК/м. Из-за стабильности температур у дна моря, температурные поправки к величинам геотермических градиентов здесь не вводились, зато были введены поправки на седиментацию, скорость которой, по геологическим данным, на значительной части бассейна составляет около 1 млн/год, но может достигать 10 мл/год (непосредственно в дельте р. Иордан). Если скорость седиментации была постоянной в течение последних 20 тыс. лет, то измеренные величины геотермических градиентов из-за интенсивного осадконакопления занижены в 1,5—2 раза и исправленные величины градиентов должны составлять не менее 30—50 мК/м. Однако низкая теплопроводность рыхлых донных осадков, со-

ставляющая в среднем $0,76 \pm 0,1$ Вт/м·К, приводит к тому, что тепловые потоки здесь оказываются очень низкими — от 19 до 42 мВт/м².

Полученные геотермические данные, вероятно, не совсем объективно отражают геотермические особенности Мертвоморского грабена, так как до сих пор не изучен тепловой эффект подводных солевых диапиров, занимающих значительную часть на дне заполняющего его водоема. Так как теплопроводность солевых штоков более высокая, чем у окружающих их рыхлых осадков, то величины тепловых потоков над подводными солевыми диапирами и вблизи них должны быть примерно в 2—3 раза выше, чем измеренные между ними. Поэтому можно ожидать, что истинный тепловой поток в районе Мертвого моря близок к 50—80 мВт/м², что подтверждается результатами определений в скважинах, пробуренных на прибрежных участках (см. рис. 6).

На Тивериадском озере геотермические исследования проведены в шести пунктах. Это озеро заполнено пресной водой, поверхность которой находится на 210 м ниже уровня Мирового океана. Его длина около 20 км, максимальная ширина 12 км. Наибольшая глубина в центре озера достигает 42 м. Дно озера покрыто очень мягкой глиной. Из-за того, что озеро слишком мелкое, тепловой режим его водной массы очень неустойчив, поэтому в измеренные величины геотермических градиентов внесены существенные поправки, касающиеся в основном температурного режима его придонной части. Скорость седиментации в озере составляет в среднем 1,4 мм/год, поэтому поправка на седиментацию в этом районе почти в 2 раза меньше, чем на Мертвом море, а топографические поправки, вызванные разницей высот и крутизной склонов, различаются мало, так как на Мертвом море они равны 0,2, а на Тивериадском озере — 0,3. Исправленные величины геотермических градиентов изменяются в диапазоне 90—110 мК/м, т. е. они в 2—3 раза выше, чем в Мертвом море. И хотя теплопроводность рыхлых осадков на этих участках почти одинакова ($0,74 \pm 0,03$ и $0,76 \pm 0,1$ Вт/м·К), тепловые потоки здесь значительно выше (55 ± 19 мВт/м²), чем в Мертвом море или на сопредельной территории.

В заливе Эйлат, расположенном в самой южной части Левантинской зоны разломов и являющемся северо-восточным ответвлением Красного моря, т. е. своеобразным переходным звеном к Красноморской рифтовой зоне, имеются всего 3 станции определений теплового потока. Это относительно длинный (около 200 км) и узкий (около 20 км) водоем, максимальные глубины которого достигают 1850 м. Он имеет очень крутые континентальные склоны, вблизи которых донные осадки состоят в основном из песка с небольшой примесью глины.

Геотермические исследования, проведенные в северной части залива на сравнительно небольшой глубине (от 196 до 322 м), показали [Ben-Avraham et al., 1978], что геотермические градиенты изменяются здесь от 30 до 80 мК/м, теплопроводность рыхлых осадков значительно выше ($1,12 \pm 0,1$), чем в других водоемах, а разброс величин тепловых потоков весьма велик — от 32 до 88 мВт/м². Судя по имеющимся, хотя немногочисленным данным, региональный тепловой поток в грабене Акаба, который заполнен водой залива Эйлат, вероятно, самый высокий в исследуемом районе (73 ± 28 мВт/м²).

Обобщая геотермические материалы по Левантинской зоне разломов, с известной долей условности можно определить, что фоновый тепловой поток, сформированный в относительно стабильном Арабо-Нубийском кристаллическом массиве и на тех участках осадочного чехла, на которые не влияют гидрологические эффекты, составляет в среднем 36 ± 4 мВт/м² (по 21 пункту наблюдений). Там, где относительно холодные атмосферные воды проникают в приповерхностные слои, величины потоков понижаются до 33 ± 6 мВт/м² (по 25 пунктам), т. е. на таких участках глубинное тепло частично рассеивается притоком холодной воды на небольших

глубинах, а частично переносится («перетекает») в более глубокие водоносные горизонты. Из этих горизонтов тепло вместе с термальными водами переносится к поверхности по зонам разломов, развитых преимущественно в бортовых частях грабенов и являющихся своеобразными узлокальными гидрогеотермическими аномалиями. В совокупности с отдельными аномальными величинами, обусловленными наличием небольших купольных структур в рельефе кристаллического фундамента или недавней вулканической активностью, интенсивность выноса глубинного тепла на аномальных участках достигает 70 ± 9 мВт/м² (по 32 пунктам).

Региональный тепловой поток в Левантинской зоне разломов без учета выноса тепла через дно водоемов, расположенных в зоне грабенов, составляет по 63 пунктам около 40 мВт/м² [Eckstein, Simmons, 1977], с учетом этого выноса повышается до 48 ± 7 мВт/м² (по 78 пунктам). Эти величины значительно выше, чем в прилегающей части Средиземного моря (30 ± 10 мВт/м²), и свидетельствуют о более значительном разогреве глубинных недр Левантинской зоны. Осреднение фактических данных по площадкам $0,5^\circ$ по широте и долготе, проведенное Экштейном [Тепловое поле Европы, 1982], соответствует предполагаемым величинам региональных тепловых потоков по отдельным структурам и подтверждает отсутствие значительных («рифтовых») аномалий теплового потока в Иордано-Мертвоморской зоне грабенов и левосторонних сдвигов и частично сдвиго-раздвигов.

Суэцкий рифт

Своеобразным северо-западным ответвлением Красноморского рифта является «классический» ступенчатый внутриконтинентальный рифт Суэцкого залива, имеющий длину около 300 км, ширину 50—80 км и затухающий в районе дельты р. Нил. Для характеристики теплового потока будет рассмотрен более обширный район, в который входит не только сам Суэцкий грабен, но и его окружение от южного побережья Средиземного моря до восточного побережья Красного моря (рис. 7.).

Многочисленные определения геотермических градиентов проведены в глубоких нефтяных скважинах в северной части Египта (128 скв.) и в районе Суэцкого залива (78 скв.), в более мелких скважинах — в южных и юго-восточных частях района — на левом и правом берегах р. Нил (13 скв.) и на северо-западном побережье Красного моря (38 скв.); изучена теплопроводность горных пород докембрийского возраста (преимущественно гранитов, габбро и гранитогнейсов) и получены величины тепловых потоков как обычными методами (9 пунктов), так и с использованием водных геотермометров на значительной части рассматриваемой территории [Morgan, Swanberg, 1978/1979].

В северо-западном обрамлении Суэцкого рифта, в районах Северного Египта и дельты р. Нил, в разнообразных осадках от докембрийского до современного возраста средний геотермический градиент равен 24 ± 2 мК/м, а тепловой поток оценен в 42—47 мВт/м², что сопоставимо с величинами потоков в прилегающей части Средиземного моря.

Диапазон изменения величин геотермических градиентов в районе Западной пустыни более значителен — от 19 ± 1 (в карбонатных породах палеоцена и мела) до 75 ± 6 мК/м (в фосфатных породах того же возраста). Аномально повышенные значения возможно связаны с выделением тепла при окислении пирита и выносом этого тепла водой с глубин 80—150 м из фосфатной толщи. Температура подземных вод в основных артезианских бассейнах здесь достигает 35—43°C, а термальных источников — 20—30°C. Используя кремниевые геотермометры, т. е. производя соответствующие расчеты глубинных температур по содержанию кремния в подземных водах, исследователи этого района полагают, что у дна бас-

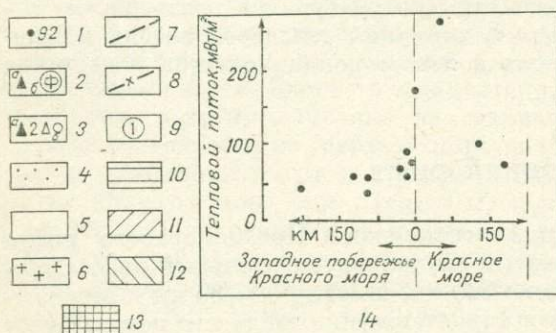
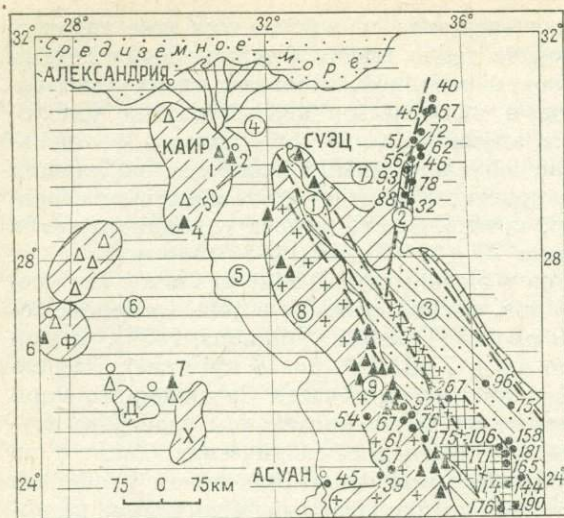


Рис. 7. Схема распределения теплового потока в районе Суэцкого рифта и на сопредельной территории [Birch, Hakunen, 1966; Scheuch, 1976; Eckstein, Simmons, 1977; Ben-Avraham et al., 1978; Morgan, Swanberg, 1978/1979; Такаченко и др., 1978].

1 — пункты измерения теплового потока и его величины, мВт/м²; 2 — определения теплового потока по водным геотермометрам: а — на термальных источниках, б — в артезианских бассейнах (Д — Дахла, Ф — Фарафра, Х — Харга); 3 — термальные источники или скважины, вскрывшие метановые или азотно-метановые преимущественно хлоридные натриевые термальные воды (а): 1 — Хелуан Новый (26°C) 2 — Хелуан Серый (32°C), 3 — Фарис (24°C), 4 — Райян (18°C), 5 — Ситра (20°C), 6 — Эль-Балад (28°C), 7 — Ашур (30°C) и прочие (б); 4 — кайнозойские осадки в рифтовых впадинах и Средиземном море; 5 — мезо-кайнозойские и палеозойские терригенные отложения; 6 — докембрийские граниты и гнейсы; 7 — краевые разломы рифтовых впадин; 8 — разломы в осевой зоне Красноморского рифта; 9 — грабены (1 — Суэцкий, 2 — Акаба, 3 — Красноморский), синеклизы (4 — Ливийско-Синайская, 5 — Нильская), поднятия (6 — Западно-Ливийское, 7 — Синайское, 8 — Восточно-Аравийское, 9 — Этбайское); 10—13 — предполагаемые региональные величины тепловых потоков, мВт/м²: 10 — менее 50, 11 — 50±75, 12 — 75±100, 13 — более 100. На врезке — график изменения величины теплового потока при приближении к Красному морю.

сейнов температура водовмещающих пород достигает 44—61°C, а средний тепловой поток близок к 50 мВт/м².

В кайнозойских осадках Суэцкого залива геотермические градиенты равны 27 ± 6 мК/м, а тепловые потоки изменяются от 61 до 80—100 мВт/м². Здесь имеются многочисленные термальные источники, например такие, как Хаммон-Фараон с температурой 75°C. Расчеты по геотермометрам показали, что температура воды на глубине формирования этого источника может достигать 129°C, а сам источник образовался в результате смещения геотермальных флюидов с морской водой.

На территории Восточной пустыни и хр. Этбай геотермические исследования проводились преимущественно в породах докембрийского возраста, слагающих северо-западное побережье Красного моря. Величины геотермических градиентов в этом районе в основном близки к 19 ± 4 мК/м, и только на одном участке они увеличиваются до 54 мК/м. Теплопроводность вскрытых здесь докембрийских гранитов в среднем равна 3.25 ± 0.05 Вт/м·К, а величины тепловых потоков варьируют от 39 до 175 мВт/м², причём фоновые потоки составляют 57 ± 11 мВт/м², а аномальные превышают эту величину в 2—3 раза (92 и 175 мВт/м²). Трещинные воды, разгружающиеся в зоне краевого разлома в виде термальных источников, на поверхности имеют температуру около 36°C. По содержанию кремния в этих водах можно полагать, что средняя температура на глубине их формирования близка к 78°C (44—107°C), что соответствует среднему тепловому потоку в 80 мВт/м² [Morgan, Swanberg, 1978/1979].

По мере приближения к Красному морю величины тепловых потоков постепенно увеличиваются (см. рис. 7): от 42—47 мВт/м² в районе тектонически стабильной докембрийской платформы до 80 мВт/м² и более в тек-

тонически активных районах, непосредственно примыкающих к Красному морю. На северо-западном побережье Красного моря повышенные тепловые потоки (более 75 мВт/м^2) отмечаются в 30-километровой прибрежной зоне, сложенной докембрийскими гранитами. Для этой зоны характерен также повышенный уровень микросейсмичности.

Многочисленные термальные источники по берегам Суэцкого залива, повышенные температуры в скважинах и данные о двух крупных землетрясениях (с $M > 6$) вблизи устья залива свидетельствуют о повышенной тектонотермальной активности Суэцкого рифта. Повышенные тепловые потоки в этом районе тесно связаны с утонением литосферы и образованием рифта Красного моря, вдоль побережья которого зафиксированы небольшие положительные аномалии Буге и высокий уровень микросейсмической активности [Charman, Pollack, 1977a]. К этому, вероятно, следует добавить, что немаловажную роль здесь играет и конвективный вынос тепла в зонах краевых рифтогенных разломов. Данные по геохимии термальных вод согласуются с высокими тепловыми потоками.

Красноморский рифт

Рифтовая зона Красного моря и ее продолжение — рифт Аденского залива — представляют собой рифтовые структуры, формирующиеся в результате спрединга морского дна и внедрения в образовавшиеся осевые трещины молодой океанической коры [Haenel, 1972; Girdler, Evans, 1977; Davis, 1980]. Хотя рассмотрение таких рифтов не является целью проводимого исследования, тем не менее на геотермической характеристике этого района необходимо остановиться, так как он служит не только определенным звеном в единой цепи Восточно-Африканских рифтов, но и оказывает существенное влияние на величины тепловых потоков сопредельных территорий.

Красноморская впадина протягивается на 1800 км с северо-запада на юго-восток, имеет ширину от 150—200 км на севере до 300—350 км на юге и глубину от 1 до 3—4 км. Она образовалась в центральной части Аравийско-Нубийского щита и представляет собой сложный грабен, заполненный морской водой и кайнозойскими осадками и обрамленный поднятиями докембрийского фундамента. Структура грабена детально изучена советскими исследователями [Монин и др., 1980; Зоненшайн и др., 1981]. Он состоит из нескольких пологих ступеней с крутыми уступами. В шельфовой зоне (до глубин 500—600 м) под 200—300-метровым слоем рыхлых осадков залегает мощный слой плотных пород-эвапоритов, перекрытых сверху мергелистыми и доломитизированными породами. За этой зоной на глубинах от 600 до 1200 м прослеживается довольно пологий континентальный уступ, находящийся в 20—25 км от оси рифта. Он покрыт карбонатными корками с железомарганцевым налетом, имеет ступенчатое строение с серией вертикальных обрывов, нередко состоящих из коренных пород. Ниже этого уступа на расстоянии 5—6 км от оси рифта расположена средняя ступень (на глубинах от 1200 до 1500—1600 м), сложенная, по-видимому, корой океанического типа, что подтверждается наличием магнитных аномалий, гравиметрическими данными и выходами шаровых базальтовых лав. В осевой зоне рифта и на расстоянии 2—2,5 км от нее, на глубинах более 1600—1800 м находится нижний уступ, представляющий собой своеобразный «грабен в грабене», в целом несколько приподнятый у оси и опущенный у подножий краевых уступов. Рельеф этого уступа представляет собой сложное сочетание вулканических подводных гор, поднимающихся на 200—300 м (иногда до 400 м) над дном долины, с разделяющими их впадинами и крупными трещинами («гьярами»).

Небольшие по размеру, но очень глубокие (более 2 км) впадины, такие как Атлантик II, Дискавери, Чейн, Вальдивия и другие, заполнены

горячими (до 50—60°C) рассолами, выходы которых приурочены к региональным разломам рифтового типа. По химическому составу рассолы являются в основном хлоридными кальциевыми, минерализация которых (до 380 г/л) в 9,5 раз выше минерализации воды в Красном море. Они содержат большое количество тяжелых металлов — железа, цинка, меди, многих редких и драгоценных металлов, а также кремния [Degens, Ross, 1970]. По мнению многих исследователей, эти рассолы и выпадающие из них металлоносные осадки образовались в результате взаимодействия термальных вод со слоями эвапоритов и являются продуктом повышенной гидротермальной активности в рифтовой зоне.

На дне внутреннего грабена выделяется осевая «зона экстрезий» шириной около 0,5 км, образованная прерывистой цепочкой наиболее молодых вулканов, представляющих собой конусовидные образования с небольшими кратерами на вершинах (центральные излияния лав) и склонах (трещинные излияния лав). Лавовые потоки состоят из подушечных лав. Здесь обнаружены трансформные (с левосторонним смещением) разломы и многочисленные вертикальные сбросовые уступы, свидетельствующие о раздвижении коры в этом районе [Зоненшайн и др., 1981].

Процесс образования Красноморского рифта начался 15—25 млн лет назад, но, может быть, и раньше. Судя по палеомагнитным данным, возраст континентального склона — от 5 до 2 млн лет, среднего уступа — около 1 млн лет, центральной рифтовой долины — около 500—300 тыс. лет, а подводных вулканов — не более 10 тыс. лет [Монин и др., 1980], т. е. процесс рифтообразования в этом районе продолжается и в настоящее время. Хотя скорость раздвижения земной коры относительно невелика (1,0—0,75 см/год за последние 5—3 млн лет, по данным [Darracott et al., 1972] и советских океанологов), здесь произошло полное разделение блоков континентальной литосферы и возник своеобразный рифт, который отличается от океанических отсутствием срединного океанического хребта, значительно более низкими скоростями спрединга (2—3 см/год на Срединно-Атлантическом хребте или 6—12 см/год на Восточно-Тихоокеанском поднятии), а также существованием мощного эвапоритового (соляного) слоя толщиной около 5 км, наличие которого осложняет процесс образования рифта. Фактическими данными, подтверждающими, что в этом районе происходит новейшая тектоническая активизация и образование океана, являются повышенная сейсмическая активность и вулканическая деятельность в осевой зоне рифта, существование полосовидных магнитных аномалий, пониженные скорости продольных сейсмических волн в верхней мантии ($7,08 \pm 0,21$ км/с) и, наконец, аномально повышенный тепловой поток, достигающий максимальных измеренных в мире значений — более 3300 мВт/м² [Davies, 1980].

Геотермические измерения в районе Красного моря в разные годы проводились с борта кораблей «Гломар Челленджер», «Вальдивия», «Академик Курчатов», «Профессор Штокман» и других по океанографической методике. Замеры делались в водной среде в основном на глубинах от 900 до 2700 м. Для однозначной интерпретации полученных данных был изучен тепловой поток в глубоких скважинах, пробуренных как на побережье, так и на островах в различных частях Красного моря. К величинам геотермических градиентов вводились поправки на влияния локальной топографии и скорость осадконакопления, которая принималась однородной с начала плейстоцена, иногда на колебания температуры воды. В общем случае суммарная величина поправок не превышала 15%, а полученные величины тепловых потоков имели погрешность определения около 5%.

Выявить закономерности распределения теплового потока в этом районе очень трудно из-за его сложной тектонической и седиментационной истории, однако такие попытки предпринимались неоднократно, поэтому Красноморский рифт к настоящему времени является одним из наиболее

хорошо изученных в геотермическом отношении. Первая карта теплового потока Красного моря была опубликована в 1976 г. [Scheuch, 1976]. Ее автор располагал 75 пунктами определения тепловых потоков и в интервале между 14 и 26° с. ш. выделил 4 зоны с варьирующими значениями потоков, которые объяснил различными стадиями спрединга морского дна.

Новая карта этого района [Girdler, Evans, 1977] включала все измерения теплового потока, известные на конец 1975 г. Из-за мелкого масштаба карты (в 1 см около 114 км) на некоторых участках невозможно было показать все станции, поэтому приводились средние величины тепловых потоков и указывалось количество измерений. Авторы дополнили эту карту таблицей, в которой содержались сведения по 86 пунктам геотермических наблюдений, расположенным как на самом Красном море, так и на его побережьях.

Р. Гирдлер и Т. Эванс первыми для этого района проанализировали средние значения тепловых потоков и стандартные отклонения этих величин по двум направлениям — широте и расстоянию от оси глубокого рва. Оказалось, что наибольшее количество наблюдений сосредоточено в интервале между 20 и 22° с. ш., где находятся самые глубокие впадины — Нерус и Атлантук. К этому времени было известно, что температура дна Красного моря вне впадин равна 22°C, а во впадинах увеличивается до 40—60°C и более, причем скорость нагревания рассолов во впадине Атлантук II, по измерениям в 1965—1972 и 1972—1977 гг., достигает 0,75—0,29°C/год [Schoell, Hartman, 1978]. Аномально повышенный тепловой поток во впадинах превышает 2000 мВт/м², а средний равен 617 ± ±174 мВт/м². В южной части Красного моря, между 16 и 18° с. ш., где эвапориты большой мощности перекрыты мергелями, глинистыми известняками и коралловыми рифами, а глубокие впадины отсутствуют, по данным тех же авторов, средний тепловой поток и разброс его величин значительно меньше — 112 ± 11 мВт/м².

Располагая фактическими данными по 98 пунктам геотермических наблюдений в зоне Красноморского рифта, можно определить закономерности изменения средних величин теплового потока при удалении от осевой зоны рифта и по его отдельным структурам. В осевой зоне рифта (0—5 км) средний тепловой поток по 38 определениям равен 467 ± 116 мВт/м², но по бортам этой зоны (5—10 км) он резко уменьшается до 89 ± 27 мВт/м² (6 определений), что, возможно, вызвано интенсивной гидротермальной циркуляцией. Затем тепловой поток снова увеличивается до 100—140 мВт/м² в интервалах 10—20 и 20—40 км (33 определения) и продолжает оставаться высоким (111 ± 5 мВт/м²) даже на расстоянии 50—170 км от осевой зоны (38 определений). По мере удаления от оси рифта существенно снижается разброс данных, что свидетельствует о более стабильном тепловом потоке на этих участках.

Если величину в 111 мВт/м² принять за фоновый тепловой поток в исследуемом районе, то можно полагать, что на глубинах 1—2 км ниже дна Красного моря в эвапоритовой толще температура возрастает до 50—75°C, а глубже 3—4,5 км — до 105—210°C, при этом глубинный тепловой поток превышает наблюдаемый у поверхности [Кононов, 1983].

Имеющиеся данные позволили автору построить новую, более крупномасштабную схему распределения теплового потока в районе Красного моря, на которой приведено свыше 100 пунктов наблюдений и даны врезки по участкам детальных работ (рис. 8). Особенности этого распределения сопоставимы с основными структурными элементами грабена и их удаленностью от оси рифта.

Максимальные величины тепловых потоков и их наибольшая дифференциация (от 28 до 3300 мВт/м²) присущи осевой части Красноморского рифта, в которой имеются глубокие впадины с горячими рассолами и подводные вулканы. Средний тепловой поток здесь около 500 мВт/м² (506 ± ±269), а на аномальных участках — более 1200 мВт/м². Самой горячей

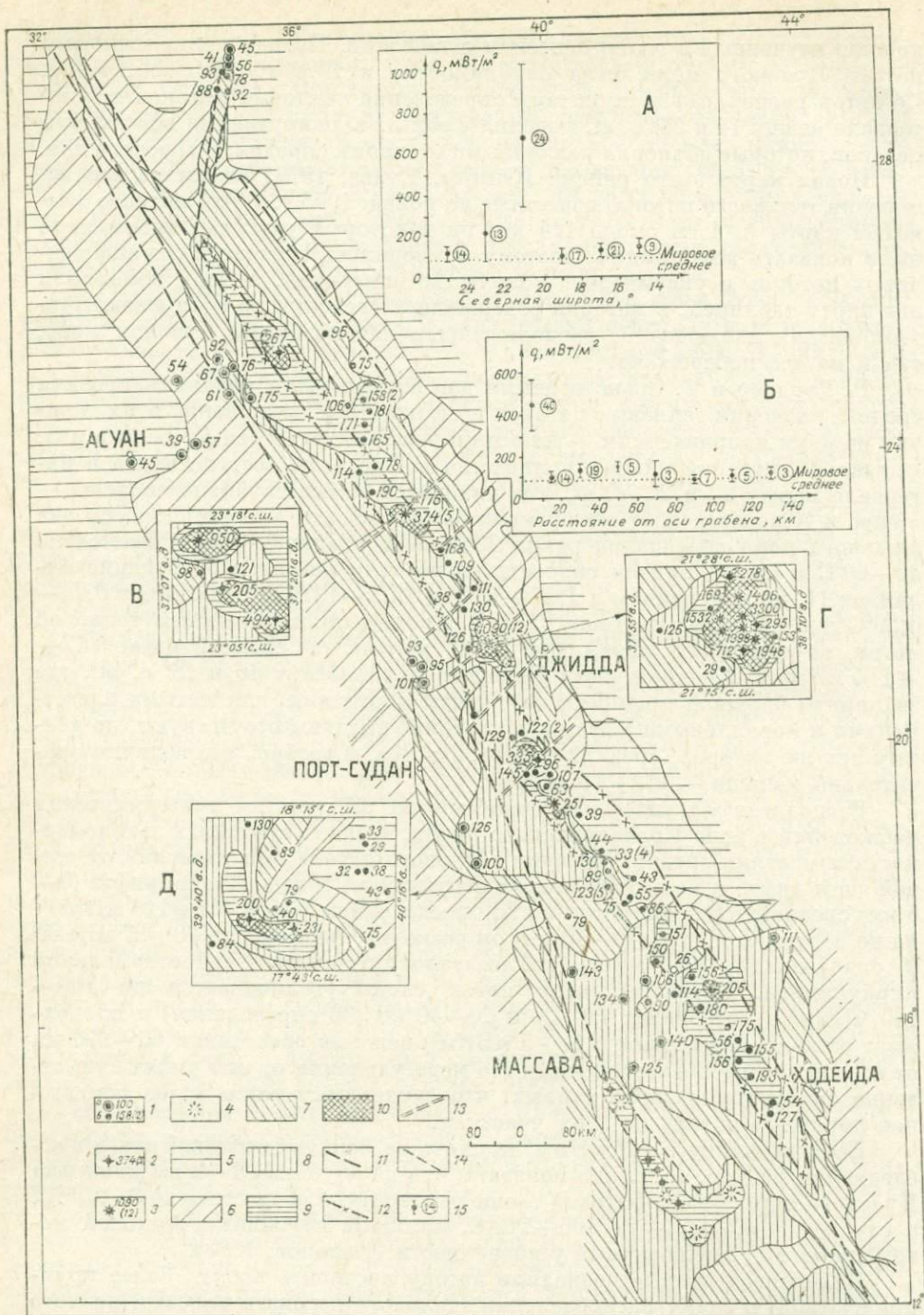


Рис. 8. Тепловой поток Красноморского рифта [Birch, Halunen, 1966; Sclater, 1966; Evans, Tammemagi, 1974; Scheuch, 1976; Girdler, Evans, 1977; Ben-Avraham et al., 1978; Morgan, Swanberg, 1978/1979; Вержбицкий, Золотарев, 1980].

1—3 — пункты наблюдения и средние величины тепловых потоков, мВт/м²: 1 — менее 200 (измерения: а — в скважинах, б — с борта судна), 2 — более 200, 3 — более 1000 (в скобках указано количество пунктов, по которым получена средняя величина); 4 — действующие вулканы; 5—10 — предполагаемые региональные величины тепловых потоков, мВт/м²: 5 — менее 50, 6 — 50÷75, 7—75÷100, 8 — 100÷150, 9 — 150÷200, 10 — более 200; 11—14 — разломы: ограничивающие рифтовые впадины (11) или осевую зону грабена (12), 13 — трансформные, 14 — прочие; 15 — изменения потоков в центральной части Красноморского рифта: А—В — средние величины и удвоенные погрешности их определения, полученные по двухградусным широтным интервалам (А) или при удалении от осевой зоны грабена (В), В — Д — участки детальных геотермических наблюдений, приложенные 5- (В и Г) или 2,5-кратным увеличением (Д).

является впадина Атлантик 11, в которой средний тепловой поток равен 1745 ± 265 мВт/м², а отдельные аномалии достигают 2000—3300 мВт/м² (см. рис. 8, *з*). Во впадине Нерус тепловой максимум — 950 мВт/м² при средней величине потока 374 ± 287 мВт/м² (см. рис. 8, *з*). По мере удаления от оси рифта значения аномальных и средних величин тепловых потоков резко уменьшаются, но впадины продолжают оставаться наиболее прогретыми участками во всем рифте. На поднятиях, разделяющих впадины, тепловые потоки варьируют в меньшей степени, чем в самих впадинах ($\bar{q} = 153 \pm 35$ мВт/м²), хотя и здесь имеются тепловые аномалии, достигающие 200—267 мВт/м².

На расстоянии 10—20 км от осевой зоны рифта тепловые потоки, как на приподнятых участках, так и во впадинах, уменьшаются в среднем до 80 мВт/м², но в краевых обрамлениях этой зоны отмечаются четко выраженные локальные максимумы, приуроченные преимущественно к восточному борту грабена, где потоки в среднем составляют 163 ± 21 мВт/м² (на западном — 109 ± 70 мВт/м²). На континентальных склонах наблюдается противоположная картина: более низкий тепловой поток характерен для восточного — Аравийского — склона (70 ± 28 мВт/м²), а более высокий — для западного — Африканского (94 ± 17 мВт/м²) и особенно островных участков, расположенных вблизи западного берега Красного моря (130 ± 21 мВт/м²). Можно полагать, что такие острова являются останцами палеовулканов. Вывод о более низком тепловом потоке у Аравийского побережья и более высоком — у Африканского согласуется с интерпретацией Е. В. Вержбицкого и В. Г. Золотарева [1980].

В прибрежных зонах Красноморского рифта средний тепловой поток равен 100 ± 18 мВт/м², т. е. даже здесь он превышает среднее значение глобального теплового потока. И только при удалении от берега моря на 50—100 км он приобретает нормальное значение (см. рис. 7, 8).

Если тепловые потоки, превышающие 200 мВт/м², объединить в одну группу, то в мозаичной картине теплового поля (см. рис. 8) можно выделить некоторые региональные особенности: 1) неравномерную прогретость осевой зоны рифта в целом и приуроченность к ней ярко выраженных локальных геотермических аномалий; 2) связь аномально повышенных величин теплового потока с трансформными разломами, а аномально пониженных — с расширениями рифтовой долины, образующими своеобразные поперечные (широтные) перемычки, особенно хорошо заметные в районе между 19 и 17° с. ш.; 3) закономерное уменьшение средних величин теплового потока при удалении от осевой зоны рифта и, судя по ширине выделенных тепловых полос, неодинаковую скорость такого уменьшения: более высокую у восточного берега Красного моря и более низкую — у западного; 4) большую прогретость южной части Красноморского рифта по сравнению с северной и Африканской плиты — по сравнению с Аравийской. Эти выводы подтверждаются конкретными цифровыми данными.

Большие вариации теплового потока в Красноморском рифте, особенно в его осевой зоне, связаны со своеобразной историей его геологического развития. Здесь выделяются две стадии спрединга морского дна [Girdler, Evans, 1977]. Первая (главная) стадия была в олигоцене. Образовавшаяся океаническая кора затем была покрыта миоценовыми эвапоритами большой мощности. Вторая (новая) стадия спрединга произошла в позднем миоцене — раннем плиоцене. Вещество новой океанической коры, проходя через старую океаническую кору, разогревает ее в течение последних 5 млн лет. Так как трещины продолжают появляться и в новой океанической коре, то здесь сохраняются условия нестационарного теплового режима. Такие условия вместе с гидротермальной циркуляцией и подводным вулканизмом способствуют конвективному переносу тепла. На восходящих ветвях конвективных ячеек тепловой поток более высокий, чем на нисходящих, где пониженные значения потоков могут быть связаны

с перетоком тепла в более глубокие горизонты земной коры. По мнению Е. В. Вержбицкого и В. Г. Золотарева [1980], локальные понижения теплового потока вызваны интенсивным осадконакоплением и мощными турбидными потоками, создающими отрицательный термальный эффект, а локальные повышения — гидротермальной циркуляцией в интрузивной зоне.

Так как в Красном море продолжает образовываться новая океаническая кора и этот район является молодой зоной спрединга, горизонтальные движения в верхней части земной коры должны оказывать существенное влияние и на кондуктивную составляющую теплового потока, но этот вопрос пока не изучен. Зато известно [Evans, Tammemagi, 1974], что радиогенное тепловыделение в земной коре в районе западного побережья Красного моря (Суданский гранитный батолит) составляет всего лишь $0,67 \pm 0,49$ мВт/м² и обеспечивает не более 1/4 части (~ 25 мВт/м²) наблюдаемого здесь теплового потока (96 ± 19 мВт/м²). Остальной поток создан, по-видимому, конвективным выносом тепла и свидетельствует о том, что мощность литосферы в рассматриваемом районе около 30—50 км.

Аденский рифт

По своему строению и истории геологического развития рифт Аденского залива близок к Красноморскому. Он начинается в пределах Африканского материка в виде узкого залива Таджура и протягивается на 1500 км на восток-северо-восток через Аденский залив в Индийский океан, при этом его ширина увеличивается до 250—500 км (рис. 9). С севера впадина Аденского залива ограничена южным краем Аравийской платформы, с юга — северным краем Сомалийского блока Африканской платформы, которые сложены докембрийскими метаморфическими образованиями, перекрытыми мезо-кайнозойским осадочным чехлом. Глубина рифтовой впадины увеличивается от 1—2 км в западной до 2—3 км в средней и 3—4 км в восточной ее частях. По центру впадины проходит подводный сре-

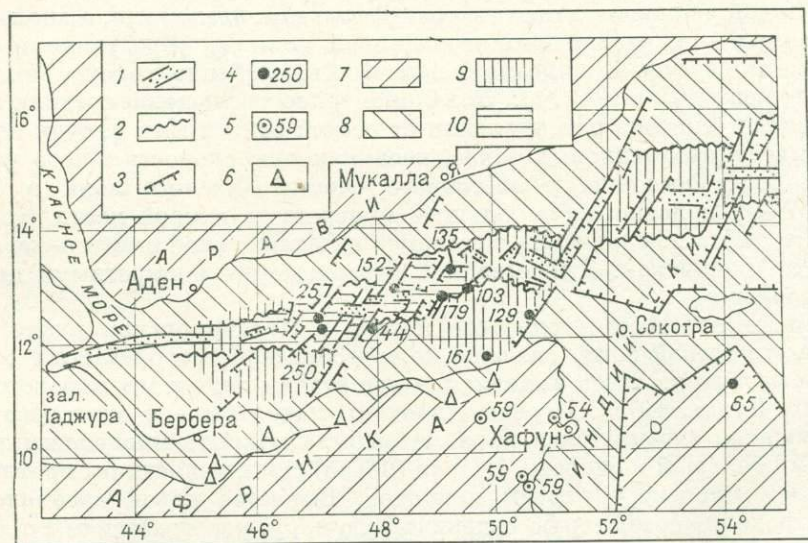


Рис. 9. Структурно-геотермическая схема Аденского рифта [Sclater, 1966; Langseth, 1969; Haesel, 1972; Evans, Tammemagi, 1974; Милановский, 1976; Ткаченко и др., 1978].

1 — осевые рифтовые долины; 2 — границы осевых рифтовых хребтов; 3 — трансформные разломы; 4—5 — величины тепловых потоков (мВт/м²) по измерениям в донных осадках (4) и сикважинах (5); 6 — термальные источники; 7—10 — предполагаемые величины региональных тепловых потоков, мВт/м²: 7 — менее 75, 8—75±100, 9—100±150, 10 — более 150.

динный хр. Ивеба, имеющий осевой ров, расчлененный субпараллельными разломами трансформного типа с амплитудой сдвига в несколько десятков километров. Подобно океаническим рифтам, эта осевая зона характеризуется полосовидными магнитными аномалиями, а к трансформным разломам приурочена высокая концентрация эпицентров мелкофокусных землетрясений, напряжения в очагах которых согласуются с предположением о сдвиговых смещениях в этих разломах [Fairhead, 1973]. К тому же кора глубоководной части Аденского залива относится к океаническому типу, имеет мощность не более 6—8 км и подстилается «аномальной» мантией, на поверхности которой скорости сейсмических волн изменяются от 7,06 до 7,83 км/с.

Тепловой поток в Аденском заливе хотя и весьма изменчив — от 44 до 257 мВт/м² ($\bar{q} = 157 \pm 131$ мВт/м²), но в осевой рифтовой зоне заметно увеличивается — до 179 ± 46 мВт/м². На сопредельных участках он снижается до 111 ± 56 мВт/м², а в районе Сомалийского Рога — даже до 58 ± 2 мВт/м². Региональное распределение теплового потока (см. рис. 9) свидетельствует о том, что для большей части исследуемого района характерны повышенные значения тепловых потоков, судя по которым можно полагать, что под осевой зоной Аденского залива частичное плавление горных пород происходит на глубине около 10 км [Haenel, 1972], т. е. литосфера на этом участке резко утонена. Энергетическим источником такого утонения и раздвигового процесса, отчленившего Аравийский полуостров от Африки, может быть сохранившийся до сих пор повышенный вынос глубинного тепла из верхней мантии и неглубоко залегающей астеносферы.

Аффарская впадина

В зоне сочленения Красноморского и Аденского рифтов расположена впадина, которая в плане имеет треугольные очертания, поэтому ее нередко называют «треугольником Аффар» (рис. 10). С запада и юга эта впадина ограничена крупнейшими сбросовыми уступами Эфиопского и Сомалийского плато, а от Красного моря отделена Данакильскими Альпами. Значительная часть ее территории находится ниже уровня моря.

Измерения тепловых потоков в этом районе еще не проводились, но, судя по вулканической и фумарольной активности, утонению земной коры до 38—16 км, резкому уменьшению электропроводности разреза на глубинах свыше 16 км [Afar monograph, 1975], здесь должен происходить повышенный вынос глубинного тепла. Это подтверждается наличием активных вулканов, нескольких лавовых озер и многочисленными выходами фумарол и термальных источников, например, по берегам зал. Зула. В центральной части грабена, являющегося суходольным продолжением этого залива, у подножия вулкана Жалюа есть выходы сероводородных фумарол. Аналогичные фумаролы существуют в кальдере вулкана Алид. Здесь также наблюдаются паровые выбросы, температура которых около 1000°C.

К северо-западу и юго-востоку от вулкана Алид распространены потоки базальтовых лав и очень молодые шлаковые конусы — надежные водонепроницаемые покрышки, под которыми скапливаются пароводяные смеси, поступающие из трещиноватого фундамента и являющиеся своеобразными резервуарами геотермальной энергии (гора Анагоро).

В солевой долине (Данакильская впадина) среди эвапоритовых пород обнаружены многочисленные кратеры фриатических взрывов, образовавшиеся в недавнем прошлом (последний — в 1926 г.). Эти кратеры имеют диаметр от 10 до 100 м. Если полагать [Marinelli, 1971], что такие взрывы в солевой формации должны происходить на глубине, приблизительно равной диаметру кратера, то при образовании солевого столба

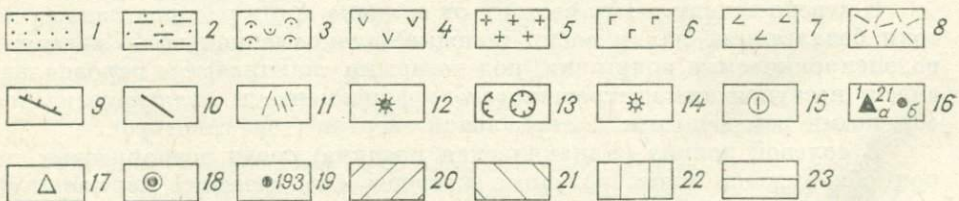
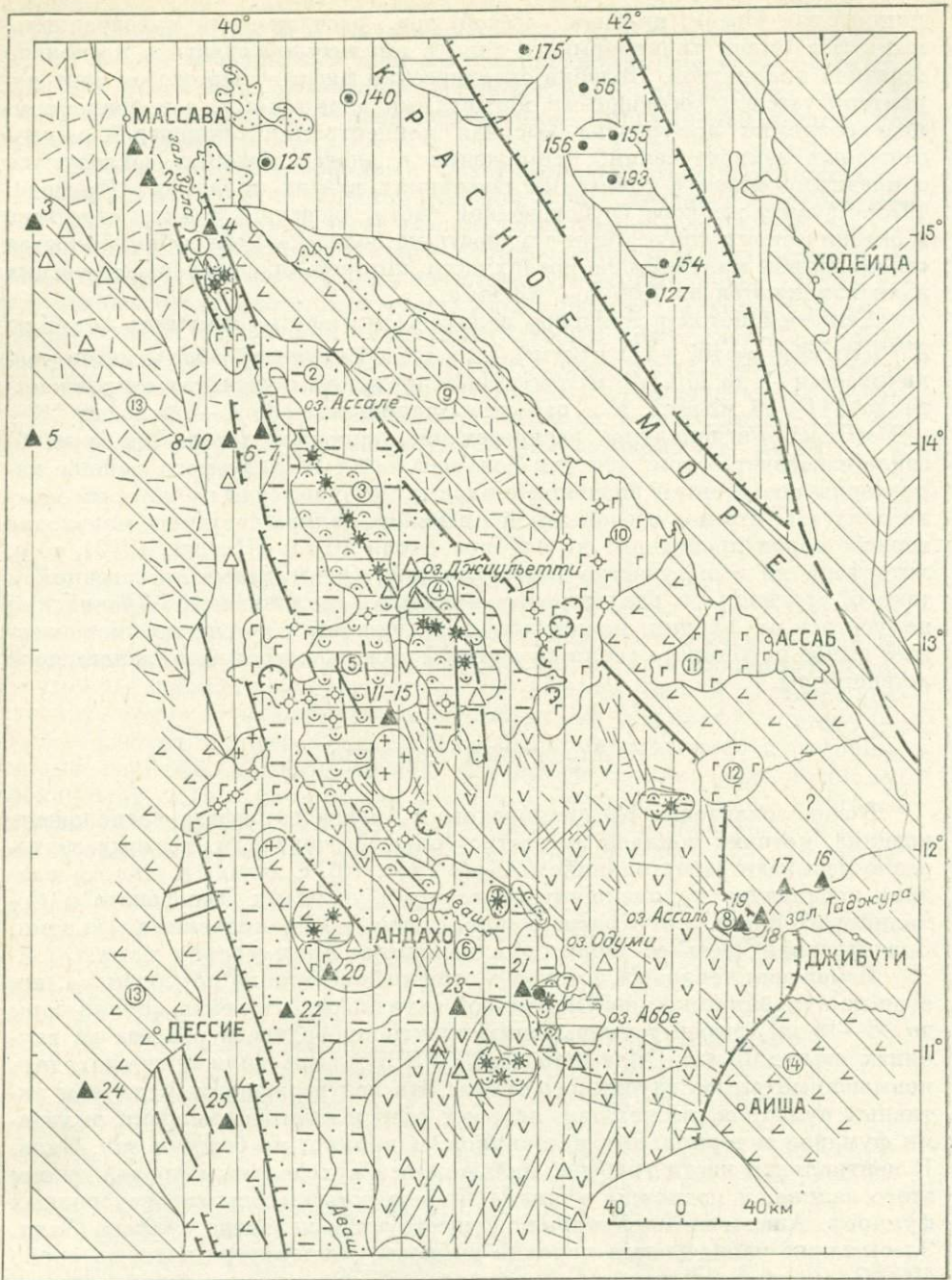


Рис. 10. Геолого-геотермическая схема Афарской впадины [Geology, geochemistry..., 1974; Marinelli, 1971; Barbery et al., 1972; Милановский, 1976; Ткаченко и др., 1978].
 1 — современные рыхлые осадки; 2 — эвапориты, перекрытые терригенными осадками (неоген — плейстоцен); 3 — толеитовые и щелочные базальты «океанического» типа (голоцен); 4 — субшелоч-

высотой в 100 м температура воды должна была достигнуть 215°C. А если учесть, что эта вода насыщена солями, то ее температура могла быть еще выше. Рядом с фриатическими кратерами нередко встречаются высокоминерализованные источники с температурой воды до 180°C.

В осевой вулканической зоне имеются цепочка действующих вулканов, лавовые озера и огромные поля фумарол, температура которых достигает 221°C. Лавовые озера Эрта-Але, по грубым подсчетам [Marinelli, 1971], выносят 0,5—1,5 мВт тепловой энергии. Рассеяние этой энергии в атмосфере, вероятно, компенсируется очень активной термальной конвекцией, происходящей в магматических трещинах. Однако больших скоплений горячих вод здесь не приходится ожидать, так как в разрезе преобладают различные лавовые потоки, среди которых водовмещающие пирокластические коллекторы практически отсутствуют и которые из-за своей высокой трещиноватости являются хорошо водопроницаемыми. Имеющиеся здесь растворы относятся к типу фумарол, очень богатых агрессивными и неконденсированными газами. Аналогичные условия могут быть характерны и для остальных действующих вулканов на этой территории.

В южной части Данакильской впадины расположено оз. Джиульетти, по берегам которого выходят многочисленные источники (более 60) с температурой воды от 38 до 25°C и различной соленостью. Хотя температуры этих источников, учитывая жаркий климат района, не особенно велики, тем не менее они выносят заметное количество подземного тепла. Термическая аномалия протягивается на несколько километров к югу от озера, где вдоль трещины, находящейся в 7 км от базальтовых вулканов Тат-Али, на протяжении 500 м выходит пар. Дно впадины на этом участке заполнено осадочно-вулканогенной толщей, в которой водопроницаемые и непроницаемые пласты часто чередуются между собой. В таком «слоеном пироге» локальные аномалии появляются только в условиях повышенной трещиноватости и приближения источника глубинного тепла к поверхности. Энергия тепловых флюидов, поднимающихся по вертикальным трещинам, частично тратится на нагрев окружающих горных пород и, по видимому, должна создавать дополнительные локальные аномалии в кондуктивном тепловом потоке.

В долине, расположенной в 20 км к югу от вулкана Алайта, имеются два параллельных разлома, по которым на протяжении 200 м выделяется значительное количество пара с температурой 105°C. Среди гидротермальных осадков, скопившихся вокруг выбросов пара, встречается и поваренная соль, что является признаком того, что газовая фаза иногда сопровождается водой. Пласты, содержащие кипящую воду, расположены недалеко от поверхности, а уровень этих вод изменяется во времени и может быть даже связан с сезоном дождей.

Широтный отрезок р. Аваш пересекает долину Сардо-Тандахо, заполненную аллювиально-озерными отложениями, прорванными небольшими вулканическими сооружениями и трещинными потоками. Здесь имеются источники с температурами до 100°C и многочисленные фумаро-

ные трещинные базальты «континентального» типа (неоген — ранний плейстоцен); 5 — щелочные граниты (кайнозой); 6 — краевые вулканы (мезо-кайнозой); 7—8 — фундамент докайнозойский (7) или докембрийский (8); 9—11 — разломы; 9 — краевые, 10 — крупные, 11 — мелкие и трещины; 12—14 — вулканы; 12 — активные, 13 — кальдеры, 14 — потухшие; 15 — впадины (1 — Зула; 2 — Данакильская, 6 — Сардо-Тандахо, 8 — Ассаль) и поднятия (3 — Эрта-Але, 4 — Тат-Але, 5 — Алайта, 7 — Дама-Але, 9 — Данакильские Альпы, 10 — Данакильский горст, 11 — Ассаб, 12 — Айта, 13 — Эфиопское); 16 — источники (а) или скважины (б) с термальной водой: азотной хлоридной (1 — Монкумиллу, 34°C), хлоридно-гидрокарбонатной (2 — Айлет, 66°C, 3 — Ангуар, 44°C), хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатной (4 — Али-Хаза, 52°C, 5 — Алди-Кэйих, 24°C, 20 — Чачету, 43°C, 24 — Боркана, 59°C), сульфатно-гидрокарбонатной (22 — Карту, 62°C) или гидрокарбонатной (25 — Тиро, 34°C) натриевой, азотно-углекислой хлоридной натриевой (11—15 — Афера, 38—58°C, 16—19 — Доби, 35—72°C, 21 — Сердо, 68°C, 23 — Бетаадолама, 51°C), сероводородно-углекислой хлоридной магниевой (6—7 — Черная гора, 70—110°C) или натриевой (8—10 — Даллол, 105—107°C); 17 — прочие источники; 18—19 — величины тепловых потоков (мВт/м²) по измерениям; 18 — в скважинах, 19 — через дно Красного моря; 20—23 — предполагаемые величины региональных тепловых потоков, мВт/м²: 20 — менее 75, 21 — 75÷100, 22 — 100÷150, 23 — более 150.

лы, приуроченные к зонам разломов, а также кратеры фриатических взрывов, указывающие на то, что температура вблизи поверхности на этих участках может достигать 120°C. Осадочно-вулканогенная толща в этом районе имеет мощность от 500 до 1000 м и является, по-видимому, вместительным резервуаром термальных вод. Кипящие источники и фумаролы имеются также на побережье оз. Аббе и в Ассальском грабене [Stieltjes, 1976].

Таким образом, в Афарской впадине можно выделить две ветви повышенной геотермальной активности: одна из них (Данакильская) протягивается между зал. Зула на севере и оз. Джиулетти на юге и приурочена к разрывам север-северо-восточного простирания, параллельным рифту Красного моря; вторая ветвь (Таджурская), проходящая у оз. Аббе, совпадает с зоной субширотных разрывов, параллельных рифту Аденского залива. Можно полагать, что в Данакильской впадине и в осевой вулканической цепи тепловые потоки, по аналогии с Красным морем, должны быть существенно повышенными (более 150 мВт/м²). Здесь, возможно, произошел полный разрыв литосферы, образовалась кора океанического типа [Tazieff, Varet, 1969] и появились своеобразные осевые рифтовые зоны, заполненные дериватами мантии (толеитовые и щелочные базальты вулканических гряд Эрта-Але, Алайта, Тат-Али) или пропитанные высокоминерализованными ювенильными гидротермами (эвапоритовая толща в Данакильской впадине). На остальной территории Афара вулканические проявления имеют преимущественно «континентальный тип» (субщелочные трещинные базальты), и, вероятно, тепловые потоки на этих участках должны быть также повышенными (до 100 мВт/м² и более).

Таджурская (Аденская) ветвь повышенной геотермальной активности на территории Афара выражена менее четко: к ней относятся активные вулканы в районе оз. Аббе (Дама-Але и др.) и рифтовая впадина Ассаль — сухоходльное продолжение впадины зал. Таджура, под которыми континентальная кора утонена до 16 км и частично «океанизирована».

Таким образом, по косвенным геотермическим данным можно полагать, что под Афарской впадиной — областью сопряжения Красноморского и Аденского рифтов — земная кора так же интенсивно разогрета, как и в сопредельных рифтовых зонах, хотя частичное плавление горных пород здесь происходит, вероятно, на больших глубинах (свыше 16 км), чем в Красном море (12 км) и Аденском заливе (10 км).

С Афарской впадины, по сути дела, начинается восточная ветвь Африкано-Аравийского рифтового пояса — Кенийско-Эфиопская, которая протягивается от берегов Красного моря до Северной Танзании. Она находится в пределах Мозамбикского протерозойского складчатого пояса, подвергнувшегося более поздней тектонической активизации. На этой территории широко развит кайнозойский вулканизм, основные проявления которого совпадают с главными фазами рифтогенеза на Эфиопском и Кенийском сводах и продолжают до настоящего времени [Mohr, 1974; Логачев, 1977].

Эфиопская рифтовая зона

Эта зона расположена на восточном крыле Эфиопского сводового поднятия. Ее основной грабен — собственно Эфиопский рифт — имеет длину около 500 км и ширину от 60 до 90 км. Он ограничен краевыми и внутренними кулисообразно расположенными сбросами в основном субмеридионального направления и разбит многочисленными поперечными разломами, которые разделяют более глубокие котловины, нередко заполненные озерами (Звай, Шала, Лангано и др.), и поперечные горсты (рис. 11).

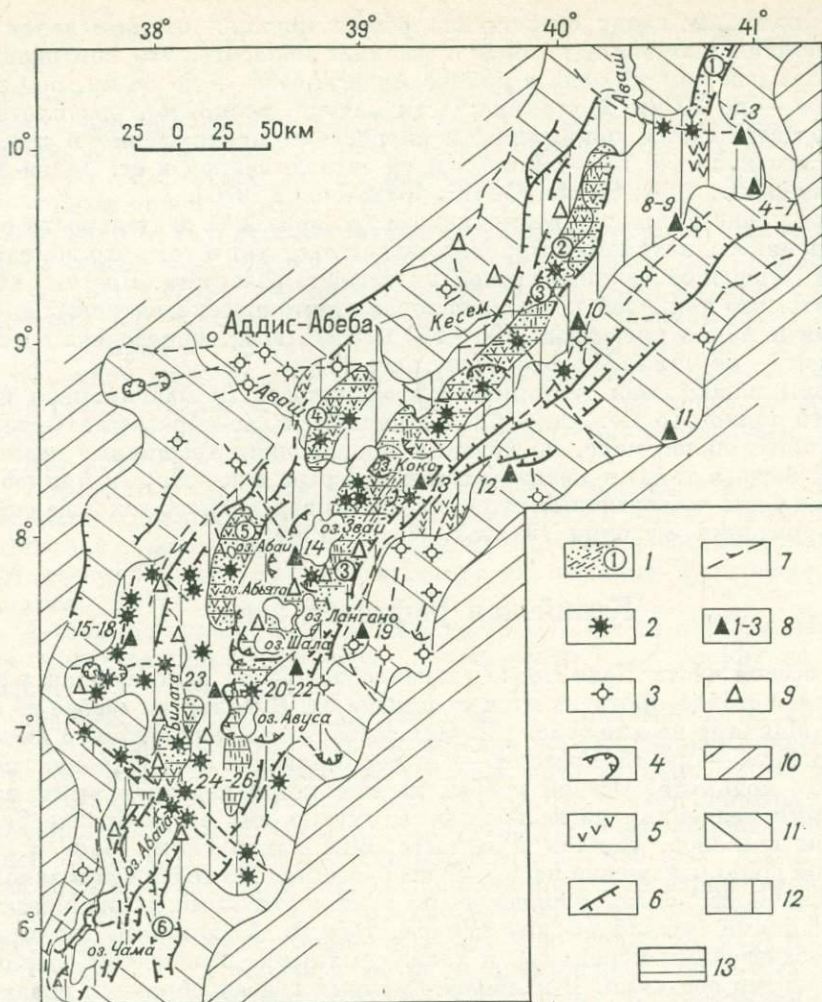


Рис. 11. Структурная схема Эфиопской рифтовой зоны с предполагаемым региональным тепловым потоком [Geology, geochemistry..., 1971; Mohr, 1971; Казьмин, 1975; Милановский, 1976; Ткаченко и др., 1978].

1 — центральные зоны основных грабенов с современными осадками и открытыми трещинами: 1 — Исса, 2 — Эртале, 3 — Вончжи, 4 — Абайя, 5 — Абай, 6 — Галана; 2—5 — вулканы: плейстоценовые (2), плиоценовые и миоценовые (3), кальдеры (4), базальтовые конусы (5); 6—7 — разломы: главные сбросы (6), поперечные и прочие разломы (7); 8—9 — источники с термальной водой: 8 — азотно-углекислой хлоридной (1—3 — Аллалобеда, 89—100°C, 8—9 — Тео, 70—74°C), хлоридно-гидрокарбонатной (7 — Хертале, 49°C, 10 — Унда Билен, 40°C, 11 — Филоа, 45°C, 21 — Лангано, 97°C, 22 — Онту, 61°C), хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатной (4—5 — Метека, 50—64°C, 6 — Марейя, 84°C, 20 — Боле, 94°C), гидрокарбонатной (12 — Содзере, 62°C, 13 — Гиппо Пул, 46°C, 14 — Дебре Цейон, 60°C, 19 — Гаргади, 41°C, 24 — Граха-Гух, 87°C, 25 — Кике, 69°C, 26 — Вендо-Генет, 68°C) натриевой; углекислой хлоридно-гидрокарбонатной кальциево-натриевой (23 — Лалла-Хайя, 43°C) и натриевой (15—18 — Шала, 52—96°C), 9 — прочие; 10—13 — предполагаемые величины региональных тепловых потоков, мВт/м²: 10 — менее 75, 11—75÷110, 12—100÷150, 13 — более 150.

К центральной части рифтовой зоны приурочены зияющие трещины растяжения, плейстоценовые вулканы, активно действующие фумаролы и термальные источники, конусы выноса базальтов. Это так называемый пояс Вончжи, являющийся зоной активного вулканизма и современного растяжения. Он характеризуется также повышенной сейсмичностью, причем большинство землетрясений происходит в местах пересечения этого пояса поперечными разломами и совпадает с местоположением наиболее крупных вулканов. В западной части рассматриваемой зоны находится пояс Абайя, который образован многочисленными трещинами растяжения с многочисленными вулканами и термальными источниками.

Эфиопскому своду свойственна общая крупная отрицательная гравитационная аномалия, которая позволяет полагать, что континентальная кора под ним утонена в районе Аддис-Абебы — до 38 км, под зоной Вончжи — до 20 км, а верхние части мантии, возможно, разуплотнены, что подтверждается пониженными скоростями прохождения в них сейсмических волн (до 7,0—7,4 км/с) и их запаздыванием к ст. Аддис-Абеба [Makris et al., 1972; Searle, Gouin, 1972; Long, 1976].

Сочетание активного вулканизма и фумарольной деятельности с разуплотнением мантийного материала свидетельствует о том, что земная кора под Эфиопской рифтовой зоной интенсивно разогрета. Поэтому можно полагать, что тепловой поток в наиболее тектонически активных поясах Вончжи и Абая превышает 100—150 мВт/м², а на сопредельных с ними участках — не ниже 75 мВт/м² (см. рис. 14).

Зоны наибольшей тектонической активности (и максимально повышенного теплового потока.— С. Л.) являются своеобразными «щелями» в континентальной коре, по которым происходили трещинные излияния «океанического типа» в Северо-Западном Афаре и к которым приурочена большая часть четвертичных вулканов «континентального типа» на остальной территории Эфиопии [Tazieff, Varet, 1969].

Кенийская рифтовая зона

В осевой части Кенийского свода расположена одноименная рифтовая зона, которая протягивается от района оз. Рудольф на севере до озер Эяси и Маньяра на юге (рис. 12). Она состоит из меридионально вытянутого грабена — рифта Грегори — и обрамляющих его широких полусводовых поднятий. Осевой грабен расщепляется диагональными и поперечными разломами на несколько вытянутых или веерообразно расходящихся грабенов, горстов и односторонне наклоненных блоков. Дно рифтовой долины опущено на 1,5—2 км относительно ее бортов и заполнено верхнемиоценовыми, плиоценовыми и четвертичными вулканическими образованиями (вулканическим пеплом, туфами, базальтами, трахитами, пирокластическими породами), а также рыхлыми, в основном озерными современными осадками. В наиболее крупных грабенообразных впадинах находятся пресные (оз. Найваша) или соленые (содовые) озера, питающиеся водами горячих минерализованных источников (Баринго, Ханнингтон, Накуру, Магади, Натрон). Мощность осадочно-вулканогенной толщ изменяется от 0,5—1,0 до 3—4 км.

Общий объем вулканитов в Кенийской рифтовой зоне в 2—3 раза меньше, чем в Эфиопской, но зато здесь имеются действующие или недавно потухшие гигантские вулканы центрального типа, расположенные как в самой рифтовой долине (Эбурру, Олдойнио Ленган и др.), так и за ее пределами (Кения, Килиманджаро и др.). Они нередко окружены мелкими моногенными вулканами и эксплозивными воронками. Результатом активных вулканотектонических процессов являются многочисленные сбросы и трещины растяжения [Mohr, 1971].

Для центральной части Кенийского свода характерен обширный гравитационный минимум — до минус 220—240 мгл. На отдельных участках в осевом грабене (между озерами Накуру и Найваша и др.) имеются небольшие относительные гравитационные максимумы, отражающие, вероятно, наличие интрузивных тел основного состава, пронизывающих и утяжеляющих кору [Baker, Wohlenberg, 1971]. Геоманнитные данные подтверждают наличие интрузивных тел, корни которых находятся в астенолите под рифтовой долиной, а также более мелких даек, расположенных вблизи поверхности. В центральной части рифтовой зоны (южнее экватора) картируются линейные магнитные аномалии, совпадающие с главными рифтогенными разломами [Wohlenberg, 1976].

Под рифтом Грегори слой повышенной электропроводности находится на глубине 20 км, а под его флангами (в 100 км восточнее рифта) опускается до 50 км. Верхняя мантия также имеет повышенную проводимость непосредственно под дном рифта. Кроме этого, отдельные проводящие зоны выявлены в самых верхних горизонтах коры — на глубинах 0—15 км. С ними связаны флюиды, содержащиеся в трещинах и порых горных пород [Skinner, 1977].

По данным глубинного сейсмического зондирования мощность земной коры в осевой зоне рифта Грегори уменьшается до 21 км. Слой пониженных скоростей (7,3—7,5 км/с) в верхней мантии распространяется до глубины более 100—150 км и интерпретируется как широкий выступ астеносферы, которая круто погружается под флангами рифтовой зоны. Мощность земной коры на этих участках увеличивается до 37—40 км, а скорость распространения сейсмических волн на ее подошве достигает 8,0 км/с, т. е. верхняя мантия здесь теряет свои аномальные свойства [Griffits et al., 1971].

Деформации, происходящие в Кенийской рифтовой зоне, не сопровождаются сейсмичностью, и только в ее южной части, в районе действующего вулкана Ленгаи и в зонах катаклазитов, сейсмическая активность заметно повышается и сочетается с развитием эксплозивных воронок [Логачев, 1977].

Геотермические исследования в этой зоне ведутся с 1970 г. Приведенные ниже сведения по тепловому потоку взяты из опубликованных работ [Skinner, 1977; Morgan, 1983].

Наблюдения в скважинах показали, что тепловой поток здесь изменяется от 32 до 234 мВт/м² и в среднем для всей изученной территории составляет 74 мВт/м². На флангах тепловые потоки уменьшаются до 57 (на западном) и 39 мВт/м² (на восточном), что соответствует тепловому режиму докембрийских щитов. На локальных участках в осевой рифтовой долине вынос глубинного тепла увеличивается в несколько раз. Аномально повышенные величины тепловых потоков связаны с новейшим вулканизмом (последнее извержение происходило здесь менее 200 лет тому назад) и с гидротермальной циркуляцией в зонах тектонических нарушений.

Кондуктивный тепловой поток в аномальной зоне достигает 84—105 мВт/м². Но еще более значительным является конвективный вынос глубинного тепла, который относительно детально изучен на шести геотермальных участках в осевой зоне рифта (см. рис. 12). Здесь проведен широкий комплекс гидрогеологических, геохимических (наземная съемка) и геофизических исследований. Последние включали в себя инфракрасную (ИК) аэровоздушную съемку, температурные зондирования на глубине 1 м (для поиска закрытых с поверхности термальных источников), электро- и гравиразведку, изучение микросейсмичности.

Для определения гидротермального потенциала исследованных участков использовались два расчетных метода [Crane, O'Connell, 1983]. С помощью первого из них тепловая мощность участка определялась по температуре и дебиту воды имеющихся термальных источников. Расчеты проводились по формуле:

$$P = \rho_v \cdot c_v \cdot Q \cdot \Delta T, \quad (6)$$

где P — тепловая мощность участка; ρ_v и c_v — плотность и теплоемкость воды; Q — дебит источников; ΔT — разница между температурой воды источников и средней температурой воздуха. Этот метод был использован на Богорийском, Эбуррийском, Олькарийском и Натронском участках.

По второму методу тепловая мощность участка вычислялась по данным ИК-съемки:

$$P = S_a \cdot \sigma \cdot \varepsilon \cdot (T_a^4 - T_c^4), \quad (7)$$

Тепловая мощность и конвективный тепловой поток перспективных геотермальных участков Кенийского рифта [Crane, O'Connell, 1983]

Участок	Съемка	Тепловая мощность, мВт		Площадь, км ²	Конвективный тепловой поток, Вт/м ²
		Наземная съемка	ИК-съемка		
Турканский	ИК	803 *±461	2181±450	1683	1,3±0,3
Богорийский	Наземная	130±26	—	—	4,2±0,8
»	ИК	—	353±71	31	11,4±2,3
Эбуррийский	Наземная	2740±548	7444 *±1489	166	16,5±3,2
Олькарыйский	»	2313±462	6268 *±1254	89	25,9±5,2
Магадийский	»	332±66	—	—	0,7±0,15
»	ИК	—	902±180	487	1,85±0,4
Натронский	Наземная	564±113	1532 *±306	1153	0,5±0,1
	Итого	6882±1376	18680±3750		

* Данные получены с учетом отношения, установленного для Магадийского участка, которое равно 1 : 2,7 (результаты наземной съемки и ИК).

где T_c — средняя (фоновая) температура воды или приповерхностного воздуха; T_a — аномально повышенная температура воды или суши; S_a — площадь, прогретая температурой T_a ; σ — постоянная Больцмана, равная $3,42 \text{ мкВт/м}^2 \cdot \text{К}^4$; ϵ — излучение (эмиссия) горных пород, определяемое их минералогическим составом.

В температуры, полученные по результатам ИК-съемки, вносились поправки на высоту съемки, время замера и атмосферные изменения, обусловленные широтой местности и положением Солнца, а также на тепловую инерцию земной поверхности под влиянием солнечного прогрева днем и охлаждения ночью и различное излучение имеющихся минералогических ассоциаций. Инфракрасная съемка была проведена на Турканском и Магадийском участках.

Поскольку результаты этих работ имеют непосредственное отношение к общему выносу глубинного тепла в рифте Грегори, то следует остановиться на них несколько подробнее.

Связующим звеном между Эфиопской и Кенийской рифтовыми зонами является участок, расположенный южнее оз. Рудольф (оз. Туркана) и на сопредельной территории. Здесь главные рифтовые разломы меняют свое простирание с северо-западного на меридиональное, имеются вулканы, которые были активными всего лишь несколько сотен лет тому назад и образовали вулканический барьер между оз. Туркана на севере и долиной Сигута на юге, в настоящее время интенсивно разбитой разломами (см. рис. 12, а). Свежие лавовые потоки достигали оз. Лукулу, а на склонах вулканов, в северной части Южного острова, на южном и восточном берегах оз. Туркана задокументированы выходы пара и термальные источники. По данным ИК-съемки, именно к этим участкам приурочены тепловые аномалии. Средний кондуктивный тепловой поток в этом районе равен $84 \pm 21 \text{ мВт/м}^2$ [Morgan, 1983], а общий конвективный вынос тепла в этом районе в 15 раз больше (табл. 1).

Самые перспективные геотермальные участки находятся в центральной части рифта Грегори (см. рис. 12). Вблизи оз. Ханнингтон, на Богорийской площади, в основном покрытой лавами от среднего до основного состава и пирокластическими породами, гидротермальная активность доминирует вдоль южного и западного побережий озера, где разгружают-

ся на поверхность термальные источники и фумаролы (см. рис. 12, б). Вероятно, они имеются и на остальной территории озера, но скрыты под водой. Температура воды этих источников изменяется от 42 до 98°C. Здесь имеются даже два гейзера, которые действуют периодически в зависимости от интенсивности тектонической активности и уровня воды в озере. Самые активные источники и фумаролы приурочены к узлам пересечения разломов. Термальные источники выносят ежегодно в оз. Богория 13 млн м³ термальной воды [Noble, Ojiambo, 1973].

Эбуррийское геотермальное поле (см. рис. 12, в) разбито серией меридиональных разломов, узлы пересечения которых с более мелкими поперечными разломами характеризуются фумарольной и паровой активностью. По измерениям на глубине 1 м установлено, что максимальный прогрев на этом участке достигает 80—90°C и конвективный тепловой поток здесь в 1,5 раза выше, чем на Богорийской площади.

На Олькаррийском участке (см. рис. 12, г) имеются следы многочисленных фреатических взрывов, что свидетельствует о приближении горячего магматического тела к поверхности. Фумаролы и выбросы пара расположены вдоль разломных зон. По результатам наземной съемки можно полагать, что этот участок является самым прогретым в Кенийском рифте (см. табл. 1), поэтому он уже начинает эксплуатироваться для получения геотермальной энергии.

Наиболее детальные гидрогеотермические исследования проведены в районе оз. Магади (см. рис. 12, д), вокруг которого расположены многочисленные термальные источники, являющиеся главными поставщиками воды в пересыхающие лагуны, где разгружаются подземные рассолы в виде эвапоритов (рис. 13). Температура воды этих источников изменяется от 30 до 85°C, их минерализация достигает 30 г/л и более, что существенно ниже содержания солей в самом озере (324 г/л), а общий вынос конвективного тепла в среднем составляет 4,8 Вт/м².

По результатам ИК-съемки аномальные зоны выявлены на самом озере. Температура воды в них на 2—5°C выше фоновой. Суммарная тепловая мощность по шести аномальным участкам равна 903 мВт, а конвективный тепловой поток достигает 7,2 Вт/м², т. е. он в 2,7 раза выше, чем по результатам наземных гидрогеотермических исследований. Если учитывать не только аномальные зоны, а всю территорию исследованного участка, то оказывается, что приведенные цифры при той же тепловой мощности существенно снижаются, но их соотношение между собой остается прежним (см. табл. 1).

Наблюдения за режимом термальных источников ведутся Магадийской содовой компанией с 1908 г. Установлено, в частности, что температура воды подвержена значительным региональным и временным вариациям [Eugster, 1980], которые наиболее ощутимы в районе Малого Магади и на западном побережье озера, где с 1931 по 1979 г. температура воды в источниках уменьшилась на 5—11°C. Зато на восточном побережье озера за этот же период она увеличилась на 2—6°C, а в южной лагуне — на 1—7°C.

В оз. Магади наиболее низкотемпературные и менее концентрированные подземные воды подвержены влиянию неглубокой циркуляции пресных вод; охлажденные, но более концентрированные — неглубокой циркуляции и перемешиванию с поверхностными рассолами; самые горячие и высококонцентрированные — глубокой циркуляции воды. Фактическими наблюдениями установлено, что изменения температурного режима на юге озера происходят каждые 2—3 года, в его юго-западной части — каждые 8,5 лет (период 17 лет), а в северо- и юго-восточной — через 30 лет (см. рис. 13, б).

Температурные флуктуации воды термальных источников в меньшей степени подвержены влиянию приповерхностных гидрогеологических условий, возможно, они существенны лишь в южной части бассейна, но на

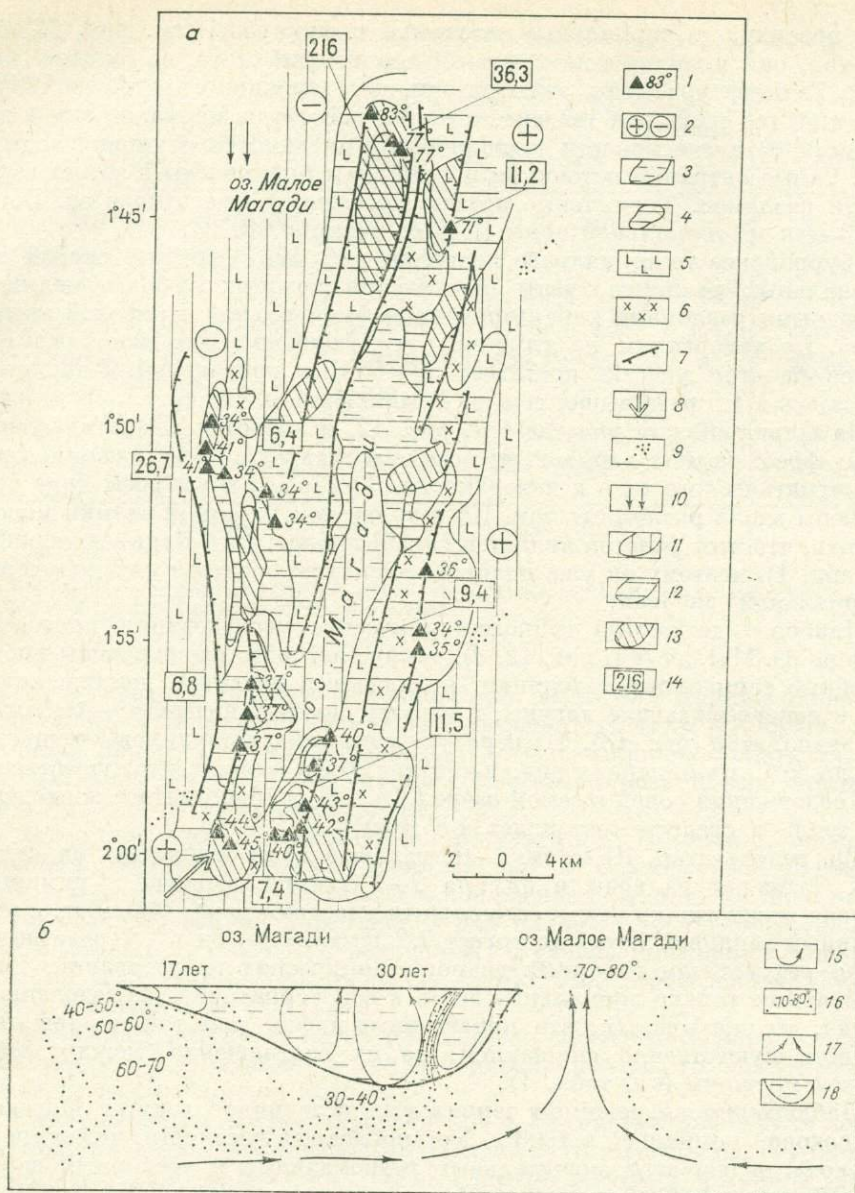


Рис. 13. Гидрогеотермические схемы Магадийского участка [Eugster, 1980; Crane, 1981].
 а — термальные источники и гидротермальные зоны; б — схема гидротермальной циркуляции.
 1 — температуры воды в термальных источниках, °С; 2 — участки повышения (+) или понижения (-) температуры воды с 1931 г.; 3—6 — факторы, влияющие на вариации температур: водная толща озера (3), осадки (4), вулканическая активность (5), микросейсмичность (6); 7 — сбросы; 8—10 — потоки: горячих вод (8), трахитов (9), холодных вод (10); 11—13 — гидротермальные зоны: менее 22°С (11), 23+25°С (12), более 25°С (13); 14 — тепловая мощность участков по данным ИК-съемки, мВт; 15—17 — циркуляция: озерная (15), приповерхностная (16), глубинная (17); 18 — водно-эвапоритовая толща.

остальной территории обусловлены более глубинными факторами — вулканической активностью в сопредельных районах и локальными землетрясениями вдоль восточного и южного побережий оз. Магади, благодаря которым появляются новые термальные источники, гейзеры и грязевые вулканы и повышается температура воды (на 6°С и более). Во время спада тектонической активности температура резко понижается (почти на 10°С), а гейзеры исчезают. Аналогичные явления, видимо, характерны и для других геотермальных участков, например Богорийского (Лобурские гейзеры).

Вокруг оз. Натрон (см. рис. 13, *e*) термальные источники сконцентрированы на восточном и западном берегах. Они приурочены к продолжению тех же разломов, которые ограничивают Магадийский грабен, имеют такой же химический состав и минерализацию, как Магадийские термы, и также зависят от тектонической активности и эруптивной деятельности вулкана Ленгаи, который выбрасывает содовые карбонатные базальты, являющиеся, по-видимому, источником троновых отложений в озерах Натрон и Магади.

Геотермальная площадь Натронского участка в 3 раза больше, чем Магадийского, но температура воды термальных источников ниже (30,5—50°C), поэтому тепловая мощность этого участка лишь в 1,5 раза выше, чем Магадийского, а конвективный вынос тепла здесь самый низкий (см. табл. 1).

Суммируя данные по исследованным геотермальным участкам, получаем минимальную и максимальную оценки конвективного выноса тепла в рифте Грегори. Так как средний кондуктивный тепловой поток аномальных участков равен 84 мВт/м² [Morgan, 1983], их тепловая мощность по этому параметру может достигать всего лишь 1953—3255 мВт, т. е. средний кондуктивный вынос глубинного тепла в несколько раз меньше конвективного. Следовательно, суммарный вынос тепла на аномальных участках в рифте Грегори составляет 14—35 Вт/м² [Cranne, O'Conell, 1983].

Пространственное распределение геотермальных участков позволяет выделить в рифте Грегори четыре области высокой термальной активности: Турканскую, Олькарийскую — самую большую, Натронскую и Южно-Танзанийскую. Каждая из этих областей состоит из 3—5 геотермальных полей, находящихся в 24—50 км друг от друга (при среднем расстоянии около 38 км). Центральные точки каждой термальной области отдалены одна от другой в среднем на 300 км (265—345 км). Внутри этих сегментов имеются более мелкие участки с термальными источниками и фумаролами (источники вдоль эскарпа Солаи, фумаролы кратера Мененгаи с температурой от 64 до 90°C и др.). Среднее расстояние между активными вулканами в этом районе равно 42 ± 11 км [Mohr, Wood, 1976], а расстояние между выделенными геотермальными областями примерно в 7 раз больше, т. е. сегодняшняя термальная активность не соответствует каждому вулканическому проявлению в рифте и современная длина термальной волны значительно больше вулканической. Поэтому возможно, что основные вулканы являются результатом большемасштабной миграции геотермальной активности в пространстве и времени. Периоды ее колебаний на некоторых участках, например Магадийском, совпадают с усилением тектонической активности и максимальной сейсмичности и достигают 20—30 лет. За этот период максимум интенсивности землетрясений ритмично перемещается с юга на север и обратно. Так же варьируют и температуры трещинных гидротерм, отражающие увеличение или уменьшение прогретости различных частей рифта.

Колебательный характер теплового поля является второстепенным фактором, который накладывается на основную генетическую связь аномально повышенного глубинного теплового потока с вулканической активностью. В свою очередь, эта активность обусловлена поднятием астеносферы и внедрением в земную кору разогретого мантийного вещества. Астеносферный выступ под Кенийским сводом расположен на глубинах от 21 до 40 км, имеет длину около 200—510 км и ширину 150 км. Подобный выступ астеносферы имеется и под Эфиопским рифтом. Возможно, эти выступы соединяются между собой в северной части Сигута-Турканского района [Wohlenberg, 1976; Maquire, Khan, 1980].

В Кенийской рифтовой зоне существуют три стрессовые точки, соответствующие вершинам главной и двух второстепенных восходящих конвективных ячеек. Главная из них находится на центральном поднятии (район Олькарии), остальные — на Турканском и Натронском вееро-

образных расщеплениях [Crane, O'Connell, 1983]. Они являются и тремя главными областями геотермальной активности, причем Олькарийская область, расположенная в центральной части морфологически выраженного свода, преобладает над остальными. Эти точки представляют собой дополнительные центры растяжения земной коры, в которых формируются термоаномалии и происходит наиболее интенсивный вынос конвективного тепла. Наблюдаемое распределение геотермических аномалий соответствует, по-видимому, изменению толщины литосферы на отдельных участках, а тектоническая эволюция Кенийской рифтовой зоны тесно связана с эволюцией ее геотермического режима.

Танганьикская рифтовая зона

Практически на одной широте с Кенийским рифтом, но в 600—750 км западнее от него начинается западная ветвь Африкано-Аравийского рифтового пояса, которая образует выпуклую дугу, протягивающуюся на 1500 км от истоков р. Белый Нил и грабена Альберт (оз. Мобуту-Сесе-Секо) на севере до южного конца оз. Малави (Ньяса). Две ветви этого рифтового пояса разделены срединным массивом, в центре которого находится оз. Виктория, и сочленяются одна с другой лишь вблизи Мозамбикского пролива (см. рис. 5). К этой ветви относятся Танганьикская и Руква-Ньясская рифтовые зоны, которые, в отличие от единого протяженного осевого Кенийского рифта, состоят из нескольких четковидно расположенных грабенов глубиной до 1—2 км и более, заполненных рыхлыми осадками и водами озер и отделенных друг от друга поперечными или диагональными перемычками. Например, в Танганьикской рифтовой зоне впадины озер Эдуард (Иди-Амин-Дада), Киву, Танганьика и других разделены сводово-глыбовыми (Руvenzори) или полусводовыми (Руанда-Бурунди) поднятиями. По сочетанию молодых поднятий и опусканий эта зона похожа на Байкальскую.

Основные структуры ограничены или пересечены многочисленными продольными и поперечными сбросами, в основном унаследованными местоположение и конфигурацию более древних разломов. К ним приурочено свыше 110 выходов углекислых и азотных терм.

Вулканические проявления здесь немногочисленны и имеются лишь в центральных частях осевых грабенов или на их ответвлениях и редко выходят на краевые поднятия.

Мощность земной коры в этом регионе около 30 км, а скорость распространения сейсмических волн на ее подошве 7,8 км/с [Беляевский, 1981]. Это позволяет полагать, что верхняя мантия здесь разогрета в меньшей степени, чем под Кенийской или Эфиопской зонами.

Формирование отдельных рифтов и заполнение их осадками происходило на северном участке зоны в кайнозое, на среднем — в мезозое, на южном — в позднем палеозое — юре. Вероятно, в таком же порядке изменялась их тектоническая и связанная с ней геотермальная активность. Последняя изучена лишь по двум участкам — озерам Киву и Танганьика.

Впадина Киву (рис. 14) расположена между полусводовыми поднятиями Митумба на западе и Руанда-Бурунди на востоке. С севера и юга к ней примыкают два вулканических района — Вирунга и Букаву, в которых имеются активные вулканы с лавовыми потоками, совсем недавно (в 1948 г.) достигавшими побережья озера, и термальные источники. Борта впадины и ее днище сильно раздроблены продольными и поперечными разломами, которые ограничивают или пересекают субмеридиональные грабены, заполненные водой оз. Киву, и разделяющий их центральный горст — о-в Иджви. Днища грабенов погружаются к северу.

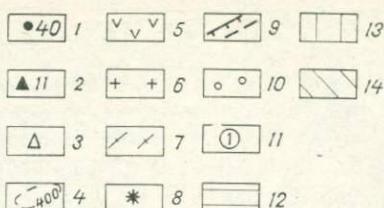
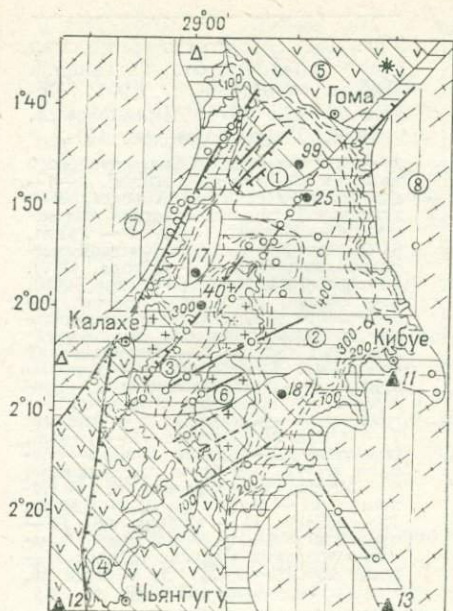


Рис. 14. Геолого-геотермическая схема впадины оз. Киву [Lake Kivu..., 1973; Ткаченко и др., 1978].

1 — пункты измерения тепловых потоков и их величины, мВт/м²; 2—3 — источники с термальной водой: 2 — углекислой гидрокарбонатной натриевой (1 — Гишита, 32°С, 2 — Машьюза, 67°С), азотной гидрокарбонатной натриево-кальциевой (3 — Мабей, 38°С), 3 — прочие; 4 — изолинии глубин озера (м); 5 — кайнозойские вулканиты; 6 — граниты; 7 — докембрийские метаморфические комплексы; 8 — вулкан Карисамба; 9 — сбросы и прочие разломы; 10 — эпицентры землетрясений; 11 — геологические участки (1, 2, 3 — соответственно северный, восточный и западный бассейны озера, 4 и 5 — вулканические районы Букаву и Вирунга, 6 — остров Иджви, 7 и 8 — поднятия Угома и Руанда), 12—14 — предполагаемые региональные величины тепловых потоков, мВт/м²: 12 — менее 25, 13—25÷50, 14 — более 50.

Величины геотермических параметров были измерены на пяти станциях. В пунктах измерений, расположенных на различных участках, теплопроводность донных осадков примерно одинакова (0,59—0,63 Вт/м·К), а скорость нарастания глубинных температур резко изменчива (от 28 до 157—307 мК/м), что свидетельствует о неравномерной прогретости дна озера и локальном подтоке глубинного тепла на отдельных его участках.

Тепловые потоки изменяются здесь от 17 до 187 мВт/м² [Lake Kivu..., 1973], причем пункты с максимальными значениями находятся вблизи вулканических районов Вирунга (99 мВт/м²) и Букаву (187 мВт/м²), а более низкие тепловые потоки (менее 50 мВт/м²) характерны для остальной территории озера, в горном обрамлении которого они вряд ли превышают 25 мВт/м².

Мощная (более 300—480 м) толща воды, заполняющая озеро, должна в значительной степени выравнять придонные температуры. Действительно, непрерывный вертикальный температурный профиль, пройденный в наиболее глубокой части озера, показал, что температура воды до глубины 50—70 м уменьшается с 24,2 до 22,7°С, затем постепенно увеличивается и на 225 м начинает превышать поверхностную, а на 450 м достигает 26°С. Минерализация воды изменяется также ступенчато, но в противоположную сторону: она максимальна на поверхности озера (30 мг/л) и минимальна глубже 200 м (менее 15 мг/л).

Наблюдаемая температурная и солевая стратификация является результатом выноса на поверхность гидротермальных растворов, поступающих со дна озера. Объем таких гидротермальных выбросов составляет примерно 0,5 км³ в год, т. е. 0,001 от общего объема водной массы озера [Lake Kivu..., 1973]. Считается, что повышенные температуры воды обусловлены вулканической деятельностью и связаны с частотой гейзерных извержений, происходящих до или после региональных землетрясений, или вызваны совместным действием этих факторов. Высказываются предположения, что гидротермальная активность находится под влиянием атмосферных осадков: она увеличивается в дождливые периоды и уменьшается в засушливые. Индикатором гидротермальной разгрузки служат сапропелевые слои, которые часто ассоциируют с туфовым мате-

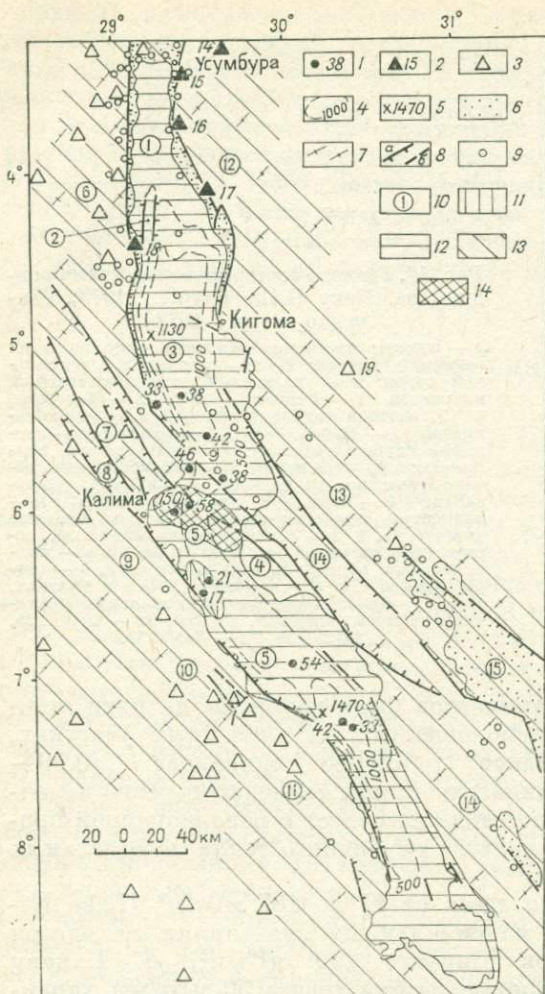


Рис. 15. Геолого-геотермическая схема впадины оз. Танганьика [Baker, Wohlenberg, 1974; Degens et al., 1971; Милановский, 1976; Ткаченко и др., 1978].

1 — пункты определения теплового потока и его величины, мВт/м²; 2—3 — источники с термальной водой; 2 — углекислой гидрокарбонатной натриевой (1 — Мвуму, 38°C, 2 — Руква, 67°C), авотной гидрокарбонатной натриево-кальциевой (4 — Мугара, 47°C), хлоридной натриевой (5 — Банза, 96°C, 6 — Увиназа, 26°C, 3 — прочие); 4 — изолинии глубин (3) и максимальные глубины озера (5), м; 6 — кайнозойские осадки; 7 — докембрийский фундамент; 8 — сбросы: а — установленные, б — предполагаемые; 9 — эпицентры землетрясений с $M \geq 4$; 10 — грабены (1 — Северный, 3 — Южный, 7 — Луама, 8 — Лукула, 15 — Руква), подлентия (2 — Банза, 4 и 5 — Махали и его подводное продолжение, 6 — Утома, 9 — Митумба, 10 — Мужила, 11 — Марунгу, 12 — Руанда, 13 — Убенде, 14 — Уфипа); 11—14 — предполагаемые региональные значения тепловых потоков, мВт/м²: 11 — менее 25, 12—25÷50, 13 — более 50, 14 — более 75—100.

риалом. В засушливые периоды в осадках образуются эвапоритовые минералы.

По имеющимся фактическим геотермическим данным, средняя величина теплового потока во впадине оз. Киву составляет 74 ± 63 мВт/м². Его локальные аномалии обусловлены вулканизмом и связанной с ним гидротермальной деятельностью. «Выплески» гидротер-

мальных струй могут периодически происходить при усилении сейсмической активности, создавая временные локальные аномалии теплового потока в зонах активных сейсмогенерирующих разломов.

Впадина оз. Танганьика имеет похожий геотермический режим, но меньшую геотермальную активность [Degens et al., 1971]; она протягивается на 650 км с севера на юг и находится в районе широкого развития докембрийских метаморфических пород, испытавшем активизацию в мезозое и позднем кайнозое (рис. 15). Эта впадина состоит из трех кулисно расположенных грабенов и почти полностью заполнена водой одноименного озера, которое находится на высоте около 800 м над уровнем моря. Самый узкий (15—20 км) и мелкий (менее 0,5 км) Северный грабен ограничен почти прямолинейными ступенчатыми сбросами субмеридионального простирания и имеет максимальную амплитуду вертикальных перемещений — 3—4 км. Мощность неоген-четвертичных осадков достигает здесь 1—2 км, а скорость осадконакопления — 0,05 см/год. Этот грабен является одним из самых молодых по возрасту своего образования и сейсмически наиболее активных участков Танганьикской впадины. По обоим его бортам разгружаются термальные источники, температура воды которых достигает 38—67°C.

Средний грабен отделен от северного п-овом Банза — субмеридиональным горстом, который, по мнению Е. Е. Милановского [Восточно-Африканская рифтовая система, 1974], по своим размерам, форме и гео-

логической структуре похож на о. Ольхон. Ширина этого грабена до 50—80 км. Глубина озера в нем увеличивается до 1,2 км. Скорость осадконакопления более 0,04 см/год, а мощность осадочного заполнения свыше 1,5 км. Средний грабен ограничен сбросами субмеридионального и северо-западного простирания и отделен от Южного грабена диагональной перемычкой — подводным продолжением горста Махали. Мощность водной толщи над этой перемычкой всего лишь 0,1—0,25 км, в ее средней части имеется узкая расселина глубиной до 0,7 км. Скорость осадконакопления на подводном поднятии в 10 раз меньше, чем на остальной территории впадины. На этом участке пересекаются разломы субмеридионального и северо-западного простираний, и, по-видимому, он является наиболее раздробленным во всей впадине.

Ширина Южного грабена изменяется от 30 до 90 км. Для него характерны максимальные глубины озера, превышающие 1,2—1,4 км, но скорость осадконакопления (0,03—0,04 см/год) и размах вертикальных движений по краевым разломам (2,5—3,2 км) в нем несколько ниже, чем в остальных грабенах. Южный грабен также наиболее древний — мезокайнозойский.

Разломы, ограничивающие Южно-Танганьикский грабен, совпадают с простиранием докембрийских пород и древних разломов, что свидетельствует об унаследованности структуры современного рифта от более древней [Милановский, 1976]. Большеамплитудные вертикальные перемещения по краевым разломам в средней и южной частях Танганьикской впадины смещены к ее западному борту. Вблизи него расположены максимальные глубины озера, и к нему приурочена большая часть термальных источников (см. рис. 15).

Само озеро заполнено слабоминерализованной водой, которая, как и на оз. Киву, имеет определенную температурную и солевую стратификацию. Температура воды на поверхности озера изменяется от 26,5 до 27,7°C, на глубине 70 м она уменьшается до 26—24°C, а глубже 400 м становится практически постоянной и равна $23,3 \pm 0,05$ °C, что на 3°C ниже, чем на той же глубине в оз. Киву [Degens et al., 1971; Lake Kivu..., 1973]. Зато минерализация воды здесь выше, чем на оз. Киву, и достигает 38 мг/л на поверхности и у дна озера, а на глубине 460 м уменьшается до 24 мг/л.

Высокая щелочность воды (рН = 8,5—9,2) в сочетании с большим содержанием сероводорода, фосфатов и кремнезема способствует быстрому разложению органики. Поэтому осадочные толщи грабенов состоят в основном из органического материала с примесью осадков мутьевых потоков — турбидитов, которые переносят размываемые коренные породы из неглубоких в более глубокие части озера. В западной прибрежной зоне вблизи Калимы, осадочные слои, вероятно, интродуцированы, но интрузии находятся на больших глубинах [Degens et al., 1971].

По геофизическим данным, опубликованным этими же авторами, в самой широкой части Южного грабена (вблизи 7° ю. ш. и 30° в. д.) обнаружены небольшие линейные магнитные аномалии, напоминающие аномалии океанических рифтов. Мощность магнитоактивного слоя увеличивается от 15 км под Северным грабеном до 50 км — под Южным.

На озере имеются 12 станций определения теплового потока. По их данным, теплопроводность донных осадков изменяется от 0,67—0,72 Вт/м·К в Среднем и Южном грабенах до 0,80 мВт/м² на подводной перемычке Махали и в среднем составляет $0,72 \pm 0,24$ Вт/м·К. Геотермические градиенты относительно стабильны (47—56 мК/м) в этих же грабенах и резко повышены (до 72—188 мК/м) в районе перемычки. Тепловой поток в грабенах также значительно ниже (39 ± 4 и 33 ± 14 мВт/м²), чем на подводной перемычке (104 ± 92 мВт/м²). Наблюдаемые пониженные значения потока могут быть результатом повышенных скоростей седиментации (0,03—0,05 см/год). Ориентировочные расчеты, сделанные

Р. фон Герценом [Degens et al., 1971], показали, что при существующих скоростях седиментации тепловой поток на некоторых станциях на 13—17 мВт/м² ниже нормального, т. е. средний тепловой поток в этом районе должен быть около 50—70 мВт/м².

Локальная аномалия теплового потока на перемычке Махали расположена вблизи узла пересечения разломов различного направления. Это наиболее прогретый участок во всей впадине. Аналогичные условия могут существовать и вблизи п-ова Банза, где разгружаются азотные гидротермы с температурой до 96°С. Остальная, и более значительная, территория Танганьикской впадины имеет более низкий тепловой поток (см. рис. 15), который в 1,5 раза ниже (48 ± 20 мВт/м²), чем во впадине оз. Киву.

По имеющимся фактическим данным (18 определений), региональный вынос глубинного тепла в Танганьикской рифтовой зоне близок к среднему континентальному, так как составляет 57 ± 34 мВт/м².

Руква-Ньясская (Малавийская) рифтовая зона

Эта зона начинается вблизи юго-восточного побережья оз. Танганьика и протягивается почти на 2000 км к югу от него. Она приурочена к юго-западной и южной краевым частям Восточно-Африканского сводово-глыбового поднятия, а ее крупнейшие кайнозойские впадины заняты озерами Руква и Ньяса (Малави). Они разделены поперечной перемычкой — горстом Мбози, имеющим протерозойский возраст, но испытывавшим тектоническую активизацию в кайнозое, что подтверждается наличием позднекайнозойских эффузивов в вулканическом районе Рунгве [Логачев, 1977].

Грабен Руква похож на Южно-Танганьикский своим северо-западным простиранием и структурным положением, соответствующим ориентировке позднепротерозойских складчатых и разрывных структур фундамента. Ньясский грабен с кулисно примыкающими к нему грабенами Ширва и Чиута имеет субмеридиональное простирание и находится в пределах Мозамбикского складчатого пояса (рис. 16). Рифтовые впадины ограничены системой ветвящихся кулисообразно подставляющих друг друга основных и оперяющих разломов. К последним приурочены более мелкие впадины (Рухуху, Руфиджи и др.), заполненные верхнепалеозойскими и нижнемезозойскими континентальными осадочными и отчасти вулканогенными толщами Карру. Эти же толщи, по-видимому, находятся в основании осадочного чехла рифтовых впадин. Они перекрыты кайнозойскими осадками. Мощность осадочного чехла во впадине Ньяса может достигать нескольких километров [Милановский, 1976].

Геотермические исследования в данном районе проводились только на оз. Малави (Ньяса) [von Herzen, Vacquier, 1967]. Это относительно мелководное озеро (до 500—700 м) почти целиком занимает одноименный меридиональный грабен, по площади близкий к Танганьикскому. Подобно последнему, в нем выделяются более мелкие грабены — Северный и Южный, разделенные перемычкой. Наиболее глубокой является северная котловина озера, а самой мелкой — поперечная перемычка, отдельные участки которой возвышаются над озером в виде островов (Чисамула, Ликома и др.).

Выделенные блоки ограничены разломами, которые протягиваются параллельно оси рифта или пересекают ее. На западном побережье к узлам пересечения разломом различных направлений нередко приурочены термальные источники.

Станции геотермических наблюдений расположены в различных топографических и гидрографических условиях озера (см. рис. 16). Так как сезонное перемешивание воды происходит лишь в верхних 250—300 м,

Рис. 16. Геолого-геотермическая схема впадины оз. Ньяса (Малави) [Von Herzen, Vasquier, 1967; Милановский, 1976; Логачев, 1977; Ткаченко и др., 1978].

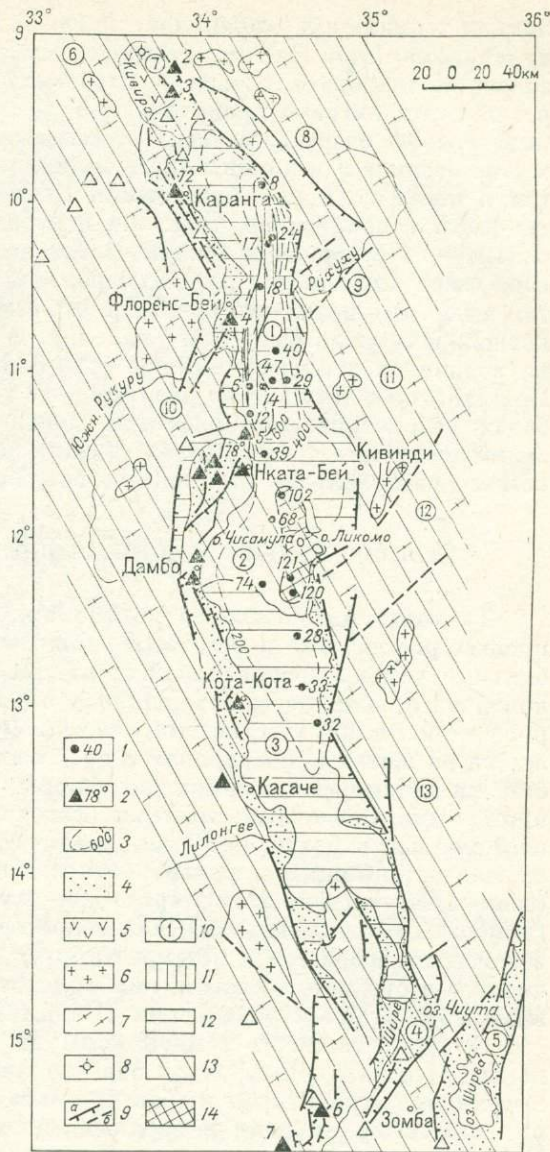
1 — пункты определения теплового потока и его величины, мВт/м²; 2 — источники с термальной водой: углекислой гидрокарбонатной (2 — Рамбо, 65°C, 3 — Каламбо, 75°C), азотной хлоридной (1 — Аида, 66°C, 5 — Чивета, 78°C), хлоридно-гидрокарбонатной (7 — Чинуджи, 32°C) или гидрокарбонатной натриевой (4 — Мвангенджа, 53°C, 6 — Манондо, 46°C); 3 — изолинии глубин озера, м; 4 — кайнозойские осадки; 5 — эффузивы; 6 — палеозойские граниты; 7 — докембрийский фундамент; 8 — потухшие вулканы; 9 — сбросы; а — установленные, б — предполагаемые; 10 — грабены (1 — Северный, 3 — Южный, 4 — Шира, 5 — Ширва-Чиута, 9 — Рухуху, 12 — Руфиджи и горсты (2 — Центральный, 6 — Мбози, 7 — Мбея, 8 — Левингстона, 10 — Ньюка, 11 — Сонгеа, 13 — Мозамбикский); 11—14 — предполагаемые региональные значения теплового потока, мВт/м²: 11 — менее 25, 12 — 25÷50, 13 — 50 ÷ 75, 14 — более 75÷100.

а скорости проникновения атмосферных вод незначительны (гидрографическая погрешность составляет около $\pm 0,02^\circ\text{C}$), можно полагать, что измерения, которые проводились глубже 300 м, отражают истинные геотемпературные условия данной впадины, в придонном слое которой температуры в среднем на 1—4°C ниже, чем на озерах Танганьика или Киву.

Дно озера покрыто мягкой органогенной глиной, поэтому теплопроводность донных осадков варьирует в очень небольших пределах и составляет в среднем $0,68 \pm 0,1$ Вт/м·К. В значительно большей степени изменяются величины геотермических градиентов, которые в глубоких котловинах относительно невелики (в среднем 30—40 мК/м, а в районе перемычки увеличиваются до 150 ± 35 мК/м).

Среднее значение теплового потока по 20 пунктам определения составляет 42 ± 16 мВт/м². Вариации величин очень большие — от 6 до 120 мВт/м² (см. рис. 16). Их распределение соответствует изменению величин геотермических градиентов, поэтому в северной и южной частях озера поток низкий (менее 50—25 мВт/м²), а на центральной перемычке — высокий (более 75—100 мВт/м²).

Повышенные величины тепловых потоков, как и на оз. Танганьика, наблюдаются здесь на тектонически наиболее активном участке — в основной зоне дислокаций и поперечного сдвига, к которому приурочена большая часть эпицентров микроземлетрясений. Локальные аномалии теплового потока могут быть результатом интрузивной деятельности, происходящей на глубине менее 20 км. Это предположение подтверждается на-



личием термальных источников, не связанных с видимыми проявлениями вулканизма [von Herzen, Vacquier, 1967; Хораи, Уеда, 1972]. Низкие значения теплового потока в глубоких котловинах озера могут быть результатом активно происходящего здесь процесса седиментации, который, в свою очередь, зависит от размера водосборного бассейна, количества осадков и величины сноса материала с окружающих горных хребтов, а также от скорости осаднения и накопления этого материала. Меньше всего водопритоков в районе центральной перемычки, значительно больше — в северной и южной частях озера. Количество осадков на севере озера почти в два раза больше, чем на юге, и окружающие хребты там выше. Это позволяет полагать, что скорость седиментации в Северной котловине должна быть более высокой, чем в Южной, что и сказывается на величинах тепловых потоков (22 ± 8 и 31 ± 3 мВт/м² соответственно). По аналогии с этим можно полагать, что тепловой поток в остальных грабенах рассматриваемой рифтовой зоны, также заполненных кайнозойскими осадками (Руква, Ширва, Чиута), должен быть примерно таким же, как его региональная величина во впадине оз. Малави — 42 ± 16 мВт/м².

Сопредельные районы Африканской платформы

Та часть Африканского континента, которая не была вовлечена в процесс рифтогенеза в мезозое и кайнозое, представляет собой более стабильные районы Африканской платформы, под которыми формирование континентальной коры завершилось в основном в допалеозойский период — более 550 млн лет тому назад. Фундамент платформы, обнажающийся на щитах (Либерийском и др.), состоит из различных по составу и степени метаморфизма комплексов пород от нижнего архея до верхнего протерозоя. Осадочный, местами осадочно-вулканогенный чехол, имеющий мощность более 3—12 км, увеличивающуюся к краям платформы, сложен терригенными и карбонатными породами раннепротерозойского (знаменитая система Витватерсранд — золотоносные и ураноносные конгломераты Южной Африки), позднепротерозойского, палеозойского и мезозойского возрастов (система Карру), которые прорваны интрузиями кислого и среднего составов, кимберлитовыми трубками, иногда толентовыми базальтами и долеритами [Геологическая карта Африки, 1969].

Средняя мощность земной коры на этой территории около 35 км, но под Центральной Африкой она увеличивается до 45 км. В коре четко выделяются «гранитный» и «базальтовые» слои, а скорость распространения сейсмических волн в верхней мантии повышена до 8,2—8,7 км/с. Нижние кромки магнитоактивных тел расположены на глубинах от 4 до 40 км. Средние значения аномалий Буге в пределах Африки заметно ниже, а средняя высота континента значительно выше, чем на других древних платформах. Мощность литосферы изменяется здесь от 300 до 100 км и менее [Pollack, Charman, 1977a; Беляевский, 1981].

Геотермические исследования в той части Африканской платформы, которая с запада примыкает к рифтовому поясу, проведены на 12 участках (рис. 17). В этом районе породы протерозойского фундамента перекрыты позднерифейским платформенным чехлом, а отдельные прогибы заполнены слабометаморфизованными терригенными осадками системы Карру (P—J) или четвертичными песками и базальтами (впадина оз. Кармба). Протерозойские структуры нередко подновлены позднекайнозойскими подвижками. Это обстоятельство позволило Е. Е. Милановскому [1976] отнести рассматриваемый район к позднекайнозойской ступенчато-глыбовой зоне.

Несмотря на различную глубину измерений (от 164 до 1150 м) и весьма пестрый геологический фон, величины геотермических параметров варьируют здесь незначительно. Теплопроводность изученных разрезов

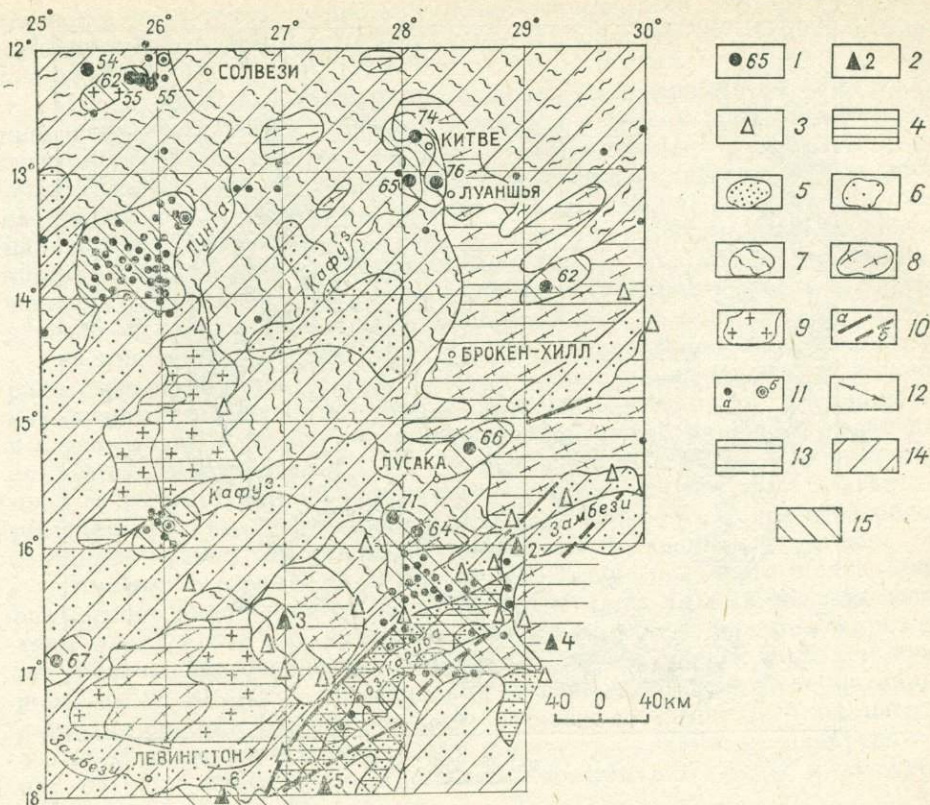


Рис. 17. Геотермия и сейсмоструктоника Центрально-Африканского плато [Tectonic map..., 1968; Charman, Pollack, 1977; Ткаченко и др., 1978].

1 — пункты определения теплового потока и его величины, мВт/м²; 2—3 — источники с термальной водой: 2 — азотной сульфатной кальциево-натриевой (1 — Мсаазара, 100°C), хлоридно-сульфатной натриевой (2 — Мандалава, 50°C), хлоридной магниево-кальциево-натриевой (5 — Чингвадада, 64°C), 3 — прочие; 4 — альпийский внутренний прогиб; 5 — кайнозойские осадки; 6 — песчаники и глинистые сланцы мезозоя и верхнего палеозоя (осадки Карру); 7 — осадочные и метаморфические породы нижнего палеозоя; 8 — метаморфические и вулканические породы докембрия; 9 — граниты; 10 — разломы: а — установленные, б — предполагаемые; 11 — эпицентры землетрясений за период 1965—1970 гг. с магнитудой 3÷5 (а) и более 5 (б); 12 — направления растягивающих напряжений; 13—15 — предполагаемые региональные значения тепловых потоков, мВт/м²: 13 — менее 50, 14 — 50÷60, 15 — более 60.

близка к $2,9 \pm 0,3$ Вт/м·К, региональные величины геотермических градиентов относительно стабильны — 22 ± 2 мК/м, а тепловые потоки, изменяющиеся от 54 до 76 мВт/м², а по отдельным скважинам — от 45 до 81 мВт/м², в среднем составляют 64 ± 6 мВт/м² [Charman, Pollack, 1977].

В долине среднего течения р. Замбези и впадине оз. Кароба разгружаются азотные термы, температура воды которых достигает 50—78°C [Ткаченко и др., 1978]. Этот участок также характеризуется повышенной сейсмической активностью. Подобные сейсмоструктонические и гидрогеотермические условия, вероятно, существуют и на некоторых участках в долинах рек Кафуэ (вблизи городов Китва и Лусака) и Лунга (вблизи г. Солвези) и др. (см. рис. 17). Используя геолого-структурную привязку и фактические геотермические данные, можно определить, что зонам повышенной тектонической активности соответствуют более высокие (свыше 60 мВт/м²) тепловые потоки, чем для стабильных участков (менее 50 мВт/м²).

Региональный тепловой поток рассматриваемого района приблизительно на 25—30 мВт/м² больше, чем должен быть на докембрийской платформе. Его возрастание связывают с повышенным содержанием радиоактивных элементов в верхних километрах коры и с ростом глубинных

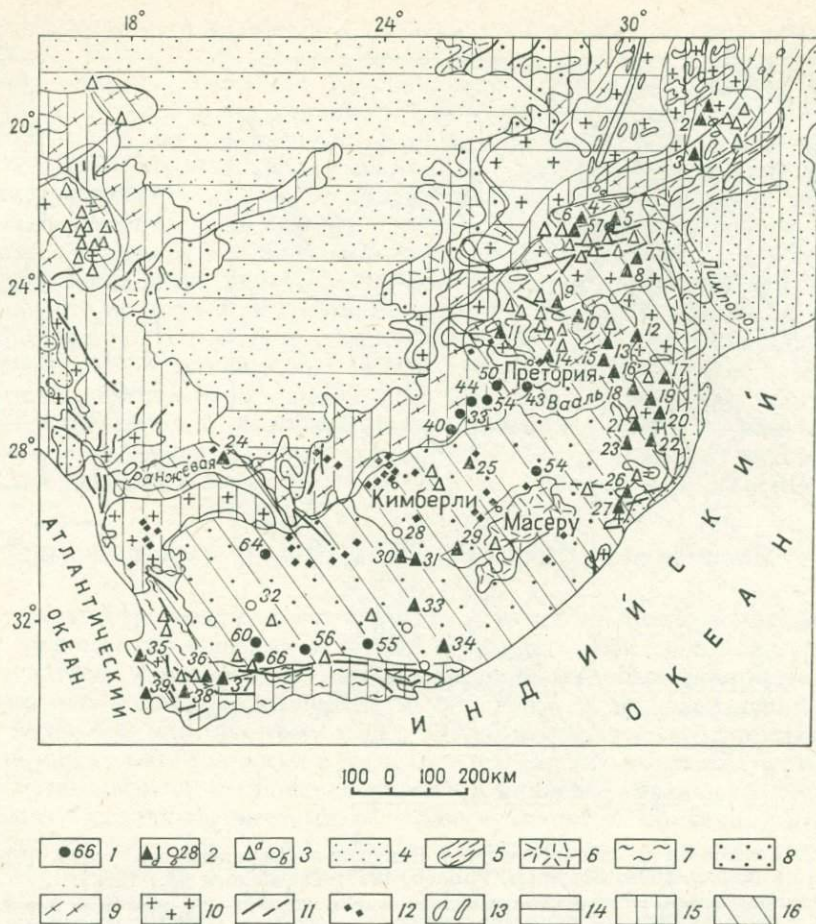


Рис. 18. Геолого-геотермическая схема Южной Африки [Bullard, 1939; Tectonic map..., 1968; Carte, Rooyen, 1971; Ткаченко и др., 1978].

1 — пункты определения теплового потока и его величины, мВт/м²; 2—3 — источники (а) и скважины (б) с термальной водой: 2 — азотной гидрокарбонатной (1 — Мвенгези, 53°C, 18 — Эзулени, 46°C, 19 — Лобамба, 52°C, *22 — Фрингвега, 30°C), хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатной (2 — Мугамбара, 56°C), хлоридно-гидрокарбонатной натриевой (3 — Рупизи, 62°C, 6 — Клийн Чипизи, 46°C, 9 — Дрисфонтейн, 30°C, 14 — Вармбате, 60°C, 15 — Мачалодорп, 28°C, 17 — Лимбомбуш, 24°C, 21 — Манзане, 33°C) или кальциево-натриевой (36 — Монтагу, 45°C, 37 — Вармватерберг, 46°C), сульфатной (23 — Наталь Спа, 44°C, 27 — Лилани, 41°C), хлоридной (7 — Сутини, 44°C, 8 — Эйланд, 40°C, 35 — Молмобери, 33°C), сульфатно-хлоридной (4 — Евангелина, 32°C, 24 — Риемвасмак, 38°C), гидрокарбонатно-хлоридной натриевой (5 — Чипизе, 58°C, 10 — Риффонтейн, 29°C, 11 — Буффелчук, 31°C, 12 — Ричмонд, 28°C, 16 — Бадплас, 50°C, 20 — Сипофани, 40°C), кальциево-натриевой (39 — Брандвлей, 64°C) или магниевое-натриевой (38 — Каледон, 49°C), хлоридно-сульфатной кальциево-натриевой (26 — Тугела, 53°C) и сульфатно-гидрокарбонатной магниевое-кальциевой (13 — Бадфонтейн, 26°C), метановой или азотно-метановой хлоридной (25 — Флорисбад, 30°C, 28 — Оденалсрюс, 37°C, 29 — Аливал-Норт, 37°C, 31 — Бальсфонтейн, 30°C, 32 — Самбок-Крааль, 66—93°C, 34 — Форт-Борфорт, 28°C), хлоридно-гидрокарбонатной (33 — Краддок, 31°C) или гидрокарбонатной натриевой (30 — Род Вол, 30°C), 3 — прочие; 4—8 — возраст терригенных и вулканогенных пород осадочного чехла: 4 — четвертичный и неогеновый, 5 — меловой, 6 — юрский (эффузивы), 7 — девонский, 8 — мезозойско-верхнепалеозойский; 9 — метаморфические породы протерозоя и архея; 10 — граниты и гранодиориты архея; 11 — разломы; 12 — кимберлитовые трубки; 13 — ультраосновные породы; 14—16 — предполагаемые региональные величины тепловых потоков, мВт/м²: 14 — менее 25, 15 — 25÷50, 16 — более 50.

температур, вызванным термальными процессами в астеносфере. Приповерхностные горные породы здесь действительно выделяют в 1,5 раза больше радиогенного тепла (2,4 мкВт/м³), чем другие докембрийские щиты и платформы [Jessop et al., 1976], однако вклад этого тепла в аномалию теплового потока составляет менее 10 мВт/м². Так как эта величина значительно меньше мантийного теплового потока, то исследователи данного района полагают, что основным источником наблюдаемой тепловой

аномалии является не радиогенный, а тектонический фактор, связанный с утонением литосферы (до 60 км) и проникновением интрузий в ее верхние горизонты.

Интенсивный вынос глубинного тепла подтверждается существованием слоя повышенной электропроводности в земной коре, который протягивается с северо-востока на юго-запад и интерпретируется исследователями как Луангва-Среднезамбезийский рифтовый линеймент, заходящий на территорию Ботсваны [De Beer, Gough, 1980]. Ширина зоны аномальной проводимости в 2—3 раза больше, чем существующей на поверхности геотермической аномалии. По-видимому, это объясняется приуроченностью последней к Луангва-Замбезийской системе сбросов и сопутствующей ей зоне повышенной трещиноватости.

Форма поверхностных структур, их кайнозойская активизация, характер гравитационного поля, аномалия электропроводности и, наконец, повышенный тепловой поток позволяют присоединиться к мнению тех исследователей, которые считают рассматриваемый район зарождающимся рифтом [Милановский, 1976; Chapman, Pollack, 1977]. Следовательно, процесс рифтогенеза продолжается и к юго-западу от оз. Танганьика, расширяя границы Африкано-Аравийского рифтового пояса и возрождая тектоническую активность на его южном и юго-западном флангах.

Имеются сведения, что в южном обрамлении рифтового пояса тепловые потоки изменяются от 33 до 66 мВт/м² (рис. 18) и в среднем составляют 52 ± 3 мВт/м². К активизированным разломам на этой территории приурочены многочисленные азотные трещинные гидротермы с температурой воды до 50—62°C. Артезианский бассейн, заполненный терригенными осадками системы Карру, мощность которых достигает 4—6 км, насыщен азотно-метановыми и метановыми термальными водами, температура которых на устье фонтанирующих скважин достигает 37—65°C, а на глубине 3 км превышает 90°C.

Относительно повышенный (более 50 мВт/м²) тепловой поток внутриплатформенных впадин Южной Африки может быть связан с повышенной генерацией радиогенного тепла в условиях геологической закрытости [Carte, Rooyen, 1971]. Некоторые исследователи полагают, что впадины, заполненные отложениями системы Карру, представляют собой палеорифты, формирование которых закончилось к моменту обособления Африканского континента, а их активизация произошла в кайнозой, когда образовались альпийские внутренние прогибы [King, 1978]. Хотя имеющиеся здесь многочисленные кимберлитовые трубки образовались около 150 млн лет тому назад и в период их внедрения этот район Африки находился над горячей точкой мантии, возможно, измеренный тепловой поток — результат прошлого повышенного мантийного разогрева [Crough, 1983]. Последствия такого разогрева подтверждаются и результатами магнитовариационных исследований, проведенных на южной оконечности Африки. В верхней части литосферы этого региона обнаружены три зоны повышенной электропроводности. Две из них приурочены к юго-восточному и западному побережьям (районы выхода гидротерм — ?), а одна пересекает весь континент с востока на запад. Эти зоны находятся в пределах земной коры или в верхней части мантии на глубинах 46—52 км, что согласуется с мощностью (38 км) магнитоактивного слоя [De Beer, Gough, 1980]. Такой разогрев, по-видимому, захватывает и сопредельную с Южной Африкой часть Индийского океана, так как тепловые потоки через его дно достигают 63—70 мВт/м², а в той части Атлантического океана, которая омывает западное побережье Южно-Африканского континента, они значительно ниже и составляют в среднем 48 ± 7 мВт/м² [фон Герцен и др., 1975; Herman et al., 1977].

РЕЙНСКО-ЛИВИЙСКИЙ РИФТОВЫЙ ПОЯС

Западная часть Европейского и северо-западная часть Африканского континентов пересекаются цепочкой кайнозойских рифтовых впадин, которые вместе с палеозойскими и мезозойскими палеорифтами на северном (грабен Осло) и южном (Нигерская система грабен) флангах этой цепочки составляют единый Рейнско-Ливийский рифтовый пояс [Шlies, 1969; Милановский, 1976]. Он наложен на эпипалеозойскую платформу в Западной Европе (Североморская, Рейнская и Ронская рифтовые системы), пересекают Средиземноморский эпигеосинклинальный орогенический пояс (Сардинский и Сицилийско-Тунисский рифты) и заканчивается в пределах Сахарской плиты Африканской платформы (Ливийский и Чад-Камерунский рифты), имея общую протяженность до 7 тыс. км. Благодаря детальным комплексным геолого-геофизическим исследованиям и наличию огромного количества буровых скважин основные структуры этого пояса являются наиболее хорошо и всесторонне изученными областями рифтообразования на континентах.

Весьма детально изучено и тепловое поле рассматриваемого региона. Анализируя одну из первых геотермических карт Европы [Hurtig, Oelsner, 1977], можно заметить, что на этой территории в региональном плане выделяются две зоны пониженного теплового потока (одна — на докембрийской платформе в Восточной Европе, вторая — в зоне перехода к Атлантическому океану) и одна зона повышенного потока, охватывающая центральную часть Западной Европы. Здесь на значительной территории (рис. 19, а) региональные величины тепловых потоков превышают

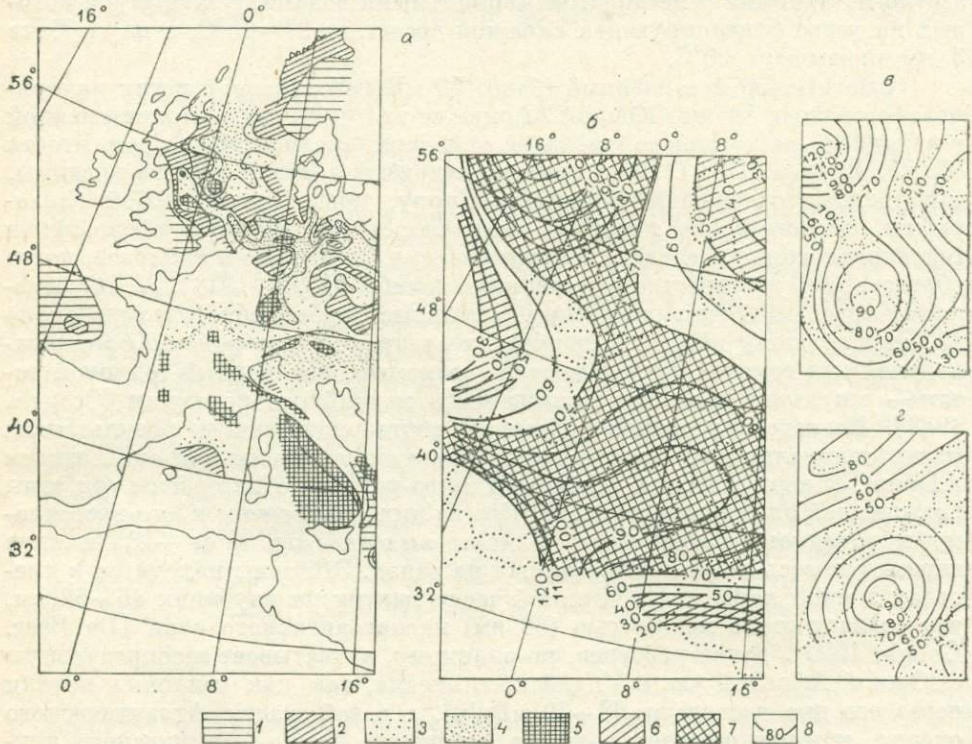


Рис. 19. Поле теплового потока Центральной Европы [Hurtig, Oelsner, 1977; Тепловое поле Европы, 1982; Чермак, 1984].

а — карта теплового потока; б — г — представления поля теплового потока: б и в — полиномами 6-й степени, г — сферическими функциями 18-го порядка.
 1 — 8 — региональные величины теплового потока, мВт/м²: 1 — до 50, 2 — до 60, 3 — до 70, 4 — до 80, 5 — более 90, 6 — менее 50, 7 — более 70; 8 — изолинии потока.

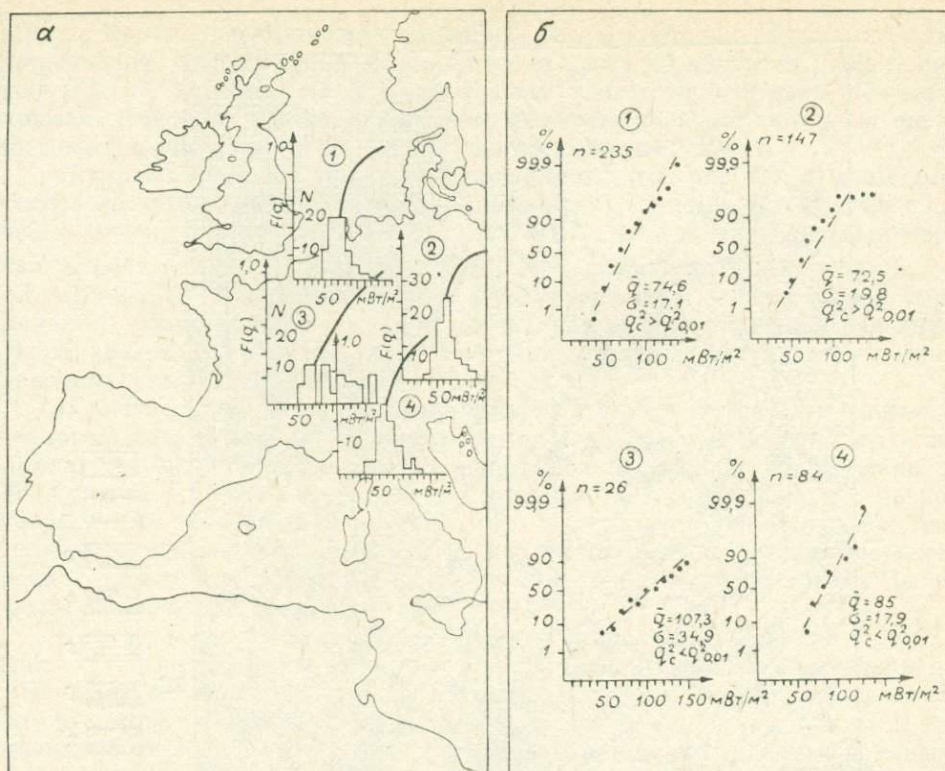


Рис. 20. Гистограммы теплового потока (n) и кривые накопленных частот (β) различных тектонических структур Центральной Европы [Hurtig, Oelsner, 1977].

N и n — количество определений потока; $F(q)$ — накопленная частота; \bar{q} — среднее значение теплового потока; σ — квадратный корень из ошибки определения среднего; $q_c^2 > q_{0.01}^2$ или $q_c^2 < q_{0.01}^2$ — законы распределения средних величин. Тектонические структуры: 1 — Центральная Европейская депрессия, 2 — Герцинский складчатый пояс, 3 — Верхнерейнский грабен, 4 — Альпы.

70—80 mW/m^2 , достигая на отдельных участках (в Северном море, на юге ФРГ и Франции, в Тирренском море) 90—100 mW/m^2 и более. Низкие величины потока (менее 50—30 mW/m^2) характеризуют районы Балтийского щита и прилегающие к Европейскому континенту участки Атлантического океана.

В районах пониженного теплового потока тепловые аномалии встречаются редко, расположены друг от друга на больших расстояниях и невелики по своему значению; в районах повышенного теплового потока их величины значительно увеличиваются, они находятся на близком расстоянии и, как правило, узкие и длинные.

Интенсивность выноса глубинного тепла находится в прямой взаимосвязи с наиболее важными тектоническими элементами Европейского континента, что подтверждается результатами тренд-анализа величин теплового потока (см. рис. 19, β — γ) и гистограммами для различных тектонических районов (рис. 20). Трендовая поверхность определяет термальное региональное поле, которое характеризуется аномалией теплового потока, протягивающейся через всю Центральную Европу в направлении с северо-запада на юго-восток. Гистограммы теплового потока вместе с накопленными частотами его распределения свидетельствуют о том, что в этой аномалии можно выделить несколько участков, которые похожи или отличаются друг от друга по своим статистическим характеристикам. У большей части гистограмм максимумы находятся в интервалах от 50 до 80 mW/m^2 , а средние величины потоков изменяются в диапазоне от 72 до 85 mW/m^2 , причем тепловые потоки более 100 mW/m^2 отмечаются

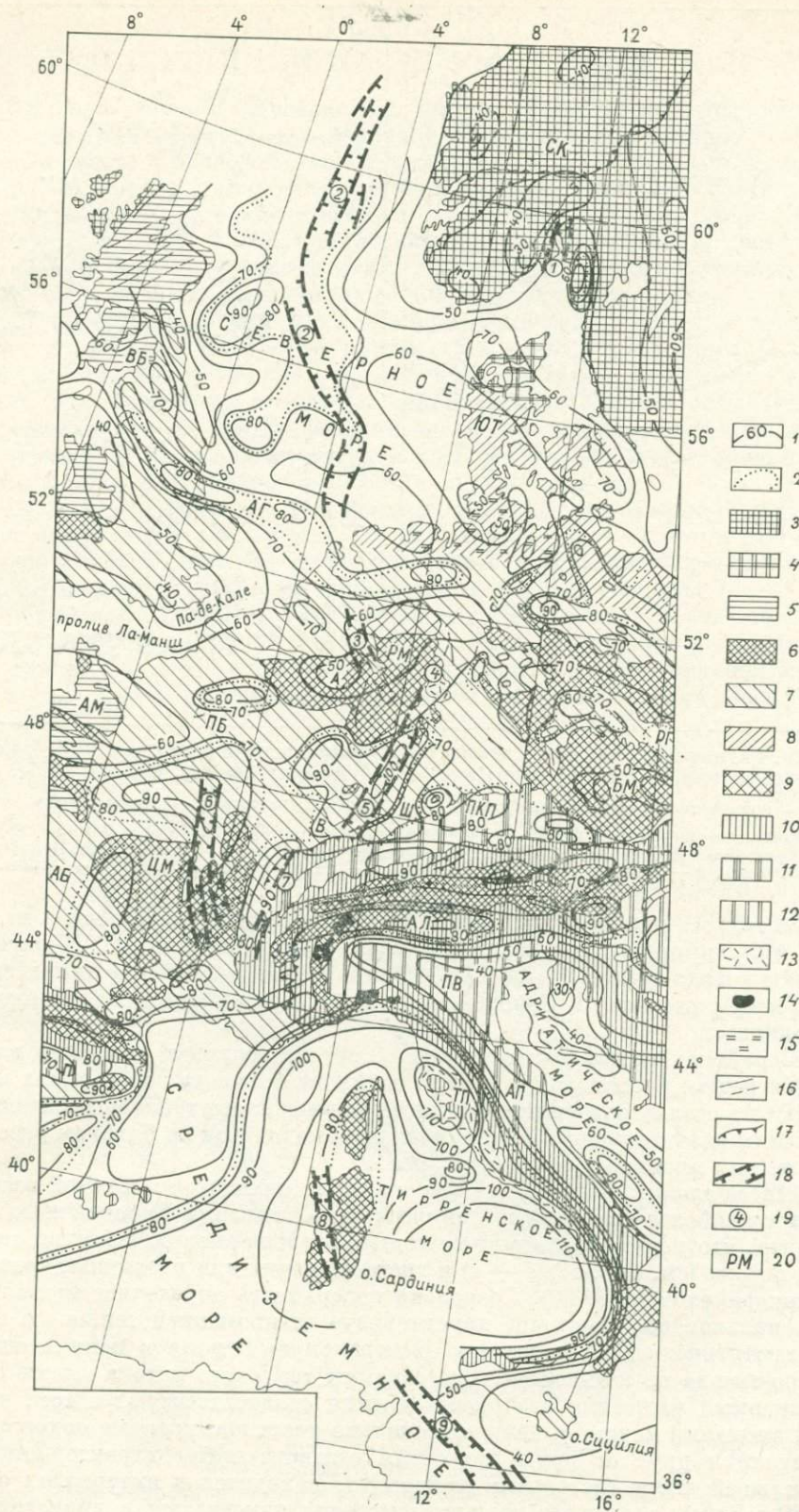


Рис. 21. Карта теплового потока (фрагмент) и схема расположения рифтовых зон в Западной Европе [Международная тектоническая карта..., 1981; Тепловое поле Европы, 1982, с добавлениями].

лишь в Центрально-Европейской депрессии и в альпидах. В районе Верхнерейнского грабена все величины потока выше 50 мВт/м^2 и даже более 150 мВт/м^2 , но максимумы накопленных частот практически не выделяются. Подобное распределение частот характерно для типичных океанических рифтовых систем [Le Pichon, Langseth, 1969].

В первых двух геотермальных провинциях (см. рис. 20, б) величины теплового потока распределены по нормальному закону. Их средние значения близки между собой ($74,6$ и $72,5 \text{ мВт/м}^2$), а доверительный интервал определения этих величин ($2\sigma/\sqrt{n}$) составляют всего лишь $2,2$ — $3,3 \text{ мВт/м}^2$. В Альпах, особенно в Верхнерейнском грабене, закон нормального распределения величин потока нарушается. Средние значения увеличиваются до 85 — $107,3 \text{ мВт/м}^2$, а доверительные интервалы их определения достигают 4 — $13,7 \text{ мВт/м}^2$.

В монографии «Тепловое поле Европы» [1982] приведены данные о тепловом потоке рассматриваемого региона по отдельным странам, а на прилагаемой к ней карте, составленной под редакцией В. Чермака и Е. Хуртига в 1979 г., изолинии теплового потока сопоставлены с разновозрастными тектоническими областями. Используя опубликованные геотермические материалы, выберем из них те данные, которые непосредственно относятся к рифтовым зонам, и сопоставим их с геолого-геофизическими особенностями этих зон.

Прежде всего на имеющуюся карту регионального теплового потока (рис. 21) были нанесены рифтовые зоны Западной Европы, обозначены на ней основные геологические структуры и проведены дополнительные изолинии потока (75 мВт/м^2). Это позволило более наглядно подчеркнуть, что повышенные величины потоков приурочены преимущественно к районам, испытавшим в неогене, плиоцене и в четвертичный период горизонтальное растяжение, т. е. к рифтовым грабенам (Северному, Рейнскому, Ронскому) и к зонам предполагаемого рассеянного спрединга (впадины Западного Средиземноморья). Подобные аномалии имеются также в областях современного и новейшего вулканизма (Тосканский покров, Центральный Французский массив) и в других тектонически активных районах (Предальпийский краевой прогиб).

Рассмотрим более детально тепловой поток отдельных рифтовых зон и сопредельных с ними районов, двигаясь постепенно от северного к южному флангам Рейнско-Ливийского рифтового пояса.

Грабен Осло

Этот грабен, образовавшийся в юго-восточной части Скандинавского полуострова, в теле Балтийского щита, представляет собой палеорифт, формирование которого началось в верхнем палеозое и продолжалось до мезозоя и раннего кайнозоя [Eldholm, 1978; Континентальные рифты, 1981; Russell, Smythe, 1983]. Анализируя историю геологического развития этого региона, можно полагать, что аномально повышенный тепловой поток в зоне грабена был в перми, когда происходило наиболее активное

1 — изолинии регионального теплового потока (через 10 мВт/м^2); 2 — контуры зон аномально повышенных величин теплового потока (более 75 мВт/м^2); 3—14 — возраст тектонических структур: докембрийский (3 — щиты, 4 — платформы), палеозойский (5 — каледонские и 6 — герцинские складчатые области, 7 — герцинские платформы, 8 — платформы неизвестного возраста, 9 — герцинские передовые прогибы), кайнозойский (10 — складчатые области, 11 — альпийские передовые прогибы, 12 — межгорные впадины, 13 — вулканы, 14 — офиолиты); 15 — области развития соляной тектоники; 16 — главные разломы; 17 — надвиги; 18 — сбросы, ограничивающие рифтовые грабены; 19 — рифты (1 — Осло, 2 — Североморский, 3 — Нижнерейнский, 4 — Гессенский, 5 — Верхнерейнский, 6 — Лиманский, 7 — Сола-Ронский, 8 — Сардинский, 9 — Сицилийско-Тунисский); 20 — складчатые комплексы и поднятия (А — Арденны, АЛ — Альпы, АМ — Армориканский массив, АП — Апеннины, БМ — Богемский массив, БЩ — Балтийский щит, В — Вогезы, ВВ — Великобритания, Г — Гарц, П — Пиренеи, РГ — Рудные горы, РМ — Рейнский массив, ТП — Тосканский покров, ЦМ — Центральный массив, Ш — Шварцвальд, ЮТ — Ютландия), прогибы и впадины (АБ — Аквитанский бассейн, АГ — Англо-Голландская впадина, ПВ — Парижский бассейн, ПВ — Паданская впадина, ПКП — Предальпийский краевой прогиб).

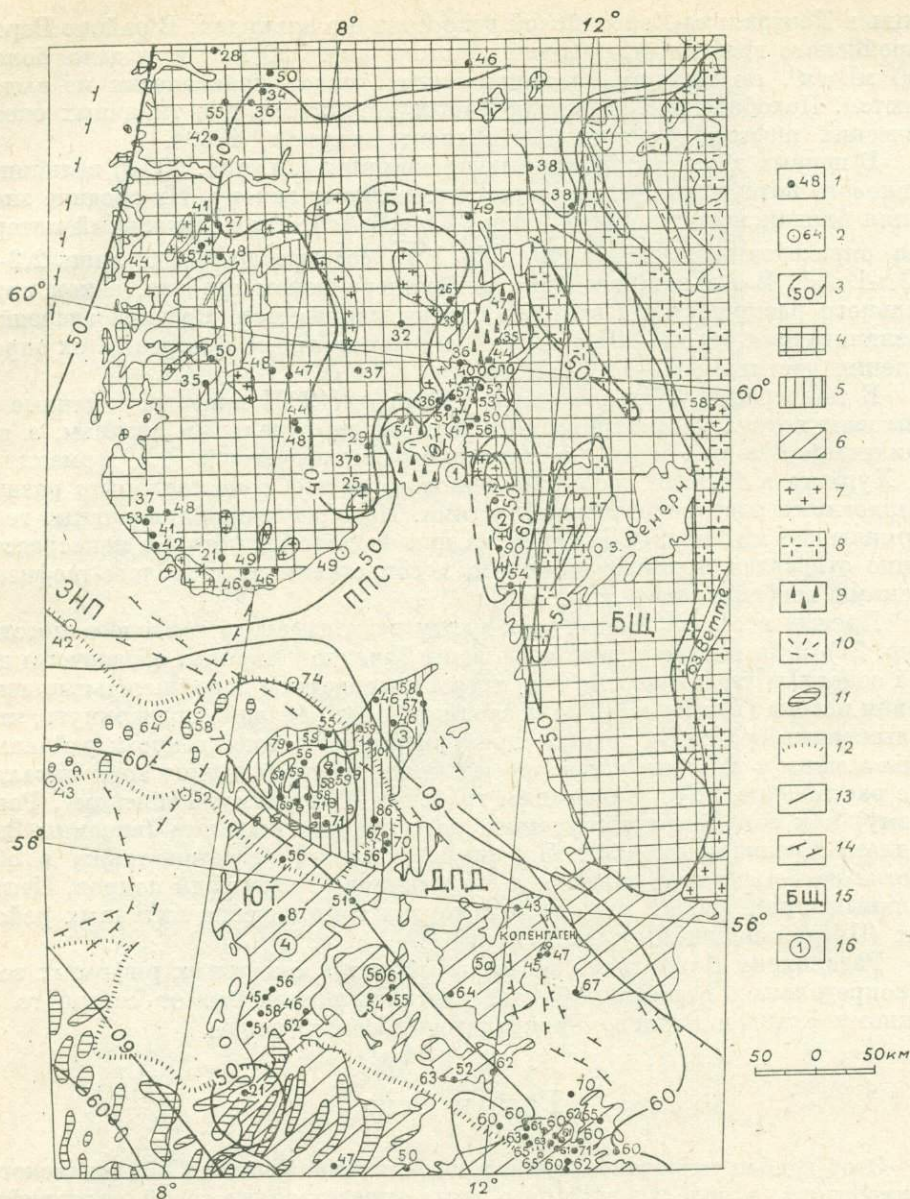


Рис. 22. Геотермическая карта грабена Осло и окружающих районов [Международная тектоническая карта..., 1981; Тепловое поле Европы, 1982].

1—2 — пункты определения теплового потока и его измеренные величины (мВт/м^2) в скважинах или на дне озер (1) и на море (2); 3 — изолинии регионального теплового потока (через 10 мВт/м^2); 4 — область добайкальской складчатости; 5—6 — чехлы платформ с добайкальским (5) и эшкаледонским (6) фундаментом; 7—10 — магматические и вулканогенные образования: 7 — граниты, 8 — посттектонические гранитоиды, 9 — щелочные породы, 10 — субсекватные вулканы; 11 — соляные купола и поднятия; 12 — границы областей развития соляной тектоники; 13 — региональные разломы; 14 — сбросы; 15 — структуры первого порядка (БШ — Балтийский щит, ДПД — Датско-Польская депрессия, ЗНП — Западно-Норвержский прогиб, ППС — прогиб пролива Скагеррак, ЮТ — Ютландское поднятие); 16 — структуры второго порядка (1 — грабен Осло, 2 — гранитный массив Бохус, 3 — Датский суббассейн, 4 — поднятие Рингкёбинг-Фюн, 5а — о. Зеландия, 5б — о. Лолланд).

утонение коры при подъеме мантийного диапира. Это вызвало образование сводового поднятия, при расколе которого началась интенсивная вулканическая деятельность и проявилась рифтовая долина. Формирование осадочных рифтовых формаций сопровождалось вулканизмом. Последняя стадия сбросовой деятельности и дайковых интрузий наступила в мезозое.

В современную эпоху тектоническая активность здесь затухает, происходит поверхностная эрозия рифтовых структур и восстанавливается первоначальная структура земной коры, мощность которой достигает 32—37 км [Tryti, Sellevoll, 1977]. Скорость распространения продольных сейсмических волн на подошве коры (8,07 км/с) свидетельствует о том, что процесс рифтогенеза в рассматриваемом районе практически закончился. Тем не менее в зоне грабена (рис. 22) наблюдается более интенсивный вынос глубинного тепла (52 ± 15 мВт/м², по 8 определениям), чем в окружающих его районах (42 ± 3 мВт/м², по 43 определениям).

Положительная аномалия теплового потока вызвана прежде всего тем, что под грабеном находятся пермские вулканиты, имеющие более высокую теплопроводность, чем граничащие с ними породы докембрия. Из-за контрастной теплопроводности здесь, по мнению П. Хэнеля и др. [Тепловое поле Европы, 1982], возникает почти такое же явление, какое наблюдается над соляными куполами. По данным этих же авторов, в районе Осло происходит также повышенное выделение радиогенного тепла — около 2,9—3,5 мкВт/м³, хотя в других районах Балтийского щита оно не более 1,5—2,5 мкВт/м³.

Тепловые аномалии расположены и вне рифтовой зоны (см. рис. 22). Они приурочены преимущественно к гранитным батолитам, среди которых самыми молодыми являются граниты Бохус на территории Швеции (910 млн лет). По измерениям в скважинах, тепловой поток в этом районе в среднем равен 65 мВт/м², а при введении климатических поправок он увеличивается до 76 мВт/м².

По имеющимся фактическим данным (54 определения) получается, что средний тепловой поток в районе грабена Осло и на сопредельной с ним территории Балтийского щита равен 45 ± 4 мВт/м². На интенсивность выноса глубинного тепла в этом районе, по-видимому, влияют расположенные поблизости от него Североморская и Рейнская рифтовые зоны [Russell, Smythe, 1983].

Рифтовая зона Северного моря

Обширную интракратонную впадину в Северо-Западной Европе, возникшую на каледонском основании, занимает Северное море (см. рис. 21, 23). В его пределах выделяются две крупные краевые депрессии: Западно-Норвежский прогиб (Датско-Варяжская впадина) и Англо-Голландская (Ганзейская) впадина, разделенные субширотной зоной Центрально-Североморского свода (поднятие Доггер-банки) и поднятия Рингкебинг-Фюн (Ютландского). Мощность палеозойско-кайнозойского чехла в депрессиях достигает 9 км. В зоне поднятий фундамент находится на глубинах 1—3 км [Милановский, 1976]. В центральной части Северного моря имеются субмеридиональные прогибы — грабены Викинг и Центральный, в пределах которых рифтогенез начался в конце перми, наибольшая тектоническая активность была в позднеюрский — раннемеловой периоды, а реактивизация — в палеоцене — эоцене [Fagerland, 1983]. В рельефе морского дна эти прогибы практически не выделяются, так как их образование «не только не сопровождается сколько-нибудь существенным поднятием смежных участков («плеч») рифтовой зоны, но, напротив, протекает в условиях общего дифференцированного опускания прилегающей обширной области» [Милановский, 1976, с. 111].

В связи с поисковыми работами на нефть и газ в Северном море были пробурены многочисленные скважины, в которых наряду с другими проводились и геотермические исследования; в частности, получены геотермические градиенты по 80 скважинам [Harper, 1971]. Их величины варьировали от 28—29 до 50—65 мК/м, причем низкие значения градиентов наблюдались на приподнятых положительных структурах, а вы-

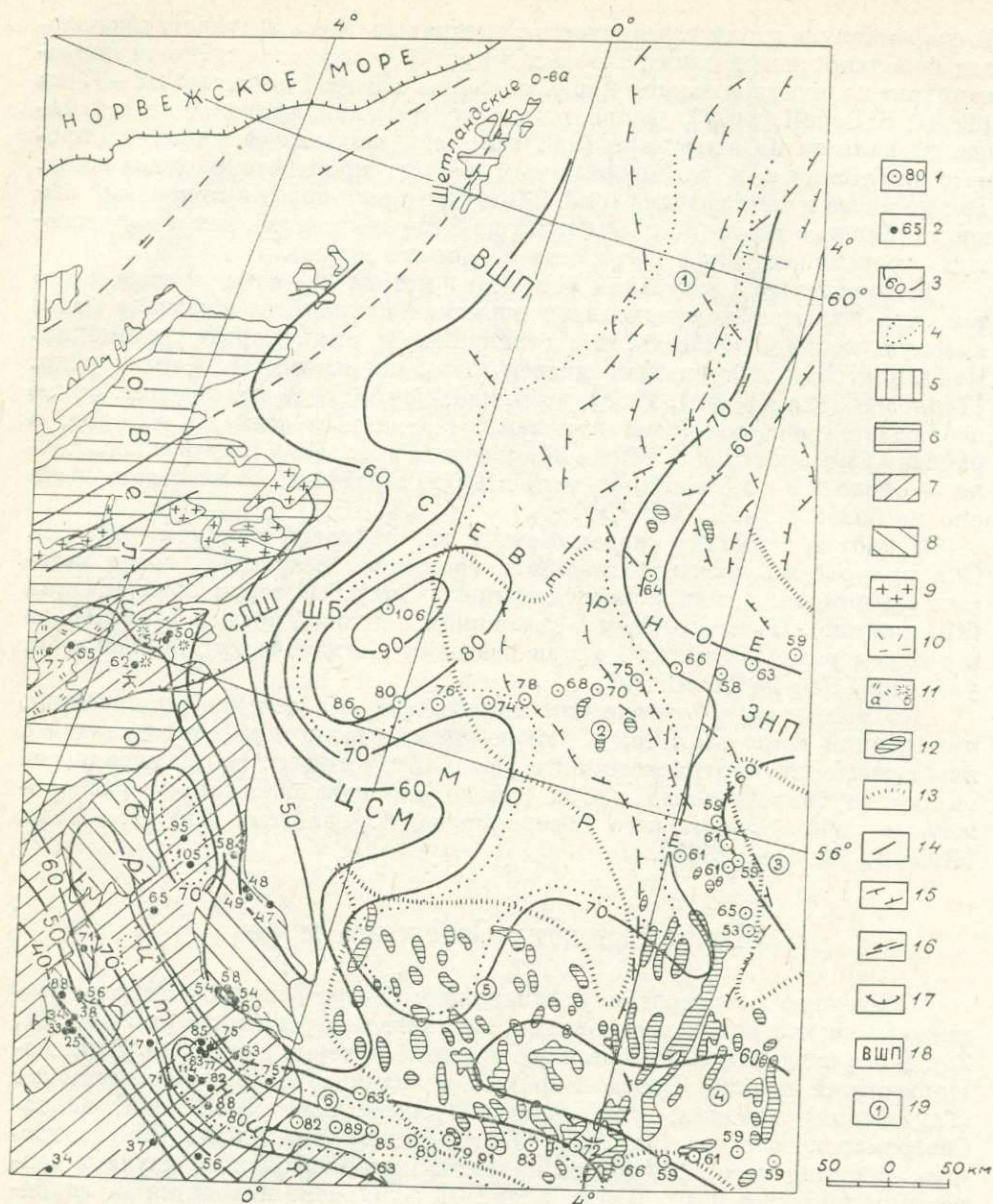


Рис. 23. Геотермическая карта Северноморских грабенов и окружающих районов [Международная тектоническая карта..., 1981; Тепловое поле Европы, 1982].

1 — 2 — пункты определения теплового потока и его измеренные величины, мВт/м²: 1 — на море, 2 — в скважинах на суше; 3 — изолинии регионального теплового потока (через 10 мВт/м²); 4 — контур зон аномально повышенного (более 75 мВт/м²) теплового потока; 5 — области добайкальской (5) и каледонской (6) складчатости; 7 — 8 — чехлы платформ с эпикаледонским (7) и эвгерцинским (8) фундаментом; 9 — 11 — магматические и вулканогенные образования: 9 — граниты, 10 — субэкватные вулканы, 11 — траппы, платобазальты (а), потухшие вулканы (б); 12 — соляные купола и поднятия; 13 — границы областей развития соляной тектоники; 14 — региональные разломы; 15 — сбросы; 16 — сдвиги; 17 — тектонические уступы в пределах континентальной коры; 18 — плиты и прогибы: Восточно-Шетландская плита (ВШП), Западно-Норвежский прогиб (ЗНП), Средняя долина Шотландии (СДШ), Центрально-Североморский свод (ЦСМ), Шотландский бассейн (ШБ); 19 — рифты (1 — Викинг, 2 — Центральный, 3 — Хорн) и прочие грабены (4 — Северо-Западный Германский бассейн, 5 — Солт-Пилл, 6 — Англо-Голландская впадина).

сокие — во впадинах, заполненных слабопроницаемыми осадками. По мере увеличения количества пунктов наблюдений (до 103) эта закономерность подтвердилась, хотя средние величины градиентов несколько понизились: на поднятиях — до 18, в осадочных бассейнах — до 44 мК/м [Evans, Coleman, 1974].

Таблица 2

Тепловой поток Североморской рифтовой зоны и окружающих районов [Evans, Coleman, 1974; Тепловое поле Европы, 1982]

Район	Число наблюдений	Тепловой поток, мВт/м ²			
		Интервал	\bar{q}	2 σ	2 σ/\sqrt{n}
<i>Северное море</i>					
Североморский грабенообразный прогиб	9	68—106	79	23	8
Западно-Норвежский прогиб	10	42—74	60	18	6
Грабен Хори и западный склон Ютландского поднятия	14	43—66	58	12	3
Англо-Голландская впадина (море)	9	63—91	80	17	6
Средний поток в Северном море	42		68	27	4
<i>Сопредельные районы</i>					
Восточная и Южная Великобритания	52	17—120	62	45	6
Ютландия с Датским суббассейном	41	43—101	60	23	6
Средний поток в районах, окружающих Северное море	93		61	35	6
Средний поток по всему региону	135		63	32	5

Тепловой поток в рассматриваемом регионе изменяется от 17 до 120 мВт/м² (табл. 2). В зоне центральных грабенов и Англо-Голландской впадине он в основном выше 75 мВт/м², а на остальной территории — менее 60 мВт/м² (см. рис. 23).

Зона повышенного теплового потока, имеющая меридиональное простираание, соответствует простираанию рифтовых грабенов. Ее боковые ответвления приурочены к глубинным разломам — сдвиговым перемещениям преимущественно вдоль западных краевых сбросов. Эта аномалия может быть связана с тепловым расширением верхних горизонтов литосферы при их растяжении по зонам активизированных разломов и формированием соляных диапировых структур. Зона спрединга в Северном море образовалась, вероятно, при открытии Норвежского и Гренландского морей и последующем за этим наклоне Шетландской плиты относительно Фенноскандии [Fagerland, 1983].

Положительная тепловая аномалия в южной части Северного моря протягивается почти субширотно приблизительно вдоль границы между палео- и мезо-Европой (каледонидами и герцинидами). Своим западным флангом она заходит в Южную Англию, а восточным — на территорию Нидерландов и ФРГ. О природе этой аномалии в ее субаквальной части сведений пока не имеется.

В районах Великобритании, обрамляющих Северное море с запада, более интенсивный вынос глубинного тепла происходит на участках, приуроченных к эпикаледонским осадочно-метаморфическим бассейнам, пронизанным интрузиями гранитов и платобазальтов (71 ± 11 мВт/м²). Верхние горизонты земной коры на этих участках, по сообщению Дж. Блумера и др. [Тепловое поле Европы, 1982], обогащены радиоактивными элементами в большей степени, чем более молодые гранитные батолиты, например Корнуэлл на юго-западе Англии, и некоторые метаосадочные породы герцинских структур, в которых тепловой поток значительно ниже (48 ± 8 мВт/м²).

Распределение теплового потока в Великобритании, по-видимому, обусловлено не только горизонтальными вариациями в концентрации

радиоактивных элементов в верхних горизонтах земной коры, но и их приуроченностью к приподнятым участкам земной коры и гидротермальной активностью в трещиноватых зонах внутри и вокруг батолитов, а также в метаморфических породах [England, Richardson, 1980].

На территории, обрамляющей Североморские грабены с востока, средние тепловые потоки повсеместно выше 50—60 мВт/м² (см. рис. 23). Повышенные величины потоков характерны для глубоких впадин, заполненных палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими осадками (Датский суббассейн в северной части Ютландии — 65±6 мВт/м², Западно-Норвежский прогиб — 60±6 мВт/м²), под которыми, по данным ГСЗ, земная кора утонена до 32 км. На докембрийских поднятиях (Рингкебинг-Фюн, острова Зеландия и Лоллани) тепловые потоки более низкие (54±±4 мВт/м²), хотя средняя мощность земной коры достигает 35 км. Климатические поправки, как полагает Н. Баллинг [Тепловое поле Европы, 1982], могут увеличить значения потоков на 10—15 мВт/м², но отрицательная корреляция между величиной теплового потока и мощностью земной коры сохранится неизменной. Она обусловлена, по-видимому, неодинаковым поступлением тепла из верхней мантии в земную кору.

Вариации поверхностного теплового потока могут быть вызваны и другими причинами, например образованием соляных диапиров, вблизи вершин которых величины геотермических градиентов и тепловых потоков резко возрастают, что приводит к появлению в региональном поле локальных тепловых аномалий, которые сглаживаются лишь у основания диапиров [Jensen, 1983]. Коэффициент теплопроводности в докембрийских породах варьирует в небольших пределах (от 2,4 до 3,8 Вт/м·К), но в палеозойских и мезо-кайнозойских осадках он очень изменчив (1,2—6,2 Вт/м·К), что обусловлено чередованием теплоизолирующих (аргиллиты, сланцы) и теплопроводящих (песчаники, известняки, соли) пород; это, несомненно, сказывается на распределении величин геотермических параметров. Аномалии теплового потока также связаны с зонами разломов, с движением подземных вод по наклонным высокопроницаемым пластам или с различной концентрацией радиогенного тепла в породах кристаллического основания и осадочного чехла [Тепловое поле Европы, 1982].

Рейнская рифтовая зона

Наиболее известной частью Рейнско-Ливийского рифтового пояса является Рейнская система грабенов, которая вместе с окружающими ее районами детально изучена геологами и геофизиками [Illies, 1969; etc.; Contribution..., 1980; Fuchs et al., 1981; Neugebauer, 1983; и др.]. Результаты этих работ отражены не только в многочисленных обобщающих зарубежных сборниках [The Rhinegraben progress report, 1967; Graben problems, 1970; Approaches to taphrogenesis, 1974; Explosion seismology..., 1976; Plateau uplift..., 1983; и др.], но и содержатся в сводках многих советских исследователей [Милановский, 1976; Грачев, 1977; Беляевский, 1981; Разинкова, Щукин, 1982; и др.]. Они послужили источниками сведений для общей геолого-геофизической характеристики региона, необходимой для привязки и последующей интерпретации геотермических данных.

Рейнская рифтовая система состоит из трех радиально расположенных рифтовых зон: Нижнерейнской, Гессенской (Хесской) и Верхнерейнской, которые находятся в пределах эпипалеозойской платформы и имеют кристаллический фундамент докембрийского возраста (см. рис. 21). Но эти зоны приурочены не к единому Рейнскому сводовому поднятию или Рейнскому щиту, который после герцинской орогении испытал различные эпейрогенические процессы, а к сводам меньших размеров [Ми-

лановский, 1976; Якоби, 1984], которые расположены в южной части Верхнерейнского грабена и в районе его стыка с Нижнерейнским и Гессенским грабенами (Рейнский массив). Грабены возникли и развивались не одновременно: в палеогене Верхнерейнский соединялся с Гессенским, после новой активизации в неогене — антропогене он стал более тесно связан с Нижнерейнским, а Гессенский перешел в стадию пассивного рифтогенеза.

В северной (Нижний Рейн), южной (Верхний Рейн) и северо-восточной (Гессен) частях рассматриваемого региона в кайнозое в зонах крупных левосторонних сдвигов начали образовываться структуры растяжения — грабеноподобные депрессии, которые развивались независимо от локального строения фундамента. По мере опускания дна депрессий со средней скоростью около 0,5 мм/год они заполнялись терригенными породами третичного и четвертичного возрастов — озерными, морскими и речными осадками. Погружение дна грабенов с различной интенсивностью на отдельных участках (от 0,7 до 1,7 мм/год) продолжается и в настоящее время. Одновременно приподнимаются ограничивающие их блоки, которые образуют крупные обрывы (эскарпы) внутри грабенов и полого опускаются с их внешних сторон. Грабены ограничены параллельными нормальными сбросами и хорошо выражены в современном рельефе [Международная тектоническая карта Европы..., 1981].

Осадки, заполняющие рифтовые впадины, являются основным источником узких гравитационных аномалий (до -20 мГал) и больших градиентов гравитационного поля на бортах грабенов. Более широкие гравитационные минимумы характерны для Рейнского массива (район Эйфель — Арденны), Вогез и Шварцвальда. Их обрамляют положительные гравитационные аномалии Брабантского массива и Тюрингии (более 20 мГал). По направлению к Альпам общий фон гравитационного поля вновь становится отрицательным [Якоби, 1984].

По гравиметрическим данным и результатам ГСЗ установлено [Plateau uplift..., 1983], что подошва осадочного заполнения грабенов образует узкие впадины глубиной до 3 км. Граничная скорость в кровле кристаллического фундамента равна 6,0—6,4 км/с и соответствует породам гранитного или гранодиоритового составов. В интервале глубин 9—24 км спорадически прослеживаются внутрикоровые границы. В нижней части земной коры сейсмические скорости увеличиваются до 6,9—7,0 км/с, что соответствует гнейсам и гранулитам. Рельеф поверхности Мохо частично согласуется с рельефом поверхности кристаллического фундамента в западной и восточной частях региона, но имеет обратный характер в рифтовой зоне: поднятие под Верхним и Нижним Рейнскими грабенами и депрессию под Рейнским массивом. Мощность земной коры изменяется от 37 км под Рейнским массивом до 30 км и менее под Верхнерейнским грабеном. В региональном плане толщина коры возрастает в сторону Альп и уменьшается к Северо-Германской впадине.

Интенсивность магнитного поля в зонах грабенов резко понижена по сравнению с окружающими их районами, а по результатам одномерной интерпретации данных МТЗ и моделирования двухмерного геоэлектрического разреза, полученным Х. Гёдике и др. [Plateau uplift..., 1983], под ними на глубинах 20—30 км хорошо выделяется проводящий слой, который в сопредельных районах залегает на глубинах около 50 км.

О новейшей тектонической активности региона можно судить по характеру его сейсмичности. Общая структура сеймотектонических дислокаций и связанных с ними землетрясений изучена Л. Ахорнером и др. [Plateau uplift..., 1983], которые обнаружили, что почти непрерывная субмеридиональная линия эпицентров связывает разрывные зоны Верхнерейнского грабена на юге с Нижнерейнским грабеном на севере. Выделяются также три поперечные эпицентральной зоны, пересекающие Рейнский массив: Аахен — Кельн (нижнерейнская), южнее Аахена (бельгий-

ская) и Люксембург — Франкфурт (верхнерейнская). Современная сейсмическая активность регистрируется в тех же районах, особенно вблизи южной границы Рейнского массива.

Глубины гипоцентров варьируют от нескольких до 25 км, но в основном они расположены в интервале 6—14 км, в южной пограничной зоне Рейнского массива не превышают 10 км. Изучение фокальных механизмов показало, что очаги землетрясений в верхнерейнской и бельгийской зонах характеризуются горизонтальными смещениями по плоскости сбрасывателя, а в нижнерейнской зоне преобладают вертикальные движения. Направление главных осей напряжений в предполагаемых механизмах очагов хорошо согласуется с непосредственными измерениями напряжений: в южной части Верхнерейнского грабена, Швабской Юре и в Западных Вогезах преобладают сдвиговые механизмы в очагах землетрясений, в северной части Верхнерейнского грабена и в Рейнском массиве происходит растяжение по направлению северо-запад — юго-восток.

Геотермические исследования в Рейнской рифтовой зоне и окружающих ее районах ведутся свыше 25 лет. Первые оценки теплового потока [Creutzburg, 1964] показали, что его среднее значение на территории Западной Германии приближается к 70 мВт/м^2 , а над соляно-купольными структурами поток увеличивается до 190 мВт/м^2 . Большая часть Верхнерейнского грабена представляет собой геотермическую аномалию, что подтверждается наличием термальных источников (с температурой воды до 70°C) по бортам грабена, быстрым нарастанием глубинных температур (в южной части грабена на глубине 1,65 км зафиксирована температура 184°C), аномально высокими тепловыми потоками (до $120\text{--}170 \text{ мВт/м}^2$ вблизи Ландау и Зольтца) и низкой теплопроводностью (около $1,7 \text{ Вт/м}\cdot\text{K}$) разреза. В прилегающих районах Саарского бассейна, Рейнских сланцевых горах и в молассах Баварии тепловой поток около 70 мВт/м^2 [Karperlmeuer, 1967]. Такое значение теплового потока в последующие годы рассматривалось как невозмущенная стандартная величина (региональное фоновое значение) по сравнению с тепловой аномалией (более 90 мВт/м^2) вблизи Страсбурга, что отражено на первой карте теплового потока исследуемого региона [Haenel, 1971].

На ней выделена значительная положительная аномалия с центром в Верхнерейнском грабене, а измеренный тепловой поток при последующей интерпретации разделен на коровый и мантийный.

Обработка данных по 146 пунктам измерений теплового потока с помощью статистических критериев (тренд-анализа первого и пятого порядков) позволила Р. Хэнелю построить новую карту теплового потока ФРГ [Explosion seismology..., 1976], на которой отчетливо выделяются геотермические аномалии с повышен-

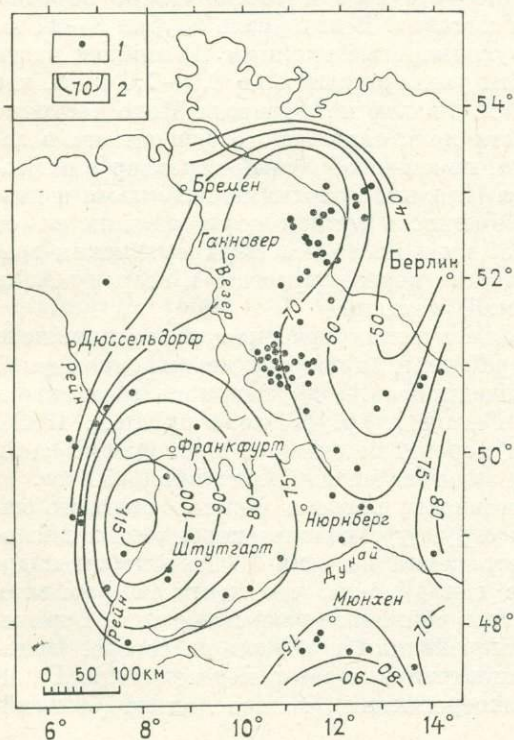


Рис. 24. Распределение пунктов измерения теплового потока (1) и изолиний тренд-анализа пятого порядка (2) на территории ФРГ (по Р. Хэнелю [Explosion seismology..., 1976]).

ным (в зоне Рейна) и пониженным (в северо-восточной части района) тепловым потоком (рис. 24). Средний тепловой поток на изученной территории оказался равным 72 мВт/м^2 , а после исключения шести аномальных значений по Рейнскому грабену уменьшился до 70 мВт/м^2 .

По этому же обобщению Р. Хэнеля стали известны тепловые свойства основных разновидностей горных пород и геологических формаций региона по 200 образцам, отобранным с глубин от 0 до 5,7 км (средняя глубина отбора примерно 1 км) и исследованным при температуре 50°C .

В изученном разрезе самую низкую теплопроводность среди горных пород имеют базальты ($1,68 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$) и глинистые мергели ($2,13 \pm 0,39 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$), среди геологических формаций — кайнозойская ($2,03 \pm 0,79 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$), а самую высокую — плотные известняки, доломиты и песчаники ($2,97 \pm 0,47$; $3,12 \pm 0,44$ и $3,26 \pm 0,69 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$ соответственно) и геологические формации верхнего палеозоя ($3,1 \pm 0,86 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$). Остальные разновидности горных пород и геологические формации мезозоя занимают промежуточное положение между приведенными значениями. Средняя теплопроводность изученного разреза в Центральной Европе составляет $2,8 \pm 0,89 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$ [Rybach, Buntebarth, 1982].

Новые сведения по тепловому потоку Центральной Европы и ее отдельных регионов опубликованы во многих работах [Wohlenberg, 1979; Geothermal synthesis..., 1980; и др.], отражены на «Карте теплового потока Европы» (см. рис. 21) и в обобщающих работах Э. Хуртига и Х. Эльснера по территории ГДР и К. Брама — по ФРГ [Тепловое поле Европы, 1982]. Эти данные позволили построить сводную карту теплового потока Рейнской рифтовой зоны и окружающих ее районов (рис. 25) дать общую характеристику теплового поля и проанализировать природу наблюдаемых локальных аномалий.

От Североморской рифтовой зоны и ее восточного обрамления область Рейнских рифтовых грабенов отделена Северо-Германской (или Центрально-Европейской) впадиной, которая протягивается от южных берегов Северного моря до юго-западного побережья Балтийского и является поперечной (субширотной) структурой, разделяющей каледониды и герциниды [Международная тектоническая карта Европы..., 1981]. В этой впадине широко развита соляная тектоника, а тепловой поток почти такой же, как на территории Ютландии (табл. 3).

В Северо-Германской впадине и прилегающем к ней Тюрингенском бассейне более чем по 1000 образцов изучена теплопроводность горных пород. Преобразуя данные, опубликованные Е. Хуртигом и Р. Шлоссером [Geoelectric..., 1976], можно определить, что от мела до ордовика самую низкую теплопроводность имеют аргиллиты, глиноземистые известняки и туфы (менее $1,8 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$), повышенную (более $3 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$) — доломиты и ангидриты, а также некоторые разновидности песчаников пермского и карбонового возрастов. Практически не имея образцов по кайнозойской формации, но учитывая ее терригенный состав, можно полагать, что ее средняя теплопроводность должна быть примерно такая же, как в мезозойской формации ($1,9 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$). Зато в палеозойских отложениях она существенно увеличивается и достигает в среднем $3,17 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$. В рассмотренной коллекции образцов преобладают породы палеозойской формации, и средняя величина теплопроводности изученного разреза равна $2,8 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$, т. е. соответствует вычисленной ранее Р. Хэнелем [Explosion seismology..., 1976].

Контрастные теплофизические свойства пород на отдельных участках (например, в районах широкого развития соляно-купольных структур) являются причиной локального перераспределения глубинного теплового потока в приповерхностных условиях. Наблюдаемые локальные аномалии также могут быть связаны с конвективным теплопереносом в зонах глубинных разломов и с возможными вариациями радиоактивной теплогенерации в земной коре. В Тюрингенском бассейне небольшие ано-

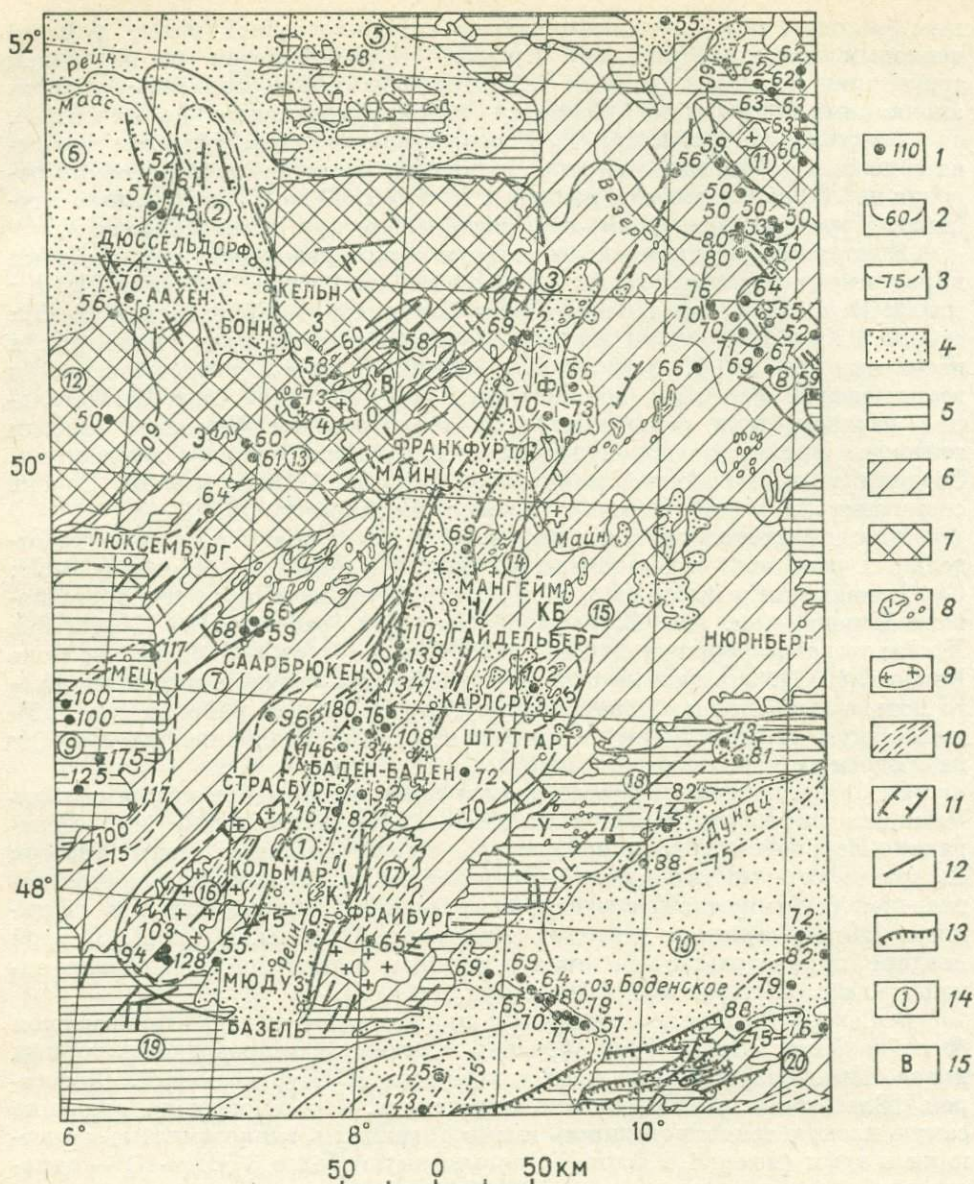


Рис. 25. Геотермическая карта Рейнской рифтовой зоны и окружающих районов [Creutzburg, 1964; Kappelmeyer, 1967; Haenel, 1971; Werner, Doehl, 1974; Международная тектоническая карта..., 1981; Тепловое поле Европы, 1982].

1 — пункты определения теплового потока и его измеренные величины, мВт/м²; 2 — изолинии регионального теплового потока (через 10 мВт/м²); 3 — изолинии anomalously повышенного теплового потока (более 75—100 мВт/м²); 4 — терригенные осадки кайнозоя; 5 — флишевые осадки юры и мела; 6 — песчаники и известняки триаса (5, 6 — эцигерцинская платформа); 7 — складчатые комплексы карбона и девона (складчатые герциниды); 8 — мезо-кайнозойские эффузивы; 9 — палеозойские интрузивы; 10 — метаморфические породы докембрия; 11 — рифтовые сбросы; 12 — прочие разломы; 13 — взбросы (альпийские надвиги); 14 — рифты: 1 — Верхнерейнский, 2 — Нижнерейнский, 3 — Гессенский, 4 — Нейвид, впадины: 5 — Северо-Германская, 6 — Нижнерейнская, 7 — Саарская, 8 — Тюрингенская, 9 — Парижская, 10 — Предальпийский краевой прогиб, поднятия: 11 — Нижнесаксонский блок, 12 — Арденнский и Брабантский массивы, 13 — Рейнский массив, 14 — Оденвальд, 15 — Сакско-Тюрингенская зона, 16 — Вогезы, 17 — Шварцвальд, 18 — Швабский Альб, 19 — Юрские горы, 20 — Альпы; 15 — вулканические массивы: В — Вестервальд, З — Зибенгебирге, К — Кайзерштуль, КБ — Катценбукель, Л — Лаахер, У — Урах, Ф — Фогельсберг, Э — Эйфель.

малии теплового потока обусловлены преимущественно рельефом кристаллического фундамента [Тепловое поле Европы, 1982].

Нижнерейнская впадина, называемая также Нижнерейнской бухтой, на северо-западе переходит в Североморскую, а на юго-востоке обрам-

Таблица 3

Тепловой поток Рейнской рифтовой зоны и окружающих районов

Участки	Число наблюдений (n)	Тепловой поток, мВт/м ²			
		Интервал	\bar{q}	$\pm 2\sigma$	$2\sigma/\sqrt{n}$
<i>Рифтовые впадины</i>					
Верхнерейнский грабен	15	69—180	115	65	31
Северный сегмент	5	69—139	114	28	14
Средний »	6	76—180	124	75	31
Южный »	4	70—167	114	92	53
Гессенская впадина	2	69—72	70	—	—
Средний поток по грабенам	47	69—180	110	65	31
<i>Окружающие районы</i>					
Фогельсбергский вулканический массив	3	66—73	70	7	4
Саксо-Тюрингинская зона	15	62—102	71	22	6
Саарский бассейн	3	59—68	64	10	6
Вогезы	5	55—128	95	52	23
Шварцвальд	3	65—72	69	7	4
Средний поток по краевым обрамлениям грабенов	29	55—128	74	23	8
<i>Массивы</i>					
Рейнский	6	58—73	62	11	5
Брабантский и Арденнский	2	50—56	53	—	—
Средний поток по массивам	8	50—73	60	11	5
Средний поток по рифтовой зоне	54	50—180	83	35	16
Юго-восточная часть Нижнерейнской впадины	5	45—70	57	9	8
Нижнесаксонский блок	13	55—71	58	20	4
Тюрингинский бассейн	51	50—81	64	22	3
Северо-Германская впадина	65	21—90	64	20	4
Средний поток в районах, окружающих рифтовую зону	134	21—81	63	20	4
Средний поток в регионе	188	21—180	69	25	7

Примечание. Статистические величины получены по данным Х. Греббурга [Creutzburg, 1964]; И. Делатре и др., Ф. Доебля, Д. Вернера, Р. Хэнеля [Graben problem, 1970]; К. Брама, Р. Габля, Р. Хэнеля, Э. Хуртига, В. Чермана и Х. Эльснера [Тепловое поле Европы, 1982].

ляется складчатыми комплексами герцинид, слагающих Рейнский, Брабантский и Арденнский массивы (см. рис. 25). Эта впадина разбита серией крутопадающих субпараллельных разломов северо-западного простирания, по которым неоднократно происходили блоковые горизонтальные и вертикальные перемещения (часть из них подновлялась в мезозое и кайнозое), в результате которых образовались ступенчатые грабены (Нижнерейнский, Центральный) и горсты (Крефельдский свод и др.).

В юго-восточной части впадины кровля палеозойского (допозднепермского) фундамента погружена всего лишь на 0,5—1 км. По мере приближения к побережью Северного моря она постепенно опускается до 2—3,5 км и более. В осадочном чехле преобладают мезо-кайнозойские

терригенные континентальные и морские отложения с прослоями бурых углей и лишь в районе Бонна (вулканический район Зибенгебирге) в третичный период происходили извержения щелочных базальтов, трахитов и их туфов [Милановский, 1976]. Подвижки по сбросам, пересекающим впадину, начались в палеозое и продолжаются в настоящее время [Plein et al., 1982].

Геотермические исследования проведены преимущественно в юго-восточной части впадины (см. рис. 25). Геотермические градиенты здесь варьируют от 24 до 55 мК/м, а теплопроводность разреза — от 1,47 до 2,34 Вт/м·К [Legrand, 1975]. Средний тепловой поток на этом участке — 57 ± 9 мВт/м² (см. табл. 3).

На остальной территории Нижнерейнской впадины известно лишь одно определение теплового потока, которое сделано в скважине, расположенной вблизи г. Эссена (Бельгия). Тепловой поток здесь достигает 88 мВт/м², а теплопроводность разреза, вскрытого скважиной, изменяется от 2,1 в мезозойских породах до 2,9 Вт/м·К в палеозойских породах [Legrand, 1975]. Температурные измерения в глубоких скважинах, находящихся южнее этого участка, показали, что на глубинах 1,2—2 км температура подземных вод, циркулирующих в закарстованных породах, равна 66—70°C, а на глубине 4,86 км она достигает 170°C. Аномально повышенная температура подземных вод вызвана, по-видимому, конвективным выносом тепла из более глубоких горизонтов по карстовым зонам [Geothermics..., 1980].

Обводненность пород и их состав влияют на величины геотермических параметров и на других участках. В частности, локальные геотермические аномалии связаны с восходящим конвективным потоком по зонам активных разломов в районе Аахена.

Фактических материалов о геотермических условиях самого Нижнерейнского грабена пока не имеется, но, анализируя историю его геологического развития, активность горизонтальных перемещений по краевым сбросам и миоценовый вулканизм, а также сопоставляя его с другими грабенами Рейнской рифтовой зоны, можно полагать, что тепловой поток здесь должен превышать 70—75 мВт/м².

Рейнский массив. Главное поднятие этого массива началось в олигоцене и продолжается вплоть до настоящего времени со средней скоростью 0,3—0,5 мм/год [Zippelt, Mälzer, 1981]. Рейнский массив сложен палеозойским складчатым комплексом. В районе Рейнских сланцевых гор он пересекается крупной глубинной системой разломов, с которой связаны листрические надвиги, рудная минерализация раннего мезозоя, месторождения углеводородов и кайнозойский базальтовый вулканизм [Kronberg, 1982].

По данным ГСЗ, о которых уже упоминалось в начале этого раздела, мощность земной коры под Рейнским массивом достигает 37 км. На глубинах 29—31 км здесь выделяется тонкий слой (≤ 1 км) с повышенной скоростью (до 8,1 км/с). Ниже него установлена 4—6-километровая переходная зона, в которой скорость изменяется от 6,3—7,0 до 8,4 км/с. Подобные переходные коромантийные зоны мощностью от 2—4 до 5—7 км обнаружены и под другими участками Рейнской рифтовой зоны на глубинах от 30—33 до 37 км. В этих зонах, расположенных непосредственно под поверхностью Мохоровичича и являющихся своеобразным переходным звеном к астеносфере, структура верхней мантии, как полагают Я. Дрислер, В. Якоби, Я. Мечие и др. [Plateau uplift..., 1983], аномальна либо по скоростям сейсмических волн, либо по изменению плотностей горных пород.

Уменьшение скоростей сейсмических волн в верхней мантии на 3—5% по отношению к прилегающим участкам характерно для всей подкоровой литосферы в районе поднятия Эйфель — Арденны на Рейнском массиве. Оно объясняется подъемом магматического материала и его скопле-

нием под подошвой коры. Наиболее активное внедрение этого материала в земную кору с глубин 50—150 км происходило в раннем и среднем миоцене, когда образовался Вестервальдский вулканический район. Позднее (в плейстоцене и раннем голоцене) возникли Лаахерский (во впадине Нейвид) и Эйфельский вулканические районы. В этих районах неоднократно изливались базальтовые, трахитовые и фonoлитовые лавы, а также происходили выбросы пепловых и пемзовых туфов из многочисленных мелких центров, следы которых хорошо видны на поверхности массива и протягиваются с запада на восток более чем на 100 км (см. рис. 25).

Наличие в верхней мантии под Рейнским массивом значительных низкоскоростных неоднородностей, установленных С. Райксом и К. Боньером [Plateau uplift..., 1983] по результатам анализа запаздывания волн P от землетрясений из различных регионов земного шара, позволяет полагать, что здесь происходит частичное плавление мантийного вещества, которым можно объяснить подъем земной поверхности массива на 300 м, начиная с позднего триаса до настоящего времени.

Тепловой поток на территории Рейнского массива, по данным Р. Хэнеля [Graben problems, 1970], изменяется от 58 до 73 мВт/м² (см. табл. 3), а повышенный вынос глубинного тепла происходит во впадине Нейвид (см. рис. 25).

Геотермические аномалии, новейший и современный вулканизм в районах Вестервальда и Лаахерского озера, а также повышенная сейсмическая активность с преобладанием растягивающих напряжений позволяют предполагать, что в центральной части Рейнского массива развивается новый активный рифт [Якоби, 1984], на территории которого тепловой поток выше 70 мВт/м².

На Арденнском и Брабантском массивах тепловой поток значительно ниже, чем на Рейнском массиве, а в целом эти складчатые массивы, за исключением отдельных наиболее активных участков (впадина Нейвид, зоны разломов в районе Аахена), разогреты значительно меньше, чем окружающие их районы, особенно рифтовые грабены.

Гессенская впадина. Эта впадина в настоящее время находится в состоянии пассивного рифтогенеза, хотя в ее южной части наблюдается повышенная микросейсмическая активность [Милановский, 1976; Якоби, 1984].

Гессенский грабен длиной 150 км имеет северо-восточное простирание, заполнен в основном пермотриасовыми терригенными осадками, имеющими суммарную мощность от нескольких сотен метров до 1,5 км, которые на отдельных участках перекрыты маломощными олигоцен-нижнемиоценовыми осадочно-вулканогенными образованиями. Максимальные глубины залегания герцинского фундамента (1—1,5 км) характерны для северной части впадины. К югу они уменьшаются до 1 км и менее.

От расположенного южнее Верхнерейнского грабена Гессенская впадина отделяется поперечной перемычкой — Фогельсбергским миоценовым вулканическим массивом, внедрение которого происходило с глубин 30—50 км. По данным ГСЗ, под ним зафиксирована аномальная скорость в коре и верхах мантии, что свидетельствует о повышенном разогреве глубинных недр. Влияние такого разогрева, возможно, сказывается и на величинах теплового потока, который в пределах Фогельсбергской перемычки варьирует от 66 до 73 мВт/м². Это влияние ощущается и на территории Гессенского грабена, особенно в его южной части, где средний тепловой поток равен 70 мВт/м² (см. табл. 3).

Верхнерейнский грабен. Это наиболее известная часть Рейнской рифтовой зоны и всего Рейнско-Ливийского рифтового пояса. Грабен вытянут вдоль долины р. Рейн от Базеля до Франкфурта на 300 км и на всем протяжении сохраняет среднюю ширину около 36 км. Только северный и особенно южный фланги грабена расширяются и имеют воронкообразную

форму. На юге грабен ограничен поднятиями Вогез и Шварцвальда, на северо-востоке — Оденвальдским выступом, которые являются останцами эпибайкальского срединного массива в пределах герцинид, испытывавшими в палеозое и, возможно, в более поздние периоды (мезокайнозой — ?) тектономагматическую активизацию. На северо-западе грабен обрамляет юго-восточный борт Рейнских сланцевых гор (складчатые герциниды), на западе — Саарский бассейн герцинского возраста (см. рис. 25).

Верхнерейнский грабен заполнен кайнозойскими осадочными и осадочно-вулканогенными образованиями, мощность которых достигает 4—5 км. Верхняя часть подстилающего их герцинского фундамента сложена складчатыми и метаморфическими комплексами палеозоя мощностью 6—8 км. По отношению к простиранию герцинских структур фундамента грабен занимает кососекущее положение. Растягивающие напряжения, действующие в очагах происходящих здесь землетрясений, направлены поперек или под углом к оси грабена [Беляевский, 1981].

В горном обрамлении Верхнерейнского грабена, сложенного метаморфическими допалеозойскими образованиями, нередко перекрытыми осадочными породами позднего палеозоя и мезозоя (герцинская платформа), имеются зоны бластомилонитов, дайки гранитов, левосдвиговые деформации «рейнского» (северо-северо-восточного), «рудногорского» (северо-восточного) и «герцинского» (северо-западного) простираний. Их возраст варьирует от допермского до кайнозойского. На южном фланге рифтовой зоны (в Юрских горах) обнаружены многочисленные проявления щелочного мел-палеогенового и миоценового вулканизма, а на северном находится Фогельсбергский вулканический массив.

В новейшей структуре краевые обрамления Верхнерейнского грабена представляют собой полусводы и резко асимметричные своды шириной до 30—60 км и высотой до 2—2,5 км, которые образуют «плечи» рифта, обрезанные со стороны грабена сбросовыми эскарпами [Милановский, 1976]. Максимальные размеры поднятий характерны для южной части рифтовой зоны (Вогезы, Шварцвальд), минимальные — для ее средней части, где на некоторых участках полусводовое поднятие вообще отсутствует, а грабен пересекает залегающие субгоризонтально породы пермско-мезозойского чехла Южно-Германской плиты в районе впадины Крейхгау между Карлсруэ и Гейдельбергом (Саксо-Тюрингенская эпигерцинская зона).

Геотермические данные по Верхнерейнскому грабену, к сожалению, не очень многочисленны: по работам немецких (Р. Хэнель и др.) и французских (Р. Габль и др.) геотермиков [Graben problems, 1970; Тепловое поле Европы, 1982; и др.] в самом грабене известно лишь 15 определений теплового потока, а в сопредельных с ним районах (на «плечах» рифта) число таких определений составляет 29 (см. табл. 3). В зоне грабена имеется ярко выраженная геотермическая аномалия, так как тепловой поток на его территории изменяется от 69 до 180 мВт/м², в среднем составляя 115 ± 65 мВт/м². На «плечах» рифта он уменьшается до 74 ± 23 мВт/м², хотя и здесь наблюдаются локальные аномалии, в которых величины потока достигают 102 (в Саксо-Тюрингенской зоне) и даже 128 мВт/м² (в Вогезах).

Сведения о фактических величинах геотермических градиентов и теплопроводности верхних горизонтов земной коры по рифтовой зоне практически отсутствуют, если не считать сообщений о том, что геотермический градиент в Рейнском грабене повышен и имеет значительные локальные вариации [Wegner, Doebl, 1974], а средняя величина теплопроводности в верхних горизонтах разреза, по данным Р. Хэнеля [Explosion seismology..., 1976], снижается с 2,1 Вт/м·К на «плечах» грабена до 1,8 Вт/м·К в его осевой зоне. Уменьшение теплопроводности в центре рифтовой зоны подтверждается и материалами Э. Хуртига и П. Шлоссера [Geoelectric..., 1976] по южной части ГДР.

Геотермическая аномалия Верхнерейнского грабена не является единой, а распадается на несколько сегментов, отличающихся друг от друга интенсивностью выноса глубинного тепла (см. табл. 3): в северном и южном сегментах тепловой поток равен 114 мВт/м^2 , в центральном — 124 мВт/м^2 . На «плечах» рифта он уменьшается до $95\text{—}69 \text{ мВт/м}^2$ (Вогезы, Шварцвальд), а в сопредельных с ними районах Саксо-Тюрингенской зоны и Саарского бассейна — до $70\text{—}64 \text{ мВт/м}^2$. Такое распределение теплового потока обусловлено геодинамическими особенностями региона и историей его геологического развития.

Началу формирования Верхнерейнского грабена предшествовала щелочно-ультраосновная магматическая активизация в пределах «плеч» будущего рифта, которая достигла максимальной интенсивности в районах Оденвальда, Майнца, Вогез и Шварцвальда $52\text{—}38$ млн лет назад (табл. 4). В среднем эоцене, т. е. около 45 млн лет назад, на месте будущей рифтовой зоны наметилась эмбриональная область поднятия и формирования подкорковых очагов, которая частично наследовала тектонические особенности герцинского фундамента, но развивалась независимо от них. Опускание по нормальному сбросам и растяжение в осевой части этого поднятия начались также в эоцене (первая стадия рифтогенеза). Они были наиболее интенсивными в южном и среднем сегментах, где образовались две впадины: первая — на крайнем юге, близ Милюза, вторая — между Страсбуром и Карлсруэ. Разделяющая эти котловины внутривпадинная перемычка в районе Кольмара испытывала менее интенсивное погружение ($0,2\text{—}0,5$ км), чем прилегающие котловины ($0,5\text{—}1,6$ км). Со среднего олигоцена, когда усилилось поднятие Рейнского массива, осадки на Кольмарском участке больше не накапливались, зато в среднем миоцене здесь образовался щелочно-вулканический массив Кайзерштуль (см. рис. 25).

Начиная с раннего олигоцена в погружение вовлекается и северный сегмент Верхнерейнского грабена. Наиболее мощные толщи осадков (до $1,0\text{—}1,6$ км) накапливались в нем в раннем миоцене. Интенсивное опускание этого сегмента продолжается и в настоящее время.

Наблюдаемый тепловой поток, по-видимому, связан в основном со второй стадией рифтогенеза — плиоцен-антропогеновой [Иллиас, 1981], когда вновь активизировалось погружение на отдельных участках грабена (в северном, южном и частично среднем сегментах, но с различной интенсивностью), а «плечи» рифта начали усиленно воздыматься, особенно в южной части грабена (Вогезы, Шварцвальд — более 1 км). Умеренное (менее 1 км) и незначительное (первые сотни метров) поднятие происходило в северной (Оденвальд) и средней частях горного обрамления Верхнерейнского грабена.

Сравнивая распределение теплового потока с геодинамикой отдельных участков рассматриваемого рифта (см. табл. 4), можно утверждать, что в настоящее время наиболее интенсивный вынос глубинного тепла (более 120 мВт/м^2) происходит в среднем сегменте Верхнерейнского грабена, на Баден-Баденском участке, в зоне активного растяжения и погружения. Там, где растяжение постепенно затухает (в северном сегменте) или сменяется сжатием (на Кольмарском участке), поток глубинного тепла уменьшается, хотя и продолжает оставаться аномально высоким (до 110 мВт/м^2 и более). И только в горном обрамлении рифтовых впадин тепловая аномалия постепенно уменьшается до региональных значений — примерно 70 мВт/м^2 . Наблюдаемые здесь локальные аномалии потока связаны, вероятно, с зонами активизированных разломов в Вогезах и Саксоно-Тюрингии (см. рис. 25).

Интерпретация имеющихся геотермических, гравиметрических, магнитных, сейсмологических и петрологических данных позволяет полагать, что происхождение тепловых аномалий в пределах Рейнской рифтовой зоны обусловлено несколькими причинами [Graben problems, 1970;

Геологическое развитие Верхнерейнского грабена и окружающих районов и наблюдаемый региональный тепловой поток. Геологические данные приведены по публикациям И. Х. Илиса, Е. Кунтца и др., М. Тейчмюллера и др. [Graben problems, 1970], Е. Е. Милановского [1976], В. Р. Якоби [1984]

Возраст	Тектоника, магматизм, накопление осадков	Общая характеристика центральной части грабена и его отдельных сегментов				«Плечи» грабена	Соотношение с окружающими районами
		Фрайбургский		Баден-Баденский	Гейдельбергский		
		Миллоза	Кольмар				
1	2	3	4	5	6	7	8
Допоздне-мезозойский	Формирование структуры фундамента	Ослабленный пояс складчатых герцинид, пересеченных глубокой зоной разрывных нарушений север-северо-восточного простирания				Выступы эпибайкальского срединного массива, испытавшие тектономагматическую активизацию в палеозое (Вогезы, Шварцвальд, Оденвальд)	На севере — герциниды Рейнского массива, на юге — Юрские горы, в центре — районы герцинской платформы (Сако-Тюрингенская зона и др.)
Мел-палеоценовый	Тектономагматическая активизация фундамента	На месте будущей рифтовой зоны наметилась эмбриональная зона поднятия и формирования подкоровых очагов. Появились некки и дайки оливин-нефелинитового и базанитового составов в северной и частично в южной частях района				Денудация поднятий. Начало щелочно-ультраосновного магматизма (образование массива Катценбургель в Оденвальде)	Погружение эпигерцинского фундамента в районе Нижнерейнской бухты до 2,5—3,5 км
Ранне(?)-среднеэоценовый	Начало погружения. Усиление вулканической активности Озерно-болотные осадки — мергели, известняки, лигниты	В осевой зоне началось проседание участка, ограниченного разломами, усилилась вулканическая активность. В образовавшемся прогибе накапливаются маломощные (от нуля до нескольких десятков метров) осадки				Образование близповерхностных разломов	Погружение в северо-западной части Нижнерейнского грабена
Позднеэоценовый	Продолжение погружения	Более интенсивное погружение в южной и средней частях, сопровождаемое сбросовыми подвижками				Первая стадия рифтогенеза: растяжение и разрыв земной коры в зоне грабе-	Пик рифтогенеза в Верхнерейнском грабене совпадает с кульминацией деформаций сжа-

	Накопление морских осадков — песчаных и глинистых мергелей с прослоями эвапоритов (гипсы, каменная соль)	Мощность 0,5—0,9 км	0,2—0,3 км	0,5—0,9 км	Осадко-накопления не было	на, погружение и последующее изгибание вверх «плеч» грабена	тия в Альпах
Раннеолигоценовый	Продолжение погружения Накопление лагуновых осадков в аридных условиях — мергелей, песчаников, эвапоритов (калийные соли)	Наиболее интенсивное погружение в южной и средней частях, начало погружения в северном сегменте, сингенетичные подвижки по краевым и внутренним сбросам 1,0—1,6 км 0,5 км 0,5—0,9 км 0,1—0,4 км Наиболее мощные осадки на прибортовых участках, а приосевая зона относительно приподнята				Поднятие массивов Вогез и Шварцвальда на 0,5—1,0 км	Образование морских бассейнов в Нижнерейнской и Гессенской впадинах
Средне- и позднеолигоценовый	Замедление погружения Накопление морских и пресноводных осадков — глинистых и песчаных мергелей	Менее дифференцированное погружение, морская трансгрессия 0,5—1,0 км — 0,5—1,0 км 0,5—0,7 км Перемещение краевой оторочки из конгломератовых фаций к северу				Усиление поднятия Рейнского массива и горного обрамления северной части Верхнерейнского грабена	Затопленный морем Верхнерейнский грабен соединяется с Гессенской впадиной. Существует единый субмеридиональный прогиб, связывающий Северное море с Предальпийским прогибом и грабенами Бресским и Лиманским на юге Франции. В Нижнерейнском грабене происходят извержения базальтов, трахитов и их туфов (район Зибенгебирге)
Раннемиоценовый	Поднятие — в южном и среднем сегментах, погружение — в северном	Область погружения перемещается в северную часть грабена, а его южная и средняя части вовлекаются в поднятие				Образование Рейнских сланцевых гор, отделяющих Верхнерейнский грабен от Нижнерейнского	Связь Верхнерейнского бассейна с Северным морем и Гессенским бассейном прекращается. Происходят базальтовые из-

1	2	3	4	5	6	7	8
	Начало новой магматической активизации. Накопление известняков и мергелей с прослоями битуминозных и эвапоритовых осадков	Поднятие и начало денудации			1,0—1,6 км (высокие скорости седиментации)	Интенсивное развитие разломов в Гейдельбергском сегменте	вержения в районе Вестервальда (Рейнский массив) и в Гессенской впадине. Начало образования Фогельбергского вулканического массива в Северо-Рейнской области и «Швабского вулкана» (район Ураха) в Южно-Рейнской
Среднемиоценовый	Прекращение погружений и усиление поднятий Усиление магматической активности на Кольмарском участке	Эпейрогеническое поднятие в районе палео-Рейна Эрозия		Образование щелочного вулканического массива Кайзерштуль	Эрозия	Слабое погружение 0,1—0,2 км (озерные осадки)	Субвулканические тела оливиновых нефелитов в Вогезах и Шварцвальде Максимальная интенсивность излияния базальтов на Фогельбергском вулканическом массиве; ареальные извержения щелочной оливинобазальтовой магмы, накопление туфов и туфобрекчий в районе Ураха
Позднемиоценовый — раннеплиоценовый	Тектоническая пауза	Погружение в грабене затухает, происходит речная эрозия				Эксплозивные и эффузивные извержения щелочных лав и туфов в районе Хегау (между Карлсруэ и Гейдельбергом)	Блоковые подвижки в Нижнерейнской впадине
Плиоценовый — антропогеновый	Активизация погружения на отдельных участках, усиление сдвиговых движений по краевым сбросам, растяжение и частичное сжатие (на Кольмарском участке)	Погружение дна с различной интенсивностью — от 0,7 до 1,7 мм/год Сдвиги с растяжением		Сдвиговые движения со сжатием	Растяжение и погружение	Интенсивное опускание со скоростью 0,5—0,7 мм/год. Образование Майнской ступени в	Вторая стадия рифтогенеза — воздымание горных обрамлений: усиленное (более 1 км) — в южном (Вогезы, Шварцвальд), умеренное (менее 1 км) — в северном (Оденвальд), незначительное (первые сотни метров) — в среднем сег-
	Накопление озерных (галечники, гравий, песок, глина) и аллювиальных (те же + лёссы) отложений	0,2—0,25 км		0,1—0,2 км	северо-западной части грабена 0,5—0,6 км	ментах грабена	фельском и Лаахерском (впадина Нейвид) вулканических районах
Средний тепловой поток, мВт/м ² (в скобках — количество определений)		70(?) (1)	114±92(3)	124±75(6)	114±28(4)	74±23(29)	63±20(134)

Hirtig, Oelsner, 1977; Pries, Hoffers, 1980; Neugebauer, 1983; и др.1.

Понижение вязкости в нижней части литосферы над горячим пятном в мантии привело к появлению астеносферного диасира, утонению литосферы (примерно до 50 км), внедрению мантийного материала в низы коры и созданию переходной зоны кора — мантия под Верхнерейнским грабеном. Разорвется материал, поднимаясь вверх в зоне рифта со средней скоростью около 1 мм/год, являясь источником интратрифтового вулканизма, инверсии плотности, изостатических поднятий, скоростных аномалий в верхней части мантии и в земной коре. Напряжения, возникшие на границах литосферы и астеносферы в результате конвекционных потоков, послужили основной причиной активизации геодинамических процессов в области Рейнского грабена и Рейнских Сланцевых гор. Многократные горизонтальные и вертикальные перемещения по зонам разломов нарушают стационарность температурного поля, если возраст таких перемещений менее 10 млн лет (если он больше, то температурное поле можно считать близким к стационарному).

Следовательно, высокий тепловой поток в рифтовой зоне имеет глубинное происхождение. Он связан с тектоническими перестройками в литосфере, аномальными условиями в верхней мантии и астеносферным диасиром. Региональное распределение теплового потока коррелирует с крупными геологическими структурами.

Земная кора в рифтовой зоне, особенно под Верхнерейнским грабеном, заметно утонела (до 24—30 км), поэтому аномально повышенный тепловой поток имеет отрицательную связь с ее мощностью и не обусловлен ее повышенной радиоактивностью [Сеттак, 1977 (1979)]. Хотя радиогенная теплогенерация в вулканогенных породах на этой территории может достигать и значительных величин [Lust, Marble, 1978], доля таких вулканитов в общем объеме коры ничтожна. Как подгадет Д. Вернер [Graben problems, 1970], в кайнозойских осадках радиогенная теплогенерация практически отсутствует, в мезозойских формациях она достигает 8,4 мкВт/м², в палеозойских — варьирует от 1,9 до 16,8 мкВт/м², а в кристаллическом фундаменте уменьшается до 1,1 мкВт/м², причем аномальные участки приурочены преимущественно к западному борту грабена.

Стационарными тепловыми источниками в земной коре являются также термальные воды, циркулирующие по зонам разломов, обрамляющих рифтовые впадины. Результаты

определения температур с помощью геотермометров (по содержанию SiO_2 , $\text{Na}-\text{K}$, $\text{Na}-\text{K}-\text{Ca}$ и O^{18} -сульфата) на глубинах формирования 22 термальных источников, расположенных на девяти участках в Верхнерейнском грабене и в северной части Шварцвальда, показали [Friedrichsen, 1981], что самую высокую температуру имеют воды в районах Баден-Бадена (156°C), Вильдбада и Бад-Либенцалля (от 110 до 120°C), т. е. в районах максимально повышенного теплового потока (см. табл. 4). Для резервуаров формирования остальных термальных источников характерны более низкие температуры — от 65 до 90°C . Моделируя эти гидротермальные аномалии, И. Иллиес и В. Хофферс [Illies, Hoffers, 1980] полагают, что термальные растворы поступают в осадочный чехол грабена по расколам фундамента в виде восходящих конвективных потоков. В пористых песчаниках триаса нагретые глубинные воды разбавляются холодными водами из областей питания, расположенных по бортам грабена. Гидротермальные аномалии контролируются глубинными разломами с повышенной трещиноватостью, по которым глубинные флюиды поднимаются в осадочный чехол и повышают температуру пластов. Разгрузка водоносной системы происходит на флангах грабена. Выполненное моделирование температурного поля гидротермальной циркуляции показало, что характер поля может быть обусловлен распределением зон разгрузки и максимальной глубиной проникновения трещин, а горизонтальные размеры геотермальной аномалии связаны с продолжительностью периода функционирования гидротермальной системы.

Возмущающее влияние на наблюдаемый поверхностный тепловой поток могут оказывать и постепенно остывающие интрузии, если, как следует из расчетов Д. Вернера [Graben problems, 1970], возраст таких интрузий не более 1 млн лет и они расположены не глубже 7 км от поверхности Земли.

Таким образом, материалы многочисленных геологических и геофизических наблюдений, проведенных в последние годы, свидетельствуют о том, что основными источниками повышенного теплового потока в Рейнской рифтовой зоне являются астеносферный диапиризм и гидродинамическая конвекция в трещинных системах верхней части коры.

Ронская рифтовая зона

Рифтогенные структуры на территории Франции приурочены к Центральному массиву и бассейну рек Соны — Роны. Как и Рейнские рифты, они расположены на эпигерцинской платформе, но в отличие от последних возникли на более молодом кристаллическом основании (не древнее кембрия), их формирование сопровождалось более интенсивным вулканизмом, особенно на Центральном массиве, а южная и юго-восточная части рифтовой зоны находятся под влиянием альпийских структур Средиземноморского складчатого пояса [Милановский, 1976]. Судя по геологической карте рассматриваемого региона [Carte geologique..., 1980], складчатый фундамент рифтовых впадин и их горное обрамление испытали повторный метаморфизм и палеозойскую гранитизацию. Они разбиты многочисленными тектоническими нарушениями позднегерцинского и позднеальпийского этапов, которые расходятся веерообразно к северо-западу, северу и северо-востоку от Центрального массива.

Первые измерения теплового потока во Франции были сделаны в середине 60-х годов в скважинах глубиной $0,4-0,5$ км, пробуренных вблизи северо-западного склона Центрального массива в гранитах Мон-де-Блон и в юрских осадочных породах в районе Ангулема (Шаранта). Полученные величины потоков ($92-101$ и 72 мВт/м²) оказались более высокими, чем средние для земного шара [Hentinger, Jolivet, 1970; Гогель, 1978]. Сейчас здесь известно свыше 120 определений теплового потока,

Таблица 5

Тепловой поток Ронской рифтовой зоны и окружающих ее районов [Creutzburg, 1964; Haenel, 1971; Hentinger, Jolivet, 1970; Тепловое поле Европы, 1982; Lucazeau et al., 1984]

Район	n	Величины основных геотермических параметров									
		γ , мК/м		λ , Вт/м·К		q , мВт/м ²					
						без попра- вок		с поправкой			
		Интер- вал	$\bar{\gamma}$	Интер- вал	$\bar{\lambda}$	Интервал	\bar{q}	Интервал	\bar{q}'	2σ	$\frac{2\sigma}{\sqrt{n}}$
<i>Центральный массив</i>											
Западная часть	15	17—38	30	3,0—4,0	3,3	69—120	99	90—128	109	21	5
Центральная »	18	20—70	35	1,8—5,0	2,8	66—134	94	77—118	98	28	6
Восточная »	2	13—32	22	2,5—5,6	4,0	73—80	76	86—88	87	—	—
Все поднятие	35	—	32	—	3,1	—	95	—	102	25	6
Лиманские грабены	8	45—70	58	1,7—2,0	1,9	88—125	110	—	110	27	8
Средние величины по Центральному массиву	43		37		2,9		98		104	25	6
<i>Сона-Ронские грабены</i>											
Бресская впадина	8	23—53	38	2,0—4,2	3,0	83—129	110	—	110	34	12
Впадина Дофинэ	3	33—37	35	2,0—2,9	2,4	75—104	92	—	92	30	17
Нижнеронская впадина	7	18—37	25	2,0—3,4	2,9	54—108	72	—	72	39	15
Все грабены	18	—	33	—	2,9	—	92	—	92	35	14
Средние величины по рифтовой зоне	61	—	36	—	2,9	—	—	—	100	28	8
<i>Районы, сопредельные с рифтовой зоной</i>											
Парижский бассейн	32	28—50	36	1,7—4,2	3,0	50—175	108	—	108	51	9
Аквитанский бассейн	28	21—33	26	2,8—4,2	3,4	50—121	87	—	87	41	13
Предальпийский прогиб	22	—	—	—	—	57—125	84	—	84	40	9
Армориканский массив	5	—	—	—	—	45—96	70	—	—	—	—
Альпы	36	—	—	—	—	58—128	76	—	76	30	5

большая часть которых характеризует зону кайнозойского рифтогенеза (табл. 5). Анализ распределения величин потока (рис. 26) подтвердил существование аномально повышенного выноса тепла на значительной части территории Франции. Обобщая эти данные и дополняя их результатами новых исследований [Lucazeau et al., 1984], попытаемся извлечь из имеющейся информации сведения о тепловых потоках в рифтовых грабенах, выделив в рассматриваемом регионе Центральный массив, Лиманские и Сона-Ронские грабены, а также окружающие их районы (рис. 27).

Центральный массив. После эрозии герцинских гор, которая закончилась в перми, этот район находился в стабильном состоянии в течение мезозоя. В олигоцене по двум главным меридионально протяженным структурам Лимани (Алье и Верхнелуарской) начала развиваться система грабенов и более мелких приразломных впадин. Их глубина не превышает 1—2,5 км, так как в неоген-четвертичное время их погружение почти или полностью прекратилось, а весь район был вовлечен в постепенно усиливающееся сводово-глыбовое поднятие. Амплитуда поднятия Центрального массива достигает 1250 м, а ширина свода — 150—200 км. На западном крыле амплитуда поднятия постепенно уменьшается до нескольких сотен метров.

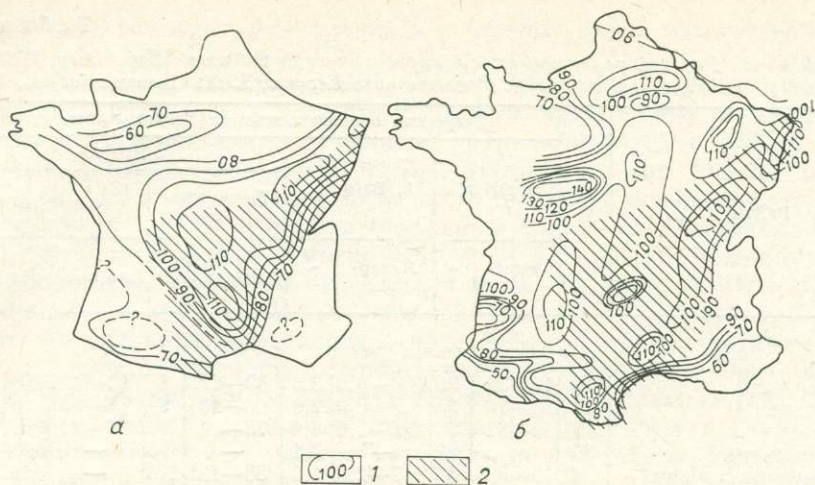


Рис. 26. Распределение теплового потока на территории Франции [Тепловое поле Европы, 1982; Lucazeau et al., 1984].

a — результаты тренд-анализа; *б* — фактические и расчетные данные.
1 — изолинии теплового потока, мВт/м²; 2 — район кайнозойского рифтогенеза.

Тектоническая активизация в центральной и юго-восточной частях массива сопровождалась щелочно-базальтовым вулканизмом, который начался еще в олигоцене и особенно усилился в миоцене, когда образовались огромные стратовулканы Канталь и Мон-Дор, расположенные юго-западнее впадины Алье. Площадное распространение базальтов достигло максимальной величины в плиоцене, а на некоторых участках (меридиональная цепь вулканов Пюи у западного борта Лиманского грабена) продолжалось до голоцена. По данным Р. С. Маури и И. Варета [Lucazeau et al., 1984], на Центральном массиве были две продолжительные стадии вулканизма. Первая стадия (65—35 млн лет) происходила до формирования грабенов, содержит небольшие объемы недонасыщенных кремнеземом лав (мелилитовые и анальцимовые нефелиниты), которые зародились в основании континентальной литосферы на глубине около 150 км в условиях низкого (менее 1%) частичного плавления верхнемантийных пород и внедрились по разломам фундамента. Во время формирования грабенов вулканическая активность значительно уменьшилась. Вторая стадия вулканизма началась в раннем миоцене (20 млн лет) и закончилась в позднем голоцене всего лишь 2 тыс. лет тому назад. Максимальные вспышки вулканической активности происходили 7—4 и 4—2 млн лет тому назад. В указанном временном интервале лавы эволюционировали от нефелинитов и базанитов до оливиновых базальтов. Этот тип вулканизма возник в основании континентальной коры в условиях менее 5—10% частичного плавления мантийных пород. В молодом вулканизме (4—0 млн лет) также наблюдается пространственная эволюция химического состава лав от бортов Центрального массива (нефелиниты) к его меридиональной оси (оливиновые базальты). Наблюдающаяся хронологическая и пространственная эволюция новейшего вулканизма была интерпретирована как процесс диапиризма, который, в свою очередь, обусловил поднятие земной поверхности и образование свода [Derruau, 1971].

По данным глубинного сейсмического зондирования [Hirn, 1980], под областью вулканизма и центральной частью сводового поднятия мощность земной коры 23—24 км. Скорость продольных сейсмических волн на ее подошве 7,2—7,4 км/с и лишь на глубине 45 км увеличивается до 8,3—8,4 км/с. Линза низкоскоростного, по-видимому разуплотненного (астеносфера — ?), мантийного материала выклинивается к западной и восточной частям поднятия, под которыми толщина коры возрастает до

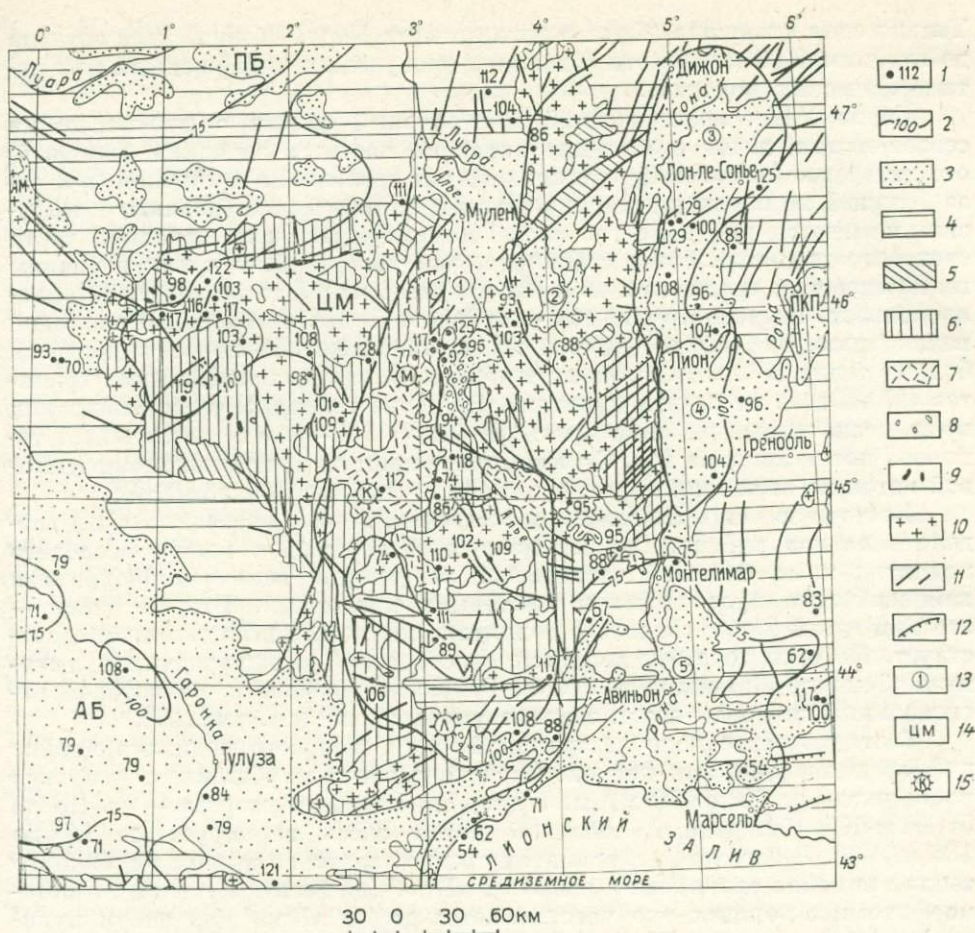


Рис. 27. Геотермическая карта Ронской рифтовой зоны и окружающих районов [Hentinger, Jolivet, 1970; Carte géologique..., 1980; Тепловое поле Европы, 1982; Lucazeau et al., 1984].

1 — пункты определения теплового потока и его величины, мВт/м²; 2 — предполагаемые по геотермическим и геологическим данным изолинии регионального теплового потока (через 25 мВт/м²); 3 — терригенные осадки кайнозоя; 4 — терригенно-карбонатные отложения мезозоя; 5 — осадочные отложения верхнего палеозоя (Р — С); 6 — мигматизированные и гранитизированные складчатые комплексы палеозоя (складчатые герциниды); 7 — 8 — площадное распространение (7) и отдельные выходы (8) кайнозойских щелочных базальтов и эффузивов кислого состава; 9 — габбро, диабазы; 10 — разновозрастные граниты; 11 — сбросы (У — сброс Улье); 12 — надвиги; 13 — рифтовые впадины (Лиманские: 1 — Алье, 2 — Верхнедуарская, Сона-Ронские: 3 — Бресская, 4 — Дофинэ, 5 — Нижнеронская); 14 — поднятия: А — Альпы, АМ — Армориканский массив, П — Пиренеи, ЦМ — Центральный массив, впадины: АБ — Аквитанский бассейн, ПБ — Парижский бассейн, ПКП — Предальпийский краевой прогиб; 15 — потухшие кайнозойские вулканы: К — Канталь, Л — Лангедок, М — Мон-Дор, П — Пюи.

28—30 км, а скорость сейсмических волн на поверхности мантии достигает 8,2 км/с. Центральный массив характеризуется отрицательными аномалиями Буге (до -50 мГал) и сходной с их контурами поверхностной топографией [Pegrier, Ruegg, 1973].

Наблюдаемые аномалии геофизических полей и результаты геологических наблюдений на Центральном массиве позволили предположить наличие под ним мантийного диапира с горизонтальным размером порядка 100 км, вытянутого в направлении с севера на юг [Lucazeau et al., 1984].

По территории Центрального массива (вне Лиманских грабен) известно 35 пунктов геотермических наблюдений (см. табл. 5). Измерения температур проводились в скважинах в основном до глубин 150—250 м и лишь в нескольких — до 400 м (в районах Фореза, Севенны и Лиможа).

Только одна скважина (Ориа в департаменте Верх. Вьенна) была изучена до глубины 1000 м. Все эти скважины пробурены в изверженных или метаморфических породах.

Сброс Улье, пересекающий Центральный массив с юго-запада на северо-восток, делит его на две неравные части: в западной (меньшей) отсутствует кайнозойский вулканизм и нет грабенов, в восточной (в 2 раза большей по площади) широко развиты кайнозойские базальты и эффузивы и имеются рифтовые грабены. Геотермическое поле западной части сводового поднятия более стабильно, чем восточной, так как величины геотермических градиентов изменяются здесь от 17 до 38 мК/м, а теплопроводность изученного разреза — от 3 до 4 Вт/мК. Измеренный тепловой поток около 100 мВт/м², причем из метаморфических пород выделяется больше тепла (102 мВт/м², по пяти пунктам), чем из палеозойских гранитов (97 мВт/м², по десяти пунктам). Введение топографической поправки из-за незначительных высот рельефа (менее 750—500 м) увеличивает тепловой поток лишь на 1%. С учетом палеоклиматической поправки тепловой поток на этой территории в среднем составляет 109±5 мВт/м².

Восточную часть Центрального массива, в свою очередь, можно разделить на два района. Первый из них расположен в центре сводового поднятия и на большей части своей территории заполнен продуктами кайнозойского вулканизма и рифтовыми впадинами. Второй район — это восточный фланг сводового поднятия, где новейший вулканизм отсутствует. По сути дела, он является своеобразной междувпадинной перемычкой между Лиманскими и Сона-Ронскими грабенами, на которой региональный тепловой поток заметно уменьшается (см. рис. 27).

Геотермическое поле центральной части сводового поднятия крайне дифференцировано, так как скорости нарастания глубинных температур изменяются от 20 до 70 мК/м, а теплопроводность разреза — от 1,8 до 5 Вт/м·К. Измеренный тепловой поток здесь варьирует от 66 до 134 мВт/м². В базальтах и гранитах среднее значение выноса глубинного тепла примерно одинаково и равно 92 мВт/м² (по десяти пунктам), в метаморфических породах оно увеличивается до 98 мВт/м² (по шести пунктам) и уменьшается до 85 мВт/м² вблизи контакта этих пород с эпигерцинскими осадками.

Так как в рассматриваемом районе высока изрезанность рельефа и его абсолютные высоты достигают 1000—1250 м, введение топографической поправки сужает диапазон изменения потока до 74—107 мВт/м², а его среднее значение уменьшает до 88 мВт/м². И лишь палеоклиматическая поправка увеличивает это значение до 98±6 мВт/м².

Сравнение полученных средних величин теплового потока по западной и центральной частям сводового поднятия приводит к парадоксальному на первый взгляд выводу: вынос глубинного тепла в зоне новейшего вулканизма оказывается более низким, чем на западном крыле поднятия. Хотя эта разница составляет всего лишь 11 мВт/м² и могла появиться за счет погрешности определений (см. табл. 5), следует отметить, что наблюдаемый тепловой поток представлен лишь своей кондуктивной составляющей. Вероятно, это справедливо для западной части свода, где отсутствуют термальные источники, т. е. нет гиротермальной разгрузки глубинного тепла. В центральной части свода особенно на его юго-восточном фланге, имеются многочисленные термальные источники, в которых температура воды на поверхности колеблется от 80,5°C (ист. Шод-Эгес) до 33,5°C (ист. Руайят), а на глубинах формирования этих источников, судя по содержанию растворенного в воде кремнезема и отношению атомных весов натрия и калия, она достигает 125—225°C [Risler, 1976]. Количественное определение конвективной составляющей теплового потока в рассматриваемом районе пока еще не представляется возможным. Но по аналогии с другими рифтовыми зонами (например, с Байкальской) можно считать, что вблизи участков новейшего вулканизма она может дости-

гать 50—100% от наблюдаемого теплового потока, т. е. полученный средний тепловой поток следовало бы увеличить в 1,5—2 раза (до 150—200 мВт/м²—?). Однако, не имея конкретных цифровых данных, можно лишь предполагать, что зона аномально повышенного регионального теплового потока (более 100—125 мВт/м²) занимает значительно большую площадь в центральной части сводового поднятия, чем на его западном крыле, а средний тепловой поток на Центральном массиве вне зоны грабенов близок к 100 мВт/м².

Лиманские грабены. Лиманская котловина представляет собой систему грабенов (Алье и Верхнелуарский) и более мелких приразломных впадин, которые заполнены озерными, лагунными и морскими осадками позднегерценового и четвертичного возрастов (от 25 млн лет до современных), под которыми находятся разновозрастные граниты и метаморфические образования герцинского цоколя Центрального массива [Didier, Lameuge, 1980]. Эта система пересекает сводовое поднятие и имеет суммарную протяженность свыше 400 км.

Геотермическая изученность Лиманских грабенов очень неравномерна (почти все пункты наблюдений сосредоточены у подножья горного хребта Овернь, вблизи г. Клермон-Ферран) и явно недостаточна (восемь пунктов) для региональных построений. По этим данным можно установить, что породы верхней части осадочного чехла рифтовых впадин имеют низкую теплопроводность (1,7—2 Вт/м·К), глубинные температуры нарастают в них очень быстро (45—70 мК/м), а величины тепловых потоков в среднем составляют 110 мВт/м² (см. табл. 5). Максимальные значения потоков наблюдаются в осевой части впадины Алье (125 мВт/м²). По мере продвижения к ее восточному борту они сравнительно быстро уменьшаются до 96—92 мВт/м². У западного борта впадины, вблизи потухших вулканов Мон-Дор и Пию, геотермическая аномалия продолжает сохраняться, хотя ее величина снижается до 117 мВт/м² (см. рис. 27).

Можно полагать, что район грабена Алье с его непосредственным окружением является наиболее прогретой частью Центрального массива, что соответствует контуру мантийного диапира на поверхности [Lucazeau et al., 1984].

Сона-Ронская система рифтовых впадин. В бассейне рек Роны и Соны имеются три рифтовые впадины — Бресс, Дофинэ и Нижнеронская, разделенные поперечными перемычками в районе Лиона и Монтелимара. Ширина впадин достигает 30—60 км, а их суммарная протяженность вместе с поперечными перемычками — около 300 км. На перемычках домезозойские породы фундамента обнаружены на глубинах нескольких сотен метров, во впадинах — на 2—5 км. Впадины ограничены нормальными ступенчатыми сбросами с запада и северо-запада, т. е. со стороны Центрального массива, а на востоке — надвиговыми структурами Юрских гор и Альп. С южной частью Верхнерейнского грабена они связаны левосторонними сдвигами [Illies, Hoffers, 1980].

Формирование рифтовых впадин началось в олигоцене и закончилось в основном в конце неогена. Они заполнены озерно-лагунными и морскими осадками — известняками, глинами, мергелями, ангидритами, которые лишь по краям впадин сменяются песчано-конгломератовыми толщами. В четвертичный период значительная часть этого района была вовлечена в общее поднятие, амплитуда которого не превышала 0,2—0,5 км, но южная часть Нижнеронской впадины продолжала опускаться. На рубеже плиоцена и антропогена вдоль западного борта этой впадины по меридиональному разлому изливались щелочные базальты, образовавшие цепь ныне потухших вулканов Нижнего Лангедока [Милановский, 1976, 1984].

Под Нижнеронской впадиной по результатам ГСЗ зафиксирован верхнемантийный диапир на глубинах 23—24 км, однако вблизи его поверхности скорости распространения продольных сейсмических волн

быстро (на протяжении нескольких километров) увеличиваются от 8,0 до 8,26 км/с [Hign, 1980]. Судя по истории геологического развития и внешнему сходству поверхностных структур, остальные рифтовые впадины Сона-Ронской системы должны иметь аналогичные мантийные диапиры, поэтому механизм формирования их глубинной структуры и тепловое состояние глубинных недр должны быть сходны между собой.

Среди рифтовых впадин рассматриваемой системы наиболее прогрета Бресская (110 ± 12 мВт/м²), в центральной части которой величины тепловых потоков достигают 125—129 мВт/м², что позволяет выделить геотермическую аномалию в районах Макон и Лон-ле-Сонье (см. рис. 27). На этом участке геотермические градиенты превышают 40 мК/м, а средняя теплопроводность разреза, сложенного конгломератами, песчаниками и известняками, близка к 3 Вт/м·К.

По мере продвижения на юг, к Средиземному морю средний тепловой поток постепенно уменьшается: во впадине Дофинэ до 92 ± 17 мВт/м², а в Нижнеронской — до 72 ± 15 мВт/м² (см. табл. 5). На побережье Лионского залива потоки снижаются до 54—62 мВт/м². Хотя теплопроводность изученного разреза здесь почти такая же (2,9 Вт/м·К), как в Бресской впадине, величины геотермических градиентов значительно ниже 18—37 мК/м, что обуславливает пониженный тепловой поток. Это связано с продолжающимся опусканием южной части Нижнеронской впадины и, по-видимому, с повышенной скоростью осадконакопления на этом участке.

Таким образом, средний тепловой поток в Ронской рифтовой зоне составляет в среднем 100 ± 8 мВт/м², что соответствует тепловому потоку Рейнских грабен (110 ± 31 мВт/м²), но существенно превышает тепловой поток всей Рейнской рифтовой зоны (83 ± 16 мВт/м²). Наблюдаемая термальная аномалия охватывает не только Ронскую рифтовую зону, но и окружающие ее районы. Так, в Парижском бассейне тепловой поток изменяется от 50 до 175 мВт/м², в Аквитанском бассейне — от 50 до 121 мВт/м² и только в Предальпийском краевом прогибе и на Армориканском массиве он заметно уменьшается — в среднем до 84—70 мВт/м² (см. табл. 5).

Следовательно, размеры региональной термальной аномалии на территории Франции значительно больше, чем это можно предполагать по другим геолого-географическим данным — топографии, гравиметрии, аномальной мантии, наличию в коре деформированных ксенолитов и др. [Lucaszeau et al., 1984]. Значит, она обусловлена не только новейшей активизацией герцинских структур и подъемом мантийного диапира под Центральным Массивом, но и другими причинами, например «эффектом фундамента», конвекцией или радиогенной теплогенерацией.

Карты изотерм осадочного чехла в районах Эльзаса и Лимани повторяют рельеф кристаллического фундамента. Это явление объясняется резкой сменой теплопроводности среды на подошве чехла, имеет региональный характер и называется «эффектом фундамента» [Lauer, 1976]. Локальные термические аномалии приурочены к зонам разломов и связаны с активной циркуляцией нагретых вод. В районах выхода термальных источников термическая активность заметно увеличивается, как, например, в Лотарингии, где величины потоков превышают 125 мВт/м² (рис. 28).

Геотермические аномалии Центрального массива можно объяснить, если предположить восходящую конвекцию в верхней мантии этого региона, которая происходит в течение последних 40 млн лет с вертикальной скоростью 5 мм/год [Vasseur, Nouri, 1980]. Региональные вариации теплового потока в кристаллических породах, особенно в гранитах, по данным этих же авторов, могут быть вызваны изменениями их теплогенерации, величины которой позволяют оценить радиогенную составляющую теплового потока в 15—37,5 мВт/м².

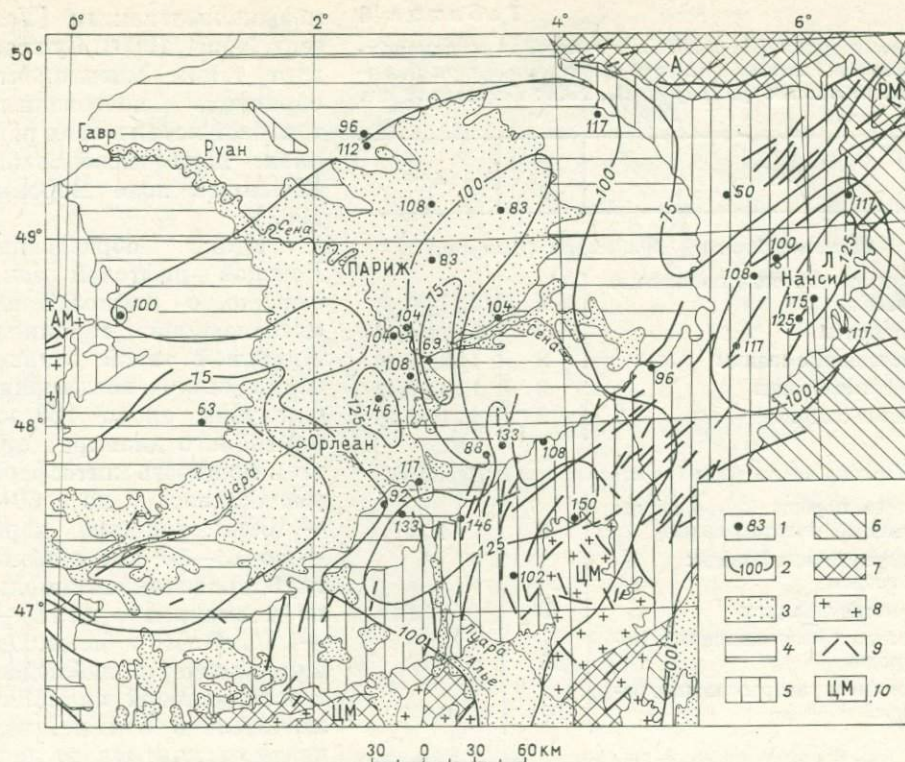


Рис. 28. Тепловой поток Парижского бассейна [Hentinger, Jolivet, 1970; Carte géologique..., 1980; Тепловое поле Европы, 1982; Lucazeau et al., 1984].

1 — пункты определения теплового потока и его величины, мВт/м²; 2 — предполагаемые по геотермическим и геологическим данным изолинии регионального теплового потока (через 25 мВт/м²); 3 — терригенные осадки кайнозоя; 4—5 — флишевые осадки юры (4) и мела (5); 6 — известняки и песчаники триаса; 7 — складчатые комплексы карбона и девона (складчатые варисциды); 8 — граниты; 9 — тектонические нарушения; 10 — окружающие поднятия; А — Арденны, АМ, РМ и ЦМ — Армориканский, Рейнский и Центральный массивы, Л — Лотарингия.

Детальное изучение генерации радиогенного тепла в гранитах на различных участках Центрального массива [Didier, Lameuge, 1980] позволило обнаружить, что, несмотря на большие изменения интенсивности такой генерации в поверхностных условиях (от 2 до 8 мкВт/м³), какой-либо закономерной связи между этой величиной и распределением теплового потока здесь не наблюдается. Вариации теплового потока вызваны, с одной стороны, общим утонением литосферы и изменением мощности коры примерно на 7—8 км при подъеме поверхности Мохо под влиянием воздымания термального диапира, с другой — генерацией тепла в коре [Lucazeau et al., 1984]. Последнее предположение вытекает из результатов анализа пород метаморфического фундамента в Лимузине и ксенолитов, отобранных в интрузивной трубке Бурнак, по которым определен средний состав нижней части земной коры, которая относительно богата радиогенными элементами (табл. 6).

В Парижском и Аквитанском осадочных бассейнах тепловые потоки получены по измерениям в нефтяных разведочных скважинах. На их величины оказывают влияние несколько факторов: 1) неклассический способ получения величин потоков, основанный на определениях призабойных температур и ориентировочной теплопроводности разреза по справочным данным, что приводит к систематическому увеличению потока примерно на 30%, причем более высокие значения характерны для более глубоких скважин; 2) специфика структур, где были пробурены нефтяные скважины; 3) палеоклиматические вариации, связанные с плейстоце-

Таблица 6

Теплогенерация (A , мВт/м^3) в породах метаморфического фундамента и нижней части земной коры Центрального массива [Dirigu et al., 1979; Lucazeau et al., 1984]

Породы	n	$A \pm \sigma$
<i>Метаморфический фундамент (Лимузин)</i>		
Биотитовые и силлимонитовые гнейсы	4	$2,34 \pm 0,48$
Анатекситы	9	$2,07 \pm 0,36$
Двусланцевые сланцы	3	$1,83 \pm 0,16$
Слюдяные сланцы	3	$1,72 \pm 0,42$
Зеленые сланцы	3	$1,27 \pm 0,18$
<i>Нижняя часть коры (по ксенолитам в Бурлаке)</i>		
Кислые породы (изверженные и метаседиментационные)	5	1,21
Промежуточные породы:		
гнейсы	20	1,89
метавулканиты	10	0,31
метаседиментационные породы	15	0,76
Основные и ультраосновные породы	50	0,31

пиро, составляющего в поперечнике примерно 40 км. Вероятно, мантийная аномалия теплового потока локализуется преимущественно в зоне Лиманских и, возможно, Сона-Ронских грабенов, на участках новейшего вулканизма и гидротермального выноса подземного тепла. На остальной территории большая часть наблюдаемого теплового потока обусловлена радиогенной теплогенерацией в земной коре, особенностями строения и возрастом последней активизации основных геологических структур [Lucazeau et al., 1984].

Западное Средиземноморье

К югу от берегов Франции Рейнско-Ливийский рифтовый пояс пересекает континентальные окраины Европы и Африки и находящуюся между ними западную часть Средиземного моря. Рифтогенез в рассматриваемом регионе начался еще в палеозое: в среднем — верхнем кембрии он вызвал раскол протерозойского континента, в ордовике — нижнем силуре и верхнем девоне сопровождался крупномасштабными сдвиговыми движениями, интенсивным магматизмом и крупными относительными перемещениями блоков. Интенсивное растяжение, унаследовавшее структурный план кембрийского рифтогенеза, происходило также в мезозое — с триаса до нижнего мела. На некоторых участках оно сменялось сжатием. Активные тектонические движения во внутренней зоне Западного Средиземноморья от Тосканы до Гибралтара продолжаются до настоящего времени [Coutelle, Duè, 1984].

В кайнозое сохранились три главные оси спрединга: Лигурийско-Прованская (СВ — ЮЗ), Сардино-Балеарская (СЗ — ЮВ) и Северо-Алжирская (З — В), вдоль которых в олигоцене (21—18 млн лет назад) произошло формирование океанской коры, а затем образовались океанские впадины: Балеарская и Северо-Алжирская — в раннем миоцене, Тирренская — в позднем миоцене и плиоцен-четвертичное время [Ле Пи-

новым оледенением [Vasseur, Nourgi, 1980]. Существует также мнение, что объяснить повышенный тепловой поток в этих районах пока невозможно [Тепловое поле Европы, 1982].

Итак, образование Ронской рифтовой зоны связано с кайнозойской активизацией герцинид. Причиной такой активизации стало воздымание с глубин около 150 км мантийного диапира, при этом мощность литосферы уменьшилась до 60—100 км, толщина коры — до 23—30 км, а вынос глубинного тепла аномально повысился — до 100—110 мВт/м^2 и более. Однако размеры наблюдаемой термальной аномалии значительно больше, чем контуры мантийного диа-

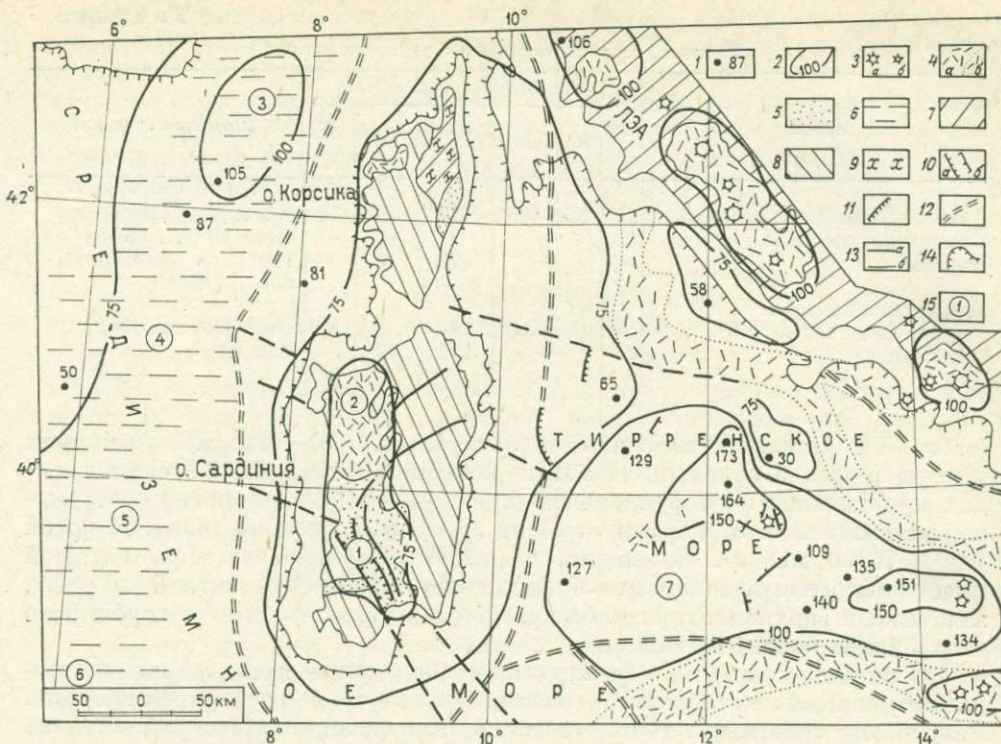


Рис. 29. Схема распределения теплового потока в зоне Сардинского рифта и окружающих его участков Западного Средиземноморья [Международная тектоническая карта..., 1981; Тепловое поле Европы, 1982].

1 — пункты определения теплового потока и его измеренные величины, мВт/м²; 2 — предполагаемые региональные значения теплового потока (изолинии проведены через 25 мВт/м²); 3 — действующие (а) и потухшие (б) наземные и подводные вулканы; 4 — кайнозойские вулканы на суше (а) и на дне моря (б); 5 — терригенные осадки рифтовых и других кайнозойских прогибов; 6 — дно котловин с корой субокеанического типа; 7—8 — области альпийской и герцинской складчатостей; 9 — офиолиты; 10 — сбросы на суше (а) и на дне моря (б); 11 — надвиги и взбросы; 12 — региональные разломы на дне моря; 13 — прочие разломы, выявленные на поверхности (а) или предполагаемые (б); 14 — тектонические уступы по периферии котловин; 15 — грабены на суше: 1 — Кампидано, 2 — Сассари, глубоководные котловины: 3 — Лигурийская, 4 — Прованская, 5 — Балеарская, 6 — Северо-Алжирская, 7 — Центрально-Тирренская, ЛЭА — Лигурийско-Этрусские Альпы,

шон, 1984]. Между этими впадинами находится блок континентальной коры, представленный на поверхности островами Корсика и Сардиния и являющийся Сардинским сегментом Рейнско-Ливийского рифтового пояса. Мощность континентальной коры в этом блоке более 20 км, в сторону моря она уменьшается до 5—7 км, а затем сменяется двухслойной корой, которая интерпретируется как океанская кора. Эти данные в сочетании с результатами измерений дисперсии поверхностных волн позволили установить [Panza, 1984], что мощность литосферы в рассматриваемом регионе изменяется от 20—30 до 110—130 км, причем значительные градиенты мощности и ее резкое уменьшение присущи Тирренской и Балеарской впадинам. К узким поясам, совпадающим с зонами резкого изменения мощности литосферы, приурочены эпицентры коровых землетрясений.

Эпигерцинский фундамент Сардинии на значительной территории перекрыт мезо-кайнозойским вулканогенно-осадочным чехлом, который заполняет ступенчатый грабен Кампидано и впадину Сассари в западной части острова (рис. 29). Формирование грабенов происходило в основном в олигоцене — раннем миоцене, но продолжалось и в плиоцене, т. е. совпадает по времени с образованием прилегающих впадин Средиземного и Тирренского морей [Милановский, 1976].

Геотермические исследования в Сардинском сегменте Рейнско-Ливийского рифтового пояса проводились преимущественно на море

Тепловой поток Западного Средиземноморья

Район	n	Тепловой поток, мВт/м ²				Источник сведений
		Интервал	\bar{q}	2σ	$\frac{2\sigma}{\sqrt{n}}$	
Алжиро-Прованская впадина	7	50—105	79	38	14	Nason, Lee [1964]
Балеарская впадина	12	—	92	10	—	Heat flow... [1985]
Корсика	—	—	76	6	—	Premieres determinations... [1983]
Тирренский бассейн:						
Западная часть	18	—	134	8	—	Heat flow... [1985]
Южная »	26	—	151	10	—	Там же

(табл. 7). Первые измерения в неглубоких (70—100 м) скважинах на о-ве Корсика показали [Premieres determinations..., 1983], что в породах кристаллического фундамента (граниты, габбро, диориты) геотермические градиенты варьируют от 24 до 28 мК/м, а средний тепловой поток равен 76 ± 6 мВт/м². Возможно, в районе офиолитового шва, который имеет рифтогенную природу и представляет собой континентальный рифт, залеченный верхнемантийным базальтовым материалом, вынос глубинного тепла более значительный.

К рифтовой зоне на о-ве Сардиния приурочены выходы многочисленных термальных источников — геотермальные поля грабена Кампидано. Результаты собственно геотермических исследований этого района пока неизвестны, но по данным гравиметрической съемки и интерпретации аномалий Буге установлено, что наиболее крупные проявления гидротерм связаны с остаточными положительными аномалиями вдоль кромки грабена [Gravity survey..., 1984].

В Алжиро-Прованской впадине, имеющей кору субокеанического типа, тепловой поток в основном выше 75 мВт/м² (см. рис. 29). По уточненным данным, в Балеарском бассейне, расположенном в центральной части этой впадины, средняя величина потока достигает 92 ± 10 мВт/м², что хорошо согласуется с интенсивным растяжением коры в этом регионе. Локальные вариации теплового потока могут быть также связаны с наличием захороненных высокопроводящих соляных структур [Heat flow..., 1985].

В Тирренском море выполнено более 200 определений теплового потока, которые после корректировки данных на влияние плиоцен-четвертичной седиментации и отбраковки значений, полученных в районах с преимущественно неглубокими термическими эффектами, позволяют более детально рассмотреть структуру геотермического поля этого района [Heat flow..., 1985]. Наиболее значительные аномалии теплового потока (свыше 120—150 мВт/м²) приурочены к центральной части Тирренской впадины и связаны с областью вулканизма, растяжения и утонения коры, протягивающейся с северо-запада на юго-восток в пределах батинальной равнины. Минимальные значения потока (менее 75 мВт/м²) характерны для континентальных склонов. Повышенный вынос глубинного тепла, утоненная (до 8—10 км) кора, вулканизм, особенности распределения очагов землетрясений и геохимические данные позволяют полагать, что динамика региона в значительной степени обусловлена подъемом мантийного вещества в последние 10 млн лет [Locardi, 1982].

Появление мантийного диапира вызвало общее растяжение первоначально континентальной коры, сопровождавшееся интенсивным рифтогенезом, который, в свою очередь, подготовил условия для последующего формирования коры океанского типа. Как считают Е. В. Артюшков и др. [Artyushkov et al., 1983], в пределах абиссальной равнины Тирренского

моря при подходе к подошве коры аномально разогретой мантии низы коры нагреваются, и становится возможным фазовый переход габбро в эклогит. Тяжелый эклогит погружается в астеносферу и «накапливается» на ее подошве. Базальтовый слой частично разрушается, утоняется, и происходит общее изостатическое опускание района с образованием глубоководной котловины. Некоторые вариации теплового потока в этой котловине могут быть обусловлены и поствулканической локальной гидротермальной активностью [Heat flow..., 1985].

Рифтовая зона Африкано-Сицилийского порога

Юго-восточным продолжением Сардинского рифта является система молодых грабеноглыбовых структур, расположенная в западной части Восточно-Средиземноморской макроплиты (Мальтийская плита) и относящаяся к Сицилийско-Тунисскому сегменту Рейнско-Ливийского рифтового пояса (рис. 30). Рифтовая зона, занимающая центральную часть Африкано-Сицилийского порога, протягивается с северо-запада на юго-восток на расстояние до 400 км при ширине от 20—40 до 100—150 км, ограничена ступенчатыми сбросами и пересекающимися поперечными разломами северо-восточного простирания.

Самым крупным грабеном здесь является Пантеллерийский, имеющий длину свыше 200 км, ширину 20—40 км и мощность осадочного заполнения до 9 км под 1—1,5-километровой толщей морской воды. Он осложнен внутренним поднятием, к которому приурочен позднечетвертичный вулканический массив о-ва Пантеллерия, образованный кислыми

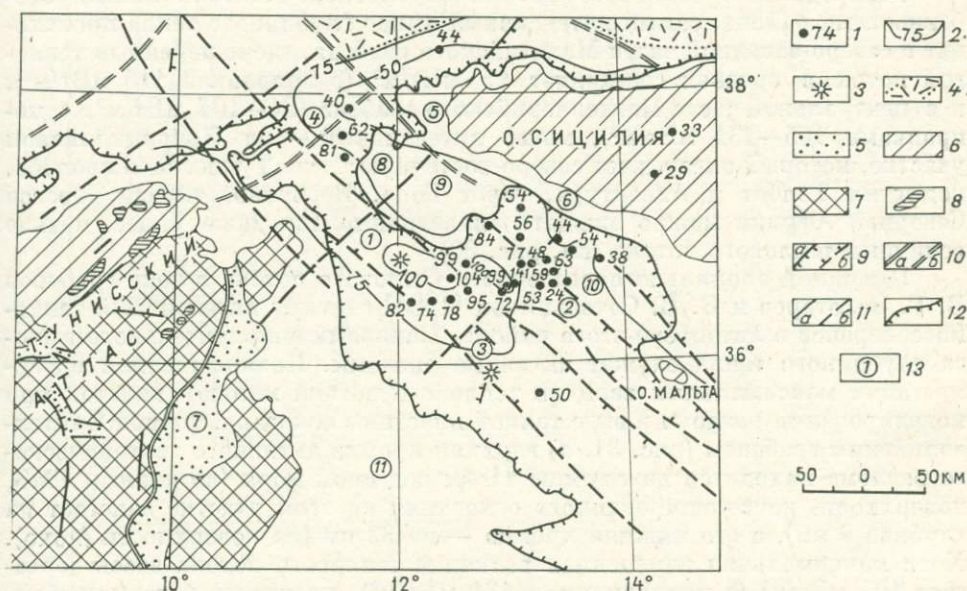


Рис. 30. Схема распределения теплового потока в районе Африкано-Сицилийского порога [Золотарев, Сочельников, 1980; Международная тектоническая карта..., 1981; Тепловое поле Европы, 1982].

1 — пункты определения теплового потока и его измеренные величины, мВт/м²; 2 — предполагаемые региональные значения теплового потока (изолинии проведены через 25 мВт/м²); 3 — потухшие подводные вулканы; 4 — предполагаемые базальтовые покровы на дне моря; 5 — терригенные осадки кайнозойских прогибов на суше; 6 — области альпийской складчатости; 7 — чехол Африкано-Аравийской платформы, переработанный в эоцене и миоцене; 8 — соляные купола; 9 — сбросы на суше (а) и на дне моря (б); 10 — региональные разломы на суше (а) и на дне моря (б); 11 — прочие разломы: выявленные (а) или предполагаемые (б); 12 — тектонические уступы по периферии котловин; 13 — рифты: 1 — Пантеллерийский, 2 — Мальтийский, 3 — Линозский, альпийские прогибы; 4 — Тунисский, 5 — Мазарский, 6 — Южно-Сицилийский, 7 — Загванский — и поднятия; 8 — Толбот, 9 — Адвентура, 10 — горст Гоцо, 11 — свод Кервена.

субщелочными лавами, туфами, трахитами, липаритами и небольшими потоками базальтов. Этот вулкан в настоящее время находится на фумарольной стадии [Милановский, 1976]. Второй по величине — Мальтийский грабен длиной 150 км и шириной 15—20 км. Мощность осадков в нем около 8 км. Между этими грабенами находится Линозский — более короткий (50—60 км) и узкий (15—20 км). У его юго-западного борта имеется вулканический остров Линоза, сложенный основными щелочными породами, переходными между трахибазальтами и тефритами. Грабены расположены кулисообразно и разделены горстовыми поднятиями, над которыми глубины морского дна не превышают 0,5—0,8 км.

Фундамент Африкано-Сицилийского порога представлен породами палеозоя. В течение длительного геологического времени этот район испытывал восходящие и нисходящие вертикальные тектонические движения, что повлияло на процессы седиментации. В плиоцен-четвертичное время, когда растягивающие напряжения стали преобладать над сжатием и резко усилилась вулканическая активность, здесь образовалась рифтовая зона, формирование которой продолжается и в настоящее время. Она характеризуется значительными гравитационными аномалиями, указывающими на утонение континентальной коры: на флангах рифтовой зоны мощность коры 25 км, в ее центре — 18 км [Finetti, 1984]. Распределение резко выраженных локальных магнитных аномалий соответствует рисунку сетки разломов, к которым приурочены дайкообразные тела магматических пород, и расположению наземных и подводных вулканов [Zarudzki, 1972].

Геотермические исследования в рассматриваемом районе проведены преимущественно в районах Пантеллерийского и Мальтийского грабенов (табл. 8).

Распределение теплового потока обусловлено тектоническими особенностями района: самый интенсивный вынос глубинного тепла происходит в северо-западной части Мальтийского грабена, где измеренный тепловой поток в среднем составляет 95 мВт/м² (с поправкой 115 мВт/м²), и в центральной части Пантеллерийского грабена (84—104 мВт/м², с поправками 105—131 мВт/м²), менее интенсивный — на Присицилийском участке, который охватывает северо-восточную часть Тунисского прогиба, поднятия Толбот и Адвентура, горст Гоцо. Вероятно, вблизи берегов Северной Африки можно ожидать аналогичные или даже более низкие величины теплового потока (см. рис. 30).

Причиной аномально повышенного теплового потока в зоне грабенов В. Г. Золотарев и В. В. Сочельников [1980] считают интенсивный тепло-массоперенос в литосфере этого района. Каналами дополнительного выноса глубинного тепла служат активные разломы. Количественная интерпретация максимальных величин теплового потока методом палеток при моделировании разлома в виде тонкой пластины показала, что под Пантеллерийским грабеном (рис. 31, а) верхняя кромка активного тектонического разлома находится на глубине 11 км под дном моря (по данным ГМЗ, поверхность консолидированного основания на этом участке залегает на глубине 9 км), а его нижняя кромка — на 32 км (на поверхности Мохо). Хотя максимальная измеренная величина теплового потока здесь достигает 104 мВт/м² (с поправками — 131 мВт/м²), плотность источников тепла, по проведенным расчетам, может составлять 157 мВт/м². Под северо-западной частью Мальтийского грабена (см. рис. 31, б) верхняя кромка глубинного разлома расположена значительно ближе к поверхности — всего лишь на глубине 1,4 км под дном моря, а нижняя — также на глубине 32 км, т. е. на данном участке разлом сечет не только фундамент, но и осадочный чехол грабена вплоть до неоген-четвертичных отложений. Несмотря на то, что плотность источников тепла здесь составляет 112 мВт/м², измеренный тепловой поток достигает 141 мВт/м² (с поправками — более 170 мВт/м²).

Тепловой поток Африкано-Сицилийского порога [Золотарев, Сочельников, 1980; Тепловое поле Европы, 1982]

Участок	n	Глубины моря, м	γ , мК/м		λ , Вт/м·К		q , мВт/м ²							
							измеренный				исправленный			
			Интервал	$\bar{\gamma}$	Интервал	$\bar{\lambda}$	Интервал	\bar{q}	2σ	$2\sigma/\sqrt{n}$	Интервал	\bar{q}	2σ	$2\sigma/\sqrt{n}$
Остров Сицилия	2	суша	20—22	2,1	1,47	1,47	29—33	31	—	—	—	—	—	—
Присицилийский участок	10	400—825	50—80	6,1	0,70—0,99	0,82	38—62	50	16	5	46—80	61	22	7
Пантеллерийский грабен	7	480—1525	50—120	9,6	0,65—1,04	0,85	50—104	81	34	13	65—131	101	42	16
Вне аномалий	2	900—1525	50—90	7,0	0,82—0,92	0,87	50—74	62	—	—	65—93	79	—	—
Аномалии	4	480—1300	90—120	10,7	0,65—0,90	0,79	78—95	84	—	—	98—119	105	—	—
»	1	1270	—	10	—	1,04	—	104	—	—	—	131	—	—
Северо-западная часть Мальтийско- го грабена	6	470—825	80—150	10,3	0,84—0,99	0,92	72—141	95	50	10	87—170	115	60	25
Вне аномалий	1	755	—	8	—	0,90	—	72	—	—	—	—	—	—
Аномалии	4	470—910	80—110	9,8	0,84—0,99	0,92	77—99	90	—	—	93—119	108	—	—
»	1	825	—	15	—	0,94	—	141	—	—	—	170	—	—
Центральная часть Мальтийского грабена вне аномалий	4	455—595	30—70	5,8	0,50—0,90	0,77	24—63	51	37	18	29—76	61	44	22
Весь Мальтийский грабен	10	455—910	30—150	8,5	0,50—0,99	0,86	24—141	71	45	13	29—170	93	54	24
Мальтийский и Пантеллерийский грабены	17	—	—	9	—	0,85	—	79	40	13	—	96	49	21
Весь район	27	—	—	8	—	0,84	—	68	31	10	—	83	39	16

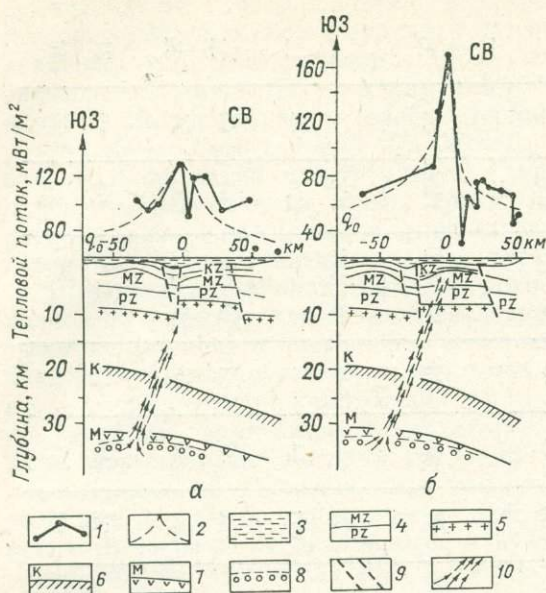


Рис. 31. Геолого-геотермические профили через рифтовые зоны Африкано-Сицилийского порога (по В. Г. Золотареву и В. В. Сочельникову [1980], с дополнениями).

а — Пантеллерийский грабен; б — северо-западная и центральная части Мальтийского грабена.

1 — наблюдаемая кривая теплового потока, исправленная с учетом скорости седиментации (величины потока переносились перпендикулярно оси простирания грабенов); 2 — теоретическая кривая (q_0 — фоновый тепловой поток); 3 — водный слой; 4 — осадочное заполнение грабенов; 5 — поверхность консолидированного фундамента; 6 — поверхность Конрада; 7 — поверхность Мохо; 8 — поверхность разогретой мантии; 9 — глубинные разломы; 10 — зоны конвективного теплопереноса (9, 10 — по геотермическим данным).

Средой, питающей аномальные зоны, является разогретое вещество верхней мантии (возможно, астеносферы). Поэтому можно полагать, что в районе Африкано-Сицилийского порога литосфера утонена до 32 км, а ее аномальный разогрев является, по-видимому, основным энергетическим источником образования рифтовой зоны в Сицилийско-Тунисском прогибе.

Ливийская и Западно-Африканская рифтовые зоны

Южный фланг Рейнско-Ливийского рифтового пояса пересекает западную часть Африки и заканчивается на берегах Гвинейского залива (рис. 32).

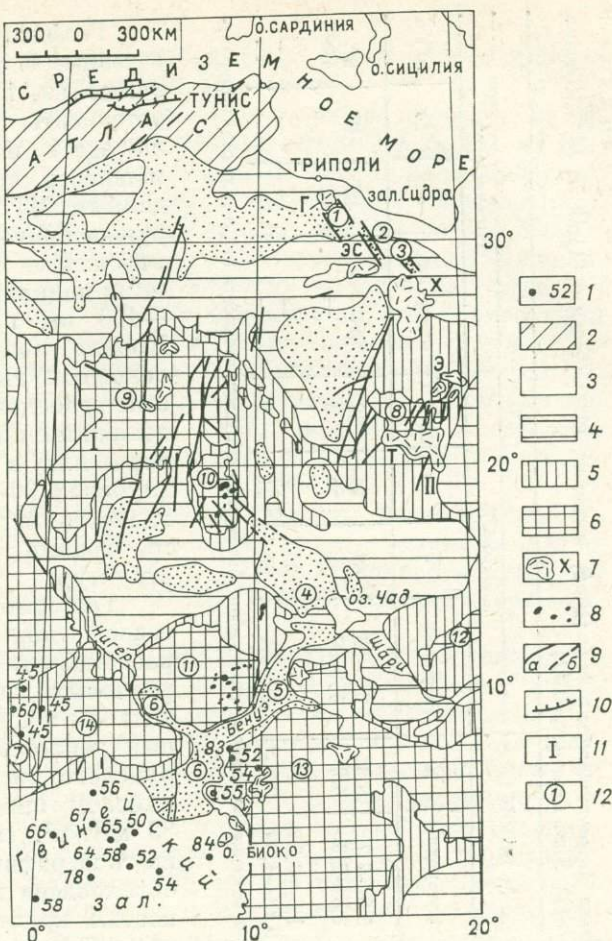
Ливийский сегмент этого пояса приурочен к мезо-кайнозойским структурам, которые образовались при расколе Африканского щита на Западный и Центральный. Следствием тектонической активизации на этих щитах были образование сводовых поднятий (Тибести, Ахаггар, Дарфур и др.), обновление продольных разломов и кайнозойский вулканизм, приуроченный преимущественно к восточному обрамлению рифтовых впадин.

В северной части рассматриваемого региона распространены преимущественно оливиновые базальты (поля Гариан, Эс-Сода, Харудж, Эгей). В вулканическом районе Тибести продукты извержений представлены неоднократно чередующимися в разрезе базальтами, андезитобазальтами, липаритами, комендитами, трахитами. Здесь имеется несколько потухших вулканов центрального типа и сохраняется до сих пор фумарольная активность. По мнению Е. Е. Милановского [1976], тектономагматический процесс на своде Тибести, приподнятом до 1 км, как и на Ахаггарской и Дарфурском сводах, можно рассматривать в качестве начальной стадии эпищитового сводово-вулканического рифтогенеза. Образование Северо-Ливийских грабенов не сопровождалось дифференцированными поднятиями обрамляющих их участков.

Негативные структуры расположены на докембрийском складчатом основании и заполнены породами осадочного чехла, мощность которого нередко превышает 3—5 км [Tectonic map of Africa, 1968]. Глубинное

Рис. 32. [Некоторые данные о тепловом потоке и схема расположения основных структур Ливийской и Западно-Африканской рифтовых зон [Tectonic map..., 1968; Beck, Mustonen, 1972; Милановский, 1976; Herman et al., 1977; Verheijen, Ajakaiye, 1979; Sassi, Behrendt, 1980].

1 — пункты определения теплового потока и его измеренные величины, мВт/м²; 2 — область альпийской складчатости; 3 — мезо-кайнозойские отложения в негативных структурах; 4 — палеозойский чехол Африканской платформы; 5 — метасадки докембрия; 6 — докембрийские шиты; 7 — кайнозойские вулканы и вулканические поля; Г — Гариан, Т — Тибести, Х — Харудж, Э — Эгей, ЭС — Эс-Сода; 8 — кольцевые дайки мезозойских (возможно, кайнозойских — ?) гранитов; 9 — активные разломы: установленные (а) и предполагаемые (б); 10 — надвиги; 11 — шиты: I — Западно-Африканский, II — Центрально-Африканский; 12 — впадины: 1 — Миссурата, 2 — Зелла, 3 — Таллах, 4 — оз. Чад, 5 — Бенуэ, 6 — Нигер, 7 — оз. Вольта, сводовые поднятия: 8 — Тибести, 9 — Ахаггар, 10 — Аир, 11 — Баучи, 12 — Дарфур, 13 — Камерун, 14 — Джос.



строение этих структур еще не изучено, а геофизические, в том числе и геотермические, исследования в Ливийской рифтовой зоне пока не проводились, но, учитывая историю геологического развития этого региона, можно полагать, что вынос глубинного тепла в рифтовых впадинах и на вулканических полях, особенно в районе Тибести, должен быть весьма интенсивным.

Западно-Африканская рифтовая зона состоит из нескольких грабенов, веерообразно расходящихся к северу, северо-западу и северо-востоку от Гвинейского залива (Бенуэ, Нигерский, Чад и др.). Они обрамлены сводовыми и сводово-глыбовыми поднятиями докембрийского фундамента, активизированного в мезо-кайнозое. Наибольшую амплитуду новейшего воздымания (до 2 км) и интенсивный известково-щелочной и щелочной вулканизм имеет Камерунский свод, активные разломы юго-западной части которого уходят в пределы Гвинейского залива в виде цепочки вулканических островов — Биоко и др. (см. рис. 32). На своде Баучи обнаружены кольцевые дайки кислых пород, на плато Джос — извержения базальтов.

Под чехлом плиоцен-четвертичных континентальных осадков, заполняющих котловину оз. Чад на 0,6—1 км, имеются узкие и глубокие (до 2—3 км) грабенообразные впадины, возникшие в меловое время и, возможно, продолжающие развиваться в кайнозое. Грабен Бенуэ заполнен не только терригенными отложениями, но и продуктами вулканизма, так как здесь обнаружены остатки вулканов и потоки базальтов, имеющие возраст от 22—7 млн лет до четвертичного [Милановский, 1976].

Тепловой поток Западно-Африканской рифтовой зоны и Гвинейского залива Атлантического океана [Beck, Mustonen, 1972; Verheijen, Ajakaiye, 1979; Herman et al., 1977; Sass, Behrendt, 1980]

Участки	n	Глубина, м	γ , мК/м		λ , Вт/м·К		q , мВт/м ²							
			Интервал	$\bar{\gamma}$	Интервал	$\bar{\lambda}$	измеренный			исправленный				
							Интервал	\bar{q}	2σ	$2\sigma/\sqrt{n}$	Интервал	\bar{q}'	2σ	$2\sigma/\sqrt{n}$
Камерунский свод	4	120—129	70—143	101	5,0—7,7	6,3	51—83	61	44	22	38—54	42	18	9*
Впадина оз. Вольта	4	320—550	18—90	70	2,5—7,0	4,9	45—60	49	15	8	—	42	8	4**
Риривейский кольцевой комплекс	2	70—160	26±0,6		1,5±0,05			38	2		—	—	—	—
Гвинейский залив	12	1000—4904	51—101	67	0,73—1,39	0,95	50—84	63	21	6	—	—	—	—

Примечание. Поправки к измеренным величинам теплового потока введены: на влияние топографии и контрастной теплопроводности (*), на влияние контрастной теплопроводности (**).

Геофизические исследования, проведенные в Западной Африке [Vram, Schmeiling, 1976; Ritz, 1983], позволили установить, что рифтовая зона возникла здесь на континентальной коре, мощность которой около 32 км. По данным МТЗ в верхней мантии обнаружен проводящий слой, который расположен на глубине 130 км под сводами поднятиями Баучи и Джос и 80—100 км под Нигерским грабеном. Кровля этого слоя отождествляется с подошвой литосферы. Кроме этого, в зоне грабенов отмечается еще один проводящий слой, расположенный в низах коры или в верхней части мантии на глубинах 30—40 км. Сейсмическая активность региона совпадает с шовными зонами основных тектонических структур.

Геотермические наблюдения проведены лишь в нескольких пунктах, расположенных, к сожалению, не в рифтовых грабенах, а на обрамляющих их поднятиях (табл. 9). Измеренный тепловой поток в районе Камерунского свода, возникшего на Либерийском щите, изменяется от 51 до 83 мВт/м². После введения поправки на топографию и рефракцию, которая обусловлена контрастной теплопроводностью кристаллических пород и равна 5—7 Вт/м·К для пород железорудной формации и около 3 Вт/м·К для окружающих интрузивных и метаморфических комплексов, диапазон изменения потока сужается в 2 раза, а его средняя величина составляет 42 ± 4 мВт/м² [Sass, Behrendt, 1980]. В терригенных породах нижнего палеозоя, заполняющих впадину оз. Вольта, среднее значение потока с учетом соответствующих поправок такое же, как на Камерунском своде, но его измеренные значения варьируют от 45 до 60 мВт/м² [Beck, Mustonen, 1972].

На основании этих данных можно считать, что вынос тепла на территории, окружающей Западно-Африканскую рифтовую зону, по своему значению соответствует среднему тепловому потоку докембрийских платформ. На таких стабильных участках величина потока в значительной степени зависит от радиогенного тепла, которое выделяется преимущественно из кристаллических пород и определяется глубиной обогащения земной коры

радиоизотопами (*b*) и их тепловыделением (A_0). Количество радиогенных изотопов уменьшается за счет эрозии (см. гл. I).

Выделение радиогенного тепла из образцов горных пород, отображенных в скважинах на Камерунском своде, изменялось от 0,8 до 3,0, в среднем составляя $1,8 \pm 0,2$ мВт/м³ [Sass, Behrendt, 1980]. Если полагать, как это делают те же исследователи, что мощность слоя, обогащенного радиоизотопами, на Либерийском щите такая же, как на Северо-Американском кратоне (8 км), и для расчетов использовать формулу (5), линейно связывающую теплогенерацию поверхностных пород с наблюдаемым тепловым потоком [Rao, Jessop, 1975], то оказывается, что радиогенный тепловой поток на данном участке составляет 50—75% от его наблюдаемой величины, а редуцированный (фоновый) поток равен 20—25 мВт/м². Эта величина значительно выше, чем предполагаемая для Центрально-Африканского щита [Charman, Pollack, 1977], но вполне сопоставима с редуцированной составляющей теплового потока Канадского и Украинского щитов [Кутас, 1978].

Температуры в земной коре и в верхней мантии, вычисленные по магнитотеллурическим моделям [Ritz, 1983], приблизительно равны 400°C в основании коры и 800°C на глубине 100 км в верхней мантии, что соответствует тепловому потоку около 40 мВт/м² и глубинным температурам в аналогичных районах.

Тепловой поток в зоне развития молодых гранитов (юра) Риривейского посторогенного кольцевого комплекса равен 38 ± 2 мВт/м², что значительно ниже той средней величины, которая должна соответствовать зоне мезозойского вулканизма. Такое несоответствие африканские исследователи [Verheijen, Ajakaiye, 1979] объясняют двумя причинами: быстрым исчезновением остаточной термальной активности и существованием специфических термальных условий непосредственно над центром извержения. Первая причина была бы справедливой, если бы после формирования Риривейского комплекса в течение 175 млн лет тектоническая активизация не возобновлялась. У большей части комплекса тектоническая стабильность действительно не нарушалась, но отдельные участки прорваны базальтовыми дайками очень молодого возраста (2 млн лет), что свидетельствует об их новейшей термальной активности. Возможно, эта активность генетически не связана с той магматической камерой, которая существовала в мезозое, а является результатом нового наложенного термального процесса. В зонах молодых даек, по-видимому, должен происходить более интенсивный вынос глубинного тепла, чем на остальной территории комплекса.

Вторая причина связана с теорией куполообразного провала, с существованием термальной стабильности над центром извержения и с концентрацией термальной активности в кольцевом комплексе, в результате чего образуются кольцевые дайки. Так как центральная часть вулкана имеет повышенное тепловое сопротивление, т. е. низкую теплопроводность, то вынос тепла в ней незначителен и сосредоточивается в периферийных кольцевых дайках. Поэтому наблюдаемый тепловой поток должен быть повышенным не над центром вулкана, а на его периферии. Подобное распределение характерно для многих районов, в частности для Йеллоустонской кальдеры в США, которая окружена высокими тепловыми потоками, а в ее центре их величины даже ниже, чем на Западно-Африканском щите [Morgan, 1983].

Необходимо добавить, что исследователи [Verheijen, Ajakaiye, 1979] не учли еще дополнительный вынос конвективного тепла, который может происходить в зонах разломов, приуроченных к контактам интрузий и даек с вмещающими породами, и создавать гидротермальные аномалии, повышающие кондуктивный тепловой поток. Однако, пока не проведены более детальные геотермические исследования в районе Риривейского кольцевого комплекса, все эти выводы носят лишь гипотетический характер.

В осадочном бассейне дельты Нигера температуры измерены более чем в 1000 скважинах, пробуренных для поисков нефти [Nwachukwu, 1976]. Установлено, что величины региональных геотермических градиентов в центральной части бассейна равны 7—12 мК/м. К северу и по направлению к морю они увеличиваются до 43—49 мК/м. Этот участок рифтовой зоны можно рассматривать как наложенный прогиб древней платформы, заполненный слабометаморфизованными осадочными отложениями. Теплопроводность подобных осадков составляет в среднем 2,3 Вт/м·К [Физические свойства..., 1984]. Если воспользоваться этой величиной для определения теплового потока, то можно подсчитать, что интенсивность выноса глубинного тепла на рассматриваемой территории изменяется от 15—28 до 100—113 мВт/м², т. е. вполне соответствует ее «рифтовой» природе и даже превышает вынос тепла через морское дно в Гвинейском заливе (см. табл. 9).

Это в некоторой степени подтверждает предположение [Fitton, 1983] о том, что Западно-Африканская рифтовая зона образовалась в результате аномального разогрева астеносферы и растяжения литосферы. Однако активный рифтогенез проявился преимущественно в грабене Бенуэ, который представляет собой структуру растяжения на протяжении всей истории его геологического развития [Wright, 1981]. Формирование прогиба рассматривается как результат сочетания прогибания и рифтогенного сбросообразования в пределах утоненной (на 8 км) коры. Данные о внутриграбенном магматизме согласуются с режимом его растяжения, а наблюдаемая в нем свинцово-цинковая минерализация может быть обусловлена циркуляцией нагретых рассолов, выщелачивающих металлы из осадочных отложений и пород фундамента, как это происходит, например, в Красном море.

Отсутствие ярко выраженных поверхностных тепловых аномалий на Камерунском своде, несмотря на его вулканическую активность, позволяет полагать, что рифтогенез на этом участке проявился слабо. Однако Камерунская ветвь Западно-Африканской рифтовой зоны протягивается к северо-востоку в сторону Судана и соединяется с Центрально-Африканской рифтовой системой, при этом купол Дарфур является точкой тройного сочленения. Он пронизан трецинным и современным вулканизмом и, вероятно, связан с утонением коры (до 22 км), что свидетельствует о начинающемся расколе Африканского континента в его центральной части [Browne, Fairhead, 1983].

ГЛАВА IV

БАЙКАЛЬСКИЙ РИФТОВЫЙ ПОЯС

В центральной части Азиатского континента расположен позднекайнозойский эпплатформенный Байкальский рифтовый пояс. Он сформировался в Саяно-Байкальской складчатой области, которая на западе граничит с Сибирской платформой, на юге и востоке — с Забайкальской складчатой областью.

Этот рифтовый пояс представляет собой изолированную систему, пространственно не связанную с океаническими и другим континентальными рифтами. Он протягивается на 2500 км, имеет однородный фундамент, характеризуется слабым вулканизмом и относительно высокой сейсмической активностью.

По степени геологической и геофизической изученности этот регион не уступает Верхнерейнскому грабену (см. гл. III), а на отдельных участках (собственно Байкальском, Тункинском и др.) даже превосходит ее. Среди обобщающих работ по геологии и тектонике следует назвать иссле-

дования Е. В. Павловского [1948], Н. А. Флоренсова [1960], Л. Н. Салопа [1967], Н. А. Логачева и др. [Нагорья Прибайкалья..., 1974], В. Г. Беличенко [1977], С. И. Шермана [1977], по геофизике — Ю. А. Зорина [1971], Л. А. Мишариной [1977], В. П. Солоненко и др. [Сейсмическое районирование..., 1977], В. А. Рогожиной, В. М. Кожевникова [1979], С. В. Крылова и др. [Недра Байкала..., 1981], а также многие другие коллективные монографии и сборники [Байкальский рифт, 1968, 1975; Очерки..., 1977; Континентальный рифтогенез, 1977; Основные проблемы рифтогенеза, 1977; Роль рифтогенеза..., 1977; Сейсмичность 1978; Геология и сейсмичность зоны БАМ, 1983—1985 гг.; и др.]. Результаты этих работ явились основополагающими для дальнейшего изложения данных о геологическом строении, геофизических полях, глубинной структуре и геологической эволюции рассматриваемого региона.

Саяно-Байкальская складчатая область возникла на краю Сибирского протоконтинента, на месте древнейшего океана, образовавшегося при раздвижении Сибирской и Китайской платформ [Геолого-геофизические исследования..., 1979]. Формирование континентальной коры завершилось здесь в основном к началу девона, однако на отдельных участках сохранились переработанные фрагменты более древних континентальных кор, стабилизировавшихся к началу рифея (Байкало-Патомское поднятие) или в раннем венде (отдельные блоки в Восточном Саяне и Прибайкалье). В кайнозой этот регион испытал тектоническую активизацию, которая привела к образованию внутриконтинентального рифтового пояса [Тектоника Северной Евразии, 1980]. Складчатый фундамент этого пояса сформировался в байкальском и каледонском геотектонических циклах [Салоп, 1967; Беличенко, 1977], после которых общее поднятие региона осложнялось интенсивными колебательными движениями, сопровождающимися образованием разломов и денудацией. Последняя привела к сглаживанию рельефа и образованию верхнемеловой — палеогеновой поверхности выравнивания. Резкое усиление тектонических движений в палеогене вызвало образование Саяно-Байкальского сводового поднятия, на котором более 30 млн лет тому назад началось формирование основных структур Байкальского рифтового пояса.

Этот пояс начинается на юго-западе Терехельской котловины, расположенной на территории МНР, и протягивается к северо-востоку до Токкинской впадины в Южной Якутии. Он представляет собой прерывистую цепь отдельных линейно вытянутых отрицательных грабеноподобных структур и сопряженных с ними горных хребтов, которые являются краевыми поднятиями — «плечами» рифтовых впадин или различными перемычками: внутривпадинными, междувпадинными или межзвеньевыми. Последние — самые крупные — делят Байкальский рифтовый пояс на три части; 1) юго-западную, или Хубсугул-Тункинскую, с рифтовыми впадинами субмеридионального (Дархатская, Хубсугульская) и субширотного (система Тункинских впадин) простираний и широко развитым базальтовым вулканизмом; 2) центральную, или Байкало-Баргузинскую, с наиболее глубокими грабенами северо-восточного простирания (Байкальский, Баргузинский, Ципа-Баунтовский) и отсутствием закартированных проявлений кайнозойского вулканизма; 3) северо-восточную, или Муйско-Чарскую, с впадинами субширотного (Верхнеангарская, Муйско-Кондинская) и восток-северо-восточного простираний (Чарская) и локальными проявлениями кайнозойского вулканизма на Удоканском хребте.

Интенсивность тектонических движений продолжает сохраняться и в настоящее время, о чем свидетельствуют аномальный характер геофизических полей региона и прежде всего его высокая сейсмичность.

В Байкальском рифтовом поясе ежегодно происходит более 2 тыс. землетрясений. Чаще всего их магнитуда не превышает 5,5, но на отдельных участках она достигает 7 и более, т. е. рассматриваемая терри-

тория является сейсмоактивным регионом [Сейсмическое районирование..., 1977]. Его эпицентральное поле имеет мозаичный характер. Повышенная плотность эпицентров землетрясений характерна преимущественно для рифтовых впадин, краевых сейсмогенных разломов и междувпадинных перемычек, особенно на северо-восточном фланге.

Рифтовому поясу свойственны отрицательные аномалии силы тяжести в редукции Буге, относительная интенсивность которых наиболее высока в Байкальской впадине. Региональные минимумы гравитационного поля соответствуют Восточно-Саянскому, Байкало-Баргузинскому и Кодаро-Удоканскому поднятиям, относительно повышенные значения поля тяжести — Селенгинскому и Витимскому поперечным понижениям. В изостатической редукции региональные минимумы практически исчезают, но более явными становятся локальные аномалии, обусловленные преимущественно плотностными неоднородностями верхних частей земной коры [Зорин, 1971].

Судя по данным ГСЗ [Пузырев и др., 1977; Недра Байкала..., 1981], сейсмологии и гравиметрии [Очерки по глубинному строению..., 1977], земная кора Байкальского региона состоит из отдельных блоков, толщина которых изменяется от 35 до 55 км: она минимальна под рифтовыми впадинами, особенно под осевой частью оз. Байкал, и максимальна под краевыми поднятиями — Хамар-Дабанским, Северо-Муйским и другими хребтами. В рифтовом поясе на глубинах 12—17 км обнаружен волновод, в котором скорости распространения продольных сейсмических волн уменьшаются на 0,2—0,3 км/с. Нижняя граница волновода, возможно, соответствует подошве «гранитного» слоя. Верхняя часть мантии имеет аномально пониженные скорости распространения поперечных (4,3 км/с) и продольных (7,75 км/с) волн в слое со средней мощностью 20 км, что свидетельствует о разуплотнении и вероятном разогреве верхнемантийного вещества. Глубокие части мантии характеризуются пониженной (не более чем на 0,1 км/с) скоростью распространения продольных волн.

Низкоскоростная («аномальная») мантия обнаружена под всем Саяно-Байкальским сводом, но только в пределах Байкальского рифтового пояса она непосредственно подходит к подошве земной коры [Рогожина, Кожевников, 1979]. По мнению Ю. А. Зорина [Очерки..., 1977], наличием разуплотненного вещества в верхах мантии объясняется региональная изостазия, а локальная компенсация в рифтовых впадинах осуществляется за счет относительного утонения под ними земной коры при образовании «антикорней» и некоторого увеличения веса земной коры при внедрении основных и ультраосновных интрузий.

Оси магнитных аномалий пересекают современные поднятия в различных направлениях. Чаще всего они соответствуют простиранию структур кристаллического фундамента и сигмоидальному изгибу рифтового пояса, а их прямая связь с кайнозойскими структурами не наблюдается, как это было установлено М. Р. Новоселовой [Сейсмичность..., 1978]. По данным этого же исследователя [Очерки..., 1977], толщина магнитоактивного слоя под рифтовым поясом в среднем всего лишь 18,5 км.

Слой повышенной электропроводности, выявленные по результатам МТЗ, находятся здесь на значительно меньших глубинах (первый слой — 16—20 км, второй — 40—45 км), чем под сопредельными районами [Горностаев, 1972; Поспеев, Михалевский, 1975]. Они коррелируют с сейсмическими волноводами в коре и верхней мантии и свидетельствуют о существовании в недрах рассматриваемого региона аномально повышенных температур, благодаря которым в средней части коры могут находиться флюиды, а в верхней мантии на разных уровнях, но в основном глубже 100 км — базальтовые расплавы [Ваньян и др., 1984]. Вероятно, из-за повышенного разогрева глубинных недр литосфера под Байкальским рифтовым поясом утонена до 40—75 км [Зорин, 1971; Рогожина, Кожев-

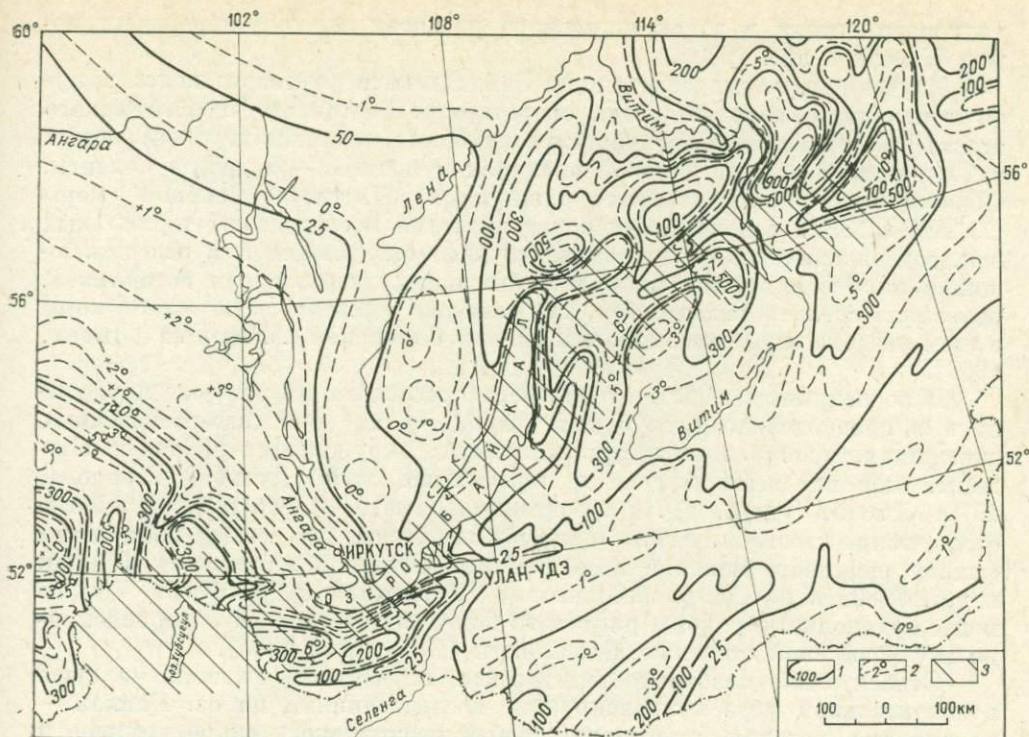


Рис. 33. Геокриологическая схема юга Восточной Сибири (фрагмент из «Геокриологической карты СССР» [1977], с добавлениями).

1 — изолинии мощности многолетнемерзлых пород, м; 2 — изотермы зоны сезонного промерзания (в талых породах) или подошвы зоны годовых колебаний (в многолетнемерзлых породах); 3 — территория Байкальского рифтового пояса.

ников, 1979; Чермак, 1982], а под сопредельными с ним районами ее толщина увеличивается до 120—180 км [Зорин и др., 1984].

Геотермические исследования на территории Байкальского рифтового пояса и в окружающих его районах начались в первой половине XVIII в., когда здесь впервые была обнаружена вечная мерзлота и исследованы горячие источники на берегу оз. Байкал.

Геокриологическая обстановка региона в настоящее время изучена весьма детально [Некрасов, 1976; Соловьева, 1976; Геокриологическая карта..., 1977; и др.]. На многих участках многолетняя мерзлота отсутствует или имеет островной характер (рис. 33). На берегах оз. Байкал и в других рифтовых впадинах встречается мерзлота прерывистого типа. В высокогорных районах талики формируются лишь под днищами крупных водотоков и в местах разгрузки подземных, особенно термальных, вод по зонам тектонических нарушений. В долинах и на межгорных поднятиях мощность мерзлых пород увеличивается в зависимости от их высотного положения от 100 м (на высотах до 900 м) до 250 м (на высотах до 1300 м). На склонах и в вершинной части горных хребтов мощность криолитозоны увеличивается до 300—700 м и более. Такое «покрывало», несомненно, оказывает охлаждающее влияние на геотемпературное поле региона, поэтому наиболее достоверные геотермические данные получены преимущественно по тем участкам, где многолетняя мерзлота отсутствует. Температурные кривые, как правило, не испытывают перелома при переходе от криолитозоны к непромороженным подстилающим породам, что свидетельствует о равенстве геотермических градиентов в мерзлых и талых породах [Геокриологические условия..., 1966; Ломоносов, Лысак, 1967], а также позволяет использовать эти данные для определения глубинного

теплового потока в зонах сплошного развития многолетнемерзлых пород [Лысак и др., 1980].

Изучение геотермического поля Байкальского рифтового пояса ведется с начала 50-х годов, когда операторами Восточного геофизического треста был проведен термокартаж в глубоких скважинах, пробуренных в Тункинской и Баргузинской впадинах и позднее — в дельте Селенги. Обработка термометрических данных в Институте земной коры СО АН СССР в совокупности с результатами исследований термальных вод, содержащихся в осадочном чехле рифтовых впадин или разгружающихся на поверхности в виде многочисленных термальных источников, позволила сделать вывод о том, что разогрев верхней части земной коры в этом регионе более высокий, чем на юге Сибирской платформы [Лысак, 1968].

В последующие годы геотермические исследования на суше проводились в сравнительно неглубоких (до 0,3—1 км) поисково-разведочных скважинах, пробуренных в горных хребтах, окружающих рифтовые впадины, или на месторождениях термальных вод [Дучков, Соколова, 1974; Лысак, Зорин, 1976; Борисенко, Замана, 1978; и др.]. Новые фактические геотермические данные получены по северо-восточному флангу рифтового пояса в зоне Байкало-Амурской магистрали [Лысак и др., 1980] и по Северной Монголии [Хуторской и др., 1985]. Тем не менее суходольные районы рифтового пояса изучены крайне неравномерно и с невысокой степенью детальности [Каталог..., 1985].

Относительно слабая геотермическая изученность региона на суше в значительной мере компенсируется исследованиями на оз. Байкал — во впадине, которая представляет собой центральное, самое крупное и наиболее древнее звено Байкальского рифтового пояса.

Первые 11 определений теплового потока на акватории озера были сделаны в 1965 г. [Любимова, Шелягин, 1966]. Через десять лет количество таких определений утроилось [Дучков и др., 1976, 1977], а к 1985 г. превысило 330 [Каталог..., 1985]. Резкое повышение темпа накопления геотермических данных стало возможным благодаря работам В. А. Голубева [1982], который, усовершенствовав аппаратуру и методику геотермических исследований, изучает тепловые потоки на озерах Байкал и Хубсугул и детально исследует вертикальные температурные разрезы придонных вод на этих водоемах.

К настоящему времени в Байкальском рифтовом поясе имеется свыше 400 пунктов определения теплового потока (в сопредельных с ним районах Сибирской платформы и Забайкалья их около 150), детально изучены многочисленные термальные источники и термальные воды межгорных артезианских бассейнов, исследован кайнозойский вулканизм. Эти материалы в совокупности с другими геолого-геофизическими данными позволяют судить о локальном и региональном распределении основных величин геотермических параметров, о формах и размерах геотермических аномалий и их привязке к определенным геологическим структурам и геодинамике региона.

Хубсугул-Тункинская часть

На юго-западном фланге Байкальского рифтового пояса имеется несколько рифтовых впадин (рис. 34). Три из них — Бусингольская, Дархатская и Хубсугульская — расположены на территории Монголии. Эти впадины и разделяющие их горные хребты имеют субмеридиональное простирание. Абсолютные отметки горных вершин здесь достигают 2500—3000 м, а средние высоты — 2000—2400 м. Остальные впадины находятся на территории СССР и относятся к группе Тункинских. Они имеют субширотное простирание, разделены поперечными перемычками (Нилов-

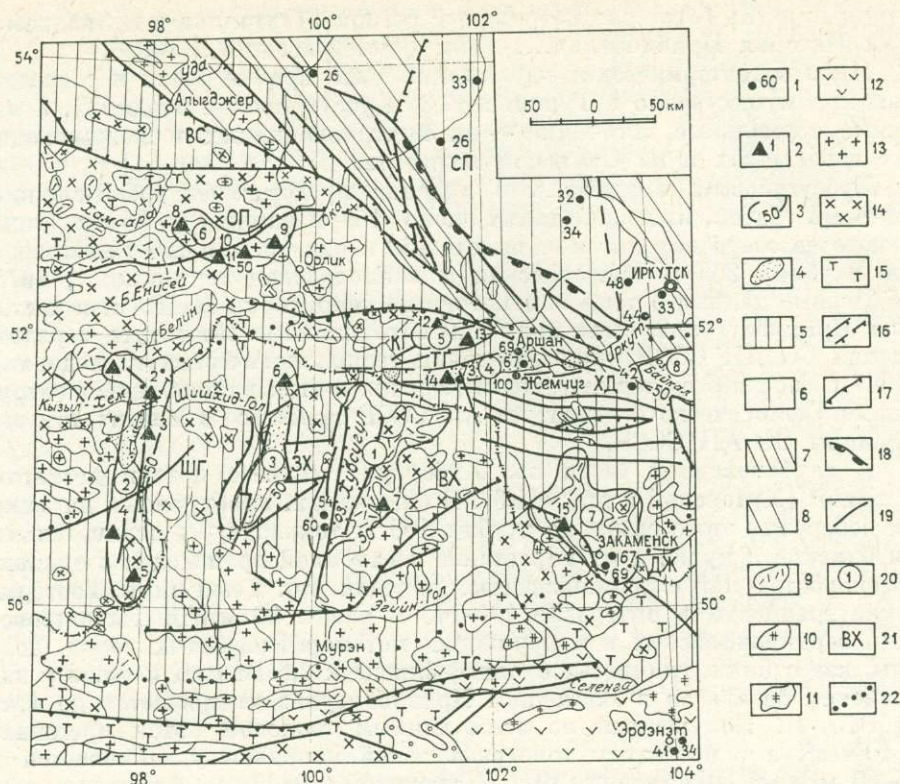


Рис. 34. Геотермическая схема юго-западной части Байкальского рифтового пояса и сопредельных районов [Ткачук и др., 1957; Минеральные воды..., 1961, 1962; Лысак, 1968; Пиннекер, 1969; Кашина, 1971; Шасткевич, 1971; Тектоника и вулканизм..., 1973; Ломоносов, 1974; Геохимия..., 1976; Борисенко, Замана, 1978; Карта разломов..., 1980; Хуторской, 1982; Каталог..., 1985].

1 — пункты определения теплового потока и его величины, мВт/м²; 2 — источники или скважины с термальной водой: азотной гидрокарбонатной (4—Тере-Хольские, 21—37°C), сульфатно-гидрокарбонатной (1—Маймалышские, 39°C, 2—Уш-Белдирские, 60—84°C, 3—Джиглагинские, 40°C), гидрокарбонатно-сульфатной (6—Уртргские, 22°C, 7—Булнайские, 39—46°C) или сульфатной натриевой (5—Тайрыские, 45—48°C, 14 и 22—Ниловопустыньские, 40—43°C, 15—Енгорбойские, 28—40°C), азотно-углекислой гидрокарбонатной магниево-натриево-кальциевой (9—Холон-Угунские, 27°C) или натриевой (10—Даргалские, 35°C, 11—Хойто-Гольские, 30—36°C), углекислой гидрокарбонатной кальциево-натриевой (8—Чойганские, 35—39°C) или магниево-кальциевой (12—Саган-Сайрские, 20°C, 13—Шуманские, 30—37°C), азотно-метановой или метановой гидрокарбонатной (16—в Тункинской скв. 2, 37—50°C) или хлоридно-гидрокарбонатной натриевой (17—в Тункинской скв. 1, 38—44°C), сульфатно-гидрокарбонатной кальциевой (18—21—Аршанские скв., 25—42°C); 3 — наблюдаемые или предполагаемые геотермические или гидрогеотермические аномалии с тепловым потоком более 50 мВт/м²; 4 — рифтовые впадины в складчатой области (5) и в доколе Сибирской платформы (6), архейские в складчатой области (7) и в доколе платформы (8); 9—15 — магматические образования: 9 — кайнозойские базальты; 10—11 — мезозойские (10) и верхнепалеозойские (11) граниты, 12 — верхнепалеозойские эффузивы, 13 — палеозойские граниты, 14 — нижнепалеозойские гранитоиды, 15 — верхнепротерозойские и нижнепалеозойские эффузивы; 16—19 — морфометрическая характеристика разломов, заложенных или активизированных в кайнозое: 16 — сбросы, 17 — взбросы, 18 — надвиги, 19 — прочие; 20 — участки геотермических или гидрогеотермических аномалий: 1 — Хубсугульский, 2 — Бусино-Белинский, 3 — Дархатский, 4 — Тункинский, 5 — Шуманский, 6 — Окинский, 7 — Джидинский, 8 — Байкальский; 21 — сводовые поднятия разного ранга: ВС — Восточно-Саянское, Дж — Джидинское, КГ — Китойские гольцы, ОП — Окинское поднятие, ТГ — Тункинские гольцы, ХД — Хамар-Дабанское, междувпадинные перемычки: ВХ и ЗХ — Восточно- и Западно-Хубсугульские, ШХ — Шамхидгольская, области относительного опускания: СП — Сибирская платформа, ТС — Тэс-Селегинская зона; 22 — условные границы Байкальского рифтового пояса.

ский, Еловский и другие отроги) и ограничены Тункинским (на севере) и Хамар-Дабанским (на юге) горными хребтами, отдельные вершины которых поднимаются до 3200—3300 м, а средние высоты достигают 2500—3000 м.

Рифтовые впадины с одной или двух сторон ограничены нормальными сбросами и пересечены поперечными разломами. Эти тектонические нарушения неоднократно подновлялись во время сильных землетрясений,

которыми очень богат рассматриваемый регион [Тектоника и вулканизм..., 1973; Нагорья Прибайкалья..., 1974; Землетрясения..., 1985].

Пункты геотермических наблюдений здесь крайне редки и сосредоточены преимущественно в Тункинской и Хубсугульской впадинах, а изученные термальные источники — на внутривпадинных и междувпадинных перемычках и на Окинском поднятии.

Хубсугульская впадина. Эта впадина представляет собой сложный рифтовый грабен, имеющий длину около 150 и ширину до 35 км. Заполняющее ее озеро находится на высоте 150 м над ур. м. и имеет максимальную глубину 265 м [Мезозойская и кайнозойская тектоника..., 1975].

Первые данные о тепловом потоке на территории МНР, и, в частности в Прихубсугулье, были получены сотрудниками Института мерзлотоведения СО АН СССР при проведении геокриологических исследований в 1967 г. Позднее геотермические измерения в этом районе велись сотрудниками Геологического института АН СССР совместно с Институтом земной коры СО АН СССР.

В глубоководной части оз. Хубсугул тепловые потоки достигают 90 мВт/м^2 [Хуторской и др., 1986]. В скважинах, пробуренных на западном побережье этого озера, до глубин 100 м температуры отрицательные или близкие к нулю, а их нарастание с глубиной происходит с одинаковой скоростью как в замороженных породах, так и под ними. Геотермические градиенты в интервале 40—140 м равны 20 мК/м . Теплопроводность верхнерифтовых и кембрийских метаморфизованных пород (доломиты, известняки, глинистые сланцы) близка к $2,6 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$ и лишь у кайнозойских базальтов в Восточном Прихубсугулье уменьшается до $1,4\text{—}1,5 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$. Полученный по этим данным тепловой поток превышает 50 мВт/м^2 , а с введением топографической поправки увеличивается до $59\text{—}60 \text{ мВт/м}^2$ [Шасткевич, 1971; Хуторской, 1982].

По сравнению с прилегающими районами, в которых тепловой поток равен $34\text{—}43 \text{ мВт/м}^2$ (Тэс-Селенгинская зона), в рифтовых впадинах происходит повышенный вынос глубинного тепла, достигающий максимума в центральной части оз. Хубсугул. Своеобразными производными повышенного разогрева в этом районе, как и на других участках Северной Монголии и сопредельной с нею Тувы (СССР), являются выходы трещинных гидротерм, которые в основном сосредоточены в зоне Бусийно-Белинского разлома, пересекающего западную часть Прихубсугульского поднятия (см. рис. 34). Разгрузка гидротерм приурочена преимущественно к контактам метаморфических и изверженных пород.

На Уш-Белдирском месторождении термальных вод, расположенном в Восточной Туве, выявлено 10 термальных источников, температура воды которых достигает $60\text{—}80^\circ\text{C}$, а суммарный расход составляет 3 л/с [Пиннекер, 1969]. Разбуривание этого участка, осуществленное под руководством В. Е. Сидорова (Институт курортологии и физиотерапии), показало, что здесь на глубинах всего лишь от 1 до 20 м температуры достигают $45\text{—}80^\circ\text{C}$, дебит термальных вод составляет 8 л/с, а их температура повышается до 84°C . Основная термовыводящая зона имеет северо-восточное простирание и вертикальное падение, находится на контакте гранитного штока с sienитами и граносиенитами девона, а гидротермальные изменения вмещающих пород охватывают не только зону дробления в кристаллических породах, но ощущаются даже в перекрывающих четвертичных аллювиальных образованиях. Судя по температурным измерениям в неглубоких скважинах, геотермический градиент в зоне повышенной трещиноватости в 2—4 раза выше, чем при удалении от нее на 20—40 м. Если воспользоваться справочными данными по теплопроводности водовмещающих пород, то ориентировочно можно подсчитать, что кондуктивный тепловой поток в районе Уш-Белдира превышает $100\text{—}150 \text{ мВт/м}^2$, а конвективный вынос тепла в термовыводящей зоне достигает 300 мВт/м^2 и более.

Остальные термальные источники приурочены к контактам мраморизованных известняков (Тайрыс) или мраморов (Тере-Холь) с палеозойскими гранитами (см. рис. 34). Температура воды у них значительно ниже, чем в Уш-Белдире (21—48°C). Все эти источники являются представителями азотных терм (N_2 —94—98%), а по химическому составу относятся к сульфатно-гидрокарбонатным (Уш-Белдир, Джиглагин, Тере-Холь) или сульфатным (Тайрыс) натриевым водам, содержащим в большом количестве кремнекислоту (до 75—95 мг/л) и имеющим минерализацию менее 0,5 г/л [Пиннекер, 1969].

В центральной части Прихубсугульского поднятия известны лишь две группы термальных источников: Уртрэгская — севернее Дархатской впадины — и Булнайская — юго-восточнее Хубсугульской впадины. Уртрэгское месторождение термальных вод приурочено к зоне тектонического контакта между докембрийскими гранитами и кварцитами и расположено на высоте 1980 м над ур. м. Оно представлено двумя группами выходов, в каждой из которых имеется по восемь грифонов, разгружающихся в зонах широтных разломов. Булнайское месторождение терм находится в узле пересечения северо-западной и северо-восточной зон тектонических нарушений в докембрийских гранитах, на абсолютной высоте 1660 м. Здесь, в полосе шириной 80—100 м, вытянутой вдоль правого берега р. Аршан у подошвы горы Цаган-Ула, выявлено более 20 термальных источников, у которых температура воды варьирует от 39 до 46,5°C. Среди минеральных солей, содержащихся в этих водах, преобладают сульфаты (до 61%) и гидрокарбонаты (до 37%) натрия. Источники газифицированы сероводородом и относятся к сероводородно-азотным термам [Геохимия..., 1976].

Ни одна из описанных групп термальных источников непосредственно не приурочена к выходам кайнозойских базальтов (см. рис. 34). Однако термовыводящие разломы, секущие докембрийские и палеозойские кристаллические породы, были обновлены в кайнозое. Их тектоническая активизация, вероятно, связана с рифтогенезом. Отдельные участки таких разломов являются структурными факторами локальных геотермических аномалий, в которых преобладает конвективный вынос глубинного тепла.

Тункинская впадина. Эта впадина является центральным и наиболее крупным звеном Тункинской ветви межгорных впадин. Ее длина равна 65 км, ширина — 32 км, мощность вулканогенно-осадочного чехла, заполняющего впадину, достигает 2—2,5 км. Она отделена от менее крупных и более мелких рифтовых впадин (Хойтогольской, Туранской и Торской) с запада Ниловским и с востока Еловским отрогами, которые являются внутривпадинными перемычками (рис. 35). Северный борт впадины отделен от Тункинского хребта сбрососдвигом, который протягивается от Мондинской до Торской котловины и состоит из широтных и субширотных разрывов длиной до 25—30 км, сочленяющихся в местах внутривпадинных и междувпадинных перемычек с субмеридиональными разломами. Ширина зоны разлома достигает 0,8—0,9 км и максимальна в районе курорта Аршан. По большому числу геоморфологических признаков в зоне Тункинского разлома преобладает левосторонний сдвиг с величиной горизонтального смещения в несколько сотен метров. Суммарная величина вертикального смещения по этому разлому равна 300—400 м, а общий перепад высот (от вершин гольцов до поверхности кристаллического фундамента под Тункинской впадиной) достигает 6 км. Южный борт Тункинской впадины относительно плавно переходит в хр. Хамар-Дабан [Тектоника и вулканизм..., 1973].

Кристаллический фундамент впадины и склоны обрамляющих ее хребтов сложены метаморфическими и изверженными породами протерозоя. Сама впадина заполнена неоген-четвертичными терригенными отложениями с прослоями базальтов (см. рис. 35, е), покрывающих большую часть Еловского отрога и отдельные участки на хр. Хамар-Дабан. Макси-

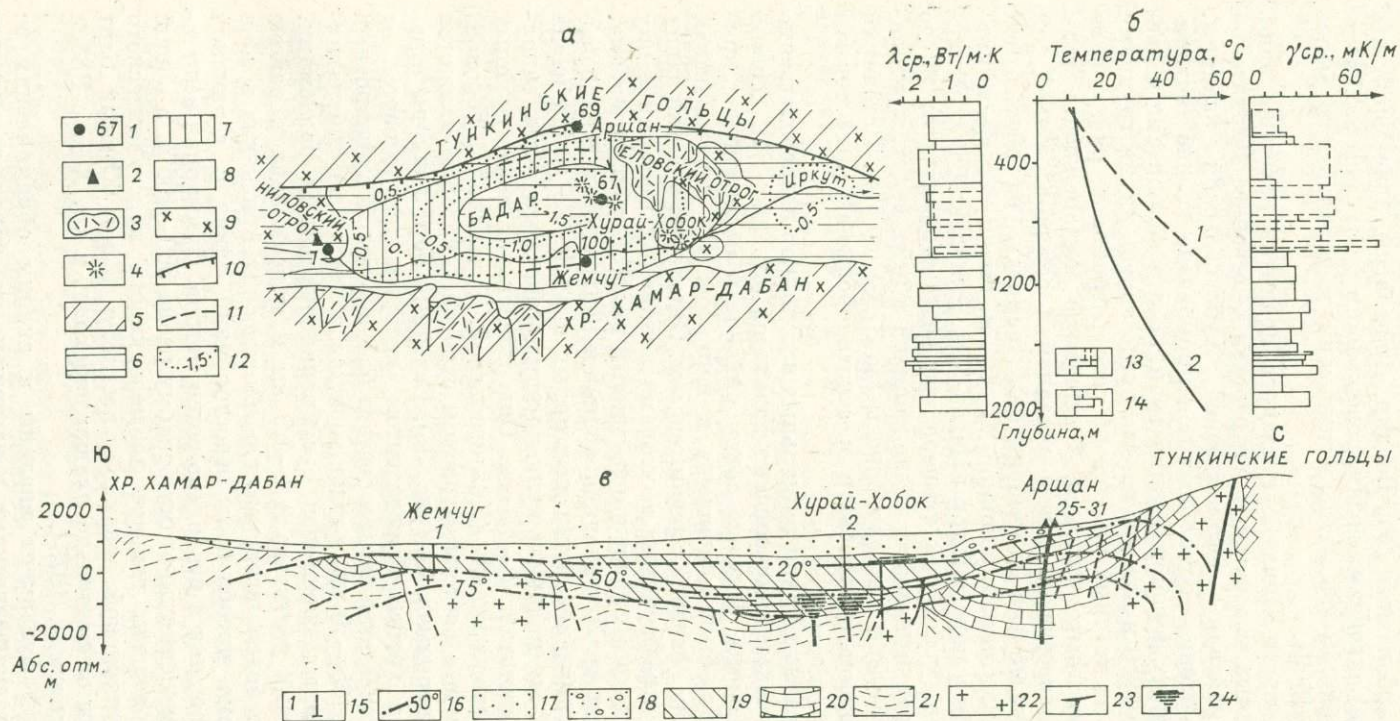


Рис. 35. Геотермическая характеристика Тункинской впадины [Тектоника и вулканизм..., 1973; Зорин, 1974; Лысак, Зорин, 1976; Каталог..., 1985, с добавлениями].

а — геотермическая карта; б — термограммы Тункинских скв. 1 и 2; в — геотермический разрез.

1 — пункты определения теплового потока и его величины, мВт/м²; 2 — термальные источники; 3 — покровы кайнозойских базальтов; 4 — вулканические аппараты центрального типа; 5—7 — установленный по геотермическим или предполагаемый по геолого-геофизическим данным региональный тепловой поток, мВт/м²; 5 — менее 50,

6 — 50 ÷ 75, 7 — более 75; 8 — вулканогенно-осадочный чехол; 9 — складчатое обрамление фундамента; 10 — Тункинский сбросо-сдвиг; 11 — прочие разломы; 12 — изгибы поверхности фундамента, абс. отм., км; 13—14 — вариации по разрезам скважин: коэффициентов теплопроводности (13) и геотермических градиентов (14); 15 — скважины с термометрами и их номера; 16 — изотермы, °С; 17 — разнородные пески и песчано-галечные отложения (Q); 18 — валуны и галька метаморфических и изверженных пород (Q); 19 — песчано-глинистая толща с прослоями базальтов (N); 20 — графитизированные и доломитизированные известняки (PR₂); 21 — кристаллические сланцы (PR₁); 22 — граниты (PR₁); 23 — вулканические аппараты (Q); 24 — базальтовые излияния и подводные каналы (Q).

мальные мощности кайнозойских вулканитов приурочены к центральной, наиболее опущенной части Тункинской впадины, где по результатам глубокого бурения (скв. Р-2) насчитывается более 65 базальтовых тел, а в интервале 1470—2016 м наряду с базальтами встречаются прослойки базальтовых туфов и туфобрекчий. Некоторые из центров четвертичного вулканизма представлены сохранившимися в современном рельефе вулканическими постройками, которые возвышаются на 40—125 м над дном впадины и даже имеют собственные имена — Хуря-Хобок, Улябор и др. [Байкальский рифт, 1968].

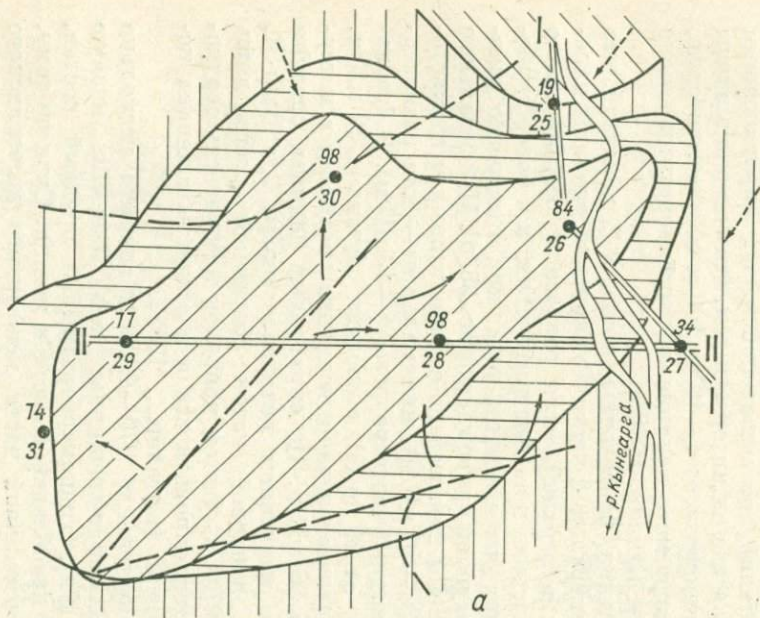
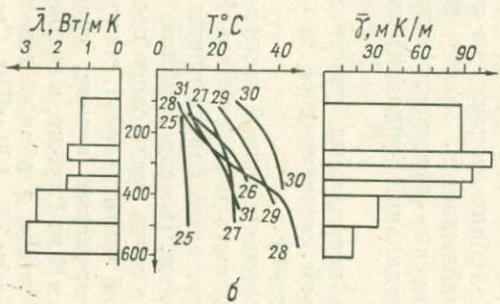
В рельефе поверхности Тункинской впадины особую роль играет обширная внутренняя возвышенность Бадар — песчаный куполообразный массив овальных очертаний, возвышающийся над окружающими равнинами на 130—150 м. Для нас он интересен тем, что содержит линзы многолетнемерзлых пород мощностью от 4—40 до 100 м и более, которые, несомненно, оказывают охлаждающее влияние на геотемпературное поле в центральной части впадины [Лысак, 1968].



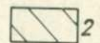

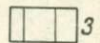

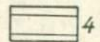

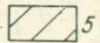

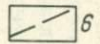

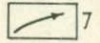

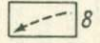


Геотермические исследования, проведенные в скв. Р-2, показали, что глубинные температуры в центральной части Тункинской впадины нарастают весьма неравномерно: в верхней части разреза до глубин около 800 м геотермические градиенты не превышают 13 мК/м, а в более глубоких горизонтах увеличиваются более чем в 2 раза, при этом резко изменяется сам характер температурной кривой (см. рис. 35, б). Максимальные значения градиентов характерны для песчано-алевролитовых и глинисто-сланцевых пачек пород (до 30—40 мК/м), минимальные — для разнородных песков, особенно в верхней части разреза (5—10 мК/м). В базальтах эти величины варьируют от 19 до 50, в среднем составляя 32 мК/м. Исходя из этих данных, средневзвешенная величина градиента в интервале от 62 до 2000 м равна 28 мК/м. По справочным данным, средняя теплопроводность разреза в изученном интервале около 2,4 Вт/м·К, следовательно, измеренный тепловой поток составляет всего лишь 43 мВт/м² [Лысак, Зорин, 1976]. С учетом поправок на скорость осадконакопления, контрастность теплопроводности и влажность величина потока может достигать 67 мВт/м² [Каталог..., 1985].

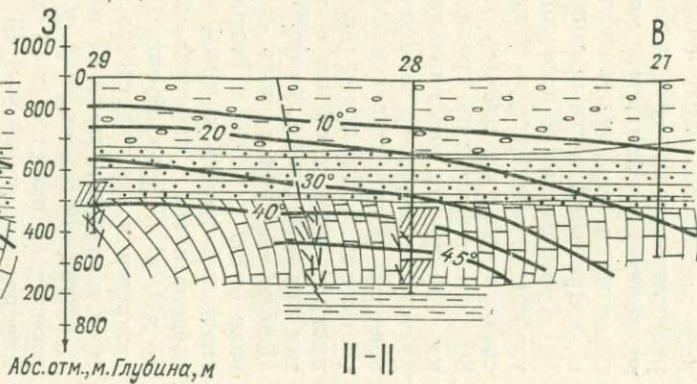
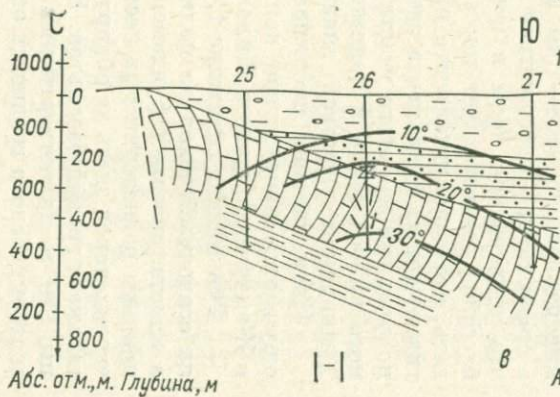
Этой же скважиной в интервале 970—1900 м вскрыто несколько горизонтов пластовых и пластово-трещинных вод, имеющих низкую минерализацию (0,9—1,46 г/л), гидрокарбонатный натриевый состав, а среди газов — абсолютное преобладание азота и метана. Судя по тому, что температура воды в центральной части межгорного артезианского бассейна соответствует температуре водовмещающих пород, можно полагать, что дополнительного притока глубинного тепла за счет трещинных гидротерм из фундамента здесь не наблюдается. Значит, тепловой поток, полученный для этого участка, объективно отражает величину кондуктивного выноса тепла и является региональной (фоновой) характеристикой Тункинской рифтовой впадины.

Иная картина наблюдается на аномальных участках, где заметно ощущается присутствие конвективной составляющей теплового потока: в Жемчуге, Аршане и Ниловой Пустыни.

Тункинская скважина 1, пробуренная в южной части впадины, вскрыла осадочный чехол на полную мощность и на глубине 1000,5 м вошла в кристаллический фундамент. Полученный разрез представлен переслаиванием разнородных песков и глин. Прослойки кайнозойских вулканических пород здесь не обнаружены, и лишь среди слоев песка встречаются галька и гравий базальтов. В верхней части разреза, состоящей до глубины 280 м из четвертичных разнородных песков, средняя величина геотермического градиента около 19 мК/м. Глубже, в отложениях неогена, она резко увеличивается до 25—70 мК/м, а вблизи подошвы осадочного чехла в интервале 910—1000 м достигает 84—100 мК/м. Средневзвешенная величина градиента в изученном интервале равна 44 мК/м, т. е. она значи-



- | | | | |
|---|---|---|----|
|  | 1 |  | 10 |
|  | 2 |  | 11 |
|  | 3 |  | 12 |
|  | 4 |  | 13 |
|  | 5 |  | 14 |
|  | 6 |  | 15 |
|  | 7 |  | 16 |
|  | 8 |  | 17 |
|  | 9 | | |



тельно выше, чем в Тункинской скважине 2. Несмотря на то, что здесь преобладают породы с более низкой теплопроводностью ($\bar{\lambda} = 2$ Вт/м·К), полученный тепловой поток достигает 89 мВт/м², а с введением поправок превышает 101 мВт/м² [Каталог..., 1985].

При бурении скважины было также вскрыто несколько водоносных горизонтов, содержащих термальные хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды. Минерализация этих преимущественно метановых терм более высокая ($1,1$ — $1,2$ г/л), чем в центральной части Тункинской впадины. Совершенно иной здесь и гидродинамический режим. Если через устье скв. 2 вода переливалась лишь при понижении на 180 — 200 м, причем дебит такого излива не превышал $0,3$ — $0,6$ л/с, а температура воды на устье составляла всего 16°C , то скв. 1 уже более 30 лет (с 1953 г.) фонтанирует с расходом термальной воды до 6 — 11 л/с и с температурой 38 — 41°C [Лысак, 1968; Ломоносов, 1974].

Присутствие в термальных водах хлоридов, которых нет в водовмещающих породах, и относительно повышенная минерализация терм свидетельствуют о том, что здесь происходит дополнительный вынос глубинного тепла, поступающего, вероятно, по зоне разлома из фундамента впадины (см. рис. 35, в).

Еще более заметный подъем изотерм наблюдается в районе Аршана, расположенном в месте сочленения Тункинской впадины с Тункинским хребтом, в зоне одноименного субширотного сбросовдвиг, осложненного разломами меридионального направления, большей частью проходящими по правому берегу р. Кынгарги.

На Аршан-Тункинском месторождении минеральных вод, начиная с 1931 г., пробурено более 30 скважин. Температурные измерения на минеральных источниках и в неглубоких (25 — 150 м) скважинах характеризовали минеральную воду как холодную (с температурой от 8 до 14°C) углекислую (с содержанием растворенной углекислоты до $2,2$ — $3,8$ г/л). Судя по тому, что мощностью травертинов, которые накопились в местах выхода минеральных источников, достигает 4 — 5 м, разгрузка углекислых вод в голоцене происходила весьма интенсивно.

Детальная разведка месторождения в 1963 — 1973 гг., осуществленная Сибирской гидрогеологической каптажной партией конторы «Геоминвод», позволила изучить его до глубины 600 м, провести термокаротаж скважин и обнаружить воды с температурой до 40°C и более [Кашина, 1971].

Геотермические наблюдения проведены здесь в нескольких скважинах (рис. 36), которые вскрыли толщу валунно-глыбовых и песчано-глинистых неоген-четвертичных отложений, подстилающихся кристаллическими породами протерозоя. Кристаллический фундамент погружается в южном направлении (к центру Тункинской впадины) под углом 40 — 45° и нередко сильно раздроблен на отдельных участках. Мощность осадочного чехла увеличивается от 100 до 400 м в направлении с северо-востока (скв. 25) к центру и юго-западу (скв. 28, 29). В этом же направлении повышаются температуры на поверхности кристаллического фундамента и изменяются геотермические градиенты. Если в северной и юго-восточной частях

Рис. 36. Геотермическая обстановка на Аршанском месторождении термальных вод [Кашина, 1971; Лысак, Зорин, 1976, с добавлениями].

а — геотермическая карта; б — термограммы скважин и вариации величин геотермических параметров по разрезу скв. 28; в — геотермические разрезы.
1 — пункты геотермических наблюдений (дробь: в числителе — тепловой поток, мВт/м², в знаменателе — номер скважины); 2—5 — величины установленного по геотермическим или предполагаемого по другим геолого-геофизическим данным регионального теплового потока, мВт/м²: 2 — менее 25 , 3 — 25 ÷ 50 , 4 — 50 ÷ 75 , 5 — более 75 ; 6 — термовыводящие тектонические нарушения; 7—8 — направления движения вод: 7 — термальных, 8 — холодных; 9 — линии геотермических разрезов; 10 — скважины на разрезах и их номера; 11 — валунно-галечные отложения (Q); 12 — глины с включением гальки и валунов изверженных и метаморфических пород (N); 13 — графитизированные и доломитизированные известняки (PR₂); 14 — метаморфические сланцы (PR₁); 15 — зоны дробления и повышенной трещиноватости горных пород; 16 — изотермы, $^{\circ}\text{C}$; 17 — участки скопления трещинных термальных вод.

Аршанского участка величины градиентов не превышают 30 мК/м (за исключением скв. 26, в которой $\bar{\gamma} = 55\text{мК/м}$), то в его центре (скв. 28) и на юго-западе (скв. 29 и 31) они увеличиваются до 50—70 мК/м и более, а средневзвешенная величина геотермического градиента для этой территории равна 48 мК/м.

Определения теплофизических свойств, выполненные Р. П. Дорофеевой и Л. С. Соколовой [Каталог..., 1985], показали, что метаморфизованные песчаники здесь имеют низкую теплопроводность (1,9 Вт/м·К). Вероятно, в расположенных над ними валуно-глыбовой и песчано-глинистой толщах параметр не превышает 1,3—1,5 Вт/м·К. В трещиноватых разновидностях гранитов теплопроводность значительно ниже (1,6 Вт/м·К), чем у плотных гранитов ($2,23 \pm 0,53$ Вт/м·К) или у метаморфизованных известняков ($2,49 \pm 0,21$ Вт/м·К). Средняя теплопроводность изученного разреза равна 2,0 Вт/м·К.

Величины тепловых потоков в районе Аршана изменяются от 19 до 98 мВт/м². В среднем они составляют 69 ± 23 мВт/м². Глубинное тепло наиболее интенсивно выносится в зоне повышенной трещиноватости, расположенной в центральной части рассматриваемого участка (см. рис. 36), где тепловое поле испытывает наиболее заметное отепляющее влияние подтока углекислых термальных вод, скапливающихся в зонах дробления в известняках или на контакте карбонатной толщи с песчано-глинистыми осадками.

Температура воды на устье фонтанирующих скважин (в скв. 28) достигает 43°C. Воды сульфатно-гидрокарбонатные, преимущественно кальциевые, в их газовом составе преобладает углекислый газ (содержание растворенной углекислоты достигает 1—3 г/л), а минерализация изменяется от 2,8 до 4,3 г/л. По мере удаления от Тункинского хребта в глубь впадины наблюдается равномерное возрастание уровня подземных вод до 60—70 м над устьем скважин (с градиентом 6 м на 100 м расстояния), что свидетельствует, с одной стороны, о высоких отметках областей питания, превышающих 1900—2400 м над уровнем моря, с другой — об обширной краевой воронке депрессии у подножия хребта, которая сформировалась за длительный период естественной разгрузки холодных углекислых источников по берегам р. Кынгарги [Кашина, 1971].

Углекислые термы, циркулирующие в толще карбонатных пород и вскрытые только глубокими скважинами (глубже 200—500 м), обязаны своим происхождением миграции инфильтрационных вод по трещинам в метаморфических и изверженных породах и насыщению этих вод на глубинах свыше 1—2 км углекислотой термометаморфического происхождения. В верхних частях разреза, особенно в восточной части участка, благодаря интенсивному подтоку холодных вод образовался широкий ореол вод смешения. По мере погружения известняков под валуно-глыбовую толщу и увеличения ее мощности температура воды в трещинных водоносных горизонтах также увеличивается, хотя подъем и сгущение региональных изотерм происходят только вблизи зон разломов (см. рис. 36).

Так как средний тепловой поток в районе Аршана лишь незначительно превышает вынос глубинного тепла в центральной части Тункинской впадины, то можно полагать, что многочисленные вулканические аппараты, расположенные в этом районе и вблизи него, оказывают лишь опосредованное влияние на интенсивность теплового поля, увеличивая термометаморфизм окружающих пород и их раздробленность на отдельных участках, что в региональном плане отражается на общем подъеме изотерм, хорошо заметном на рис. 35, в.

Геотермическая аномалия имеется также в Ниловском отроге, где она приурочена к месту пересечения субмеридиональных (по р. Ихе-Ухгунь) и субширотных (в северо-восточной части Хойтогольской впади-

ны) разломов. Здесь, в зоне интенсивного дробления катаклазированных и милонитизированных гранитов, перекрытых маломощными (от 0 до 10 м) валунно-галечными отложениями, уже более 140 лет известны термальные источники Ниловой Пустыни. Они детально изучались многими исследователями [Ткачук и др., 1957; Минеральные воды..., 1961, 1962; и др.]. В частности, автором совместно с И. С. Ломоносовым и Н. В. Яснитской эти источники были обследованы в 1963 г. Они относятся к горячим (41°C) сульфатным натриевым азотным термам с минерализацией 1 г/л и суммарным дебитом около 10 л/с [Лысак, 1968].

Минеральные воды Ниловой Пустыни детально разведаны Бурятским геологическим управлением в 1964—1966 гг. [Борисенко, Замана, 1978]. Температурными измерениями в источниках, шурфах и буровых скважинах (до глубин 100—300 м) установлено, что основная разгрузка трещинных термальных вод происходит на площади около $0,15 \text{ км}^2$, вытянутой вдоль правого берега р. Ихе-Ухгунь. Температура воды в скважинах изменялась от $39,6$ до 45°C , в термальных источниках — от $39,3$ до $40,5^{\circ}\text{C}$, а в шурфах, пробитых до кристаллического основания, от 10 до $25,5^{\circ}\text{C}$, т. е. на значительной части разведанной территории непосредственно под валунно-галечными отложениями находятся коренные породы, разогреты до 25 — 35°C и более.

Нарастание глубинных температур происходит здесь весьма интенсивно, но очень неравномерно: геотермические градиенты по скв. 1 и 3 близки к величинам, характерным для районов Аршана и Жемчуга (около 43 мК/м), а в скв. 5, попавшей в термовыводящую трещину, достигают экстремальных значений — более 130 мК/м . В монолитных гранитах и сиенитах коэффициент теплопроводности изменяется от $2,3$ до $3,7 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$, зато в сильнотрещиноватых образцах этих же пород уменьшается до $1,6 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$ (по определениям Р. П. Дорофеевой и Л. С. Соколовой).

Сопоставив эти данные с разрезами скважин и определив среднюю теплопроводность изученных интервалов, можно подсчитать, что кондуктивный тепловой поток в Ниловой Пустыни с учетом поправок равен в среднем 73 мВт/м^2 , зато вынос тепла путем конвекции превышает эту величину не менее чем в 3 раза.

Средний тепловой поток по 11 определениям в Тункинской впадине составляет $72 \pm 6 \text{ мВт/м}^2$, что свидетельствует о повышенном разогреве недр в этом районе, особенно в зонах активизированных разломов, выводящих трещинные термальные воды. С подобными разломами связаны гидротермальные аномалии и на других участках, расположенных как вблизи Тункинской впадины (Шумакский, Саган-Сайрский), так и на Окинском поднятии в центральной части Восточного Саяна и на Джидинском хребте (см. рис. 34).

Шумакские углекислые термы находятся в зоне крупного сброса субширотного простираения на северном склоне Тункинского хребта. Ширина зоны дробления в толще верхнепротерозойских отложений, представленных известняками, доломитами, мраморами и углистыми сланцами, достигает 100 м. Эта зона пересечена более мелкими разломами северо-восточного направления, вытянутыми вдоль р. Шумак. Здесь имеются три группы минеральных источников, которые разгружаются на небольших надпойменных террасах по обоим берегам реки [Ткачук и др., 1957; Борисенко, Замана, 1978]. На левобережье таких групп две: в одной 42 источника, у которых температура воды изменяется от 10 до 35°C , суммарный дебит равен $5,3 \text{ л/с}$, содержание углекислоты варьирует от $0,26$ до $0,99 \text{ г/л}$ и концентрация радона не превышает 20 эман; во второй — 50 источников с температурой 20 — 32°C и суммарным расходом $4,2 \text{ л/с}$, причем в этих теплых слаборадоновых (до 34 эман) водах содержание углекислоты не более $0,56 \text{ г/л}$. Группа из 16 источников, находящаяся на правом берегу р. Шумак, имеет наиболее высокую температуру воды (28 — 37°C), максимальная для всего участка содержание углекислоты

(1 г/л) и концентрацию радона до 350—700 эман, но небольшой дебит (2 л/с). Содержание солей в углекислых термах Шумака достигает 1,2—1,85 г/л, а в их химическом составе преобладают гидрокарбонаты, реже сульфаты кальция, иногда натрия. По своему химическому и газовому составу, а также по скоплениям травертинов в местах выхода гидротерм и приуроченности термовыводящих трещин к карбонатным породам Шумацкое месторождение термальных вод напоминает Аршанское, только в последнем температура и минерализация воды значительно выше, так как скважинами вскрыты более глубокие горизонты. По-видимому, углекислота в термальных водах Шумака, как и Аршана, имеет термометаморфическое происхождение и является отдаленной производной затухающей вулканической деятельности.

Поблизости от Шумацких источников расположены Саган-Сайрские (18—20°C), имеющие гидрокарбонатный магниевый-кальциевый состав и очень низкую минерализацию (0,2 г/л), что указывает на интенсивное разбавление минеральных вод пресными в толще валуно-галечных отложений мощностью 20—25 м, перекрывающей коренные водовмещающие породы (известняки).

К северо-западу от Тункинского хребта за предполагаемой границей рифтового пояса имеется еще несколько групп термальных источников. Они приурочены к разломным узлам в сводовой части Окинского поднятия, являющегося районом кайнозойского вулканизма в Восточном Саяне. Термальные воды чаще всего разгружаются на контактах палеозойских гранитов и сиенитов с метаморфизованными известняками и сланцами верхнего протерозоя.

Самой многочисленной здесь является Чойганская группа, состоящая из 30 источников с различной температурой (от 10 до 38,8°C), вокруг которых развиты поля травертинов. Минерализация этих вод изменяется от 1 до 2,6 г/л, в составе солей преобладают гидрокарбонаты кальция и натрия, в газовом — углекислый газ (до 96%), а содержание свободной углекислоты варьирует от 0,5 до 2,15 г/л. Хойтогальская группа углекисло-азотных терм состоит из пяти источников с температурой воды 30—36°C и суммарным дебитом до 13 л/с. Разгружающиеся здесь гидрокарбонатные натриевые воды имеют более низкие минерализацию (менее 1 г/л) и содержание свободной углекислоты (0,2—0,22 г/л), чем в Чойганской группе. Травертиновые отложения, мощность которых не превышает 0,5 м, покрывают площадь около 300 м². В районе высокодебитного (23 л/с) Холон-Угунского термального источника, характеризующегося теплыми (27°C) гидрокарбонатными водами смешанного катионного состава с минерализацией 0,38 г/л, площадь травертиновых отложений достигает 10 000 м², а их мощность — 1,5—2 м, что свидетельствует о повышенной разгрузке углекислых гидротерм в недавнем прошлом. Даргальская группа состоит из нескольких источников с температурой воды 28—35,2°C и содержанием углекислоты до 0,19 г/л, что приближает ее к углекислым термам.

Таким образом, в центральной части Восточно-Саянского сводового поднятия, в зонах тектонических нарушений, подвижки по которым продолжаются и в настоящее время, существуют многочисленные, хотя и локально изолированные очаги разгрузки трещинных гидротерм, приуроченные к зонам дробления в местах стыка активных разломов. Такие ослабленные зоны являются выводящими каналами для глубинного теплоассоцированного теплоносителя. За счет конвективной составляющей тепловой поток может превышать 50 мВт/м². Однако следует отметить, что в этом районе региональная мощность многолетнемерзлых пород достигает 200—400 м (см. рис. 33). По измерениям в неглубоких (до 160 м) скважинах и штольнях геотермические градиенты на высотах от 1600 до 2500 м изменяются от 8 до 14 мК/м [Некрасов, 1976]. Если полагать, что такие же скорости нарастания глубинных температур характерны для подмерзлот-

Статистические характеристики величин геотермических параметров юго-восточной части Байкальского рифтового пояса

Участок	Абсолютные отметки, м	Максимальные глубины наблюдений, м	Геотермические параметры по участкам или группам участков												
			γ , мК/м				λ , Вт/м·К				q , мВт/м ²				
			Интервал	$\bar{\gamma}$	2σ	$2\sigma/\sqrt{n}$	Интервал	$\bar{\lambda}$	2σ	$2\sigma/\sqrt{n}$	Интервал	\bar{q}	2σ	$2\sigma/\sqrt{n}$	
Хубсугульская впадина оз. Хубсугул (5)	1500	1050	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	90	—	—
Западный берег озера (2)	1000—1830	180	20—21	20	—	—	2,57—3,0	3,0	—	—	—	59—60	60	—	—
Тункинская впадина															
Тункинский (2)	720—730	2000	21,8—44,5	33,1	—	—	2,0—2,36	2,48	—	—	—	67—100	84	—	—
Аршанский (7)	894—914	555	8,3—72,2	48	45	17	1,45—2,90	2,06	1,1	0,41	—	19—98	69	62	23
Ниловопустынский (2)	879—884	84	41,7—43,7	42,7	—	—	1,68—2,61	2,15	—	—	—	57—88	73	—	—
Тас-Селенгинская зона (3)	1100—1700	280	12—16	15	—	—	2,5—2,86	2,7	0,33	—	—	34—43	39	—	—
Джидинский хребет (12)	1418—1734	445	15,4—26	21,7	1,2	0,5	2,52—3,55	2,9	0,88	0,35	—	46—89	65	17	6
Средние величины теплового потока по впадинам (18)			—	—	—	—	—	—	—	—	—	19—100	76	21	8
В том числе:															
фоновые (4)			—	—	—	—	—	—	—	—	—	19—60	43	35	18
аномально повышенные (14)			—	—	—	—	—	—	—	—	—	74—100	85	11	3
Средние величины теплового потока по хребтам (15)			—	—	—	—	—	—	—	—	—	34—89	60	20	5
В том числе фоновые (10)			—	—	—	—	—	—	—	—	—	34—65	50	16	5
Средние величины теплового потока по всему региону (33)			—	—	—	—	—	—	—	—	—	19—100	69	21	7
В том числе:															
фоновые (14)			—	—	—	—	—	—	—	—	—	19—65	48	21	9
аномально повышенные (19)			—	—	—	—	—	—	—	—	—	70—100	83	12	4
Средневзвешенная величина теплового потока			—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	57	19	8

105 При м е ч а н и е. Поправки к величинам потоков вводились на наклон скважин (в Ниловой пустыни) и скорость осадконакопления (в Тункинской впадине). При определении средневзвешенной величины теплового потока предполагалось, что впадины занимают 1/4 часть изученного региона. В скобках указано количество пунктов.

ной толщи и принять среднюю теплопроводность развитых здесь преимущественно метаморфических пород равной $3 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$, то кондуктивный вынос тепла на участках таликов должен составлять $20\text{--}40 \text{ мВт/м}^2$.

Локальные аномалии повышенного теплового потока в недавнем геологическом прошлом должны были существовать также в местах излияния кайнозойских базальтов. Возможно, под имеющимися здесь вулканическими аппаратами центрального типа и полями платобазальтов такие аномалии сохраняются до сих пор (см. рис. 34). Подобные геотермические аномалии могут быть и в юго-восточной части рассматриваемой территории — в Хамар-Дабанском и Джидинском вулканических районах (Западное Забайкалье).

Геотермические исследования на Джидинском хребте проведены в районе Закаменска. В скважинах, находящихся на высоте $1500\text{--}1700 \text{ м}$ над уровнем моря, на глубинах $200\text{--}445 \text{ м}$ температуры в диоритах и сиенитах достигают $5\text{--}10^\circ\text{C}$, а величины геотермических градиентов изменяются от 16 до 26 мК/м , в среднем составляя 23 мК/м . Теплофизические свойства кристаллических пород, вскрытых скважинами, изучены весьма детально [Каталог..., 1985]. Установлено, что средняя теплопроводность изученных разрезов равна $2,9 \text{ мК/м}$, а тепловой поток на этом участке изменяется от 45 до 91 мВт/м^2 . Введение топографической поправки увеличивает среднее значение потока до 69 мВт/м^2 , т. е. приближает его к величинам, характерным для Тункинской рифтовой впадины. Причиной существования геотермической аномалии в этом районе может быть не только повышенная теплопроводность разреза, но и дополнительный вынос тепла, связанный с экструзиями базальтов и поствулканической деятельностью, контролируемой преимущественно разломами (Енгорбойские термы) (см. рис. 34).

Енгорбойская группа из пяти азотных термальных источников детально изучалась нами в 1963 г. Было обнаружено, что температура воды в источниках, вытекающих из-под свалов гранитных глыб, изменяется от 28 до $40,5^\circ\text{C}$, а в составе вод преобладают сульфаты натрия [Лысак, 1968].

В Хамар-Дабанском и Джидинском вулканических районах покровы миоценовых «вершинных» базальтов достигают $0,4\text{--}0,5 \text{ км}$. Мощность позднеплиоценовых — раннеолейстоценовых базальтовых потоков в долине р. Джиды $0,14\text{--}0,16 \text{ км}$. Встречаются здесь, в частности вблизи Енгорбойских источников, и остатки позднеплиоценовых вулканических аппаратов центрального типа и шлаколавовые конусы [Киселев и др., 1979]. Это свидетельствует о кайнозойской тектономагматической активизации рассматриваемых районов, которая привела к возникновению аномалий в потенциальных полях — гравиметрическом, магнитном и геотермическом. Кстати, и сейсмическая активность здесь гораздо выше, чем на остальной территории Забайкалья [Сейсмическое районирование..., 1977]. Все это позволило передвинуть условную границу Байкальского рифтового пояса южнее Закаменска.

Обобщенный анализ теплового потока юго-восточной части Байкальского рифтового пояса показывает (табл. 10), что рифтовые впадины прогреты значительно сильнее, чем окружающие их горные хребты, в которых имеются лишь локальные аномалии, обусловленные кайнозойским вулканизмом и разгрузкой гидротерм по зонам разломов. Средняя величина выноса глубинного тепла в этом регионе $69 \pm 7 \text{ мВт/м}^2$.

Центральная часть

В центральной части Байкальского сводового поднятия расположены самые крупные негативные структуры рассматриваемого рифтового пояса — Байкальская и Баргузинская впадины, протягивающиеся

субпараллельно друг другу с юга на северо-восток (0—20°СВ). Рифтовые впадины меньшего размера приурочены к Селенгинской седловине или к восточному борту свода (Ципа-Баунтовские и др.) и имеют преимущественно субширотное простирание. Горные хребты, разделяющие рифтовые впадины, приподняты над уровнем моря на 2—2,5 км, а предполагаемый максимальный размах вертикальных смещений от поверхности хребтов, окружающих оз. Байкал, до поверхности кристаллического фундамента Байкальской впадины достигает 8 км [Зорин, 1971]. Многочисленные разломы, активизированные или образовавшиеся в кайнозое, ограничивают или пересекают рифтовые структуры, разделяя их на ряд блоков, преимущественно вытянутых по простиранию рассматриваемой части рифтового пояса и создающих линейно-грядовый рельеф, в котором закономерно чередуются хребты и межгорные впадины. Поперечные разломы осложняют линейную структуру рельефа и соответствуют более коротким осям вытянутых блоков [Нагорья Прибайкалья..., 1974; Шерман, 1977].

Основные объекты для получения геотермических данных — Байкальская и Баргузинская впадины, а также некоторые участки видимой разгрузки трещинных гидротерм — Горячинский, Питателевский и др. В горных хребтах, обрамляющих рифтовые впадины, геотермические наблюдения крайне редки.

Байкальская впадина практически полностью, за исключением дельты р. Селенги, островов Ольхон и Ушканьих, а также п-ова Святой Нос, заполнена водой оз. Байкал. Длина озера 685 км, ширина изменяется от 25 км в районе дельты р. Селенги до 80 км в районе Баргузинского залива и в среднем составляет 35 км, максимальная глубина достигает 1637 м и является самой большой для озер земного шара [Галазий, 1984]. По происхождению и размерам котловины двойником Байкала считается оз. Танганьика в Восточной Африке.

Средний уровень водной поверхности оз. Байкал расположен на высоте 455 м над уровнем Мирового океана. Озеро заполнено пресной водой, общая минерализация которой составляет всего лишь 0,12 г/л и является постоянной, так как водный баланс озера нулевой из-за равенства его приходной и расходной частей. В химическом составе воды преобладают гидрокарбонаты кальция и магния (до 84%), значительно меньше хлоридов и сульфатов (до 7%) и щелочных металлов (до 9%). Среди растворенных газов преобладают азот, кислород и углекислый газ, в малых концентрациях присутствуют аргон, гелий, неон, криптон. Сероводорода из-за сильного вертикального перемещения воды здесь нет [Вотинцев, 1978].

Среднегодовая температура воды на поверхности озера около +4°С. Зимой на Байкале существуют многочисленные полыньи и пропарины, которые образуются ежегодно практически в одних и тех же местах: полыньи — у мысов Большой и Малый Кадильный, в проливе Ольхонские Ворота, вблизи Посольского Сора, а пропарины — в придельтовых участках рек Селенги, Верхней Ангары, в Баргузинском и Чивыркуйском заливах, в районе Ушканьих островов и др. (рис. 37, а). По мнению В. М. Сокольниковца [Верболов и др., 1965], такие пропарины образуются из-за газов, поднимающихся со дна и увлекающих за собой более теплую воду; от подтока термальных вод или от течений, приносящих более теплую воду; от ключевых вод или тепла речных вод в приустьевых участках.

Наиболее значительные суточные колебания температуры воды в озере наблюдаются до глубины 10—12 м, менее значительные — сезонные — до глубин от 150—200 м летом до 200—250 м зимой. Ниже температура воды практически постоянна и у дна Байкала в среднем составляет 3,2°С, хотя на отдельных участках она может повышаться до 3,5°С [Голубев, 1982].

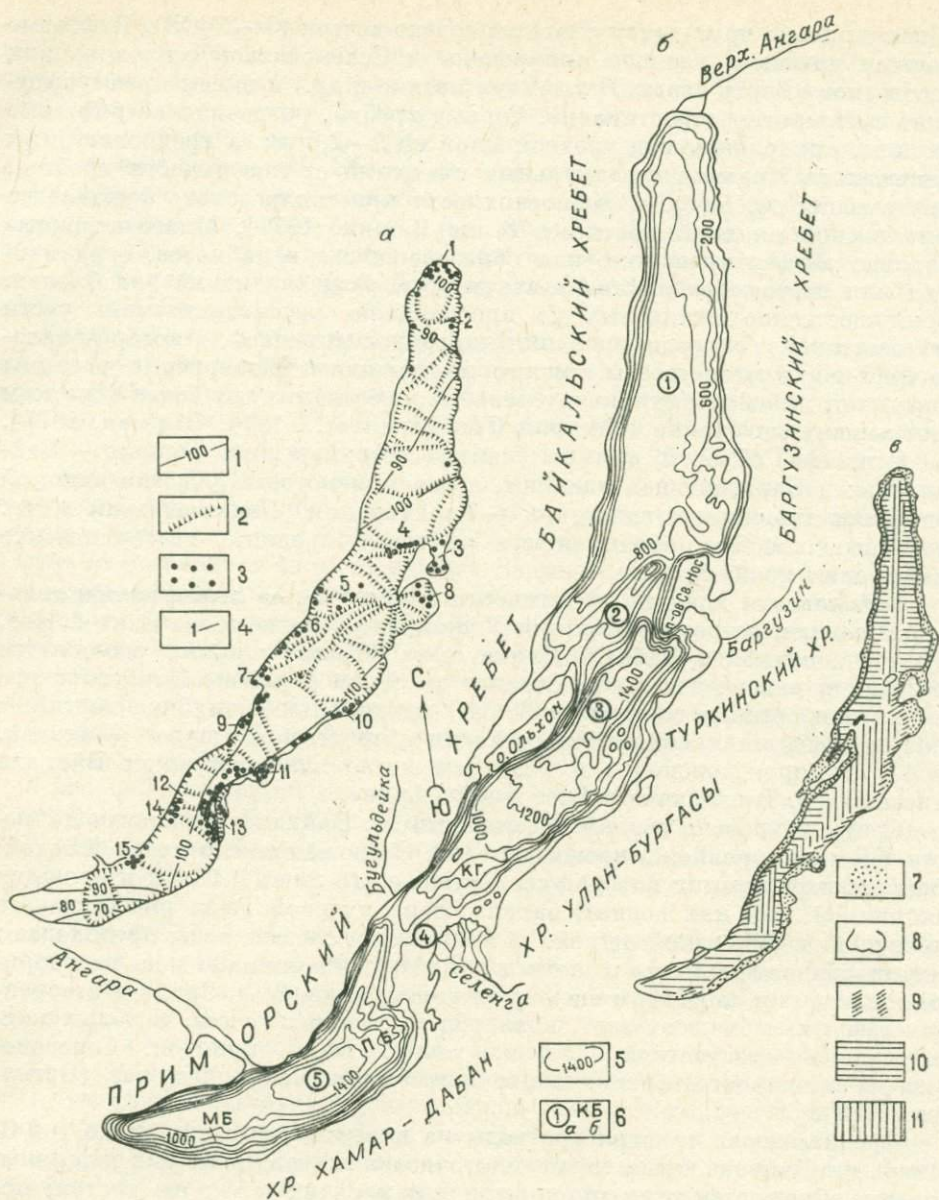


Рис. 37. Гидрометеорологическая, геоморфологическая и геологическая схемы оз. Байкал [Верболов и др., 1965; Нагорья Прибайкалья..., 1974].

а — схема распределения толщины льда и термических швов; б — схема подводного рельефа оз. Байкал; в — схема гранулометрического состава донных отложений оз. Байкал.

1 — средняя многолетняя толщина льда; 2 — термические швы; 3 — полыньи и пропарины; 4 — наиболее активные участки ежегодного образования полыней и пропарин (1 — вблизи дельты р. Верхней Ангары, 2 — в бухте Фролиха, 3 — в Чивыркуйском заливе, 4 — вокруг Ушканьих островов, 5 — над Академическим хребтом, 6 — в проливе Малое море, 7 — в проливе Ольхонские ворота, 8 — в Баргузинском заливе, 9 — в заливе Усть-Анга, 10 — вблизи мыса Вакланий, 11 — в заливе Провал, 12 — вблизи дельты р. Селенги, 13 — в заливе Посольский Сор, 14 — в бухте Песчаная, 15 — у мыса Кадильного); 5 — изобаты глубин озера, м; 6 — главные геоморфологические элементы дна озера (а — 1, 3 и 5 — Северная, Центральная и Южная котловины, 2 и 4 — Ольхонско-Святоноская и Бугульдейско-Селенгинская перемычки, б — подводные глыбы: КГ и ТК — Кукуйская и Туркинская, МБ и ПБ — Муринская и Посольская банки); 7 — пески; 8 — крупноалевритовые илы; 9 — «пятнисто» расположенные осадки; 10 — мелкоалевритовые илы; 11 — пелитовые илы.

Берега Байкала, параллельные друг другу, на многих участках имеют сходную конфигурацию, однако во внутреннем строении впадины хорошо заметна резкая асимметрия: крутой западный борт образован сбросовыми уступами, а на более пологом восточном борту сбросы уступают место изгибовым деформациям (см. рис. 37, б).

Системой подводных и надводных поднятий Байкальская впадина делится на три котловины: Северную, Центральную (Среднюю) и Южную, в которых максимальная толщина воды соответственно достигает 890, 1637 и 1432 м [Галазий, 1984]. Центральная котловина отделена от Северной хорошо заметной диагональной перемычкой, которая начинается у о. Ольхон, проходит по подводному Академическому хребту и его надводным выступам — Ушканьим островам — и заканчивается на п-ове Святой Нос. Глубины озера здесь уменьшаются до 260 м. Академический хребет, судя по его надводным выступам, сложен кристаллическими породами и перекрыт осадками мощностью до первых десятков метров [Нагорья Прибайкалья..., 1974]. Перемычка между Центральной и Южной котловинами выражена менее отчетливо. Она представляет собой подводный порог (глубина озера здесь уменьшается до 200—360 м), протягивающийся в самом узком месте озера — между дельтой р. Селенги и устьем р. Бугульдейки. По-видимому, эта подводная возвышенность образована рыхлыми выносами р. Селенги.

В районах поперечных перемычек байкальские котловины кулисообразно смещаются по отношению друг к другу, создавая серповидную форму озера, более круто изогнутую в его южной части. В поперечном сечении эти котловины представляют собой относительно узкие грабены с крутыми асимметричными склонами и плоским дном, которые заполнены терригенными осадками. По гравиметрическим данным [Зорин, 1971], мощность осадочного слоя в Северной котловине изменяется от 1 до 4,5 км и увеличивается к северному окончанию впадины. В Южной и Центральной котловинах она, вероятно, превышает 5—6 км.

В донных осадках оз. Байкал преобладают мелкоалевритовые и пелитовые илы, которые лишь в узкой прибрежной части озера сменяются крупноалевритовыми илами и песками (рис. 37, в). Судя по району дельты р. Селенги (см. рис. 45), под донными осадками, имеющими мощность не более нескольких десятков метров, находятся алевриты, аргиллиты, песчаники, глинистые сланцы. Состав и мощность осадков в каждом из выделенных районов определяются их морфологией, условиями питания, тектонической подвижностью, т. е. в конечном счете всей историей геологического развития, с которой также тесно связаны величины геотермических параметров и особенности их распределения.

Так как в Байкальской впадине велики контрасты рельефа и теплопроводности кристаллических (фундамент) и осадочных (наполнение) пород, а также скорости осадконакопления, достигающие 4,2 см за 1000 лет [Вотинцев, 1978], и интенсивны такие экзогенные процессы, как обвалы и оползни при часто происходящих здесь землетрясениях, то к измеренным величинам потоков во многих пунктах вводились поправки, учитывающие суммарное влияние перечисленных факторов [Дучков, Соколова, 1974; Голубев и др., 1975]. Во многих пунктах на оз. Байкал такие поправки имеют противоположные знаки, поэтому частично или полностью компенсируют друг друга. И лишь на отдельных участках они могут превышать 20—25%. Обычно среднее значение исправленных величин теплового потока лишь на 7% отличается от его измеренных (расчетных) значений [Голубев, 1982].

Пока измерения теплового потока на оз. Байкал носили единичный характер, полагали [Любимова, 1968], что здесь существует региональная геотермическая аномалия со средним тепловым потоком 80—100 мВт/м². Именно такая региональная аномалия отображена на «Карте теплового потока территории СССР и сопредельных районов» масштаба 1 : 10 000 000

[Смирнов, 1980]. Детальные исследования, проведенные в последнее десятилетие и выполненные по профилям, ориентированным вкост простираения озера, показали, что геотермические аномалии имеют не региональный, а локальный характер и расположены на большей части Байкала преимущественно вблизи его восточного берега, а на Северном Байкале — вблизи западного берега [Дучков и др., 1976, 1977; Голубев, 1982].

По мере накопления геотермических данных постепенно усложнялись и уточнялись картографические материалы по Байкалу — от схем распределения теплового потока и карт его осредненных значений до более детальных геотермических карт, на которых показана конфигурация локальных геотермических аномалий [Лысак, Зорин, 1976; Голубев, 1982; Лысак, 1983; Методические и экспериментальные основы..., 1983; Lysak, 1984; и др.].

Располагая в настоящее время данными по 350 пунктам геотермических наблюдений на оз. Байкал и 32 буровым участкам на его побережье, мы получили уточненные статистические характеристики величин геотермических параметров и составили новые геотермические схемы, позволяющие охарактеризовать особенности регионального распределения этих величин и их связь с неотектонической активизацией геологических структур.

На акватории озера подавляющее большинство пунктов геотермических наблюдений расположено на профилях, секущих его вкост простираения, что затрудняет площадные и региональные обобщения. Методический выход из этого положения был найден в том, что при построении геотермических схем использовались достаточно широкие диапазоны сечения изолиний, в 2—3 раза и более превышающие доверительные интервалы определения средних величин.

Геотермические градиенты в верхнем слое донных осадков оз. Байкал (рис. 38) изменяются от 18 до 500 мК/м, а их средняя величина составляет 94 ± 7 мК/м (табл. 11). От Центральной котловины, в которой среднее значение этих величин не превышает 80 мК/м, они постепенно увеличиваются как к северо-востоку и юго-западу, повышаясь на внутривпадинных перемычках до 85 мК/м, а в Северной и Южной котловинах до 100 мК/м и более, так и к востоку и западу от осевой линии озера, ибо участки аномально повышенных величин геотермических градиентов (более 100 мК/м) вытянуты преимущественно вдоль восточного берега Байкала, а в Северной котловине — вдоль западного. Экстремально повышенные значения градиентов (более 200—250 мК/м) зафиксированы в зонах разломов на Северном Байкале и на Ольхонско-Святоносской перемычке. И лишь отдельные пятна аномально повышенных градиентов встречаются в осевой части озера.

На «плечах» Байкальской впадины геотермические градиенты уменьшаются до 6—67 мК/м. Минимальные значения градиентов (менее 20 мК/м) характерны для горных хребтов, а максимальные (более 40—60 мК/м) — для зон гидротермальных аномалий, приуроченных к узлам пересечения разломов (Горячинское и Питателевское месторождения термальных вод и др.). По результатам геотермических измерений в Усть-Селенгинской впадине, являющейся суходольной частью оз. Байкал, можно полагать, что величины геотермических градиентов в осадочном слое Байкальской впадины должны быть значительно ниже, чем в донных отложениях озера, и не превышать 30—60 мК/м.

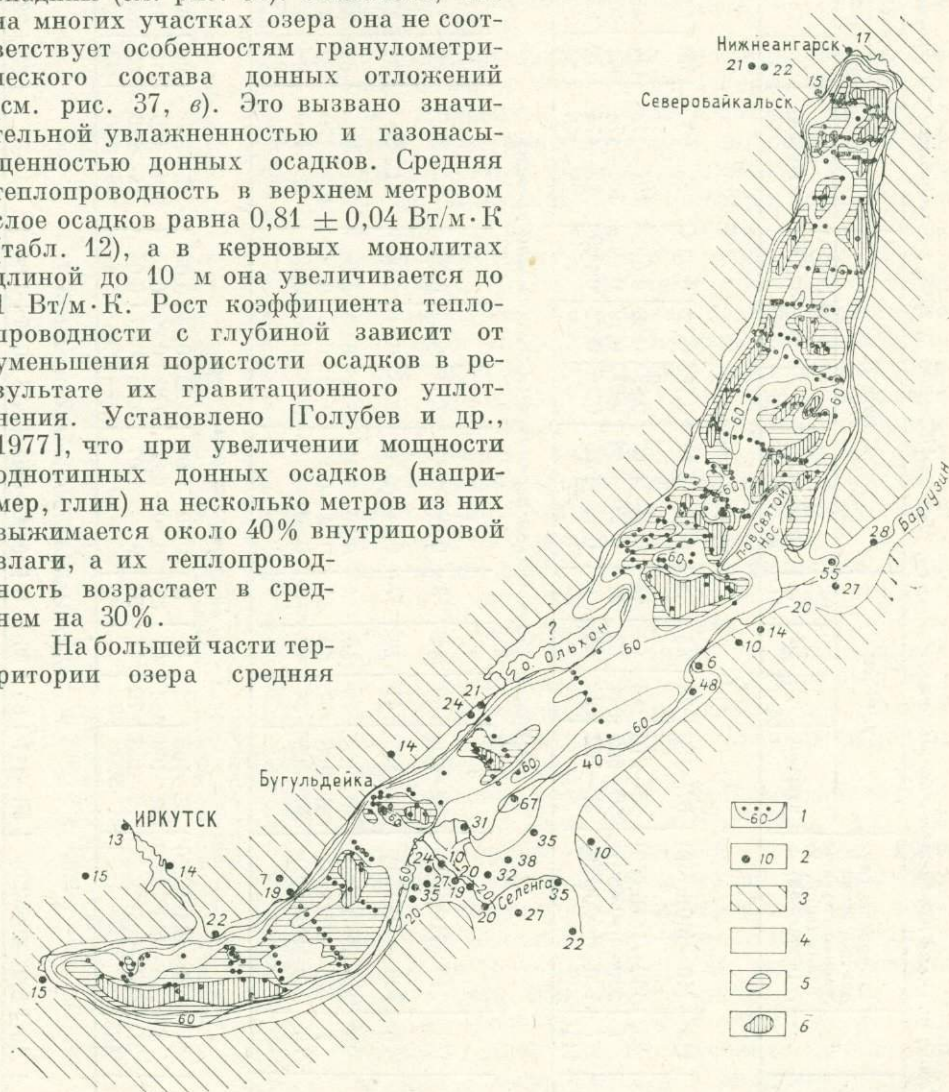
Теплопроводность верхних горизонтов земной коры в Байкальской впадине (рис. 39) изучалась на глубинах от 1 до 6—10 м на оз. Байкал и до 1 км — в его горном обрамлении [Любимова, Попова, 1967; Байкальский рифт, 1975; Дучков и др., 1976, 1977, 1979; Дорофеева, 1983].

Детальное исследование теплопроводности и влажности донных отложений оз. Байкал показало, что породы наиболее увлажненного (на 52—74%) верхнего слоя осадков имеют низкую теплопроводность, изме-

няющуюся от 0,76 до 0,62 Вт/м·К. Еще ниже теплопроводность осадков, насыщенных преимущественно метаном (0,45 Вт/м·К). Зато в плотных «добайкальских» глинах, увлажненных лишь на 22—42%, теплопроводность увеличивается до 1,73—0,92 Вт/м·К. Промежуточное положение между указанными разновидностями донных осадков занимают диатомовые, пелитовые и алевритовые илы, влажность которых варьирует от 29 до 72%, а теплопроводность — от 1,47 до 0,66 Вт/м·К, причем среди них лучше всего проводят тепло алевритовые илы ($1,18 \pm 0,12$ Вт/м·К). По тепловым свойствам последние сопоставимы с песками ($1,28 \pm 0,15$ Вт/м·К) [Голубев, 1982; Голубев и др., 1977].

На основании имеющихся экспериментальных материалов составлена схема теплопроводности верхних горизонтов земной коры Байкальской впадины (см. рис. 39). Оказалось, что на многих участках озера она не соответствует особенностям гранулометрического состава донных отложений (см. рис. 37, в). Это вызвано значительной увлажненностью и газонасыщенностью донных осадков. Средняя теплопроводность в верхнем метровом слое осадков равна $0,81 \pm 0,04$ Вт/м·К (табл. 12), а в керновых монолитах длиной до 10 м она увеличивается до 1 Вт/м·К. Рост коэффициента теплопроводности с глубиной зависит от уменьшения пористости осадков в результате их гравитационного уплотнения. Установлено [Голубев и др., 1977], что при увеличении мощности однотипных донных осадков (например, глин) на несколько метров из них выжимается около 40% внутрипоровой влаги, а их теплопроводность возрастает в среднем на 30%.

На большей части территории озера средняя



Геотермические параметры в донных отложениях оз. Байкал [Каталог..., 1985, с дополнениями и уточнениями¹]

Геотермические параметры	n	Интервалы глубин дна озера и средние глубины наблюдений, м (в скобках)	γ , мК/м				λ , Вт/м·К				Тепловой поток, мВт/м ²							
			Интервал	$\bar{\gamma}$	2 σ	2 σ/\sqrt{n}	Интервал	$\bar{\lambda}$	2 σ	2 σ/\sqrt{n}	измеренный (q)				исправленный (q')			
											Интервал	\bar{q}	2 σ	2 σ/\sqrt{n}	Интервал	\bar{q}'	2 σ	2 σ/\sqrt{n}
<i>Северная котловина</i>																		
Фоновые	145	240—1600(750)	37—190	78	45	4	0,42—1,26	0,78	0,22	0,02	25—99	60	32	3	26—99	61	32	3
Аномально повышенные	25	300—1010(660)	98—210	143	62	14	0,54—1,07	0,88	0,28	0,07	101—178	126	43	10	100—172	125	44	9
Экстремальные	7	230—840(430)	250—502	391	82	41	0,73—0,94	0,87	0,19	0,10	364—474	341	92	46	334—450	319	123	61
Средние	177	230—1600(730)	37—502	94	48	6	0,42—1,26	0,80	0,22	0,003	25—474	75	35	5	26—450	77	37	5
Северный Байкал	115 ²	—	—	—	—	—	—	—	—	—	25—345	74	47	—	26—314	77	45	—
<i>Ольгонско-Святоноская перемычка (Академический хребет)</i>																		
Фоновые на небольших глубинах	43	260—710(430)	30—126	80	44	3	0,69—1,12	0,82	0,22	0,03	25—99	65	35	5	25—96	66	37	6
на больших глубинах	6	700—850(770)	30—53	41	16	7	0,71—0,81	0,76	0,21	0,09	21—39	31	12	5	19—36	28	11	4
Все фоновые величины	49	260—850(470)	30—126	75	40	4	0,69—1,12	0,81	9,22	0,04	21—99	61	32	5	19—96	61	34	6
Аномальные	7	375—675(420)	123—208	157	60	24	0,72—0,87	0,79	0,15	0,06	102—150	122	35	14	104—159	125	41	16
Средние	56	260—850(460)	30—208	84	42	6	0,69—1,12	0,81	0,21	0,04	22—150	68	32	6	19—159	70	35	7
Академический хребет	86 ³	—	—	—	—	—	—	—	—	—	21—474 ³	91	77	—	19—450 ³	91	78	—
<i>Центральная котловина</i>																		
Фоновые	34	450—1620(1220)	18—108	74	47	8	0,70—1,07	0,82	0,16	0,03	15—88	60	35	6	44—98	67	35	6
Аномальные	3	930—1600(1280)	122—163	136	46	27	0,80—0,88	0,84	0,26	0,15	100—130	113	31	18	99—124	110	26	15
Средние	37	450—1620(1220)	18—163	79	47	10	0,70—1,07	0,82	0,17	0,04	15—130	65	35	7	44—124	71	34	7
Средний Байкал	45 ²	—	—	—	—	—	—	—	—	—	15—130	63	21	—	34—124	70	22	—
<i>Бузульдейско-Селенгинская перемычка</i>																		
Средние	16	200—600(420)	56—117	85	36	9	0,61—0,91	0,73	0,17	0,04	34—88	62	28	7	40—110	67	34	8

56	293—1425(1120)	58—170	91	51	7	0,50—1,04	0,88	0,28	0,04	50—98	73	30	4	48—99	78	30	4
8	685—1436(1210)	100—200	135	89	32	0,65—1,14	0,84	0,48	0,17	100—165	120	48	17	100—195	124	65	23
64	293—1436(1130)	58—200	113	56	10	0,50—1,14	0,87	0,30	0,06	50—165	79	32	6	48—195	87	34	6
70 ⁴	—	—	—	—	—	—	—	—	—	34—165 ⁴	72	23	—	40—195	80	28	—

Фоновые

Аномальные

Средние

Южный Байкал

¹ Авторы фактического материала и количество пунктов геотермических наблюдений, принадлежащих им (в скобках): Любимова и др., 1973 (11); Дучков и др., 1976 (14), 1977 (22), 1979 (30); Голубев и др., Сейсмичность и глубинное строение Прибайкалья, 1978] (49); Савостин [Геолого-геофизические и подводные исследования..., 1979] (13); Голубев, 1982 (191); Дучков, Квациев [Каталог данных..., 1985] (20).

² Статистические характеристики измеренных и исправленных значений тепловых потоков вычислены В. А. Голубевым [1982, табл. 4].

³ К району Академического хребта В. А. Голубевым присоединены экстремальные значения тепловых потоков, которые обнаружены вблизи западного берега озера. Правильнее относить эти величины к Северной котловине оз. Байкал (см. рис. 37, б).

⁴ К Южному Байкалу В. А. Голубев, по-видимому, относит и Бугульдейско-Селенгинскую перемычку.

теплопроводность дна близка к 1 Вт/м·К (см. рис. 39), однако наиболее низкие ее значения присущи не только центральным и наиболее глубоководным районам озера, но и локальным участкам в его прибрежных районах и на внутривпадинных перемычках, особенно на Бугульдейско-Селенгинской. Участки с относительно повышенной теплопроводностью (более 1,5 Вт/м·К) встречаются значительно реже и приурочены преимущественно к юго-восточному берегу озера, где в обследованных вертикальных колонках наблюдается многократное переслаивание песков и глин [Голдырев, 1982].

На берегах Байкала максимальные значения теплопроводности характерны для участков, сложенных разнообразными изверженными и метаморфическими породами докембрия ($3,1 \pm 0,13$ Вт/м·К), а минимальные — для суходольных частей Байкальской впадины, заполненных рыхлыми осадками кайнозоя, и зон разгрузки трещинных гидротерм ($2,2 \pm 0,04$ Вт/м·К). В зонах непосредственного контакта участков с резко контрастной теплопроводностью как на дне озера, так и особенно у его берегов происходит рефракция глубинного теплового потока, которая корректируется введением соответствующих поправок к измеренным величинам. В пределах двухкилометровой береговой полосы исправленный близповерхностный тепловой поток в кристаллических породах должен в 1,4—1,2 раза превышать свою измеренную величину. Однако такой «краевой эффект» быстро спадает и уже в 10 км от озера поправка к тепловому потоку за счет контрастной теплопроводности может составлять всего около 4—7% [Голубев, 1982]. Подобное явление может происходить и в донных осадках, отличающихся по теплопроводности.

Тепловой поток в Байкальской впадине изменяется от 15 до 474 мВт/м² (см. табл. 12). Корректировка измеренных величин путем введения поправок на влияние рельефа, скорости седиментации и контрастную теплопроводность незначительно уменьшает этот диапазон — до 18—450 мВт/м². В такой интервал входят все 350 определений потока, полученных через дно Байкала. Имеющееся количество пунктов геотермических наблюдений позволяет построить карту теплового потока в изолиниях, если сечение последних будет не менее 25 мВт/м² (рис. 40).

Несмотря на сложнодифференцированное тепловое поле, в районе оз. Байкал и его суходольных впадинах тепловые потоки практически повсеместно превышают 50 мВт/м² (фоновый поток на акватории озера составляет 65 ± 4 мВт/м², в Усть-Селенгинской и Селен-

Статистические характеристики величин геотермических параметров Байкальской впадины

Геотермические параметры	n	Интервалы глубин геотермических наблюдений, м	γ , мК/м				λ , Вт/м·К				Тепловой поток, мВт/м ²							
			Интервал	$\bar{\gamma}$	σ	$\frac{\sigma}{\sqrt{n}}$	Интервал	$\bar{\lambda}$	σ	$\frac{\sigma}{\sqrt{n}}$	измеренный (q)				исправленный (q')			
											Интервал	\bar{q}	σ	$\frac{\sigma}{\sqrt{n}}$	Интервал	\bar{q}'	σ	$\frac{\sigma}{\sqrt{n}}$
<i>Акватория оз. Байкал</i>																		
Фоновые	310	200—1620	18—190	80	45	7	0,42—1,26	0,81	0,22	0,03	15—99	63	32	41	19—99	65	32	4
Аномальные и экстремальные	40	300—1600	98—502	168	68	23	0,54—1,12	0,85	0,29	0,10	100—474	145	47	16	99—450	140	54	18
Средние	350	200—1620	18—502	94	55	7	0,42—1,26	0,81	0,23	0,04	15—474	73	34	6	19—450	76	36	7
Байкал в целом ¹	316	—	—	—	—	—	—	—	—	—	15—474	76	52	—	19—450	80	54	—
<i>Усть-Селенгинская впадина</i>																		
Фоновые	10	10—2659	10—38	26	21	7	1,5—2,7	2,3	0,09	0,03	40—80	60	25	8	59—80	68	20	6
Аномальные	3	25—2080	35—67	46	37	21	2,0—2,5	2,2	0,05	0,03	77—134	100	60	35	80—89	82	12	7
Средние	13	10—2659	10—67	30	28	8	1,5—2,7	2,2	0,08	0,02	40—134	64	48	13	59—89	71	21	6
<i>Селенгино-Итанцинская впадина²</i>																		
Фоновые	6	20—610	25—44	30	14	6	1,91—2,47	2,21	0,44	0,18	54—91	65	28	11	52—87	66	23	10
Аномальные	2	120—360	50—61	56	—	—	2,45—2,46	2,46	—	—	123—148	136	—	—	114—143	144	—	—
Средние	8	20—610	25—61	38	28	10	1,91—2,47	2,16	0,39	0,19	54—148	68	28	13	52—143	65	27	12
<i>Селенгинская депрессия в целом</i>																		
Фоновые	16	10—2659	10—44	28	18	7	1,5—2,7	2,27	0,16	0,09	40—91	62	26	9	52—87	67	21	8
Аномальные	5	25—2680	35—67	50	32	16	2,0—2,5	2,3	0,04	0,02	77—148	114	32	16	59—143	101	14	7
Средние	21	10—2659	10—67	33	21	9	1,5—2,7	2,3	0,14	0,08	40—148	66	40	13	52—143	69	23	8
<i>Восточный борт Байкальской впадины (без Селенгинской депрессии)</i>																		
Фоновые	5	20—506	6—22	12	12	5	2,0—4,0	3,1	0,13	0,06	18—48	36	25	11	18—51	36	26	12
Аномальные	1	25—110	—	58	—	—	—	1,7	—	—	99	—	—	—	84	—	—	
Средние	6	20—506	6—58	21	—	—	1,7—4,0	2,9	—	—	18—99	46	—	—	18—84	44	—	—
<i>Восточный борт Байкальской впадины с Селенгинской депрессией</i>																		
Фоновые	21	10—2659	6—44	24	17	6	1,5—4,0	2,5	0,15	0,08	18—91	56	26	10	18—87	60	22	9
Аномальные	6	20—2080	35—67	51	23	16	2,0—2,5	2,2	0,04	0,02	77—134	112	28	12	59—89	98	12	6
Средние	27	10—2659	6—67	30	19	8	1,6—4,0	2,4	0,13	0,07	18—134	62	26	10	18—89	63	20	8
<i>Западный борт Байкальской впадины</i>																		
Фоновые	11	20—1165	7—22	18	10	3	1,1—3,2	2,2	0,13	0,04	19—54	37	22	7	21—53	40	22	7
<i>Горное обрамление оз. Байкал (прибрежные хребты и суходольные впадины)</i>																		
Фоновые	32	10—2659	6—44	22	15	5	1,1—4,0	2,4	0,14	0,07	18—91	49	25	9	18—87	53	19	8
Аномальные	6	20—2080	35—67	51	28	16	2,0—2,5	2,2	0,04	0,02	77—134	112	28	12	59—89	98	12	6
Средние	38	10—2659	6—67	27	21	7	1,1—4,0	2,4	0,12	0,06	18—134	55	26	10	18—89	56	18	8
<i>Вся Байкальская впадина</i>																		
Фоновые	342	—	6—190	75	42	7	0,42—4,0	0,94	0,21	0,03	15—99	62	31	4	18—99	64	31	4
Аномальные	46	—	35—502	154	64	22	0,54—2,5	1,0	0,26	0,09	77—474	139	45	16	59—450	133	49	17
Средние	388	—	6—502	88	52	7	0,42—4,0	0,94	0,22	0,04	15—474	71	33	6	18—450	74	34	7
Средневзвешенные величины по Байкальской впадине ³				59	35	7	—	1,6	0,16	0,04	—	63	29	7	—	66	27	7

¹ По данным В. А. Голубева [1982];² Селенгино-Итанцинская впадина не является частью Байкальской впадины, но так как она расположена в Селенгинской седловине, то причислена нами к обрамлению оз. Байкал.³ При определении средневзвешенных величин предполагалось, что площадь акватории Байкала примерно равна площади окружающих его изученных геотермических участков.

Итанцинской впадинах — 67 ± 8 мВт/м²), а аномальный вынос глубинного тепла (более 75—100 мВт/м²), происходит лишь на отдельных участках, как правило узких участках, чаще всего вытянутых по простиранию озера, вблизи его берегов или приурочен к зонам разгрузки трещинных гидротерм (Питятегское, Горячинское и другие месторождения термальных вод).

По Северной котловине оз. Байкал, в которой имеется самое большое количество пунктов геотермических наблюдений, расположенных относительно равномерно (см. рис. 38), можно с наибольшей степенью достоверности выяснить закономерности пространственного распределения величин потока, его соотношения с рельефом дна озера и с другими геологическими характеристиками.

Структура геотермического поля во многом соответствует подводному рельефу Северной котловины. На значительной части этого участка тепловой поток изменяется от 50 до 75 мВт/м² (см. рис. 40). Именно здесь дно котловины относительно ровное, расположено на глубине около 750 м и слегка наклонено к западу. Максимальный пробег (до 850—900 м) находится не в осевой зоне, а смещен к западному берегу примерно на 5 км (см. рис. 37, б). Повышенные величины потока в виде узкой аномальной зоны вытянуты вдоль всего западного побережья озера, а у восточного берега они встречаются в виде отдельных локальных аномалий. На этих участках рельеф дна котловины резко меняется. У западного побережья находится крутой сбросовый уступ с мелкими каньонами и валями, резко переходящий в дно котловины. Ее восточный склон — более широкий и пологий, чем западный, — имеет сложную неоднородную структуру, для которой характерно чередование крупных уступов высотой до первых сотен метров с пологими террасовидными ступенями.

ми, наклоненными к оси впадины [Геолого-геофизические и подводные исследования..., 1979]. Иногда такие ступени отгорожены от берега глубокими каньонами, как, например, на северо-востоке от п-ова Святой Нос, или, наоборот, загромождены валами боковых и конечных морен, особенно вблизи северной оконечности котловины (напротив бухты Фролиха). Гребни валов прослеживаются в озере до глубины 500 м [Нагорья Прибайкалья..., 1974].

Сбросовые уступы, каньоны и валы на дне оз. Байкал чаще всего имеют тектоническое происхождение и приурочены к зонам краевых разломов, обрамляющих рифтовую впадину. Эти зоны разбиты многочисленными трещинами и на отдельных участках перекрыты обвалами и оползнями.

К наиболее активным тектоническим участкам приурочены аномально повышенные (125 ± 9 мВт/м²) и экстремальные (319 ± 61 мВт/м²) величины тепловых потоков (см. табл. 11). Следует заметить, что на таких аномальных участках не только резко возрастают геотермические градиенты (см. рис. 38), но и изменяется теплопроводность донных отложений озера (см. рис. 39), которая чаще всего несколько увеличивается (в среднем на 10%). Это свидетельствует не только об интенсивном кондуктивном выносе глубинного тепла, но и об изменении литологического состава и влагонасыщенности грунтов на таких участках.

Еще задолго до измерений теплового потока на Северном Байкале мы считали [Лысак, 1968; Лысак, Зорин, 1976], что наличие многочисленных термальных источников на берегах озера позволяет полагать, что и на его акватории рифтогенные разломы могут быть насыщены гидротермами, т. е. в зонах активных разломов должна происходить субаквальная разгрузка трещинных или пластово-трещинных термальных вод.

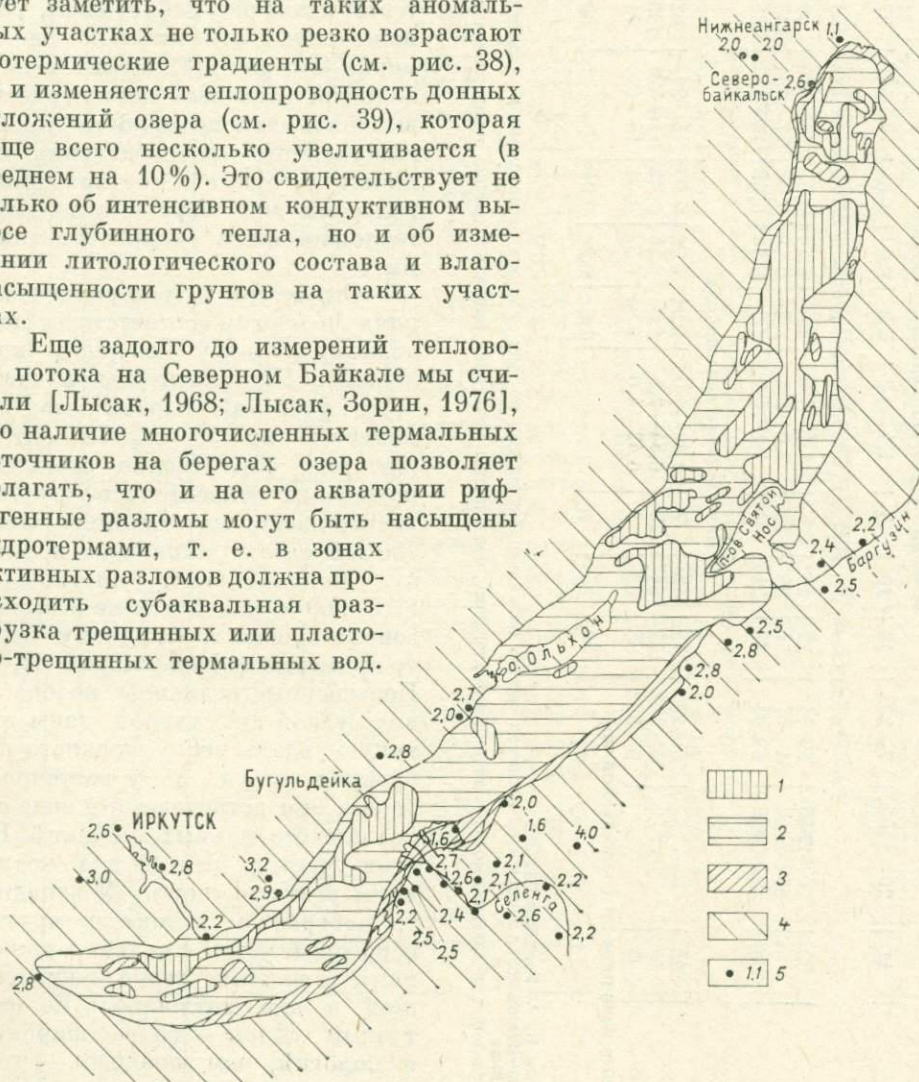


Рис. 39. Теплопроводность верхних горизонтов земной коры Байкальской впадины [Каталог..., 1985, с дополнениями и уточнениями].

1—4 — преобладающие коэффициенты теплопроводности в донных отложениях озера, Вт/м·К: 1 — менее 0,8, 2 — 0,8÷1,0, 3 — 1,0÷2,0, 4 — более 2,0; 5 — средняя теплопроводность терригенных и кристаллических пород, вскрытых скважинами на суше,

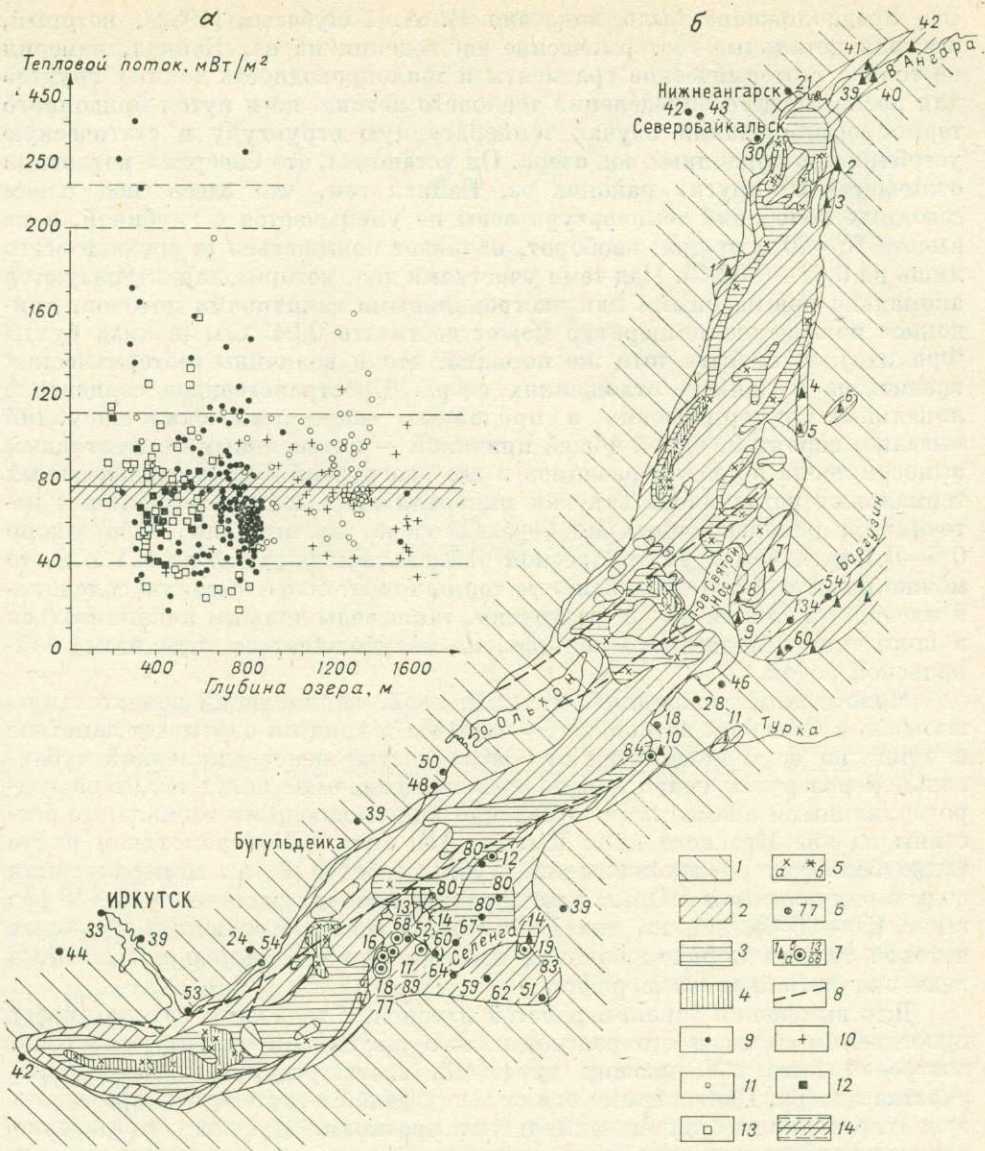


Рис. 40. Тепловой поток Байкальской впадины [Минеральные воды..., 1962; Самсонов, 1963; Лысак, 1968; Ломоносов, 1974; Лысак, Зорин, 1976; Ломоносов и др., 1977; Борисенко, Замана, 1978; Голубев, 1982, Геологическая карта..., 1984; Каталог... 1985, с дополнениями и уточнениями].

а — график распределения теплового потока, поступающего через дно оз. Байкал; б — региональные величины тепловых потоков.

1—5 — величины тепловых потоков через дно оз. Байкал, мВт/м²: 1 — менее 50, 2 — 50÷75, 3 — 75÷100, 4 — более 100, 5 — более 150 (а) и 300 (б); 6 — измеренные величины тепловых потоков по скважинам на суше, мВт/м²; 7 — источники (а) или скважины (б) с термальной водой: в числе теле — азотной сульфатной (7 — Нечаевские, 25—38°C, 10 — Горячинские, 41—53°C, 11 — Золотоключевские 20—52°C), фторидно- и хлоридно-сульфатной (1 — Котельниковские, 30—71°C, 5 — Давшинские, 45°C, 8 — Змеиные, 46°C, 19 — Питательевские, 54—75°C), гидрокарбонатно-сульфатной натриевой (3 — Хакусские, 42—46°C, 4 — Язовские, 22°C, 6 — Большереченские, 63—75°C, 9 — Кулиноболотные, 28—50°C) или натриево-кальциевой (2 — Фролихинские, 36°C), азотно-метановой гидрокарбонатной натриевой или кальциево-натриевой (12 — скв. Сухая Загза, 27°C, 14 — Байкальская скв. 1, 37°C, 15—18 — Истокские скв. 4, 3, 1, 5, 51—97°C), метановой гидрокарбонатной натриевой (13 — Байкальская скв. 3, 30—49°C), в знаменателе — тепловой поток, мВт/м²; 8 — разломы на дне оз. Байкал; 9—13 — участки геотермических наблюдений на оз. Байкал: Северная (9), Центральная (10) и Южная (11) котловины, Ольхонско-Святоносская (12) и Бугульдейско-Селенгинская (13) перемычки; 14 — средний тепловой поток через дно оз. Байкал, доверительный интервал и погрешности его определения, мВт/м².

Это предположение было доказано В. А. Голубевым [1982], который, проводя детальные геотермические наблюдения на оз. Байкал, измерял не только геотермические градиенты и теплопроводность донных грунтов для последующего определения теплового потока, но и путем придонного термопрофилирования изучал температурную структуру и статическую устойчивость придонных вод озера. Он установил, что Северная котловина отличается от других районов оз. Байкал тем, что здесь под слоем сезонных колебаний температура воды не уменьшается с глубиной, а на высоте 15—80 м от дна, наоборот, начинает повышаться (в среднем всего лишь на 0,01—0,02°C). Над теми участками дна, которые характеризуются аномально повышенными или экстремальными величинами потоков, придонное повышение температур может достигать 0,043°C/м (вблизи бухты Фролиха), т. е. быть того же порядка, что и величины геотермических градиентов в донных отложениях озера. Пространственное совпадение локальных геотермических и придонных гидротермических аномалий вызвано, вероятно, одной общей причиной — интенсивным конвективным выносом тепла по зонам разломов и его разгрузкой в виде субаквальных термальных источников. Так как минерализация воды в термальных источниках, расположенных на берегах озера, значительно выше (около 0,5—0,7 г/л), чем в ультрапресной байкальской воде (около 0,1 г/л), то можно полагать, что субаквальные термы имеют более высокую соленость и плотность. Стекая из зон разгрузки, такие воды должны накапливаться в понижениях подводного рельефа, но разубоживаться при этом байкальской водой.

Маломощный придонный «теплый» слой, занимающий значительную площадь в Северной котловине (~ 3500 км²), вряд ли оказывает заметное влияние на ее тепловой режим. Зато участки непосредственной субаквальной разгрузки гидротерм по краевым разломам могут являться гидротермальными аномалиями, отдаленно напоминающими термальные бассейны на дне Красного моря (см. гл. II), хотя в Красноморском рифте такие бассейны расположены на глубинах более 2 км, минерализация воды в них достигает 380 г/л, а температура горячих рассолов в 10—15 раз выше (50—60°C), чем на дне Байкала. Поэтому и величины тепловых потоков там на порядок больше, чем самые экстремально повышенные значения в Байкальском рифте.

Для выяснения закономерностей изменения теплового потока вкрест простирания озера и его соотношений с рифтовыми структурами было построено пять обобщающих профилей, соответствующих выделенным участкам озера. Центральные оси этих профилей в котловинах проходили ориентировочно по их максимальным прогибам. Пункты определения потока, характеризующие рассматриваемый участок, переносились на профиль таким образом, что сохранялось их фактическое расстояние от осевой части котловины. Затем подсчитывались средние значения потока на оси обобщающего профиля и по обе стороны от нее. Осреднение выполнялось путем определения средних значений потока в 10-километровых интервалах, при этом каждый последующий интервал наполовину перекрывал предыдущий. В результате такого осреднения стали известны средние значения потока для каждых 5 км при удалении к западу и востоку от оси профиля, при этом в интервал осреднения попадало от 6—8 до 20—49 пунктов определения потока (максимальное количество пунктов приходится на осевую часть профилей шириной 10—20 км). Для каждого из полученных средних значений теплового потока вычислялся доверительный интервал их определения ($2\sigma/\sqrt{n}$).

Максимальный прогиб Северной котловины характеризуется более низкими значениями теплового потока, чем его склоны (рис. 41). При удалении от оси прогиба на 15—20 км тепловые потоки резко увеличиваются, а сам профиль становится асимметричным, так как вблизи западного борта интенсивность выноса глубинного тепла в среднем более высокая,

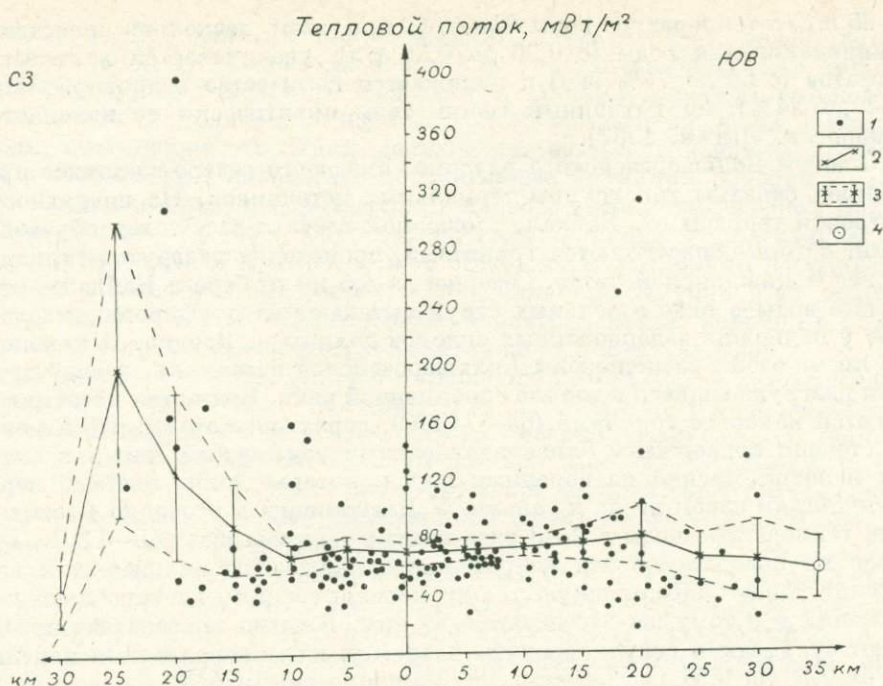


Рис. 41. Обобщенный профиль теплового потока Северной котловины оз. Байкал [Голубев, 1982; Каталог..., 1985].

1 — фактические данные по тепловому потоку через дно оз. Байкал, мВт/м²; 2 — средние величины потока для каждые 5 км при удалении от центральной части котловины к западу и востоку; 3 — доверительный интервал определения средних величин; 4 — средний тепловой поток в горном обрамлении котловины.

чем у восточного борта. В горном обрамлении котловины величины тепловых потоков вряд ли превышают фоновые значения, характерные для хребтов, хотя в районах выхода термальных источников существуют локальные гидрогеотермические аномалии. На рассматриваемом участке они изучены лишь с поверхности, так как бурение здесь еще не проводилось.

Термальные источники сосредоточены преимущественно на восточном побережье оз. Байкал. На западном берегу озера имеется лишь одна группа термальных источников — Котельниковская (см. рис. 40), расположенная на поверхности невысокой (до 1 м) озерной террасы. Так как горячая вода, поступающая по трещиноватой зоне в метаморфических породах, разгружается в рыхлые отложения, то ее температура, по данным разных авторов, изменяется в зависимости от количества атмосферных осадков и уровня оз. Байкал от 30 до 71°C, минерализация варьирует от 0,33 до 0,44 г/л, а химический состав в основном остается фторидно-гидрокарбонатным натриевым, что свидетельствует о глубинном формировании этих терм и их многократном разбавлении инфильтрационными водами при движении к поверхности [Ломоносов, 1974].

На восточном побережье Северной котловины Байкала имеются пять групп термальных источников, которые выходят на поверхность в зонах пересечения субмеридиональных и субширотных разломов. Разгрузка термальных вод на северном крыле субширотного Фролихинского разлома происходит в долине одноименной реки на протяжении 700—800 м у подножия ее левого борта, в 2 км выше устья реки. Здесь более 40 малобитных оголовков, и лишь в одном из них расход воды достигает 4,5 л/с при температуре 35,5°C. Зато у Хакусских источников, расположенных на южном крыле того же разлома на 9-метровой террасе, имеются лишь три сосредоточенных выхода термальных вод, суммарный расход которых

45—85 л/с, а температура воды 42—46°C, при этом несколько повышается минерализация воды (с 0,26 до 0,36 г/л), увеличивается количество сульфатов (с 54 до 74% экв) и понижается количество гидрокарбонатов (с 32 до 24%), но катионный состав терм практически не изменяется [Ломоносов, Лысак, 1967].

С зоной Большереченского разлома, имеющего северо-восточное простирание, связаны три группы термальных источников. На поверхности 8-метровой террасы оз. Байкал, сложенной песчано-галечными образованиями, которые подстилаются гранитами, происходит разгрузка термальных вод в Давшинской бухте. Севернее, в 4,5 км от берега Байкала, термальные воды в виде отдельных струй вытекают из порфировидных гранитов у подножия задернованных склонов долины р. Язовки. И наконец, в 20 км от озера расположены Большереченские источники, в виде двух групп разгружающиеся в долине одноименной реки. Воды этих источников являются наиболее горячими (63—74,5°C), вероятно, потому, что в меньшей степени подвержены близповерхностным изменениям, так как вытекают непосредственно из коренных пород, которые лишь местами перекрыты тонким слоем песка и гальки. У Давшинских и особенно Язовских групп температура воды в 2—3 раза ниже и не превышает 45—22°C. При выходе на поверхность эти гидротермы охлаждаются сильнее, так как проходят через более мощную толщу перекрывающих песчано-галечных отложений и к тому же растекаются по ним. В водах повсеместно преобладают сульфаты и гидрокарбонаты натрия, а их минерализация изменяется от 0,26 до 0,51 г/л [Лысак, 1968; Ломоносов, 1974].

Если сопоставить расположение групп термальных источников на побережье оз. Байкал с распределением теплового потока на его акватории (см. рис. 40), то оказывается, что вблизи этих групп хотя и зафиксированы зоны повышенных величин тепловых потоков, но они находятся на некотором удалении от берега озера и непосредственно не примыкают к выходам гидротерм на суше. Вблизи таких выходов значения кондуктивных потоков не превышают 50—75 мВт/м². Поэтому, поддерживая вывод В. А. Голубева [1982] о том, что в Северной котловине Байкала имеется несколько зон глубоководной гидротермальной разгрузки, а у ее дна в центральном прогибе существует 40-метровый «теплый» слой, образовавшийся в результате этой разгрузки, следует все-таки полагать, что между субаквальными и разгружающимися на суше гидротермами существует лишь опосредованная связь. Как те, так и другие формируются за счет атмосферных и поверхностных вод, проникающих по трещиноватым зонам на большие глубины и нагревающимся там за счет глубинного теплового потока, более повышенного в рифтовой впадине, чем в ее горном обрамлении. Затем нагретые воды поднимаются по зонам активных разломов, на своем пути обогащаются различными минеральными компонентами, выщелачивая их из водовмещающих пород, и разгружаются на поверхности. Но такой механизм формирования терм характерен лишь для трещинных и трещинно-жильных вод кристаллического фундамента и горного обрамления впадины. Так как Северная котловина, как и другие впадины Байкала, является межгорным артезианским бассейном, где мощность осадочного чехла достигает 2—3 км, то в нем существуют горизонты пластовых и пластово-трещинных напорных вод, областями питания которых являются окружающие горные хребты, а очагами и зонами разгрузки — краевые разломы. Такие воды, являясь активным региональным теплоносителем, должны оказывать существенное влияние на тепловое поле, выравнивая его в центральной части бассейна и делая более неоднородным на флангах.

Тем не менее нельзя полностью согласиться с тем, что «все измеренные здесь значения потоков, превышающие нормальный тепловой поток вне впадины, обусловлены разгрузкой подземных вод» [Голучев, 1982, с. 117]. Более вероятно полагать, что аномалии теплового потока в Северной

котловине Байкала связаны с дайками магматических пород, которые внедрились по трещиноватым зонам в ее кристаллическом ложе при образовании рифтовой впадины. Над такими дайками величины потоков должны иметь аномально повышенные и экстремальные значения. Подземные воды, омывающие эти дайки, должны нагреваться сильнее и способствовать образованию локальных конвективных аномалий [Очерки..., 1977].

Следовательно, распределение теплового потока на Северном Байкале в значительной степени обусловлено гидротермальной циркуляцией, которая выравнивает тепловое поле в осевой части котловины и вместе с разломной тектоникой способствует появлению максимумов у ее западного и восточного бортов. Повышенные и экстремальные величины потоков связаны с трещинными интрузиями на локальных участках.

Средние величины фонового теплового потока (61 ± 6 мВт/м²) и его аномально повышенных значений (125 ± 16 мВт/м²) на Ольхонско-Святоносской перемычке такие же, как на Северном Байкале (см. табл. 11), хотя диапазон изменения величин потоков здесь значительно уже ($19-159$ мВт/м²), а их распределение носит более пестрый характер (см. рис 40) и в значительной степени определяется более сложным подводным рельефом рассматриваемого участка.

Наземные хребты Приольхонского плато и о. Ольхон продолжают под водой оз. Байкал по направлению к п-ову Святой Нос подводным Академическим хребтом, к которому примыкает субширотный блок Ушканьих островов. Этот хребет представляет собой приподнятое крыло Обручевского (Приморского) сброса, который именно в этом месте пересекает оз. Байкал. Академический хребет расчленен более мелкими продольными разломами и поперечными сбрососдвигами, которых особенно много в районе Ушканьих островов [Нагорья Прибайкалья..., 1974].

По результатам эхометрической съемки [Геолого-геофизические и подводные исследования..., 1979] установлено, что Академический хребет — крупный единый массив с крутыми асимметричными склонами и с широкой вершинной поверхностью, которая приподнята на 600 м над дном Северной и на 1300 м над Центральной котловинами озера. На этой вершинной поверхности имеются два субпараллельных гребня, которые круто, особенно на своем северо-восточном фланге, в центральной части и вблизи п-ова Святой Нос, обрываются к северу, северо-западу и северо-востоку и в виде нескольких ступеней опускаются на юго-запад. Эти гребни разделены более пологими депрессиями, максимальные глубины которых смещены к северо-востоку (см. рис. 37). На гребнях подводного хребта тепловые потоки значительно выше (66 ± 6 мВт/м²), чем в депрессиях (28 ± 4 мВт/м²). Аномально повышенные величины потоков (более 100 мВт/м²) также чаще встречаются на приподнятых участках (см. табл. 11).

Обобщенный профиль теплового потока, пересекающий Академический хребет и частично захватывающий юго-западную часть Северной котловины (рис. 42, а), носит ярко выраженный асимметричный характер и свидетельствует о том, что наиболее интенсивный вынос глубинного тепла происходит на приподнятом крыле Обручевского сброса. Такая тенденция сохраняется и далее к северу и северо-востоку, где продолжением Академического хребта являются подводные куполовидные возвышенности, осложненные уступами. К ним приурочена тепловая аномалия севернее п-ова Святой Нос (см. рис. 40). Вероятно, именно она сглаживает вариации теплового потока на обобщенном профиле.

Если рассматривать изменения величин потока по простиранию Ольхонско-Святоносской перемычки, то существующие контрасты становятся более заметными, особенно при сопоставлении нового обобщенного графика (см. рис. 42, б) с гипсометрией подводного хребта, рельеф которого получен по осредненным глубинам в пунктах измерения тепловых потоков (см. рис. 42, в).

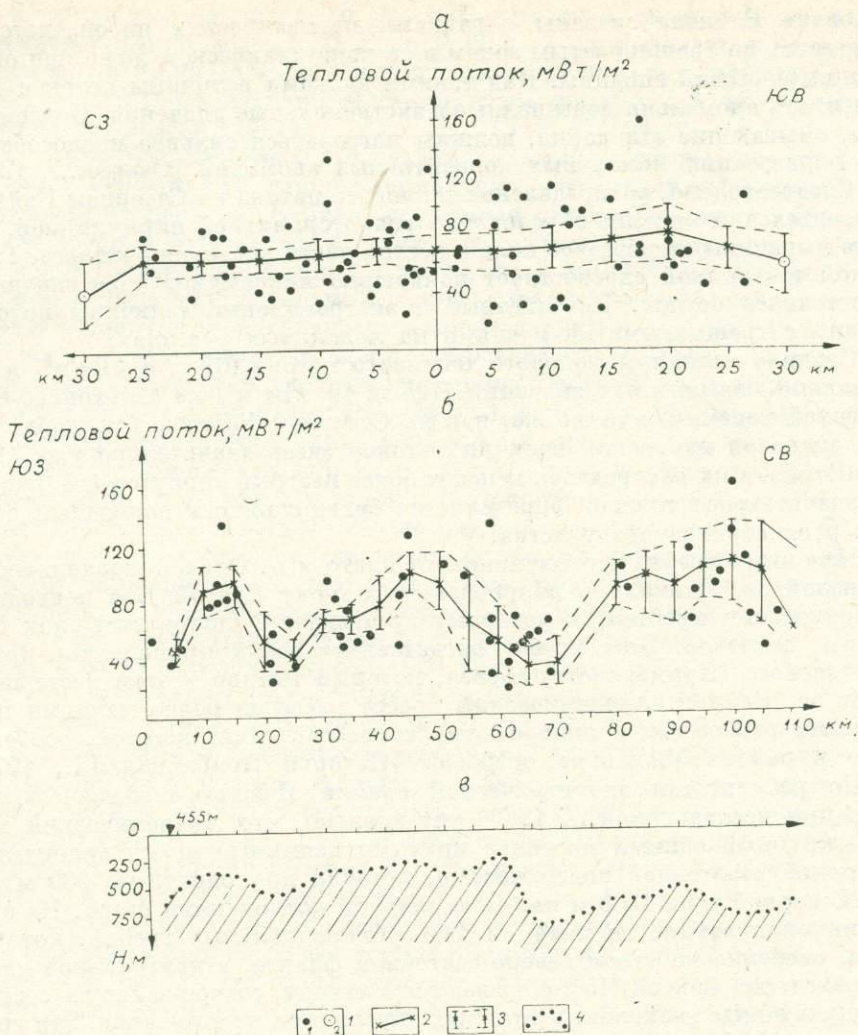


Рис. 42. Обобщенные профили теплового потока Ольхонско-Святоносской перемычки на оз. Байкал [Голубев, 1982; Каталог..., 1985].

а — б — изменения теплового потока вкрест простирания (а) и по простиранию перемычки (б); в — подводный рельеф Академического хребта.

1 — фактические данные по теплового потока через дно оз. Байкал (1) и его средние величины на побережье озера (2), мВт/м²; 2 — средние величины потоков для каждые 5 км перемычки; 3 — доверительный интервал определения средних величин; 4 — глубины залегания подводного Академического хребта по измерениям в чунках геотермических наблюдений.

По геофизическим данным [Зорин, 1971] и результатам грунтового опробования [Лут, 1978], мощность рыхлых осадков на Академическом хребте не превышает первых десятков метров, а у подножия его склонов она достигает нескольких сотен метров. Поэтому, как полагает В. А. Голубев [1982], тепловой поток «фокусируется» в районе хребта и уменьшается на участках активной оползневой и обвальной деятельности, продукты которой, по-видимому, заполняют не только депрессии у подножия хребта, но и понижения рельефа на его вершинной поверхности.

Большие вариации теплового потока на расстоянии первых километров в районе Академического хребта могут быть обусловлены, как и на других внутривпадинных перемычках, например рассмотренной выше на оз. Танганьика, гидротермальной циркуляцией по зонам имеющихся здесь многочисленных разломов. Холодные атмосферные воды, стекающие с п-ова Святой Нос, уменьшают тепловой поток на сопредельных участ-

ках дна озера (см. рис. 40), и, наоборот, подземные воды, нагретые на глубине, увеличивают вынос тепла в наиболее трещиноватых местах вершинной поверхности подводного хребта. Из-за небольших глубин озера и активного перемешивания воды на этой перемычке нет «теплого» придонного слоя, который существует на Северном Байкале, однако к зонам разломов, ограничивающих п-ов Святой Нос с севера и юга, приурочены выходы трещинных гидротерм [Борисенко, Замана, 1978].

Разгрузка термальных вод происходит преимущественно на берегах Чивыркуйского залива. В долине р. Бол. Чивыркуй на восточном берегу залива в протерозойских гранитах на расстоянии 5 м друг от друга расположены две воронки, из которых вытекает сульфатная натриевая вода с температурой 24,6 и 38,5°C и дебитом 1,5—5,5 л/с (Нечаевский источник). На западном берегу залива находится Змеиный источник с более высокой температурой воды (45,5°C), гидрокарбонатно-сульфатным натриевым составом, но с небольшим дебитом (0,3 л/с). Наличие в термальных водах анионов фтора и хлора и несколько повышенная минерализация воды (0,48 г/л) свидетельствуют о том, что в воде Змеиногo источника имеются глубинные флюиды. Это же характерно и для источников Кулиных болот, разгружающихся в северной части Чивыркуйского перешейка. Из-за их выхода в заболоченной местности и большого рассредоточения определить дебит терм невозможно, но известно, что температура воды в отдельных воронках изменяется от 28 до 50°C, минерализация достигает 0,59 г/л, среди анионов преобладают гидрокарбонаты, а в составе растворенного газа появляются сероводород и метан, приобретенные в близповерхностных условиях, что в значительной степени затушевывает глубинную составляющую этих терм.

Центральная котловина оз. Байкал характеризуется относительно спокойным геотермическим полем, в котором тепловой поток постепенно увеличивается от о-ва Ольхон к зоне разлома вблизи юго-восточного побережья озера (см. рис. 40) и в среднем составляет 71 ± 7 мВт/м² (см. табл. 11). Фоновые значения потока здесь несколько выше (67 ± 6 мВт/м²), чем на описанных ранее участках, но аномально повышенных величин очень мало, и они находятся лишь вблизи внутривпадинных перемычек. Это самый глубоководный участок оз. Байкал (см. рис. 37). У о-ва Ольхон и западного берега он ограничен глубокими сбросовыми рвами. Вдоль восточного берега протягивается более пологий подводный склон, ширина которого доходит до 27 км. Он опускается в виде наклонных ступеней до глубин 700—1000 м и на некоторых участках (вблизи устья р. Турки и др.) расчленен глубокими (до 300 м) узкими долинами и каньонами. Глубже, в центральной части котловины, смещенной в сторону о-ва Ольхон, находится обширная более ровная поверхность, постепенно опускающаяся до глубин 1400—1600 м и более. К северу и югу от нее веерообразно расходятся подводные гребни, разделенные глубокими каньонами. Один из них уходит к подножию Святого Носа, где сливается с тектоническим желобом, ограничивающим западную часть полуострова, а другой пересекает мелководную часть Баргузинского залива и является удобным местом для огромного количества взвешенного материала, который выносится р. Баргузин [Нагорья Прибайкалья, 1974]. На подводных гребнях, разделяющих и ограничивающих эти рвы растяжения, тепловые потоки превышают 75—100 мВт/м². Подобная аномалия существует и вблизи юго-восточного борта Центральной котловины. Она охватывает Кукуйскую (севернее дельты Селенги) и Туркинскую подводные возвышенности, а также расположенную между ними и прижатую к юго-восточному берегу зону разломов, которая выходит на побережье в районе Горячинска и продолжается далее по суше на северо-восток Туркино-Витимским разломом [Карта разломов..., 1980].

Анализ изменения теплового потока вкрест простирающейся Центральной котловины показывает (рис. 43), что от ее северо-западного борта к

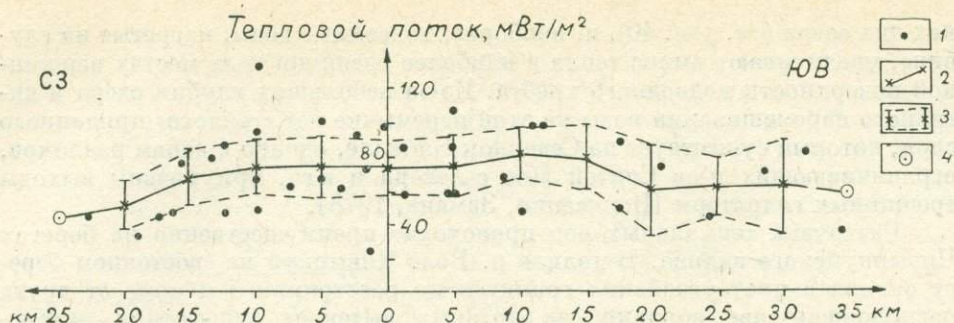


Рис. 43. Обобщенный профиль теплового потока Центральной котловины оз. Байкал [Голубев, 1982; Каталог..., 1985].

1 — фактические данные по тепловому потоку через дно оз. Байкал, мВт/м²; 2 — средние величины потока для каждых 5 км при удалении от центральной части котловины к западу и востоку; 3 — доверительный интервал определения средних величин; 4 — средний тепловой поток в горном обрамлении котловины.

юго-восточному средняя величина потока постепенно увеличивается от 44 до 75 мВт/м² и лишь в северо-восточной части котловины уменьшается до 60 мВт/м². Субаквальная разгрузка подземных вод в этом районе не обнаружена, хотя, судя по многочисленным пропаринам, образующимся ежегодно у юго-восточного борта котловины, здесь происходит разгрузка подземных флюидов в виде газовых эманаций или более теплых вод, поступающих по трещинам из фундамента впадины или стекающих с ее подводных гребней и собирающихся в прибортовых каньонах. Здесь могут накапливаться не только трещинные, но и пластовые воды, содержащиеся в осадочном чехле.

На восточном побережье Центральной котловины имеются лишь две группы термальных источников, приуроченных к Туркино-Витимскому разлому. Наиболее детально изучено месторождение термальных вод в районе Горячинска [Гидрогеология СССР, 1970; Лысак, 1976; Борисенко, Замана, 1978; и др.]. Трещинные гидротермы на этом участке разгружаются в долине, протягивающейся между Налымьим и Туркинским хребтами и представляющей собой одну из древних террас оз. Байкал. Водовмещающими породами являются интенсивно дислоцированные, трещиноватые, местами перемятые и вторично измененные интрузивные породы протерозоя в зоне молодого разлома, имеющего субширотное простирание и крутое (70°) падение на север.

Главный термальный источник расположен в восточной части этого участка в 2 км от берега Байкала. До проведения буровых работ его дебит не превышал 8,6 л/с, а температура 53°C. В 1962—1964 гг. конторой «Геоминвод» этот участок был детально разведан 20 буровыми скважинами. С тех пор Горячинский курорт пользуется водой не только Главного источника, но и фонтанирующей скв. 1/63. Судя по измерениям температур в неглубоких (50—110 м) скважинах, водовмещающие породы вблизи Главного источника наиболее разогреты, сильно трещиноваты и брекчированы (рис. 44). Термальные воды, поднимаясь по локальным зонам дробления, вблизи поверхности растекаются и создают температурное поле, вытянутое в субширотном направлении (см. рис. 44, а). Вблизи Главного источника на глубине 19—25 м от поверхности Земли температуры превышают 50°C, а в западной и северной частях рассматриваемого участка они уменьшаются до 20°C.

Из-за присутствия термальной воды, вскрытой многими скважинами, тепловой режим близповерхностных горизонтов сильно нарушен. Нам удалось выбрать лишь три скважины (1,8 и 17), по которым с известной долей условности можно определить величины кондуктивного теплового потока и соответствующих ему параметров. Оказалось, что вблизи Глав-

ного источника тепловой поток превышает 80 мВт/м², но уже в 15 м от термовыводящей зоны он резко уменьшается до 50 мВт/м² и на остальной территории рассматриваемого участка вряд ли намного больше этой величины.

Конвективный вынос тепла в этом районе должен быть значительно выше. Вблизи основной термовыводящей зоны он в среднем составляет 500 мВт/м². Эту же цифру можно получить, если определить конвективный поток, исходя из суммарного дебита Главного источника и фонтанирующей скв. 1/63, максимальной температуры воды (54°C) с теплоемкостью $4,2 \cdot 10^3$ Дж/кг·°С и предполагаемой площади области питания терм, равной 6 км² [Голубев, 1982].

По геотермическим данным можно полагать, что конвективная составляющая потока более интенсивна на южном (приподнятом), чем на северном (опущенном) крыле субширотного разлома. По-видимому, дальнейшую разведку Горячинского месторождения кремнистых сульфатных натриевых терм надо вести именно на этом участке.

Восточнее Горячинска, в 53 км от берега Байкала, расположена Золотоключевская группа термальных источников, которые вытекают из трещин в палеозойских гранитах на правом берегу р. Турки, где имеются шесть грифонов с температурой воды от 20 до 50°C, или просачиваются через песчано-гравийные отложения на речном острове (три грифона с температурой до 49—52°C). Химический состав этих вод такой же, как в Горячинске [Ломоносов, 1974].

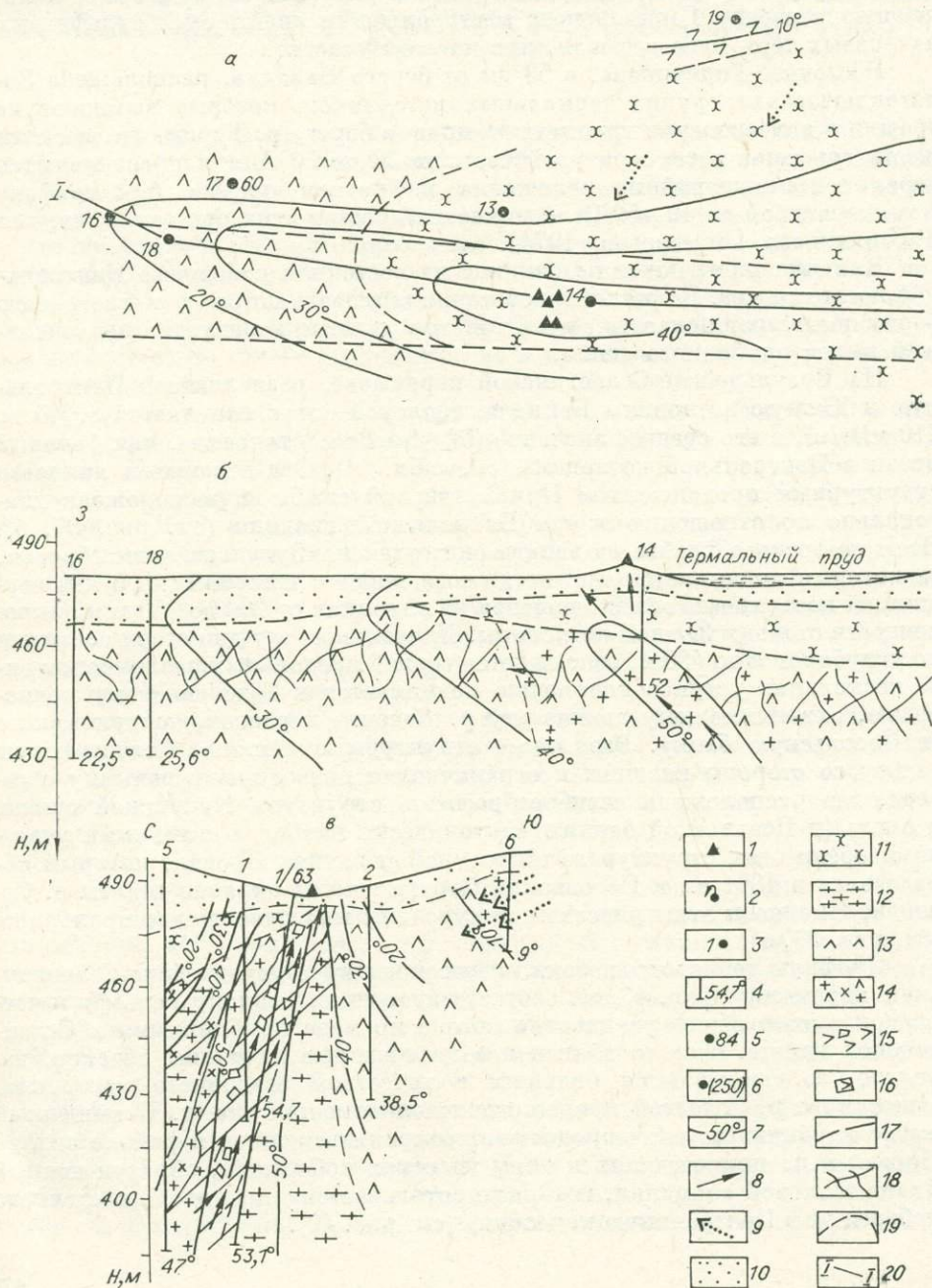
Наличие термальных источников на восточном побережье Центральной котловины оз. Байкал и возрастание теплового потока у ее восточного борта позволяют полагать, что и на этом участке происходит конвективный вынос глубинного тепла.

На Бугульдейско-Селенгинской перемычке, разделяющей Центральную и Южную котловины Байкала, тепловой поток изменяется от 40 до 110 мВт/м², а его среднее значение (67 ± 8 мВт/м²) такое же, как фоновый поток в Центральной котловине (см. табл. 11). Эта перемычка является структурным продолжением Приольхонской глыбы и расположена диагонально по отношению к оси Байкальской впадины (см. рис. 37, б). От Приморского хребта на западе она отделена Бугульдейским сбросом, за которым поднимается асимметричный порог с широкой (до 6 км) вершинной поверхностью, находящейся на глубинах от 200 до 350 м и наклоненной в сторону Южной котловины. Далее к востоку дно озера постепенно углубляется до 450 м, осложняется серией продольных разломов и в виде нескольких уступов постепенно поднимается к Селенгинскому мелководью, охватывающему авандельту р. Селенги и расположенную южнее ее Посольскую банку. Разрывные структуры окаймляют Селенгинскую дельту со стороны впадины и ограничивают подводную перемычку с севера, где расположена изгибовзбросовая структура Кукуйской гривы, и с юга (у Посольской банки). Тектонически наиболее активными участками среди этих структур являются район залива Провал, который образовался в 1861 г., и Посольский Сор на южной окраине дельты р. Селенги. Именно к этим участкам приурочены многочисленные пропарины (см. рис. 37, а).

Профиль теплового потока, пересекающий Бугульдейско-Селенгинскую перемычку (рис. 45, а), соответствует ее подводному рельефу и четко показывает общее увеличение потока по мере приближения к Селенгинской дельте. Однако вблизи нее повышенные величины потоков, вероятно, затушевываются большим количеством осадочного материала, выносимого р. Селенгой и ее многочисленными притоками. Повышенный вынос глубинного тепла продолжает сохраняться лишь в районе залива Провал и на прилегающих к нему участках побережья, образуя южный фланг тепловой аномалии, которая протягивается далее вдоль восточного побережья в Центральную котловину (см. рис. 40).

Восточным флангом Бугульдейско-Селенгинской перемычки и своеобразной суходольной частью Байкальской впадины является район дельты р. Селенги (см. рис. 45, б), представляющий особый интерес для геотермиков, так как на его примере можно рассмотреть геотермические условия осадочного наполнения Байкальской впадины.

По геофизическим данным [Зорин, 1971], мощность осадочного чехла на большей части этой территории превышает 2—4 км, а на внешнем крае Селенгинской дельты и вблизи нее под акваторией озера она достигает максимальных значений для Байкальской впадины (5—6 км). Докембрийский кристаллический фундамент в этом районе перекрыт рыхлыми терригенными отложениями кайнозоя, которые вблизи горного обрамления представлены преимущественно грубообломочными и разнозернистыми осадками, снесенными с окружающих хребтов — Морского и Хамар-



Дабана, а в центральной части — песчано-алевролитовыми породами. Благодаря частому чередованию в разрезе таких пород с разноразмерными песками, теплопроводность слагающих его пластов и линз изменяется от 1,5 до 2,7 Вт/м·К (см. рис. 45, б, в), а средняя теплопроводность осадочного чехла равна $2,2 \pm 0,02$ Вт/м·К (см. табл. 12). Пониженные величины геотермических градиентов характерны для гравийно-галечных отложений и разноразмерных песков, повышенные — для песчано-алевролитовых толщ с глинистыми прослоями. Средняя скорость нарастания глубинных температур составляет 30 ± 8 мК/м, а на аномальных участках (в зонах термовыводящих разломов) она увеличивается до 46 ± 21 мК/м.

По положению расчетных изотерм на поверхности фундамента выделяется несколько температурных зон (см. рис. 45, б). На краевых выступах, а также на прибортовых приподнятых участках температура не превышает 20°C. На склонах и в юго-восточной части Творогово-Истокского поднятия она увеличивается до 20—50°C. В юго-восточной части Дельтового прогиба, в юго-западной Южного и на большей части Творогово-Истокского поднятия температуры

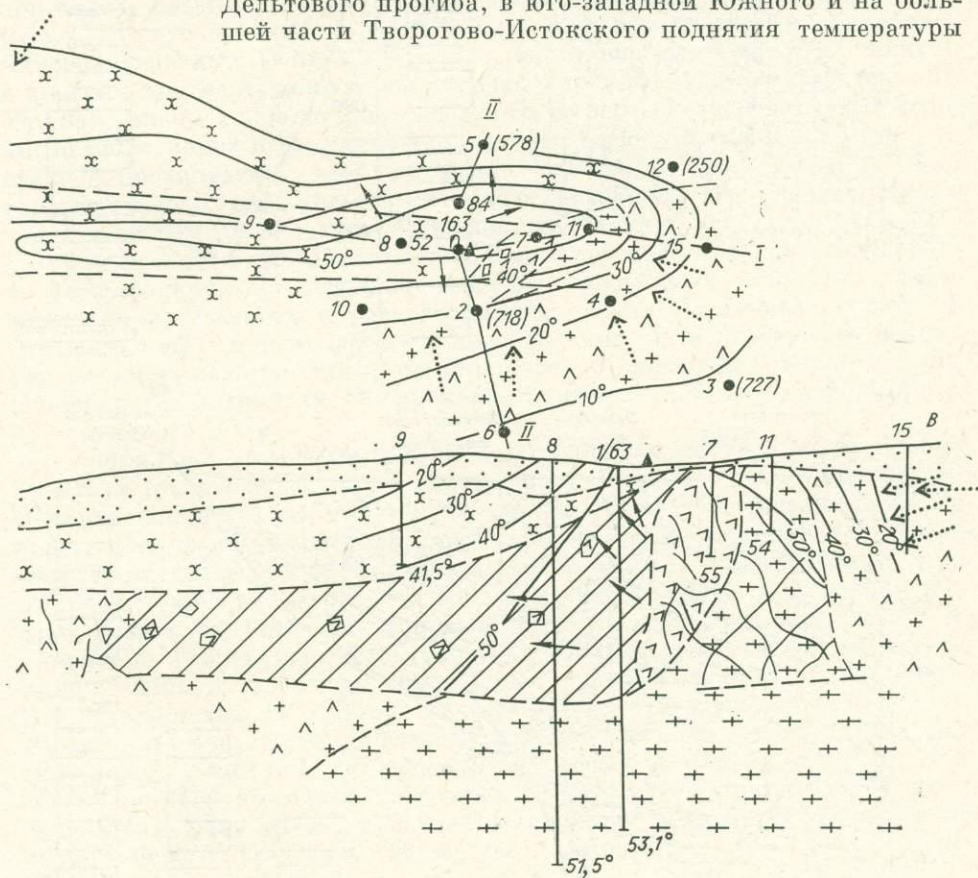


Рис. 44. Гидрогеотермическая схема (а) и разрезы (б, в) Горячинского месторождения термальных вод (по материалам Р. Р. Арутюнянц и В. Г. Арутюнянц [Гидрогеология СССР, 1970], с дополнениями).

1 — термальные источники; 2 — скважины, фонтанирующие термальной водой; 3 — скважины с термоэлементами и их номера; 4 — температуры на забое скважин, °С; 5 — кондуктивный тепловой поток, мВт/м²; 6 — конвективный тепловой поток (по геотермическим данным), мВт/м²; 7 — изотермы на глубинах 19—25 м от поверхности Земли (схема) и на разрезах, °С; 8—9 — направление движения термальных (8) или холодных (9) вод; 10 — разноразмерные пески; 11 — гранодиориты и сиенит-диориты; 12 — плагииграниты; 13 — кварцевые диориты; 14 — гранодиориты и сиенит-диориты; 15 — натаклизированные амфиболиты; 16 — тектоническая брекчия (возраст геологических образований: 10 и 11 — KZ, 12—16 — PZ и PR); 17 — тектонические нарушения; 18 — тектоническая трещиноватость; 19 — геологические границы; 20 — линии разрезов (б — I—I, в — II—II).

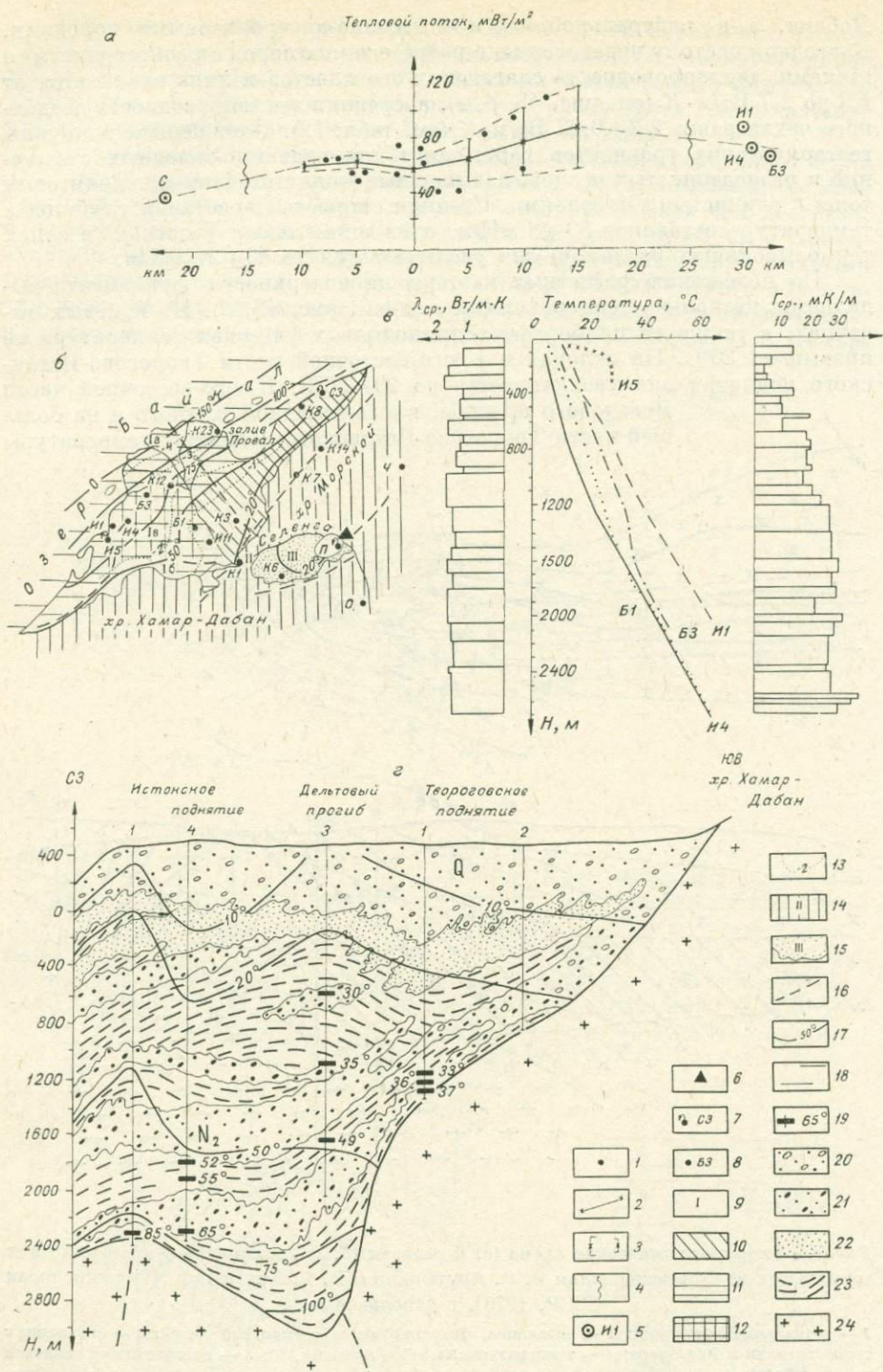


Рис. 45. Тепловой поток Бугульдейско-Селенгинской перемычки на оз. Байкал и геотермические условия Селенгинской депрессии [Замараев, Самсонов, 1959; Лысак, 1968; Лысак, Зорин, 1976; Голубев, 1982; Каталог..., 1985].

а — обобщенный профиль теплового потока Бугульдейско-Селенгинской перемычки; б — схема расположения пунктов геотермических наблюдений в Селенгинской депрессии, их тектоническая привязка и температуры на поверхности кристаллического фундамента; в — термограммы глубинных

достигают 50—75°C. В северо-западной части Дельтового прогиба, у берега оз. Байкал, где породы кристаллического фундамента находятся на глубинах свыше 3—5 км, они возрастают до 100°C и более.

Локальные температурные аномалии характерны для зон тектонических нарушений: на Истокском поднятии, где фоновая температура на глубине 2 км равна 60°C (Истокская скв. 1), в Истокской скв. 3, непосредственно вскрывшей зону разлома, на глубине 2,5 км она достигает 90°C.

Фоновый тепловой поток в дельте р. Селенги около 60 мВт/м², т. е. такой же, как на Бугульдейско-Селенгинской перемычке и в Центральной котловине оз. Байкал (см. табл. 11). На Истокском поднятии он увеличивается до 77—89 мВт/с² (см. рис. 40). Здесь вскрыто несколько горизонтов пластовых и пластово-трещинных термальных вод [Самсонов, 1963; Лысак, 1968]: в скв. 1 они обнаружены на глубине 2,8 км, в скважинах 3 и 5 — на глубинах от 2,2 до 2,9 км. Температура воды на устье скважин при изливе превышала 45—75°C, на глубине 2 км она повышалась до 85°C (скв. 3), а глубже 2,5 км — до 95°C (скв. 5). В анионном составе наиболее минерализованных (1,4—3,3 г/л) азотно-метановых терм существенную, а иногда и главенствующую роль играют хлориды — до 70—84% (скв. 3). Так как анионы хлора не могут поступать из песчано-алевролитовых водо-вмещающих пород и отсутствуют в пресных инфильтрационных водах, то следует предполагать, что они имеют глубинное происхождение. Это, в свою очередь, свидетельствует о дополнительном подтоке глубинного тепла по зонам разломов на Истокском поднятии.

Термальные воды имеются и в Дельтовом прогибе, где в интервале 1—2 км обнаружено несколько хорошо выраженных водоносных горизонтов, приуроченных к разнозернистым пескам (Байкальская скв. 3). Эти воды имеют поверхностное происхождение, хотя претерпели некоторую метаморфизацию: они насыщены метаном, содержат 0,4—0,6 г/л гидрокربонатов натрия, но не оказывают заметного влияния на формирование теплового поля.

Аномально повышенные величины тепловых потоков, достигающие 80 мВт/м², характерны для района залива Провал и обрамляющий его зоны тектонических нарушений (см. рис. 40, 45, б). Новейшая и современная тектоническая активность этого участка подтверждается его сейсмической активностью и образованием самого залива Провал. В момент катастрофического землетрясения 1862 г. на месте будущего залива из многочисленных трещин фонтанировала теплая вода. Этой воды было так много и ее температура была настолько велика, что она смогла нагреть толщу байкальской воды объемом порядка 920 км³ (по подсчетам В. С. Хромовских [1965]), затопившую Цаганскую степь, в 30-градусную, январскую стужу до такой степени, что она казалась теплее летней. Сейсмогенерирующие разломы существуют здесь и в настоящее время. К их зонам приурочены очаги разгрузки пластово-трещинных гидротерм на суше (скв. Сухая Загза), субаквальные выходы подземных вод и газовых струй у берегов Селенгинской дельты и залива Провал [Солоненко, Трес-

скважин Усть-Селенгинской депрессии и вариации величин геотермических параметров по разрезу Истокской скв. 4; 2 — геолого-геотермический разрез Усть-Селенгинской депрессии. 1 — фактические данные по тепловому потоку через дно оз. Байкал, мВт/м²; 2 — средние величины потоков для каждого 5 км вкост простирания перемычки; 3 — доверительный интервал определения средних величин; 4 — берег озера; 5 — тепловой поток по измерениям в скважинах на суше (И1 и И4 — Истокские скв. 1 и 4, Б3 — Байкальская скв. 3, С — скважины на участке Светлом); 6 — термальные источники; 7 — скважины, фонтанирующие термальной водой (И5 — Истокская 3, П — Питателевские, С3 — Сухая Загза); 8 — скважины с термометрами (Б — Байкальские, И — Истокские, К — Кабанские, О — Ошурковские, П — Питателевские, Ч — Черемшанские, цифра — номер скважины); 9 — Усть-Селенгинская впадина; 10 — склоны; 11 — прогибы (1а — Дельтовый, 1б — Южный); 12 — Творогово-Истокское поднятие (Ив); 13 — изогипсы по кровле фундамента, абс. отм., км; 14 — выступы фундамента (П — Фофановская перемычка); 15 — Селенгино-Итандинская впадина (И); 16 — тектонические нарушения; 17 — изотермы по кровле фундамента, °С; 18 — акватория Байкала; 19 — вскрытые скважинами горизонты термальных вод и их пластовая температура, °С; 20—23 — метафации: 20 — гравийно-галечная, 21 — песчано-гравелитовая, 22 — песчаная, 23 — алевролитно-песчаниковая; 24 — кристаллические породы докембрия.

ков, 1960; Самсонов, 1963; Лысак, Зорин, 1976], свидетельствующие о подтоке глубинных флюидов и дополнительном прогревании земных недр на этих участках. Хотя, с другой стороны, оползни и обвалы, сопутствующие землетрясениям, могут существенно искажать величины потоков, уменьшая их на участках отложения осадков и увеличивая в местах эрозии [Голубев, 1982].

По-видимому, сейсмогенерирующие разломы оказывают влияние и на северо-восточное обрамление Селенгинской дельты, увеличивая тепловой поток на этом участке до 80 мВт/м^2 [Моисеенко и др., 1972].

Фофановская перемычка высотой около 100 м отделяет Селенгинскую дельту от Селенгино-Итанцинской впадины (см. рис. 45, б). Мощность осадочного чехла в Селенгино-Итанцинской впадине не превышает 0,25 км, причем залегающие сверху рыхлые кайнозойские осадки подстилаются здесь песчано-алевролитовой толщей мезозойских отложений. О региональном тепловом поле этого участка можно судить по данным прецизионных температурных измерений в Кабанской скв. 6, в которой тепловой поток равен 62 мВт/м^2 [Лысак, Зорин, 1976].

На северо-восточном фланге Селенгино-Итанцинской впадины расположено Питателевское месторождение термальных вод, приуроченное к участку пересечения субширотных разломов со сбросом северо-восточного простирания (рис. 46). Главная термовыводящая зона находится вблизи выхода термальных источников, образующих от острова на левом берегу р. Селенги цепочки длиной около 1 км. Она вскрыта фонтанирующими скважинами, в которых температура воды достигает $60\text{--}70^\circ\text{C}$ [Лысак, 1968; Борисенко, Замана, 1978]. Водовмещающие породы — трещиноватые, брекчированные и сильноперемятые граниты и гранодиориты — интенсивно прогреты, так как здесь на глубине 100 м от поверхности температуры достигают $30\text{--}40^\circ\text{C}$, а на глубинах свыше 200 м увеличиваются вдвое. На юго-восточном крыле сброса нет фонтанирующих скважин, а температуры на 200-метровой глубине не превышают $20\text{--}40^\circ\text{C}$.

Фоновые величины геотермических градиентов (глубже 100—130 м) и теплопроводность разреза почти одинаковы в северо-западной ($40 \pm 14 \text{ мК/м}$ и $2,26 \pm 0,22 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$) и юго-восточной ($36 \pm 10 \text{ мК/м}$ и $2,24 \pm 0,27 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$) частях месторождения. Но в верхах разрезов, сложенных гравием, галькой, трещиноватыми конгломератами и песчаниками, а также катаклазиронанными гранитами, скорости нарастания глубинных температур на северо-западном участке резко увеличиваются до $166 \pm 61 \text{ мК/м}$, что вызвано близповерхностным растеканием трещинных гидротерм, поступающих из разломов в кристаллическом фундаменте. По мере приближения к таким термовыводящим разломам происходит подъем изотерм, хорошо заметный на разрезах (см. рис. 46), что способствует возрастанию средних величин геотермических градиентов и появлению локальных геотермических аномалий. При определении кондуктивного теплового потока такие аномальные участки из расчетов исключались, тем не менее его величины оказались весьма значительными: $60 \pm 8 \text{ мВт/м}^2$ в юго-восточной части месторождения и более 75 мВт/м^2 — в северо-западной.

Фоновый вынос глубинного тепла на Питателевском месторождении азотных гидротерм достигает $68 \pm 13 \text{ мВт/м}^2$, а с учетом аномально повышенных значений — $87 \pm 27 \text{ мВт/м}^2$ ($83 \pm 26 \text{ мВт/м}^2$ — с топографическими поправками). Конвективный вынос тепла примерно в 3,5 раза превышает кондуктивный; по геотермическим данным, полученным в аномальных зонах, он более $200\text{--}365 \text{ мВт/м}^2$.

По средним величинам геотермических параметров в интервале измерений (30—600 м) был подсчитан общий вынос глубинного тепла на рассматриваемом участке. Он оказался равным $183 \pm 74 \text{ мВт/м}^2$ (по восьми пунктам определения) и в 2 раза превысил средний кондуктивный тепловой поток.

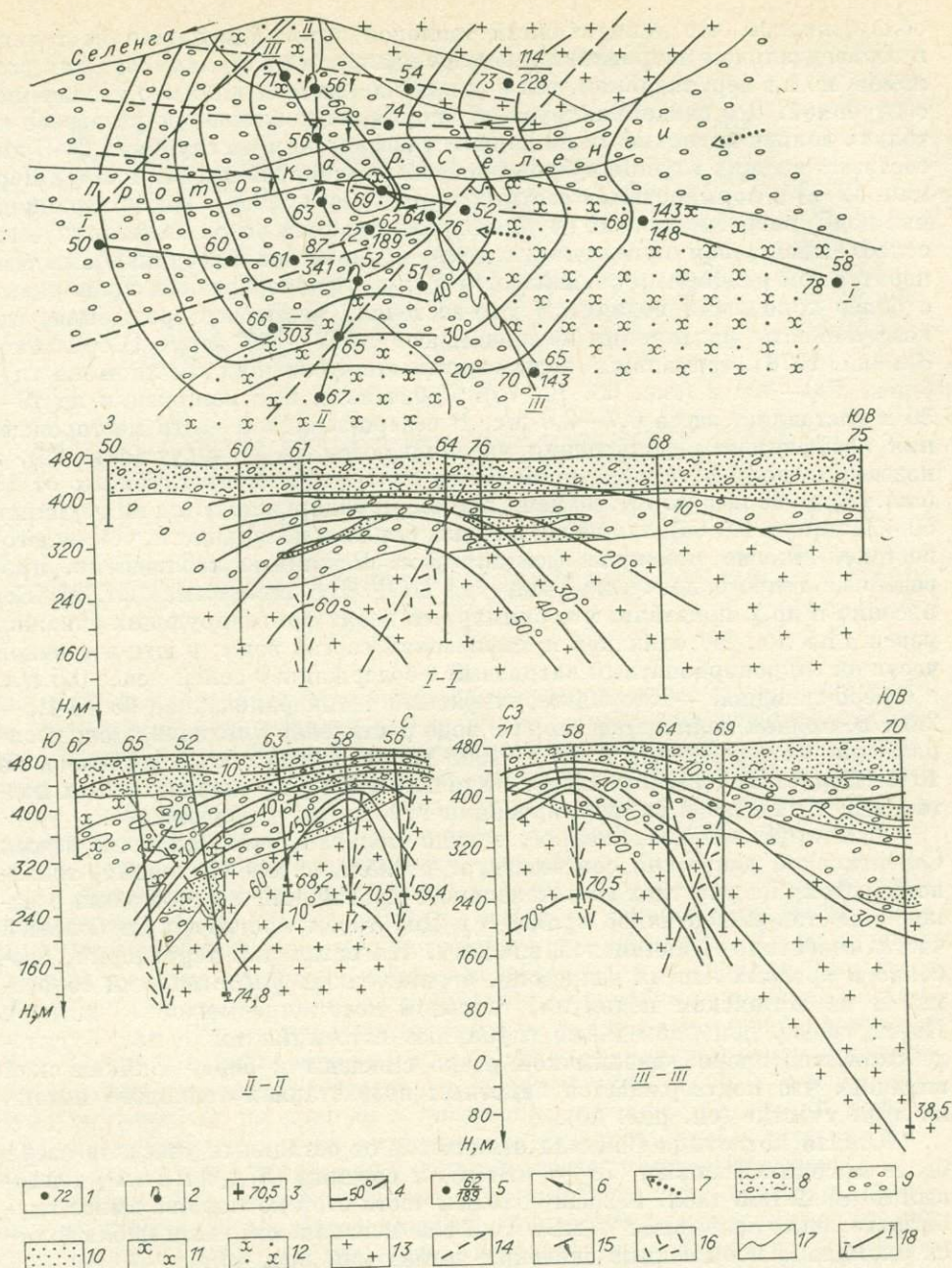


Рис. 46. Гидрогеотермическая схема и разрезы Питателевского месторождения термальных вод [Лысак, Зорин, 1976; Борисенко, Замана, 1978].

1 — скважины с термозамерами и их номера; 2 — скважины, фонтанирующие термальной водой; 3 — температура на глубине вскрытия термальных вод, °С; 4 — изотермы на глубине 200 м от поверхности (схема) и на разрезах, °С; 5 — пункты геотермических наблюдений: в числителе — величина кондуктивного теплового потока, в знаменателе — общий вынос поднимаемого тепла, мВт/м²; 6 и 7 — направления движения термальных (6) или холодных (7) вод; 8 — аллювиальные отложения; 9 — конгломераты; 10 — песчаники; 11 — алевролиты; 12 — песчаные алевролиты (9—12 — Q); 13 — кристаллические породы фундамента (PZ — PR); 14 — тектонические нарушения; 15 — направления падения крыльев сбросов; 16 — зоны интенсивной трещиноватости и катаклаза пород; 17 — геологические границы; 18 — линии разрезов.

Благодаря более детальной, чем в Горячинске, геотермической изученности Питателевского участка, а также большим глубинам разведочных скважин и температурных измерений (до 600 м) расширились возможности обобщения и интерпретации геотермических данных. В частности,

обнаружилось, что кондуктивный тепловой поток изменяется не только в горизонтальном направлении по мере удаления от термовыводящих разломов, но и в вертикальном, так как намечается тенденция его увеличения с глубиной. Это свидетельствует об аномально повышенном разогреве не только вблизи поверхности на данном участке, но и на глубинах 2—3 км, соответствующих глубинам проникновения региональных разломов [Шерман, 1977] и формирования азотных терм [Лысак, 1968]. Инфильтрационные воды, нагретые на этих глубинах, поднимаются вверх по тектонически ослабленным зонам с различной водопроницаемостью и неодинаковым температурным режимом и смешиваются в самых разнообразных пропорциях с более холодными водами. В юго-восточной части месторождения, где коэффициенты фильтрации не превышают 0,072—1,34 м/сут [Борисенко, Замана, 1978], термальные воды вскрываются скважинами лишь на глубинах 190—300 м (скв. 68, 70, 75). Дебит воды при понижении на 19—36 м составляет здесь 0,7—2,0 л/с. В северо-западной части месторождения коэффициенты фильтрации увеличиваются до 27 м/сут (скв. 63), а подземные воды с температурой более 20°C вскрываются на глубинах от 10 (скв. 56) до 90 м (скв. 73), но чаще всего они обнаруживаются на глубинах 50—75 м (скв. 61, 64), что почти в 3 раза ближе к поверхности, чем на юго-востоке. Многие скважины фонтанируют. Режимные наблюдения, проведенные гидрогеологической партией ПГО «Бурятгеология» (И. М. Борисенко и др.), показали, что суммарный дебит фонтанирующих скважин равен 14,5 л/с. Не одинаков и химический состав воды: в юго-восточной части он гидрокарбонатный натриевый с содержанием солей менее 0,5 г/л, в северо-западной — хлоридно-сульфатный с минерализацией более 1,5—2,0 г/л, причем количество хлора в воде постепенно увеличивается: после разведки месторождения в 1966—1968 гг. за 4 года оно увеличилось на 10% [Борисенко, Замана, 1978]. Наличие хлора в термальных водах подтверждает участие в их формировании глубинных флюидов.

Суммируя вышеизложенное, можно полагать, что тепловой режим Селенгинской депрессии соответствует региональному (фоновому) тепловому потоку на участках ее интенсивного прогибания и накопления осадков в неоген-четвертичное время — в Дельтовом прогибе и на большей части Селенгино-Итандинской впадины. На остальной территории, особенно в краевых частях депрессии, ограниченных рифтогенными сбросами, и на Истокском поднятии, тепловой поток превышает 75 мВт/м². По-видимому, дополнительные глубинные источники тепла под Бугульдейско-Селенгинской перемычкой резко смещены к борту Байкальской впадины, что подтверждается заметным возрастанием теплового потока на этом участке (см. рис. 40).

Южная котловина Байкала отличается от остальных участков озера более высоким фоновым (78 ± 4 мВт/м²) и средним (87 ± 6 мВт/м²) тепловым потоком (см. табл. 11). На большей части этой котловины вынос глубинного тепла превышает 75 мВт/м², а в ее центральной части наблюдаются аномально повышенные значения потока (см. рис. 40).

Максимальный прогиб дна озера в Южной котловине достигает 1436 м, а ее подводный рельеф, как и на других участках, асимметричен. Северо-западный склон котловины очень крутой (углы его наклона достигают 35—65°), с большим количеством неглубоких каньонов и ложбин, разделенных невысокими гребнями. Осадки на этом склоне практически отсутствуют (они имеются лишь в узком прогибе вблизи мыса Лиственничного). Подводный рельеф, по-видимому, является следствием активной оползневой и обвальной деятельности в зоне влияния Обручевского сброса [Геолого-геофизические подводные исследования..., 1979]. Вдоль южного и юго-восточного берега озера узкой (до 8 км) полосой протягивается Танхойское поле, покрытое неогеновыми осадками мощностью до 3 км. Эти моноклинально залегающие осадки наклонены в сторону озера, а их поверхность полого (под углом 7—10°) опускается под воды Байкала,

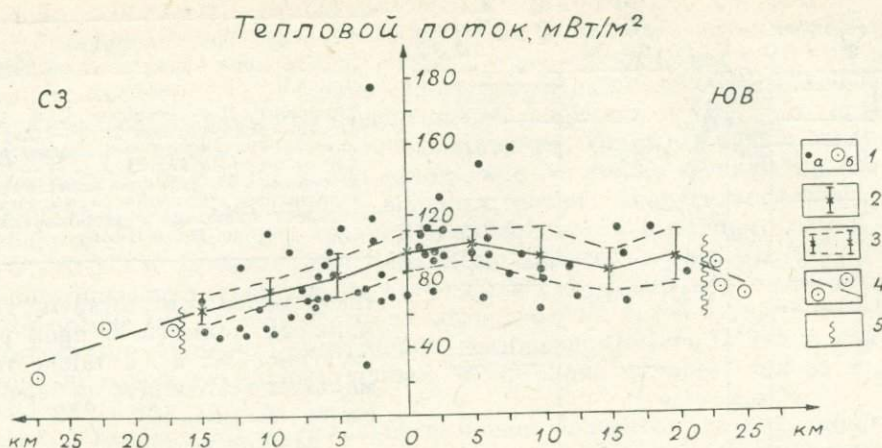


Рис. 47. Обобщенный профиль теплового потока Южной котловины оз. Байкал [Голубев, 1982; Каталог..., 1985].

1 — фактические данные по тепловому потоку через дно оз. Байкал (а) и его побережья (б), мВт/м²; 2 — средние величины потоков для каждые 5 км вкостр простирания котловины; 3 — доверительный интервал определения средних величин; 4 — средний поток на берегах котловины; 5 — берега оз. Байкал.

где глубже 500 м образует террасовидные выровненные ступени шириной до 20—30 км. Они расчленены долинами, имеющими северо-восточное простирание. Ложе Южной котловины слегка наклонено к центру и занято аккумулятивной равниной, полностью перекрытой осадками [Нагорья Прибайкалья..., 1974], среди которых повсеместно распространены мелкоалевролитовые илы, которые лишь у бортов впадины сменяются более грубообломочными осадками (см. рис. 37, е).

У северо-западного берега озера в Южной котловине тепловой поток существенно ниже (60—65 мВт/м²), чем в ее центральной части (84—102 мВт/м²) и вблизи юго-восточного берега (85—94 мВт/м²). Поэтому обобщенный профиль теплового потока, пересекающий котловину вкостр ее простирания (рис. 47), заметно отличается от подобных профилей по другим участкам. Это отличие заключается не только в повышенном выносе тепла в зоне максимального прогиба, но и в более плавном изменении средних величин потоков и отсутствии на профиле пикообразных максимумов. Судя по фактическим данным и полученным средним величинам потока, в Южно-Байкальской котловине существует единая геотермическая аномалия, ось которой несколько смещена к восточному берегу озера.

Пониженные значения потока вблизи западного берега котловины, как считает Л. А. Савостин [Геолого-геофизические и подводные исследования..., 1979], обусловлены особенностями ее подводного рельефа — наличием узкого грабена, протягивающегося вдоль берега и заполненного рыхлыми отложениями мощностью до 1,5—2,0 км. Вариации теплового потока вблизи восточного берега могут быть вызваны оползнями и обвалами (такие явления, кстати, могут происходить и у западного берега), а также температурными флуктуациями придонных вод и выделением газа со дна озера [Голубев, 1982]. По сообщениям того же автора, глубоководные и придонные слои в Южной котловине по вертикали почти изотермичны и лишь в ее менее глубокой северной части зафиксированы отрицательные температурные градиенты у дна озера. Горизонтальные температурные градиенты придонных вод изменяются в пределах 0,0001—0,001 мК/м. Поэтому можно считать, что на Южном Байкале в придонных слоях воды температуры практически постоянны, т. е. здесь не отмечается субаквальная разгрузка гидротерм, а конвективная составляющая теплового потока, вероятно, очень мала. Этот вывод под-

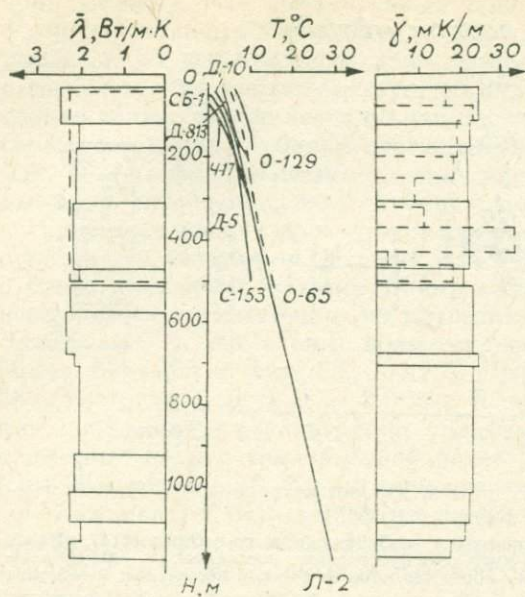


Рис. 48. Геотермограммы скважин горного обрамления оз. Байкал.

Скважины: Д — Даванские 5, 8, 10, 13; Л — Листвешничная 2, О — Стурковские 65 и 129, С — Светлая 155, СБ — Северо-Байкальская 1, Ч — Черемшанская 17. Вариации величин геотермических градиентов и теплопроводности приведены по разрезам скважин Л-2 и О-65.

тверждается отсутствием термальных полынней и пропарин (см. рис. 37, а), а также термальных источников на берегах озера (см. рис. 40).

Южная котловина оз. Байкал по времени своего формирования (эоцен — олигоцен) является наиболее старым звеном в системе Байкальских рифтовых впадин [Логачев, 1977]. Существование в пределах этой

котловины относительно выдержанной региональной геотермической аномалии с повышенными величинами тепловых потоков подтверждается результатами магнитотеллурических зондирований [Горностаев, 1972; Очерки..., 1977]. Судя по интенсивному прогреву земных недр, тепловое поле Южной котловины имеет более стабильный геотермическим режим, чем остальная территория Байкала.

Кроме района дельты р. Селенги, в горном обрамлении Байкальской впадины имеются еще 17 пунктов определения теплового потока (см. рис. 40). На западном побережье оз. Байкал в пос. Листвешничное, в скв. Л-2 (1163 м), расположенной у истока р. Ангары, прецизионные геотермические измерения проведены С. В. Лысак, Ф. В. Фирсовым и др. [Байкальский рифт, 1975]. Скважина пройдена в кристаллических породах архея. Температурные измерения проводились здесь дистанционно-точечным методом с точностью 0,01°C. Были детально изучены теплофизические свойства практически всех разновидностей пород, имеющих в разрезе, при этом погрешность определения теплопроводности не превышала 6%. Полученные результаты могут служить своеобразным геотермическим эталоном в рассматриваемом регионе.

Охлаждающее влияние байкальской воды, проникающей по близповерхностным трещинам, сказывается лишь в самой верхней части скважины — до глубины 30—35 м. Глубже температуры постепенно увеличиваются и у забоя скважины достигают 29°C (рис. 48). Средний геотермический градиент в интервале 35—1163 м равен 22 мК/м, но в верхней части разреза, сложенной мигматитами, агматитами, скарнами, пегматитами и гранитами, скорости нарастания глубинных температур несколько выше (23 мК/м), чем в нижней (21,6 мК/м глубже 800 м), где преобладают разнообразные гнейсы. Небольшие вариации величин градиентов обусловлены, по-видимому, мало изменяющейся теплопроводностью и относительно невысокой степенью раздробленности вскрытого разреза.

Измеренный тепловой поток равен 49 мВт/м², а введение поправки за счет влияния рельефа увеличивает эту величину до 53 мВт/м². Близкий по значению тепловой поток (54 мВт/м²) характерен для западного побережья озера в районе дельты р. Бол. Голоустной и в Приольхонье (48—50 мВт/м²). По мере удаления от берега озера примерно на 10 км и повышения абсолютных высот Приморского хребта на 40—450 м резко снижаются величины геотермических градиентов (до 7—14 мК/м), а тепловой

поток уменьшается до 24—39 мВт/м² (на участке Светлом и др.).

В горном обрамлении Байкала фоновый тепловой поток практически одинаков на западном (37 ± 7 мВт/м²) и восточном (36 ± 11 мВт/м²) побережьях (см. табл. 12). Однако если к имеющимся наблюдениям добавить геотермические данные по Селенгинской депрессии и участкам гидрогеотермических аномалий (Горячинск, Ильинка, Исток), а также вспомнить о многочисленных термальных источниках, то можно убедиться в том, что восточный борт Байкальской впадины прогрет значительно лучше, чем западный. Тем не менее средний тепловой поток восточного борта (63 ± 8 мВт/м²) и особенно всей Байкальской «рамы» (56 ± 8 мВт/м²) существенно ниже не только среднего значения (74 ± 7 мВт/м²), но даже фонового потока (64 ± 4 мВт/м²) на акватории озера. Поэтому вряд ли можно сомневаться в том, что внутренняя (пониженная) часть Байкальской впадины прогрета глубинным теплом значительно сильнее, чем ее «плечи» (см. рис. 40).

С известной долей условности можно полагать, что в Байкальской впадине все-таки существует региональная геотермическая аномалия, корни которой погружены в верхнемантийный диапир, а кровля имеет крайне изрезанную поверхность. Тепловые максимумы как на дне озера, так и на его побережье связаны преимущественно с активизированными, чаще всего рифтогенными субмеридиональными или субширотными разломами, в зонах которых преобладает конвективный вынос глубинного тепла.

Баргузинская впадина является второй по величине в Байкальском рифтовом поясе; протяженность ее более 200 км, ширина до 30—35 км и глубина прогибания более 2—2,5 км. С учетом высоты обрамляющих поднятий размах вертикальных перемещений превышает здесь 4,5 км [Флоренсов, 1960]. Баргузинская впадина, как и Байкальская, асимметрична: ее северо-западный борт, ограниченный системой кулисообразно расположенных Баргузинских сбросов, более крутой, чем юго-восточный, постепенно переходящий в пологоволнистый склон Икатского хребта. Максимальные глубины впадины смещены к северо-западному борту (рис. 49). Внутренняя часть впадины образована геоморфологическими структурами трех типов: наклонными предгорными равнинами, которые вблизи Баргузинского хребта образуют промежуточную среднегорную ступень, круто ограниченную сбросовыми уступами как со стороны хребта, так и со стороны впадины; озерно-болотными низинами, окруженными аллювиальными террасами и поймами (внутренние котловины); плосковерхими возвышенностями — «куйтунами» (внутривпадинные поднятия). В осадочном чехле впадины, имеющем мощность до 1,5—2,5 км, встречаются остатки ледниковых морен, разнозернистые пески, галечники, глины, алевролиты, илы. По мере приближения к бортам впадины обломочный материал становится более грубым и пески переходят в галечники, а затем сменяются валунами. Южная часть Баргузинской впадины замыкается Шаманским порогом — соединительной перемычкой между Баргузинским и Икатским хребтами и междувпадинной перемычкой между Баргузинской и Усть-Баргузинской впадинами. Последняя постепенно сливается с Байкальской котловиной.

Борта впадин и их кристаллический фундамент сложены преимущественно изверженными, реже метаморфическими породами нижнего палеозоя и верхнего протерозоя, собранными в многочисленные крупные и мелкие складки. Они имеют в основном северо-восточное простирание и усложнены многочисленными разрывными смещениями, по которым нередко происходит разгрузка трещинных гидротерм.

Термальные воды рассматриваемого района изучены сравнительно детально [Лысак, 1968; Ломоносов, 1974; Борисенко, Замана, 1978; и др.], но геотермические наблюдения проведены здесь в одной глубокой (1330 м) и в нескольких мелких (до 100 м) скважинах, по которым можно

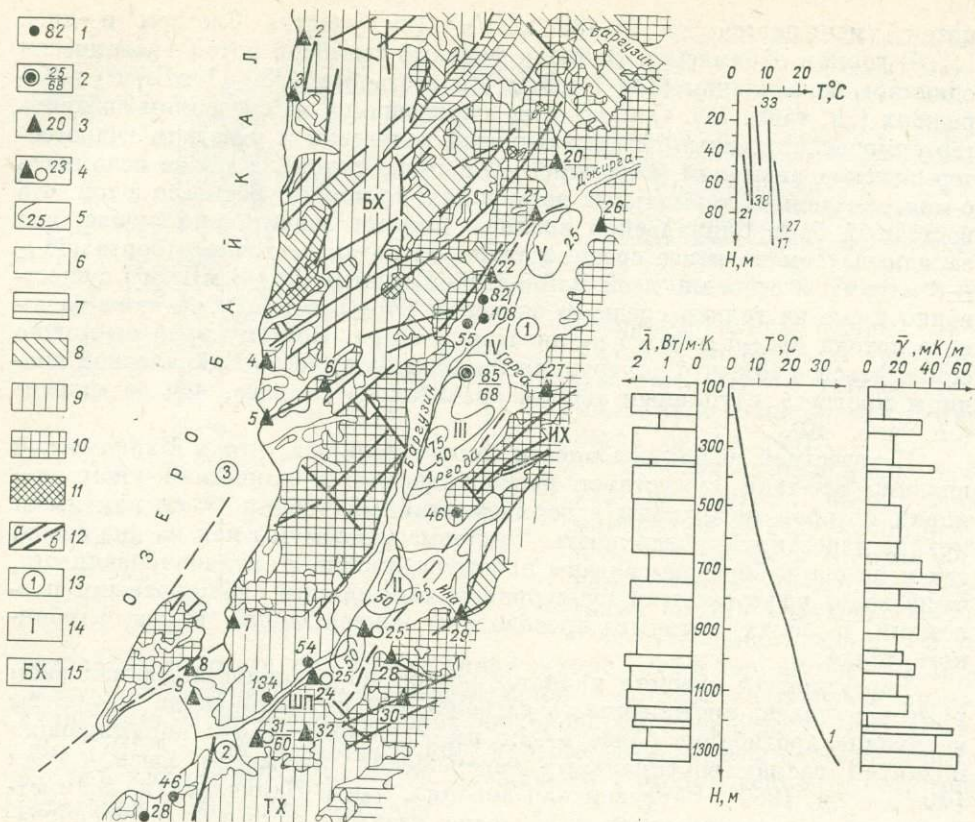


Рис. 49. Геолого-геотермическая схема и геотермограммы Баргузинской впадины с прилегающими районами [Лысак, 1968; Лысак, Зорин, 1976; Ломоносов и др., 1977; Борисенко, Замана, 1978; Геологическая карта Прибайкалья, 1983; Лысак, 1983; Каталог..., 1985].

1 — пункты определения теплового потока и его величины, мВт/м²; 2 — скважины, в которых проводились геотермические наблюдения и вскрыты термальные воды (в числителе — номер водопункта, в знаменателе — величина теплового потока, мВт/м²); 3 — источники с термальной водой: азотной сульфатной (21 — Кучигерские, 36 — 50°C, 27 — Гаргинские, 74—76°C, 28 — Алгинские, 20°C, 29 — Инские, 19°C, 31 — Гусихинские, 52—74°C), гидрокарбонатно-сульфатной (22 — Аллинские, 50—74°C, 24 — Толстихинские, 27 — 31°C, 30 — Уринские, 25—68°C, 32 — Болотные, 40°C), хлоридно-сульфатной гидрокарбонатной (20 — Умхейские, 36—50°C, 23 — Быстринские, 22—44°C, 21 — 30°C); 4 — разведанные месторождения термальной натриевой (25 — Баргузинская скв. 1, 26 — Сеюйские, 52°C), азотно-метановой гидрокарбонатной (25 — Баргузинская скв. 1, 21 — 30°C); 5 — температуры на подошве осадочного чехла во внутривпадинных котловинах, °C; 6 — озерно-аллювиальные и ледниковые отложения мраморы, гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, амфиболиты нижнего протерозоя и архея; 7 — граниты, гранодиориты, граносениты палеозоя; 8 — порфириновые граниты, граносениты, гранодиориты, сенилиты рифея; 9 — активные разломы: выходящие на поверхность (а) или скрытые под осадочным чехлом (б); 10 — рифтовые впадины: 1 — Баргузинская, 2 — Усть-Баргузинская, 3 — Байкальская; 11 — котловины в Баргузинской впадине: I — Джидаканская, II — Усть-Миндайская, III — Хонхинская, IV — Усть-Гаргинская, V — Усть-Джиргинская; 12 — участки Баргузино-Икатского сводового поднятия второго порядка (хребты: БХ — Баргузинский, ИК — Икатский, TX — Туркинский, АО — Аргодинский отрог, ШП — Шаманский порог).

получить лишь общее представление о величинах геотермических параметров в центральной и западной частях впадины.

Тепловое поле верхней части Баргузинской впадины представляет собой частую перемежаемость полей положительных и отрицательных градиентов. Первые из них приурочены к таликам, связанным с деятельностью р. Баргузин и ее крупных притоков, а также с зонами термоактивных разломов; вторые совпадают с участками новейшего прогибания и современного накопления осадков. При бурении в Баргузинской скв. 1 на глубине 117 м были вскрыты мерзлые породы. По величинам геотермических градиентов в этой и близрасположенных скважинах 7 и 31 нулевые температуры в центральной части впадины следует ожидать на глуби-

нах 150—170 м. Мощность погребенных линз и островов мерзлых пород может достигать 200—300 м (устное сообщение Л. В. Заманы). Под ними нарастание глубинных температур происходит довольно интенсивно, хотя и весьма неравномерно. О нем можно судить по геотермическим наблюдениям в Баргузинской скв. 1 (см. рис. 49, б), где в интервале 140—1330 м температуры увеличиваются от 1,3 до 37°C, а величины геотермических градиентов варьируют от менее 10 до 59 мК/м. Максимальные величины градиентов характерны для песчано-глинистых и углистых сланцев, а также для тех участков разреза, где отмечен приток слабоминерализованных (0,2—0,5 г/л) гидрокарбонатных натриевых термальных вод, минимальные — для разнозернистых песков.

Среднее значение градиента в изученном интервале равно 32 мК/м, а теплопроводность терригенных осадков, насыщенных водой, глубже 880 м составляет в среднем 2,2 Вт/м·К. Следовательно, измеренный тепловой поток в центральной части Баргузинской впадины, где расположена скв. 1, не превышает 70 мВт/м². Введение поправок на влияние рельефа, скорость седиментации и увлажненность рыхлых осадков незначительно уменьшает эту величину — до 68 мВт/м² [Лысак, Зорин, 1976].

В восточной части впадины температурные измерения проведены в двух скважинах, находящихся на склоне Аргодинского отрога. Геотермический градиент здесь значительно ниже (22 мК/м), а тепловой поток не более 50 мВт/м². Зато в западной части впадины, в районе Баргузинского сброса, наблюдается совершенно иная картина: по мере приближения к зоне рифтогенного разлома в породах с примерно одинаковыми тепловыми свойствами (в порфириовидных гранитах) геотермические градиенты изменяются от 26 до 50 мК/м, а тепловой поток увеличивается от 55 до 108 мВт/м². Аномально повышенный вынос глубинного тепла подтверждается обильной разгрузкой трещинных гидротерм как вблизи описанных скважин (Аллинская группа), так и на других локальных участках в зоне всего Баргузинского разлома (см. рис. 49). Температура воды у оголовков термальных источников варьирует от 22 до 50—74°C, суммарный дебит отдельных групп превышает 10—47 л/с, содержание солей изменяется в небольших пределах — от 0,5 до 0,7 г/л, а в их химическом составе повсеместно преобладают сульфаты (от 48 до 70%) и гидрокарбонаты (11—35%) натрия [Лысак, 1976]. Эти азотные термы содержат заметно повышенное количество фтора и хлора (19—27%). У термальных источников, воды которых разбавляются в приповерхностных условиях (Толстихинская группа), повышено содержание гидрокарбонатов (до 41—44%), а количество глубинных компонентов (хлора и фтора) снижено в 2 раза (до 8—11%).

Бурение неглубоких скважин на Быстринском и Толстихинском участках позволило повысить температуру воды от 22—37 до 44—45°C, но их минерализация и химический состав остались при этом практически неизменными [Борисенко, Замана, 1978].

На восточном борту Баргузинской впадины наиболее высокотемпературной (74—76°C) является группа термальных источников, находящихся в зоне Верхне-Гаргинского разлома [Ломоносов, 1974]. В водах Гаргинских источников минерализация достигает 1 г/л, сульфаты (78%) преобладают над гидрокарбонатами (7,5%) натрия, а содержание хлора и фтора равно 16%. К ним близки по составу воды Инских источников, имеющие самую низкую (19°C) температуру на рассматриваемом участке. У остальных групп термальных источников температура воды от 20 до 52°C, минерализация варьирует незначительно (0,4—0,6 г/л), в смешанном солевом составе преобладают гидрокарбонаты (Сеюйская группа) или сульфаты натрия (Уринская и Алгинская группы), причем в Алгинских источниках повышено содержание магния (до 25%), а в Сеюйских — фтора и хлора (до 31%).

По имеющимся геотермическим данным и сведениям о пластовых и трещинных термальных водах можно провести схематическое геотермическое районирование Баргузинской впадины. В центральной части впадины величина регионального теплового потока около 70 мВт/м^2 , т. е. такая же, как в Селенгинской депрессии (см. табл. 12). Расчетные температуры на подошве осадочного чехла увеличиваются от 25 (на глубине 1 км) до 75°C и более (глубже 2,5 км). Можно полагать, что на внутри-впадинных перемычках, например между Джидаканской и Усть-Миндайсской котловинами, где происходит разгрузка трещинных гидротерм Быстринской группы (см. рис. 49), могут существовать локальные тепловые аномалии, обусловленные дополнительным конвективным выносом глубинного тепла. Повышенные величины теплового потока (более 75 мВт/м^2) характерны для зоны Баргузинского разлома и отдельных участков на склоне Икатского хребта, т. е. здесь, как и на Байкале, тепловые максимумы смещены к прибортовым частям впадины.

Локальные тепловые аномалии почти со всех сторон окружают Шаманский порог — перемычку между Баргузинской и Усть-Баргузинской впадинами (см. рис. 49). Аномально повышенные величины потока к северо-западу от него (134 мВт/м^2 в Баргузинской скв. 27) приурочены к зоне сочленения Баргузинского сброса с разломами, оперяющими Обручевский сброс в районе п-ова Святой Нос.

В Усть-Баргузинской впадине региональный тепловой поток близок к 60 мВт/м^2 . Термальные воды, разгружающиеся в ее юго-восточной части (Гусихинская и Болотная группы) имеют более высокую температуру ($40\text{—}54^\circ\text{C}$) и минерализацию (0,8 г/л), чем термы Змеиной и Кулиноболотной групп, находящиеся в северо-западной части этой впадины ($28\text{—}50^\circ\text{C}$ и 0,5—0,6 г/л соответственно). И хотя эти воды также несколько различаются по своему анионному составу: в первых группах преобладают сульфаты (до 64—67%), а вторые имеют смешанный гидрокарбонатно-сульфатный (Змеиные источники) или сульфатно-гидрокарбонатный (источники Кулиных Болот) состав, в водах всех групп присутствуют глибинные компоненты (фтор и хлор — до 17—22%), что подтверждает их глубинное происхождение и несомненное влияние на тепловое поле впадины. Поэтому северо-западный, северный и юго-восточный фланги Усть-Баргузинской впадины прогреты сильнее, чем ее центральная часть, тепловое поле которой соответствует фоновому тепловому потоку Байкальской впадины или чуть ниже его (см. рис. 40). На «плечах» Баргузинской и Усть-Баргузинской рифтовых впадин величины потоков вне аномальных участков, связанных с разгрузкой современных гидротерм, по-видимому, менее $50\text{—}25 \text{ мВт/м}^2$.

Ципинская (Баунтовская) впадина находится в северо-восточной части центрального звена Байкальского рифтового пояса. Она вытянута в северо-восточном направлении на 200 км, но геоморфологически выражена менее контрастно, чем другие рифтовые депрессии, так как размах вертикальных движений здесь невелик, а мощность заполняющих ее неоген-четвертичных терригенных осадков не превышает нескольких сотен метров. По данным гравиметрической съемки [Зорин и др., 1975] установлена четковидная структура впадины: по простиранию она распадается на несколько почти изометричных котловин, между которыми находятся узкие седловидные перемычки (рис. 50). Мощность осадков на перемычках не превышает первых десятков метров, а в котловинах увеличивается до 200—700 м. Иногда западные части внутренних котловин заняты озерами (Баунт, Бусани).

Внутренние котловины расположены преимущественно на гранитах, а разделяющие их седловидные перемычки — на метаморфических породах [Очерки..., 1977]. Разломы, нередко ограничивающие эти котловины, являются наиболее проницаемыми участками для разгрузки трещинных термальных вод. Имеющиеся здесь шесть групп термальных

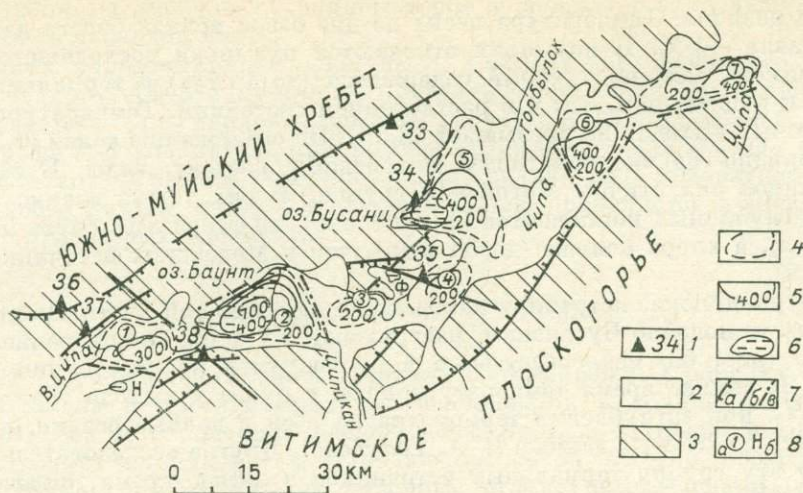


Рис. 50. Схема расположения термальных источников в Ципинской впадине [Ломоносов, 1974; Зорин и др., 1975; Ломоносов и др., 1977; Борисенко, Замана, 1978]. 1 — источники с термальной водой: азотной фторидно- и хлоридно-гидрокарбонатной (33 — Могойские, 81—84°C, 34 — Бусанские, 34—48°C, 35 — Шуриндинские, 21—69°C, 38 — Баунтовские, 36—53°C) и сульфатно-гидрокарбонатной натриевой (36 — Амундинские, 34°C, 37 — Точинские, 58°C); 2 — кайнозойские отложения; 3 — породы докайнозойского фундамента; 4 — внутренние котловины (изопахита — 50 м от уровня аккумулятивной равнины); 5 — мощность осадочного заполнения внутренних котловин, м; 6 — озера; 7 — разломы: кайнозойские или активизированные в кайнозое (а), прочие (б), предполагаемые по геофизическим данным (в); 8 — котловины (а): 1 — Верхнеципинская, 2 — Баунтовская, 3 — Вершининская, 4 — Шуриндинская, 5 — Бусанская, 6 — Кудурская, 7 — Нижнеципинская, небольшие озера (б): Н — Немянда, Ф — Филинское.

источников изучены сравнительно детально. Из-за отсутствия других геотермических наблюдений они могут дать лишь общее представление о распределении температур и интенсивности выноса глубинного тепла на этом участке.

К северо-западному борту Ципинской впадины приурочена Могойская группа термальных источников, воды которой являются наиболее горячими (81—84°C) во всем Байкальском рифтовом поле. По сведениям различных авторов [Ткачук и др., 1957; Ломоносов, 1974; Борисенко, Замана, 1978], здесь насчитывается от 10 до 20 выходов гидротерм, разгрузка которых происходит на площадке 100×120 м. Эти источники обследовались В. А. Голубевым зимой 1971 г. При температуре воздуха — 27°C температура воды в основном выходе, каштированном небольшим срубом, у поверхности достигала 81°C, на дне сруба — 82°C, а при заглублении термометра на 4—5 см повышалась до 83,9°C.

Своеобразен и солевой состав термальной воды, в котором преобладают гидрокарбонаты и фториды натрия, причем содержание фтора здесь самое высокое из известных байкальских терм (26,4 мг/л). Вероятно, поэтому Могойские источники отлагают фтороносный гейзерит, который близок по составу и сходен по внешним признакам с отложениями гейзерита районов современной вулканической деятельности, например на Камчатке или в Исландии [Ломоносов, 1974]. Это, наряду с высокой температурой, свидетельствует о возможной связи Могойских терм с магматической камерой, которая расположена под впадиной примерно на глубинах свыше 4—5 км.

Бусанская группа термальных источников находится в северо-западной части одноименной котловины. Термы разгружаются как на берегу (на площадке 100×100 м), так и непосредственно в самом оз. Бусани. По наблюдениям В. А. Голубева, лед на этом участке озера отсутствует на территории 150×40 м, а узкая незамерзающая полоса шириной от 10 до 2 м тянется в озеро на 250 м. Она имеет неправильную форму с разветвлениями и наглядно показывает приуроченность субквальных терм

к зоне разлома. Температура песка на дне озера вблизи берега даже зимой равна $+5^{\circ}\text{C}$. В полыньях отмечаются пузырьки восходящего газа, по-видимому метана, который содержится (до 14,7%) в термальных водах как в свободном, так и в растворенном состоянии. Температура воды в наземных выходах не превышает $48,5^{\circ}\text{C}$. По содержанию солей (0,58 г/л) и фторидно-гидрокарбонатному натриевому составу воды Бусанских источников аналогичны Могойской группе. У них также велико содержание глубинных компонентов (до 29% экв), но фтора здесь чуть меньше (24 мг/л), а хлора больше (до 36 мг/л), чем у Могойских источников (до 16 мг/л).

Шуридинские источники находятся в центральной части Ципинской впадины и, подобно Бусанским, разгружаются у борта ее внутренней котловины (рис. 50) непосредственно в русло ручья на расстоянии около 100 м. В зимнее время температура воды в ручье у выхода терм равна $21-24^{\circ}\text{C}$, при заглублении термометра на 5 см в донные осадки она повышается до 29°C (по данным В. А. Голубева). Другие исследователи, изучавшие эту группу термальных источников в летнее время, определили более высокую температуру воды — $67,5-69^{\circ}\text{C}$ [Ломоносов и др., 1977]. Химический состав термальных вод смешанный фторидно-сульфатно-гидрокарбонатный натриевый, причем содержание фтора достигает 21 мг/л, а хлора — 40 мг/л. В свободном газе, наряду с азотом, имеется метан — до 20%.

Остальные три группы термальных источников, расположенные в юго-западной и южной частях Ципинской впадины, отличаются от вышеописанных более низкой температурой (до $58,5^{\circ}\text{C}$), меньшим содержанием солей (0,4—0,5 г/л) и смешанным сульфатно-гидрокарбонатным (Точинская), гидрокарбонатно-сульфатным (Амнундинская) или преобладающим сульфатным (Баунтовская) натриевым составом. Воды этих источников также выносят повышенные количества фтора (до 24 мг/л) и хлора (25—31 мг/л), но по газовому составу они являются исключительно азотными [Ломоносов, 1974].

Все рассмотренные группы термальных источников приурочены к зонам разломов. Как полагают Ю. А. Зорин и др. [1975], в Ципинской впадине образовались новейшие или обновились древние разломы преимущественно в зонах контактов разнородных по механическим свойствам пород. Такие контакты обладают минимальной прочностью, а следовательно, и пониженной кондуктивной теплопроводностью, не характерной для кристаллических пород. К участкам приурочены локальные гидрогеотермические аномалии, в которых преобладает конвективный вынос тепла, поступающего с глубинными флюидами по трещиноватым зонам. Сравнивая эти аномалии с им подобными в других рифтовых впадинах (например, в Байкальской), изученными более детально, можно полагать, что тепловой поток на этих участках превышает 75 мВт/м^2 . В центральной части впадины, особенно в ее внутренних котловинах, он, вероятно, приближается к $50-60 \text{ мВт/м}^2$.

Если среднюю теплопроводность осадочного чехла Ципинской впадины принять за $2 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$, то скорость нарастания глубинных температур в среднем составит $25-30 \text{ мК/м}$. Следовательно, на поверхности кристаллического фундамента во внутренних котловинах расчетные температуры могут достигать лишь $10-20^{\circ}\text{C}$ (на глубинах 0,3—0,7 км). Трещинные гидротермы формируются здесь глубже 2,5—3 км [Лысак, 1968]. По данным ГСЗ [Недра Байкала..., 1981], именно на этих глубинах под Ципинской впадиной расположен преломляющий горизонт с относительно пониженной граничной скоростью $V_p = 6,1 \text{ км/с}$, так как средняя скорость в земной коре на этом участке составляет $6,3-6,5 \text{ км/с}$. В западной части впадины на глубинах от 10 до 17 км выделяется волноводный слой со скоростью $6,0 \text{ км/с}$, а в пределах ее центральной части такой слой не выявлен. Неоднородности глубинного строения подтверждают различную

интенсивность выделения глубинного тепла во впадине и наибольшую прогретость ее западной части.

Таким образом, центральная часть Байкальского рифтового пояса имеет сложнодифференцированное геотермическое поле. Аномально повышенные величины тепловых потоков характерны для локальных участков в рифтовых впадинах и приурочены преимущественно к зонам активных разломов. В выносе глубинного тепла велика роль конвективной составляющей потока, которая наиболее активно проявляется в зонах разгрузки трещинных гидротерм.

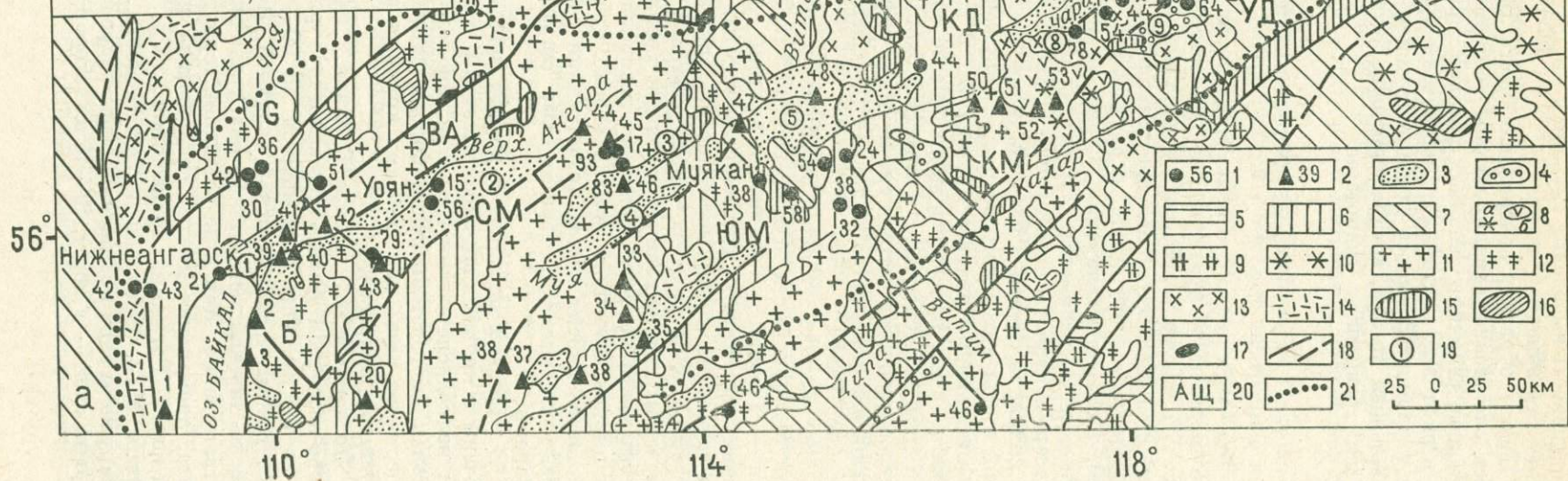
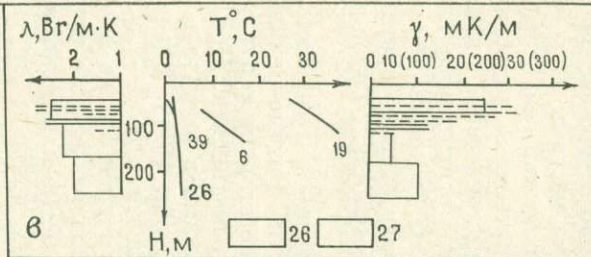
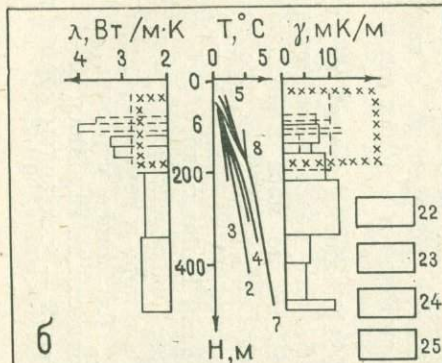
Северо-восточная часть

Эта часть рифтового пояса начинается в прибрежных районах Северного Байкала и протягивается на северо-восток к долине р. Олекмы (рис. 51). На ее территории расположены Байкало-Муйский и Витимо-Олекминский мегаблоки, представляющие собой сложно построенные гетерогенные сооружения, ограниченные структурными швами (Абчадским, Сюльбано-Каларским, Становым и Чара-Чульманским) и осложненные сетью разрывных нарушений преимущественно северо-восточного и северо-западного простираний. Наиболее древними частями этих блоков являются Северо- и Южно-Муйские глыбы и Удоканский гранитогнейсовый купол архейского возраста, окруженные гранитоидами и гранулитовыми толщами раннего протерозоя. В периоды тектонической активизации в рифе, палеозое и мезокайнозое образовались структурные швы, глубинные межблоковые и внутриблоковые разломы, которые явились контролирующими структурами для рифейско-палеозойских прогибов и кайнозойских рифтовых впадин [Геология и сейсмичность... Глубинное строение, 1984].

На Байкало-Муйском мегаблоке возникли Нижне- и Верхнеангарская, Муяканская и Муйско-Кондинская впадины, на Витимо-Олекминском — Чарская и Токкинская впадины, а также негативные структуры меньшего размера — Нижнеингамитская и Верхнекаларская. Последняя заполнена преимущественно мезозойскими осадками в втянута в общее воздымание краевых частей рифтовой зоны [Зорин, 1974]. Впадины окружены альпийскими горными хребтами с высотами до 2—2,5 км. Осевые части хребтов осложнены ледниковой скульптурой в виде карровых цирков, моренных гряд, троговых каньонов. Водораздельные пространства во многих местах представляют собой холмистые или пологоволнистые поверхности, пересеченные сетью глубоких долин с крутыми склонами.

В рифтовых впадинах и других межгорных депрессиях талики приурочены к крупным песчаным массивам, а участки речных долин, сложенных мелкодисперсными грунтами, проморожены (см. рис. 33). В горных районах многолетнемерзлые породы встречаются повсеместно, а талики существуют лишь под днищами крупных водотоков и в зонах активных разломов [Некрасов, 1976].

По данным ГСЗ [Недра Байкала..., 1981] толщина земной коры на северо-восточном фланге Байкальского рифтового пояса изменяется от 40 до 50 км. Она уменьшается до 40—42 км по мере приближения к оз. Байкал и под Муйской впадиной. Под Северо-Муйским хребтом и Муйско-Чарской перемычкой она увеличивается до 45—46 и 47—50 км соответственно. Как и на остальной территории Байкальского рифтового пояса, аномальная мантия расположена здесь непосредственно под земной корой [Рогожина, Кожевников, 1979], а в коре и верхней мантии по данным МТЗ [Геология и сейсмичность... Глубинное строение, 1984] обнаружены слои повышенной электропроводности на глубинах 12—18 км (первый слой — в коре), 40—46 км (второй слой — у подошвы коры и под



нею) и 120—130 км (третий слой — в верхней мантии). Такие данные позволяют полагать, что, несмотря на значительную промороженность верхних горизонтов, земная кора на отдельных участках, особенно под рифтовыми впадинами, аномально разогрета. Это подтверждается значительным уменьшением мощности магнитоактивного слоя [Очерки..., 1977], высокой современной тектонической активностью региона [Геология и сейсмичность... Сейсмогеология и сейсмическое районирование, 1985], разгрузкой термальных вод по зонам активных разломов [Лысак, 1982; Геология и сейсмичность... Гидрогеология, 1984].

Геотермические наблюдения в рассматриваемом регионе носят специфический характер, так как они направлены преимущественно на изучение мерзлоты [Геокриологические условия..., 1966; Некрасов, 1976; Соловьева, 1976; и др.] и лишь в 29 пунктах, чаще всего расположенных в таликовых зонах, проведены прецизионные геотермические измерения в скважинах (рис. 51). Максимальная глубина фактических температурных измерений составила здесь всего лишь 500 м, а большая часть наблюдений проведена на глубинах до 200 м.

Теплофизические свойства горных пород изучены сотрудниками Института мерзлотоведения (И. А. Некрасов, Л. Н. Соловьева, В. Г. Сорокина и др.) и Института земной коры (Р. П. Дорофеева). Для определения теплового потока использовались преимущественно геотермические данные по зонам таликов или подмерзлотным толщам, а также результаты геотермической съемки в районе некоторых термальных источников [Лысак и др., 1980].

Нижнеангарская впадина приурочена к дельте р. Верхней Ангары и расположена на северном побережье оз. Байкал. Мощность кайнозойских отложений в ней достигает 3 км. Мерзлые породы здесь либо вообще отсутствуют, либо их мощность не превышает 20 м. В северо-западной части впадины геотермические градиенты не выше 17 мК/м, а тепловые потоки около 20 мВт/м². На остальной территории вынос глубинного тепла более 50 мВт/м². Особенно он увеличивается в районе Кичеро-Верхнеангарской междувпадинной перемычки, где в зоне пересечения разломов северо-восточного и северо-западного направлений разгружаются три группы термальных источников — Верхнезаимкинская (27°C), Корикейская (20—42,5°C) и Дзелиндинская (42,5°C). На этих источниках Л. М. Платоновым (ИЗК) в 1978 г. проведена шпуровая (на глубину 0,3—1 м) геотермическая съемка по сети 2×5 м, которая позволила оконтурить зону

Рис. 51. Геолого-геотермическая схема северо-восточной части Байкальского рифтового пояса [Некрасов, 1976; Соловьева, 1976; Тектоническая карта..., 1979; Лысак и др., 1980; Геология и сейсмичность... Гидрогеология, 1984; и др.].

a — пункты определения теплового потока и его величины, мВт/м²; *б* — термограммы скважин Холодинского и Чайского участков (1—7 — Холодинские скв. 158, 139, 138, 176, 115, 110, 112; 8 — Чайская скв. 59); *в* — термограммы скважин Северо-Муйского участка (номера скважин указаны у температурных кривых).

1 — пункты определения теплового потока и его величины, мВт/м²; 2 — источники с термальной водой: азотной гидрокарбонатно-сульфатной (39 — Верхнезаимкинские, 27°C, 40—41 — Корикейские, 20—42°C, 42 — Дзелиндинские, 42°C, 44 — Туриканские, 20°C, 45 — Итыкитские, 24°C, 50 — Пурелатские, 42°C), сульфатной (43 — Иркинские, 32°C), хлоридно-сульфатной (54 — Верхнечарские, 42—50°C) или хлоридно-гидрокарбонатной натриевой (48 — Толмачевские, 25—39°C), сульфатно-фторидно-гидрокарбонатной (46 — Окусиканские, 36—56°C), гидрокарбонатно-сульфатной (47 — Муйские, 35°C), хлоридно-сульфатно-хидрокарбонатной (49 — Челюлекские, 37°C) или сульфатно-хлоридной кальциево-натриевой (55 — Олекминские, 48°C, 56 — Тунгурчанские, 18°C), углекислой или азотно-углекислой гидрокарбонатной натриевой (53 — Плотинный, 16°C), магниево-кальциевой (52 — Сыннырский, 16°C) или магниево-кальциево-натриевой (51 — Травертиновый, 12—32°C); 3—4 — терригенные осадки в рифтовых впадинах (3) и впадинах забайкальского типа (4); 5—7 — возраст формирования континентальной коры: 5 — в поздне мелу, 6 — к началу девона, 7 — к началу рифея; 8 — потухшие вулканы (*a*) и поля базальтов (*б*); 9—12 — граниты: мезозойские (9), палеозойские (10), протерозойские (11), архейские (12); 13—14 — протерозойские гранодиориты (13) и эффузивы (14); 15—17 — породы мезозоя или протерозоя: основные (15), щелочные (16), ультраосновные (17); 18 — разломы; 19 — рифтовые впадины: 1 — Нижнеангарская, 2 — Верхнеангарская, 3 — Муянская, 4 — Муйская, 5 — Муйско-Ковдинская, 6 — Чарская, 7 — Токкинская, 8 — Верхнекаларская; 20 — АЦ — Алданский щит и основные структуры сводовых поднятий второго порядка: Байкало-Баргузинского (Б — Баргузинский, ВА — Верхнеангарский, С — Сыннырский хребты) и Копаро-Удоканского (КД — Кударский, КЛ — Каларский, СМ и ЮМ — Северо- и Южно-Муйский, УД — Удоканский хребты); 21 — условная граница Байкальского рифтового пояса; 22—27 — изменения величин геотермических градиентов и теплопроводности разреза по скважинам: Холодинским 112 (22), 158 (23) и 110 (24), Чайской 59 (25), Северо-Муйским 26 (26) и 19 (27).

Тепловая мощность и конвективный вынос тепла на Кичеро-Верхнеангарской перемычке

Участок	T_{\max} , °C	ΔT , °C	Q , м ³ /с	P , мВт	S , км ²	q , мВт/м ²
Верхнезаимкинский	27	24	0,01	1,0	20	50
	27	24	0,120	12,06	250	48
Корикейский	42,5	39,5	0,0075	1,24	20	62
Дзелиндинский	45	42	0,02	3,52	40	88
Суммарные величины: по аномальным участкам (P_1, S_1, q_1)				5,76	80	72
на окружающей территории (P_2, S_2, q_2)				16,82	310	54

Примечание. T_{\max} — максимальная температура воды термальных источников; ΔT — разница между максимальной и минимальной (3°C) температурой родников; Q — суммарный дебит трещинных гидротерм; P — тепловая мощность участка (P_1 — в зоне сосредоточенной разгрузки, P_2 — на окружающей территории); S — площадь теплового влияния разгрузки трещинных гидротерм (S_1 — по результатам геотермической съемки, S_2 — по гидрогеологическим данным); q — конвективный тепловой поток. Для определения тепловой мощности, кроме ΔT и Q , использовались также плотность воды ($\rho_B = 1 \cdot 10^3$ кг/м³) и ее удельная теплоемкость ($c_B = 4,19$ Дж/кг·К).

температурного влияния гидротермальной разгрузки. Установлено, например, что Верхнезаимкинские термы, разгружающиеся на левом берегу р. Верхней Ангары, поступают к поверхности по сбросу, имеющему северо-восточное простирание. К этому термовыводящему разлому приурочено 17 источников с температурой воды 23—27,8°C и суммарным дебитом 10 л/с.

Для определения гидрогеотермического потенциала этого участка воспользуемся формулой (6), которая применялась для такой же цели в Кенийском рифте (см. гл. II), но внесем в нее некоторые изменения, касающиеся фоновой температуры окружающей среды. На территории Кении за такую температуру принималась температура воздуха. В условиях Сибири, где температура воздуха резко меняется, а температура термальных источников практически постоянна в любой сезон года, целесообразно ее сопоставлять со среднегодовой фоновой температурой холодных родников. По данным Е. В. Пиннекера и др. [Геология и сейсмичность... Гидрогеология, 1984], на Верхнеангарском массиве она изменяется от 1 до 4,5°C и в среднем составляет 3°C. Следовательно, температурная разница между термальными и холодными водами достигает здесь 24°C, а дополнительный вынос тепла в центральной части Верхнезаимкинского участка не менее 1 МВт (табл. 13). По данным Кичерской гидрогеологической партии, термы разгружаются на значительно большей площади, чем это было определено по результатам геотермической съемки на центральном участке, а их суммарный расход достигает 120 л/с. В таком случае тепловая мощность участка увеличивается до 12 МВт. Так как площадь теплового влияния разгрузки трещинных гидротерм определяется с небольшой точностью, то полученные величины конвективного теплового потока носят ориентировочный характер, но все-таки позволяют полагать, что дополнительный вынос глубинного тепла достигает здесь 50 мВт/м².

Корикейская группа терм связана с разломом, пересекающим долину р. Верхней Ангары и имеющим северо-западное простирание. Термальные источники обнаружены на обоих берегах, но их видимый расход не превышает 7,5 л/с, а температура воды достигает 40—42,5°C. Тепловая мощность участка более 1,2 МВт, а предполагаемый конвективный вынос тепла превышает 60 мВт/м² (см. табл. 13).

Термы Дзелиндинской группы разгружаются на левом берегу р. Верхней Ангары — там, где ширина речной долины не более 5—6 км

(далее к северо-востоку она расширяется до 40—45 км). В центральной части этого участка имеются 12 термальных источников с температурой 30—45°C. Остальные четыре группы термальных источников удалены от центральной на 0,3—1,5 км. Изучение геотермии выхода терм и использование модифицированного метода заряда для исследования электропроводности Дзелиндинского участка позволили Л. М. Платонову сделать вывод о том, что все термальные источники разгружаются по зонам разломов, а две группы связаны с узлами их пересечения. Судя по проведенным расчетам (см. табл. 13), тепловая мощность Дзелиндинского участка в 3 раза выше, чем Верхнезаимкинского и Корикийского, а конвективный вынос тепла достигает здесь аномально повышенных значений — 88 мВт/м².

Если к полученным значениям конвективных тепловых потоков добавить фоновый кондуктивный поток, составляющий в среднем по горному обрамлению рифтовых впадин не менее 40 мВт/м², то окажется, что Кичеро-Верхнеангарская перемычка является своеобразной гидрогеотермической аномалией. О глубинном происхождении трещинных гидротерм этого района свидетельствует присутствие в них анионов хлора (до 7—9%) и фтора (до 6—8%), а повышенный разогрев глубинных недр этой перемычки подтверждается отсутствием на ней многолетнемерзлых пород.

Верхнеангарская впадина имеет длину около 120 км, ширину 30—35 км. Мощность кайнозойских осадков в ее центральной части достигает 2,5 км [Зорин, 1971]. Мерзлота здесь встречается в приречных заболоченных равнинах. Ее средняя мощность 30—60 м, но на отдельных участках достигает 120—150 м; иногда она носит «реликтовый» характер, т. е. расположена на некотором удалении от поверхности Земли [Некрасов, 1976].

По температурным измерениям в мелких скважинах (40—100 м) величины геотермических градиентов в таликовых зонах изменяются от 9 до 47 мК/м. В талых супесях и мелкозернистых песках теплопроводность в среднем составляет 1 Вт/м·К, в пылеватых песках с примесью гальки и валунов увеличивается до 1,4—1,9 Вт/м·К, а в этих же породах, но замороженных изменяется от 1,3—1,7 до 2,1 Вт/м·К, т. е. теплопроводность мерзлых пород увеличивается на 40—60% по сравнению с тальми.

В Верхнеангарской впадине величины тепловых потоков на таликовых участках варьируют от 15 до 79 мВт/м² (см. рис. 51). Повышенный вынос глубинного тепла происходит в юго-западной части впадины, где на берегу оз. Иркана разгружается группа термальных источников, имеющих температуру воды 26—32°C. В скважине, пробуренной в 15 м от наиболее высокотемпературного выхода терм, на глубине 22 м температура водовмещающих пород достигает уже 36°C. В зоне сейсмогенерирующего разлома, проходящего по центральной части впадины и пересекающего устье р. Янчуй, происходит также дополнительный вынос глубинного тепла, ибо многолетнемерзлые породы здесь отсутствуют, а температура подземных вод на глубинах 7—15 м увеличивается от 1,5—9 до 11—16°C [Геология и сейсмичность... Гидрогеология, 1984].

В ближайшем горном обрамлении впадины (на Верхнеангарском хребте) мощность многолетнемерзлых пород не превышает 20—40 м, а геотермический градиент равен 18 мК/м [Соловьева, 1976]. Тепловой поток на изученном участке в верховьях р. Чая почти такой же, как средняя величина в Верхнеангарской впадине, — около 50 мВт/м².

По мере удаления от рифтовых впадин к северу мощность мерзлоты на горных хребтах увеличивается до 40—80 м и более, а геотермические градиенты, например на хр. Сынныр (Холоднинский участок), не превышают 10—12 мК/м [Лысак и др., 1980]. В интервале 30—500 м они в среднем равны 13 мК/м. По этому участку собрана коллекция образцов, представленных преимущественно хлорит-биотитовыми сланцами. По определениям Р. П. Дорофеевой (ИЗК), коэффициент теплопроводности этих

пород изменяется в широком диапазоне — от 1,5 до 5,5 Вт/м·К. Повышенную теплопроводность имеют породы, содержащие включения сульфидных руд, а средняя теплопроводность изученного разреза составляет 2,8 Вт/м·К. На этом участке температурные изменения проведены в 13 скважинах. Установлено, что тепловые потоки по ним варьируют от 19 до 51 мВт/м². Средний тепловой поток Холоднинского участка равен 36 мВт/м².

Верхнеангарская впадина отделена от расположенной северо-восточнее Муйско-Кондинской котловины отрогами Северо-Муйского хребта — Ангараканской перемычкой. Здесь, в районе Северо-Муйского туннеля, пробурено большое количество скважин, в которых проведены геотермические наблюдения. Скважины пройдены по тальм горным породам, но можно полагать, что в осевой части Ангараканского перевала на высоте свыше 1000 м, где температура у поверхности равна 0,1°C, толщина многолетнемерзлых пород может достигать 300 м при геотермическом градиенте 6—9 мК/м. На склонах этого перевала, которые пересечены Верхнеангарским (на западе) и Северо-Муйским (на востоке) разрывными нарушениями, температурное поле резко изменяется. У Западного портала Северо-Муйского туннеля на глубине 128 м температура горных пород достигает 16,9°C, а средний геотермический градиент равен 33 мК/м. К Восточному portalу приурочена еще более ярко выраженная тепловая аномалия: благодаря подтоку термальных вод по трещиноватой зоне температура горных пород на глубинах 50—140 м повышается до 27—37°C, а геотермические градиенты увеличиваются до 23—62 мК/м и более. На таких аномальных участках, связанных с зонами термоактивных разломов, из-за повышенной трещиноватости резко изменяется теплопроводность кристаллических пород: если в распространенных здесь гранитах протерозоя вне зон тектонических нарушений она достигает 2,5—3 Вт/м·К, то в трещиноватых гранитах уменьшается до 1,8—2,1 Вт/м·К.

Кондуктивный тепловой поток на Ангараканской перемычке изменяется от 15 до 93 мВт/м², а конвективный вынос тепла может достигать 130—400 мВт/м² и более [Лысак и др., 1980]. Повышенный вынос глубинного тепла на таких участках подтверждается разгрузкой многочисленных термальных источников, у которых температура воды изменяется от 23—32°C (Итыкитская и Верхнеангарская группы) до 56—61°C (Окусиканская группа). В водах этих источников заметно повышено содержание глубинных компонентов — фтора (7—26%) и хлора (8—17%). Наибольший интерес представляет Окусиканская группа терм, состоящая из 24 термальных источников, суммарный дебит которых в 1978 г. превышал 80 л/с. Они приурочены к двум термальным линиям, которые направлены на северо-запад и северо-восток. На северо-западной линии разгружались малодебитные термы с температурой 36—38°C, на северо-восточной — наиболее высокодебитные и высокотемпературные (свыше 47—56°C). В настоящее время эти источники, так же как Итыкитские, полностью дренированы Северо-Муйским туннелем и перестали функционировать, однако их отепляющее воздействие на рассматриваемый участок вряд ли прекратилось и он является наиболее прогретой частью Северо-Муйского хребта [Геология и сейсмичность... Гидрогеология, 1984].

Муйско-Кондинская впадина длиной более 260 км и шириной 10—45 км расположена на вулканитах Муйского офиолитового пояса и заполнена рыхлыми отложениями кайнозоя. Она состоит из нескольких более мелких котловин — Мудириканской, Усть-Муйской, Парамской, Кондинской, в которых толщина осадочного чехла изменяется от нескольких сотен метров до 1,5—2,1 км [Зорин, 1971; Геология и сейсмичность... Глубинное строение, 1984]. В пределах впадины мощность многолетней мерзлоты оценивается в 200—300 м, а геотермический градиент не превышает 10—15 мК/м [Некрасов, 1976]. Известно также, что средняя теплопроводность до глубин 270 м не выше 1,3 Вт/м·К в тальных породах и

1,9 Вт/м·К — в мерзлых. Используя эти данные, можно определить, что фоновый тепловой поток в этой впадине около 30 мВт/м². Эта величина, вероятно, значительно увеличивается в зоне влияния Муйского и Толмачевского термальных источников, разгружающихся в центральной части впадины, на правом берегу р. Муи, и имеющих температуру от 25 до 39°С. Содержание фтора в этих водах достигает 5—8%, а хлора — 27% (хлоридно-гидрокарбонатные воды Толмачевской группы). Учитывая эти данные, а также сопоставляя Муйско-Кондинскую впадину с другими впадинами северо-восточной части Байкальского рифтового пояса, мы полагаем, что тепловой поток на ее территории превышает 50 мВт/м².

На Южно-Муйском хребте мощность криолитозоны изменяется от 100—150 м на высотах 650—700 м до 120—240 м (на 1600 м) и достигает 500 м при повышении отметок до 2000 м. Геотермические градиенты здесь равны 10—20 мК/м [Геокриологические условия..., 1966]. На низких террасах р. Тулдунь у пос. Кедровки мощность мерзлой толщи не превышает 80—100 м, а величина градиента увеличивается до 23 мК/м. Близкие значения получены и несколько южнее, в верховьях р. Ирокинды. Зато на остальной части исследованного участка величины градиентов почти в 2 раза ниже (10—13 мК/м). Можно предполагать, что они должны быть выше в таликовых зонах под реками Витим, Бамбуйка и др. Однако измерения В. И. Левицкого и Л. М. Платонова на левом берегу р. Витим, в районе Многообещающей косы, показали [Лысак и др., 1980], что в интервале 60—200 м температуры изменяются от 0,3 до 1,4°С, а средний геотермический градиент равен 8 мК/м. Детальное изучение теплофизических свойств горных пород на этом участке (49 образцов) позволило Р. П. Дорофеевой установить, что в интервале 23—201 м средняя теплопроводность кристаллических пород (мigmatиты, грейзенизированные плагиограниты) равна $2,6 \pm 0,6$ Вт/м·К. По нашим подсчетам, тепловой поток изученной части Южно-Муйского хребта относительно стабилен, так как изменяется в небольшом диапазоне (от 24 до 58 мВт/м²) и в среднем составляет около 40 мВт/м². В центре этого участка существует небольшая аномалия, в которой тепловой поток превышает 50 мВт/м². По-видимому, она приурочена к трещиноватой зоне, в которой теплопроводность разреза несколько уменьшается, зато величины градиентов возрастают почти вдвое. Конвективный вынос тепла здесь не обнаружен (см. рис. 51).

По режимным температурным наблюдениям на Муйско-Чарской перемычке было установлено, что для всей этой территории характерна сплошная многолетняя мерзлота, мощность которой достигает 180—240 м в центральной и восточной частях гранитного массива, расположенного между хребтами Кодар и Удокан, и уменьшается до 105—125 м на его краевых участках. На глубине 10 м от поверхности температуры изменяются от -5,5 до -1,2°С, а на глубинах 85—140 м они повышаются до -0,8 или -1°С. По данным наиболее глубоких скважин (5—9), величины градиентов изменяются от 10,8 до 34,3 мК/м, в среднем для участка составляет 20,7 мК/м, что в 1,5—2 раза выше, чем на окружающих горных хребтах [Некрасов, 1976]. Несмотря на большую мощность мерзлоты, здесь, возможно, существует локальная геотермическая аномалия, которая протягивается по долине р. Сьюлбан и связана с субкавальной разгрузкой подземных вод, что подтверждается образованием большого количества наледей руслового и пойменного характера.

Повторить температурные измерения на этом участке, к сожалению, нам не удалось, так как все скважины были забиты ледяными пробками. Взятые образцы керн позволили получить общее представление о теплофизических свойствах вскрытого разреза. По определениям Р. П. Дорофеевой установлено, что средняя теплопроводность гранитов, граносиенитов и сиенитов на Сьюлбанском участке равна $2,1 \pm 0,3$ Вт/м·К. Следовательно, кондуктивный вынос тепла составляет здесь 44 мВт/м².

В северной части Кодарского хребта геотермические наблюдения проведены в верховьях р. Средний Сакукан [Геокриологические условия..., 1966]. Температуры измерялись в подземных скважинах, пробуренных в штольнях. Температура горных пород вблизи поверхности (на высоте 2,1 км) оказалась равной -10°C , а на глубине 260 м она повысилась до -7°C . Следовательно, геотермический градиент здесь около 12 мК/м . При средней теплопроводности разреза $2,5 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$ тепловой поток на этом участке не превышает 30 мВт/м^2 .

Кодарский хребет отделен от наиболее приподнятой части Витимо-Олекминского блока (Каларо-Удоканское поднятие) Кодаро-Удоканским прогибом, который образовался, судя по возрасту его кристаллического основания, еще в раннем протерозое. В кайнозое здесь возникла Чарская рифтовая впадина.

Чарская впадина имеет длину 140 км, ширину 30 км, максимальная мощность кайнозойских осадков в ее осевой части в пределах Апсатской котловины, по данным Ю. А. Зорина [1971], достигает 2,3 км, а по данным вертикальных электрических зондирований составляет 1,3 км [Геология и сейсмичность... Глубинное строение, 1984]. В южной и юго-западной частях впадины кристаллическое основание представлено метаморфизованными осадочными породами и гранитами нижнего протерозоя, а в северной и северо-восточной — образованиями архея.

В Чарской впадине выделяется несколько зон с повышенной мощностью многолетнемерзлых пород: на правобережье р. Чары ниже устья р. Ингамакит их мощность достигает 120—160 м, в центральной части Апсатской котловины увеличивается до 200—300 м. По-видимому, такая же мощность мерзлоты и в северо-восточной части впадины. Талики в ее пределах встречаются реже. Так, под руслом р. Чара существует талик, в котором на глубинах от 15 до 50 м температуры повышаются от $1,8$ до $4,5^{\circ}\text{C}$ ($\bar{\gamma} = 70 \text{ мК/м}$), однако по мере удаления от него наблюдается быстрое снижение температур и появляются многолетнемерзлые породы. В районе ст. Чара, где сотрудниками Забайкальского треста инженерных изысканий были проведены детальные геокриологические исследования, установлено, что мощность мерзлых пород изменяется от 0 до 150—200 м, а температура на глубине нулевых годовых амплитуд понижается от подрусловых участков к бортовым частям впадины от $-0,7$ до $-6,6^{\circ}\text{C}$. Используя фактические данные по 31 скважине и исключив из термограмм верхний интервал, особенно подверженный влиянию климатических факторов (режимными наблюдениями установлено, что в среднем величина такого интервала равна 17 м), мы определили, что средняя скорость нарастания глубинных температур на этом участке достигает 23 мК/м . Теплопроводность кайнозойских осадков изменяется от 1,9 (в талых породах) до $2,3 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$ (в мерзлых породах). Принимая среднюю теплопроводность изученного разреза за $2,1 \text{ Вт/м}\cdot\text{К}$, получаем тепловой поток 48 мВт/м^2 .

В северной части Чарской впадины существует локальная температурная аномалия на участке разгрузки Верхнечарских термальных источников, температура воды которых достигает 50°C . Вокруг главного грифона в радиусе 450 м многолетнемерзлые породы отсутствуют [Геокриологические условия..., 1966]. Температура незамерзающих родников в Чарской впадине равна 2°C . Следовательно, максимальный разогрев аномального участка достигает 48°C . При среднем дебите терм $0,02 \text{ м}^3/\text{с}$ тепловая мощность этого участка составляет около 4 мВт . Если считать, что радиус участка, испытывающего тепловое воздействие терм, в 10 раз больше, чем предполагалось ранее, то площадь этого участка будет равна 63 км^2 , а конвективный вынос тепла составит около 60 мВт/м^2 (расчеты сделаны по формуле (6)).

Учитывая повышенную тектоническую раздробленность фундамента впадины, наличие проводящего слоя у подошвы осадочного чехла [Геоло-

гия и сейсмичность... Глубинное строение, 1984], а также разгрузку термальных вод в северо-восточной части впадины, можно полагать, что средний тепловой поток Чарской впадины превышает 50 мВт/м².

Восточным «плечом» Чарской впадины служит очень сложно построенное Каларо-Удоканское поднятие, имеющее весьма пестрое геотемпературное поле. Геотермические наблюдения показали, что под господствующими в этом районе водоразделами с отметками 2100—2200 м температура горных пород снижается до -8°C , а мощность мерзлоты достигает 900 м и может превысить 1000 м (под вершинами с отметкой 2300—2400 м). В то же время на днищах глубоковрезанных долин и в зонах разломов температура пород часто близка к 0°C . Здесь нередко формируются сквозные и несквозные подрусловые и пойменные талики. На водоразделах геотермические градиенты равны 14—17 мК/м, а в нижней части склонов и в долинах они увеличиваются до 27—37 мК/м [Некрасов, 1976].

Самые низкие величины градиентов (3—5 мК/м) характерны для северо-западного склона Удоканского хребта — долины р. Кемен. Несмотря на повышенную теплопроводность развитых здесь метаморфических пород (3—5,5 Вт/м·К), тепловые потоки не превышают 20 мВт/м² (см. рис. 51). Иная геотермическая обстановка в западной части Удоканского хребта, в Нижнеингамакитской впадине [Геокриологические условия..., 1966]. Отмечается общая тенденция понижения температуры от осевой части впадины, где в долине р. Нижний Ингамакит имеется пойменный талик, к ее бортам: в талике на глубине 80 м температура пород $3,3^{\circ}\text{C}$, а вне его на той же глубине она уменьшается до $-1,3$ и даже -5°C . В таликовых зонах геотермические градиенты изменяются от 8—59 до 170 мК/м. Последнее значение нами при статистических расчетах не учитывалось, однако оказалось, что величины градиентов в этой впадине значительно выше, чем на других участках. Полагают [Некрасов и др., 1967], что в краевых частях Нижнеингамакитской впадины величины градиентов достигают 50—60 мК/м. В расположенной поблизости Верхнекаларской впадине они значительно ниже (24,5 мК/м), хотя вынос тепла в ней чуть больше (53 мВт/м²), чем в Нижнеингамакитской (50 мВт/м²) из-за повышенной теплопроводности углистых сланцев юры.

Относительно повышенные величины тепловых потоков (44—54 мВт/м²) отмечаются также в верховьях рек Нирунгнакана и Наменги. Вероятно, на этих участках, как и в Нижнеингамакитской впадине, существует дополнительный подток тепла по зонам разломов, хотя разгрузка современных гидротерм здесь не обнаружена. Зато в районе выхода Удоканских платобазальтов имеется несколько групп углекислых термальных источников (см. рис. 51). Температура воды в них ниже ($16-32^{\circ}\text{C}$), чем у других термальных источников северо-восточной части Байкальского рифтового пояса. Они имеют более высокую минерализацию (до 4,5—7,3 г/л) и содержат 1,6—2,1 мг/л углекислоты. По своему гидрокарбонатному натриевому или щелочно-земельному химическому составу и приуроченности к району недавно угасшего вулканизма Удоканские углекислые термы напоминают аналогичные термальные воды Восточного Саяна и Тункинской впадины на юго-западном фланге Байкальского рифтового пояса [Ломоносов, 1974]. Термальные воды насыщаются углекислым газом за счет эманаций из неглубокозалегающих магматических очагов, которые должны оказывать отепляющее воздействие на всю территорию распространения кайнозойских платобазальтов. Поэтому на данном участке вынос глубинного тепла должен быть значительно выше (более 50 мВт/м²), чем в окружающих его районах. Тепловые аномалии, связанные с конвективным выносом тепла по зонам разломов, характерны также для Челолекского и Олекминского участков (см. рис. 51).

Статистическая обработка фактических геотермических данных, полученных по северо-восточной части Байкальского рифтового пояса, показала (табл. 14), что здесь, как и в других районах этого пояса, рифто-

Статистические характеристики величин геотермических параметров северо-восточной части Байкальского рифтового пояса

Участок	n	Абсолютные отметки, м	Максималь- ные глубины наблюдений, м	Геотермические параметры по участкам или группам участков												
				γ , мК/м				λ , Вт/м·К				q , мВт/м ²				
				Интервал	$\bar{\gamma}$	2σ	$2\sigma/\sqrt{n}$	Интервал	$\bar{\lambda}$	2σ	$2\sigma/\sqrt{n}$	Интервал	\bar{q}	2σ	$2\sigma/\sqrt{n}$	
Впадина																
Верхнеангарская	3(4)	500—520	100	9—46,7	32	—	—	1,4—1,7	1,6	—	—	15—79	50	—	—	
Чарская	1(31)	800	63	—	23,1	—	—	—	2,1	—	—	—	48	—	—	
Нижнеингамакитская	1(2)	1100	80	8—59	33,5	—	—	1,0—1,6	1,3	—	—	6—94	50	—	—	
Верхнекаларская (?)	2	1200—1500	160	17—32	24,5	—	—	2,0—2,5	2,25	—	—	42—64	53	—	—	
Средние величины по впадинам (7)				8—59	29	27	10	1,0—2,5	1,8	0,10	0,04	6—94	51	40	15	
В том числе:																
фоновые (4)				17—40	28	20	10	1,4—2,5	2,0	0,09	0,04	42—64	52	19	10	
аномально повышенные (2)				47—59	53	—	—	1,0—1,7	1,4	—	—	50—79	64	—	—	
аномально пониженные (1)				—	9	—	—	—	1,7	—	—	—	15	—	—	
Хребет																
Верхнеангарский	2	1120—1180	180	17,3—18,8	17,6	—	—	—	2,8	—	—	48—53	51	—	—	
Сыннырский	3(13)	1040—1185	500	0—38,5	12,9	—	—	2,5—4	2,8	—	—	19—51	36	—	—	
Северо-Муйский (Ангаракан- ская перемычка)	4(10)	570—1170	250	4—128	31	—	—	1,1—2,9	2,0	—	—	15—93	75	—	—	
Южно-Муйский	6(9)	600—1500	300	7,9—23	14,8	—	—	2,7—3,2	2,9	—	—	24—58	41	—	—	
Кодарский	2(6)	1100—1200	260	12—20,7	16,4	—	—	2,1—2,5	2,3	—	—	30—44	37	—	—	
Удоканский	5	800—1600	310	3,1—16,0	9,8	—	—	3,0—5,5	3,7	—	—	16—54	33	—	—	
Средние величины по хребтам (22)				3,1—128	16	15	6	1,1—5,5	2,8	0,15	0,03	16—93	43	39	8	
В том числе:																
фоновые (17)				8—23	14	10	2	2,2—3,7	2,6	0,09	0,02	24—58	40	20	5	
аномально повышенные (2)				33—42	38	—	—	1,9—2,0	2,0	—	—	83—93	88	—	—	
аномально пониженные (3)				3,1—7,6	5,3	—	—	2,2—5,5	3,6	—	—	16—17	17	—	—	
Средние величины по всему региону (29)				3—128	19	18	7	0,7—5,5	2,6	0,14	0,03	6—117	45	39	10	
В том числе:																
фоновые (21)				8—40	17	12	4	1,4—2,5	2,5	0,09	0,03	24—64	42	20	6	
аномально повышенные (4)				33—59	45	22	11	1,0—2,0	1,4	0,10	0,05	50—94	76	28	14	
аномально пониженные (4)				3—9	6	5	3	1,7—3,6	3,1	0,34	0,17	15—17	16	2	1	
Средневзвешенные величины параметров				—	26	24	9	—	2,0	0,11	0,04	—	49	40	13	

Примечание. n — количество пунктов определения теплового потока, вынесенных на карту (см. рис. 51); в скобках — общее количество измеренных скважин. При определении средневзвешенных величин принято, что площадь впадин составляет примерно 1/4 часть всего рассматриваемого района.

вые впадины и особенно зоны рифтогенных или активизированных в кайнозойское разломов прогреты глубинным теплом значительно сильнее, чем вмещающие их кристаллические массивы. Несмотря на существование локальных аномалий повышенного теплового потока и ярко выраженную современную тектоническую активность, средняя величина выноса тепла в этой части рифтового пояса относительно низкая (45 ± 10 мВт/м²) по сравнению с его юго-западным флангом (69 ± 7 мВт/м²) и особенно центрально-южным звеном ($65-74$ мВт/м²). Объяснение этому, по-видимому, следует искать не столько в истории геологического развития и проявления неотектонической активизации в Байкальском рифтовом поясе (см. гл. VI), сколько в наличии многолетнемерзлых пород и особенностях движения подземных вод, которые перераспределяют глубинное тепло в верхних горизонтах земной коры. Общее количество тепла, которое переносится подземными водами, учесть трудно. Можно полагать, что в горных хребтах подземные воды при своем нисходящем движении интенсивно «отбирают» тепло из окружающих пород, тем самым понижая их температуру. Впадины, наоборот, накапливают такое тепло, что приводит к общему повышению интенсивности тепловыделения и появлению пластовых горизонтов термальных вод в их осадочном чехле. По аналогии с разбуренными Тункинской, Усть-Селенгинской и Баргузинской впадинами, в негативных структурах северо-восточной части рифтового пояса должны существовать водоносные горизонты с метановыми термами. По электроразведочным данным предполагается скопление термальных вод у подошвы осадочного чехла в Верхнеангарской впадине. Значительные запасы термальных вод возможны и в других рифтовых впадинах [Лысак и др., 1980].

При восходящем движении подземных вод его направление совпадает с тепловым потоком, идущим из недр. В этом случае интенсивность выноса глубинного тепла значительно увеличивается. Наиболее благоприятными структурами для конвекционного переноса тепла являются зоны дизъюнктивных нарушений. Наши расчеты показали, что в зонах термовыводящих разломов конвективный тепловой поток равен кондуктивному или даже превосходит его [Лысак, Зорин, 1976; Лысак, 1981, 1982; и др.]. Поэтому к таким участкам обычно приурочены гидрогеотермические аномалии, которые образуют талики даже в зонах сплошного распространения многолетнемерзлых пород и формируют локальные гидротермические аномалии — Верхнечарскую, Олекминскую и др.

Дополнительными источниками глубинного тепла являются также магматические камеры в районах проявления новейшего вулканизма (под Удоканскими платобазальтами). Но основной разогрев глубинных недр этого региона, как и всего Байкальского рифтового пояса, подтверждающийся магнитометрическими и магнитотеллурическими данными, связан с образованием астеносферных диапиров [Очерки..., 1977].

Сопредельные районы Прибайкалья и Забайкалья

Для выяснения особенностей геологического развития Байкальского рифтового пояса и его геотермического режима следует сравнить тепловой поток рассматриваемого региона с окружающими его территориями — южными районами Сибирской платформы (на западе и севере) и Забайкальской областью умеренного горообразования (на юге и востоке).

Формирование континентальной коры на юге Сибирской платформы закончилось к началу рифея, а ее последняя тектоническая активизация происходила в пермо-триасе, во время внедрения сибирских траппов [Тектоника Северной Евразии, 1980], и частично в мезо-кайнозойское, когда образовались юрские депрессии в Присяянье, выделилось обширное и пологое Верхнеленское поднятие и появились локальные впадины в Прибайкалье,

заполненные неогеновыми отложениями мощностью до 250—300 м [Логачев и др., 1964; Зорин, 1971].

О результатах изучения теплового потока и других геотермических параметрах этого района сообщалось неоднократно [Дьяконов, 1958; Череменин, 1959; Лысак, 1968, 1983; Любимова, 1968; Дучков, Соколова, 1974; Лысак, Зорин, 1976; Дорофеева, Лысак, 1983; и др.]. Они использовались также для построения различных мелкомасштабных геотермических карт, изданных в 1972, 1980, 1985 гг.

Анализ данных по 93 пунктам геотермических наблюдений [Каталог..., 1985] показывает, что средний тепловой поток на юге Сибирской платформы около 40 мВт/м² (табл. 15). Более интенсивный вынос подземного тепла происходит в зоне развития палеорифтов и в Саяно-Енисейской синеклизе (рис. 52). В сводовых частях антиклинальных структур осадочного чехла встречаются локальные аномалии с относительно повышенным (до 45—65 мВт/м²) тепловым потоком. Они нередко приурочены к соляным куполам, осложненным тектоническими нарушениями, — Ярактинскому, Марковскому, Усть-Кутскому, Седановскому, Тутурскому и др. На крыльях этих структур величины потоков уменьшаются до 30 мВт/м² и менее. Заметно пониженный вынос глубинного тепла характерен для краевых поднятий и прогибов, а также южной части Непско-Ботубинской антеклизы.

Распределение теплового потока обусловлено геолого-структурными особенностями осадочного чехла и связанными с ними неоднородностями теплофизического разреза, а также переносом тепла подземными водами в условиях Ангаро-Ленского артезианского бассейна, охватывающего весь рассматриваемый регион. Установлено, что в областях питания этого бассейна (на краевых поднятиях) величины потоков уменьшаются, а в зонах разгрузки подземных рассолов на антиклинальных поднятиях увеличиваются [Лысак, 1968, 1977, 1983].

Наблюдаемый региональный тепловой поток практически полностью (до 70% и более) обеспечивается радиогенным теплом, генерируемым в земной коре [Дучков, Соколова, 1974; Лысак, Зорин, 1976; Дорофеева, 1983], а геотермические параметры хорошо сопоставляются с другими геолого-геофизическими данными (см. далее табл. 17): низкой изрезанностью рельефа, асейсмичностью региона, толстым (32,5 км) магнитным слоем, большой глубиной залегания мантийного слоя повышенной электропроводности (до 180—200 км), нормальными скоростями (8,1 км/с) на поверхности Мохо, с мощной литосферой (около 200 км). Такие данные свидетельствуют о тектонической стабильности юга Сибирской платформы и позволяют считать этот район своеобразным эталоном стационарного геотермического режима, на фоне которого особенно резко выделяются тепловые аномалии Байкальского рифтового пояса.

В Забайкальской складчатой области континентальная кора состоит из разновозрастных фрагментов, формирование которых закончилось преимущественно к началу девона или в середине карбона, а на меньшей территории — в середине триаса и даже в позднем мелу [Тектоника Северной Евразии, 1980]. Последующая активизация этого региона происходила в позднем мезозое, и лишь отдельные его участки испытали новейшую кайнозойскую активизацию, во время которой господствовали преимущественно восходящие вертикальные движения, в незначительном объеме изливались базальты (Витимское плато базальтов), стали более активными отдельные глубинные разломы, особенно в южной части региона [Зорин, 1971].

На территории Забайкалья имеются сведения по 57 пунктам геотермических наблюдений (рис. 53). Тепловой поток здесь выше, чем в южных районах Сибирской платформы, и приближается в среднем к 50 мВт/м², а впадины и поднятия по величине выноса глубинного тепла мало различаются между собой (табл. 16). Тем не менее можно заметить, что в Вити-

Обобщенная характеристика величин геотермических параметров южных районов Сибирской платформы [Каталог..., 1985, с дополнениями]

Геологические структуры	n	Максимальные глубины наблюдений, м	Величины геотермических параметров											
			γ , мК/м				λ , Вт/м·К				q , мВт/м ²			
			Интервал	$\bar{\gamma}$	2σ	$2\sigma/\sqrt{n}$	Интервал	$\bar{\lambda}$	2σ	$2\sigma/\sqrt{n}$	Интервал	q	2σ	$2\sigma/\sqrt{n}$
Непский свод и зона Непских дислокаций	16	2700	7—17	9	3	2	2,8—3,2	2,9	0,1	0,05	21—51	28	10	5
Краевые поднятия и впадины	13	1800	8—16	12	3	1,5	2,5—3,3	3,0	0,23	0,12	26—48	35	7	
Верхнелепское поднятие (Усть-Кутская, Марковская и Киренская структуры)	9	2730	9—10	13	4	3	2,8—3,2	3,1	0,14	0,1	27—56	37	10	7
Братское поднятие	14	4150	11—18	14	2	1	2,6—3,1	2,8	0,12	0,06	32—48	39	6	3
Зона Верхнеангарских дислокаций (Атовская, Нукутская, Тырская и другие структуры)	24	3500	8—22	13	5	2	2,4—3,4	3,2	0,12	0,05	25—64	40	9	4
Саяно-Енисейская и Алгарская синеклизы	10	3200	12—24	16	4	2	2,2—3,0	2,7	0,32	0,2	34—50	43	7	4
Жигаловское поднятие (Жигаловский вал и Тутурское поднятие)	7	2900	12—19	14	2	1,5	3,1—3,3	3,2	0,06	0,04	39—60	45	7	6
Средние величины по всему региону	93	1800—4150	7—24	13	4	2	2,2—3,4	3,0	0,15	0,08	21—60	38	8	4

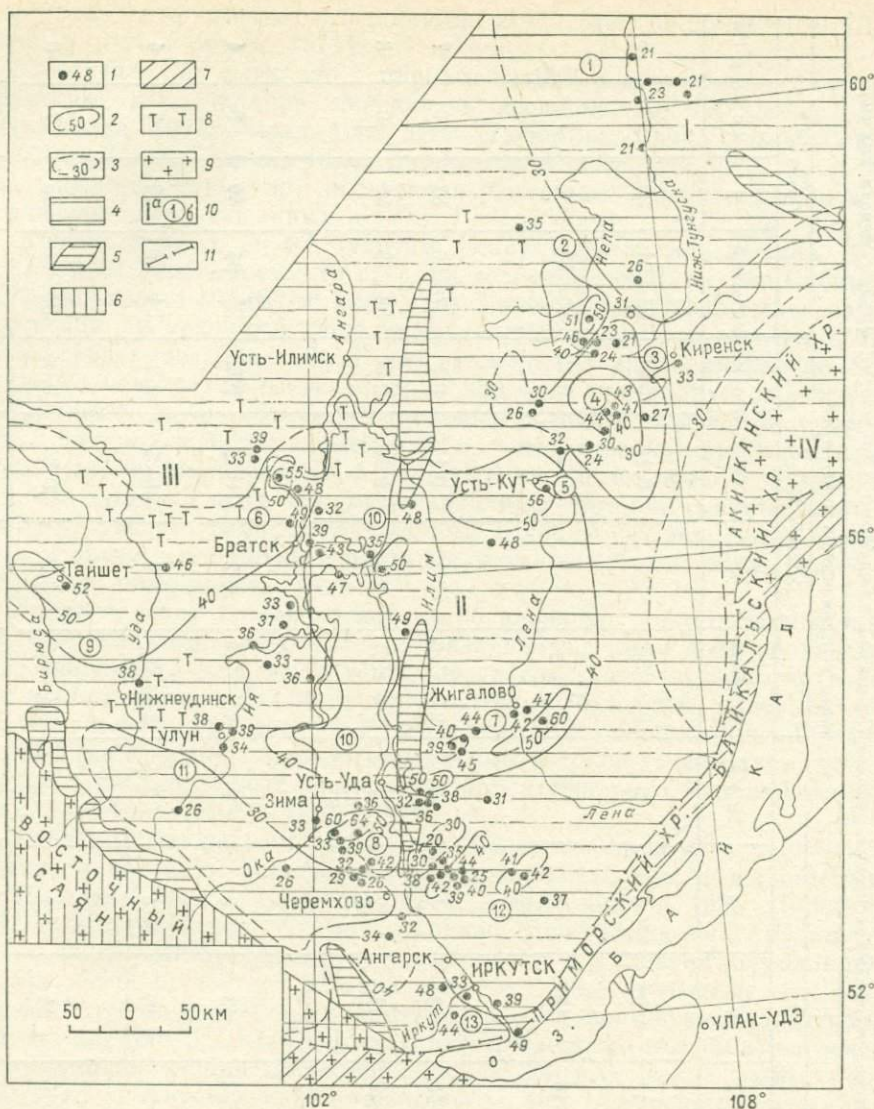


Рис. 52. Тепловой поток южных районов Сибирской платформы [Тектоника Северной Евразии, 1980; Дорофеева, 1983; Лысак, 1983; Каталог..., 1985].

1 — пункты определения теплового потока и его величины, мВт/м²; 2—3 — изолинии измеренного (2) или предполагаемого по геолого-геофизическим данным (3) регионального теплового потока (через 10 мВт/м²); 4—7 — возраст формирования континентальной коры и рифтовых зон: 4 — к началу рифея, 5 — палеорифты, 6 — к началу девона, 7 — кайнозойская рифтовая зона; 8 — осадочный чехол Сибирской платформы и поля трапсов; 9 — кристаллические породы горного обрамления; 10 — структуры фундамента (а) — южная часть Непско-Ботубинской антеклизы (I), Ангаро-Ленская антеклиза (II), Присяянская синеклиза (III), Саяно-Байкальская складчатая область (IV) — и осадочного чехла (б): в верхних горизонтах (1 — Непский свод, 2 — зона Непских дислокаций, 3 — Киренгское, 4 — Марковское, 7 — Жигаловское и 8 — Божеханское поднятия, 13 — Иркутская впадина), в нижних горизонтах (1 — Непский и 5 — Усть-Кутский своды, 6 — Ковинское и Братское поднятия, 9 — Саяно-Енисейская и 10 — Ангарская синеклизы), выступы кристаллического фундамента, скрытые под осадочным чехлом (8 — Иркутский, 11 — Тулунский); 11 — условная граница Байкальской рифтовой зоны,

мо-Селенгинской негативной зоне локальные тепловые аномалии приурочены преимущественно к наиболее глубоким частям впадин или к полям кайнозойских базальтов, а на Даурском и Ундино-Газимурском сводовых поднятиях — к участкам более молодой континентальной коры и к зонам активных разломов, по которым нередко разгружаются трещинные термальные воды. Морфология геотермических аномалий во многом предопределена теплофизической анизотропией этой территории.

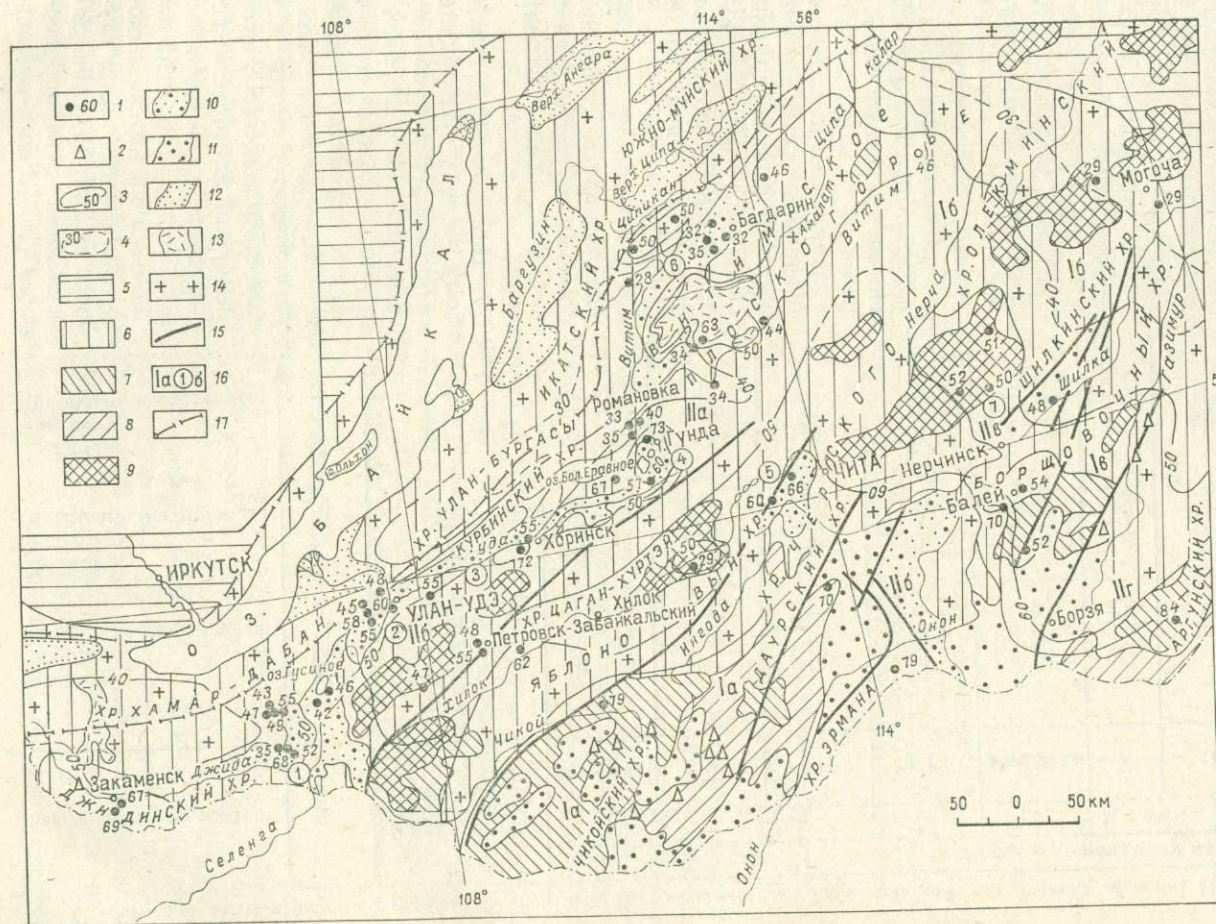


Рис. 53. Тепловой поток Забайкальской складчатой области и сопредельных районов [Тектоника Северной Евразии, 1980; Дорофеева, 1983; Лысак, 1983; Каталог..., 1985].

1 — пункты определения теплового потока и его величины, мВт/м²; 2 — термальные источники; 3—4 — изолинии измеренного (3) или предполагаемого (4) регионального теплового потока (через 10 мВт/м²); 5—9 — возраст формирования континентальной коры: 5 — к началу рифея, 6 — к началу девона, 7 — в середине карбона, 8 — в середине триаса, 9 — в позднем мезо; 10 — терригенные и терригенно-вулканогенные формации впадин забайкальского типа; 11 — формации окраинных морей; 12 — рифтовые впадины; 13 — кайнозойские платобазальты; 14 — кристаллические породы; 15 — активные разломы; 16 — геологические структуры первого порядка (a): Даурское (Ia), Олекминско-Становое (Iб) и Ундино-Газимурское (Iв) сводовые поднятия, Витимо-Селенгинская (IIa), Агинская (IIб), Пришилкинская (IIв) и Приаргунская (IIг) негативные зоны; 17 — условная граница Байкальской рифтовой зоны,

Обобщенная характеристика величин геотермических параметров Забайкальской складчатой области [Каталог..., 1985, с добавлениями]

Величины параметров	n	Максимальная глубина наблюдений, м	Величины геотермических параметров											
			γ , мК/м				λ , Вт/м·К				q , мВт·м ²			
			Интервал	$\bar{\gamma}$	2 σ	2 σ/\sqrt{n}	Интервал	$\bar{\lambda}$	2 σ	2 σ/\sqrt{n}	Интервал	\bar{q}	2 σ	2 σ/\sqrt{n}
<i>Впадины</i>														
Средние	32	1470	10—36	22	14	3	1,6—3,2	2,4	0,09	0,02	32—79	50	13	2
Фоновые	31	1470	10—30	21	16	3	1,6—3,2	2,4	0,09	0,02	32—73	50	24	4
Аномально повышенные	1	300	—	—	—	—	33	2,4	—	—	—	79	—	—
<i>Поднятия</i>														
Средние	25	1000	9—37	21	16	4	1,7—3,0	2,4	0,07	0,015	28—84	50	31	6
Фоновые	23	300	9—33	20	13	3	1,7—3,0	2,4	0,07	0,01	28—70	48	25	5
Аномально повышенные	2	1000	33—36	—	34	5	2,4	2,4	—	—	78—84	82	—	—
<i>Весь регион</i>														
Средние	57	—	9—37	22	15	3	1,6—3,2	2,4	0,08	0,01	28—84	50	14	5
Фоновые	54	—	9—33	21	15	3	1,6—3,2	2,4	0,08	0,02	28—70	49	24	4
Аномально повышенные	3	—	33—36	34	4	2	2,4	2,4	—	—	79—84	81	6	3

Более 60% рассматриваемого региона сложено на гранитоидами разного возраста и состава, около 30% — гнейсами, кристаллическими сланцами и другими высокотемпературными породами, имеющими высокое кларковое содержание радиоактивных элементов, и лишь 10% занимают впадины, заполненные рыхлыми вулканогенно-осадочными породами, и базальтовые поля, поэтому следует полагать, что тепловой поток региона более чем наполовину (20—30 мВт/м²) обеспечивается радиоактивным теплом [Дучков, Соколова, 1974; Дорофеева, 1983]. На относительно стабильных участках коры, например на Витимском плоскогорье, вынос тепла из мантии не превышает 30%. В районах кайнозойского вулканизма и повышенной раздробленности земной коры в зонах крупных разломов, приуроченных преимущественно к южной и юго-восточной частям региона, приток тепла из верхней мантии за счет конвективного теплообмена сопереоса увеличивается в 1,5—2 раза [Тысяк, 1983].

Повышенному тепловому потоку Забайкальской складчатой области соответствуют вариации других геолого-геофизических параметров: изрезанность рельефа здесь увеличивается почти в 4 раза по сравнению с югом Сибирской платформы, повышается сейсмическая активность, уменьшаются толщина магнитоактивного слоя (до 19,5 км), глина залегания слоя повышенной электропроводности (до 40 км) и мощ-

Сравнение средних величин геотермических параметров с различными геолого-геофизическими данными по Байкальскому рифтовому поясу и окружающим его районам

Параметр	Средние величины параметров		
	Юг Сибирской платформы	Забайкалье	Байкальский рифтовый пояс
Геотермический градиент, мК/м(1)	13±2	22±3	79±7
Теплопроводность, Вт/м·К(1, 10, 12)	3±0,08	2,4±0,01	1,2±0,04
Теплогенерация, мВт/м ³ (12)	1,3	2,6	1,6
Тепловой поток, мВт/м ² (1)	38±4	50±5	69±7
Температура на подошве земной коры, °С (1, 4, 9)	450	700	1200—1250
Градиент высот осредненного рельефа, 10 ⁻³ (2, 6)	5	21	89
Сейсмическая активность, A ₁₀ (5)	0	0,01	0,21
Мощность земной коры, км (6)	40	45	36—40
Мощность магнитоактивного слоя, км (7)	32,5	19,5	18,5
Глубина залегания слоя повышенной электропроводности, км (3)	100	40	20
Положение коровых сейсмических волноводов, км (8)	Нет	15—21	13—18
Скорость сейсмических волн на поверхности Мохо, км/с (8)	8,1	8,1—8,2	7,7—7,8
Толщина литосферы, км (9, 11)	125—200	100	40—75

Примечание. Средние величины параметров получены по материалам: 1 — автора, 2 — Ю. А. Зорина [1971], 3 — В. И. Поспеева, В. И. Михалева [1975], 4 — Ю. А. Зорина [1974], 5 — С. И. Голенецкого [Сейсмическое районирование..., 1977], 6 — Ю. А. Зорина и др. [Очерки..., 1977], 7 — М. Р. Новоселовой [Очерки..., 1977], 8 — С. В. Крылова и др. [Недра Байкала..., 1981], 9 — Ю. А. Зорина, С. В. Осокиной [1981], 10 — В. А. Голубева [1982], 11 — В. Чермака [1982], 12 — Р. П. Дорофеевой [1983]. Температуры определены по геотермическим моделям.

ность литосферы (до 100 км), но скорость распространения сейсмических волн в верхах мантии остается прежней (8,1 км/с), а мощность земной коры увеличивается от 40 до 45 км (табл. 17).

Существование локальных геотермических и гидрогеотермических аномалий и наличие кайнозойских разломов свидетельствуют о том, что стационарный геотермический режим на отдельных участках в регионе нарушен новейшими тектоническими подвижками и связанной с ними гидротермальной активностью недр. Однако на большей части Забайкальской области умеренного горообразования геотермическое поле может быть близким к стационарному.

По сравнению с окружающими районами (см. рис. 52, 53) геотермическое поле Байкальского рифтового пояса более неоднородно (рис. 54). Региональная аномалия теплового потока здесь выражена слабо. Наиболее прогретыми являются рифтовые впадины, под которыми земная кора заметно утонена и на отдельных участках (в зонах разломов) сильно разрушена. На таких участках происходит наиболее интенсивный вынос глубинного тепла.

Величины тепловых потоков генетически связаны с другими геолого-геофизическими параметрами (см. табл. 17): с сильно расчлененным рельефом (средний градиент высот осредненного рельефа здесь на порядок больше, чем на Сибирской платформе), с повышенной сейсмической активностью, с сокращенными мощностями магнитоактивного слоя (18,5 км), земной коры (36—40 км) и всей литосферы (менее 40—75 км), с аномально пониженными скоростями распространения сейсмических волн в верхней мантии (7,7—7,8 км/с), с появлением в земной коре сейсмических волноводов и слоев повышенной электропроводности, с гидротермальной активностью [Лысак, Зорин, 1976; Лысак, 1977; Голубев, 1982; Lysak, 1984].

На распределение тепловых потоков решающее влияние оказывает

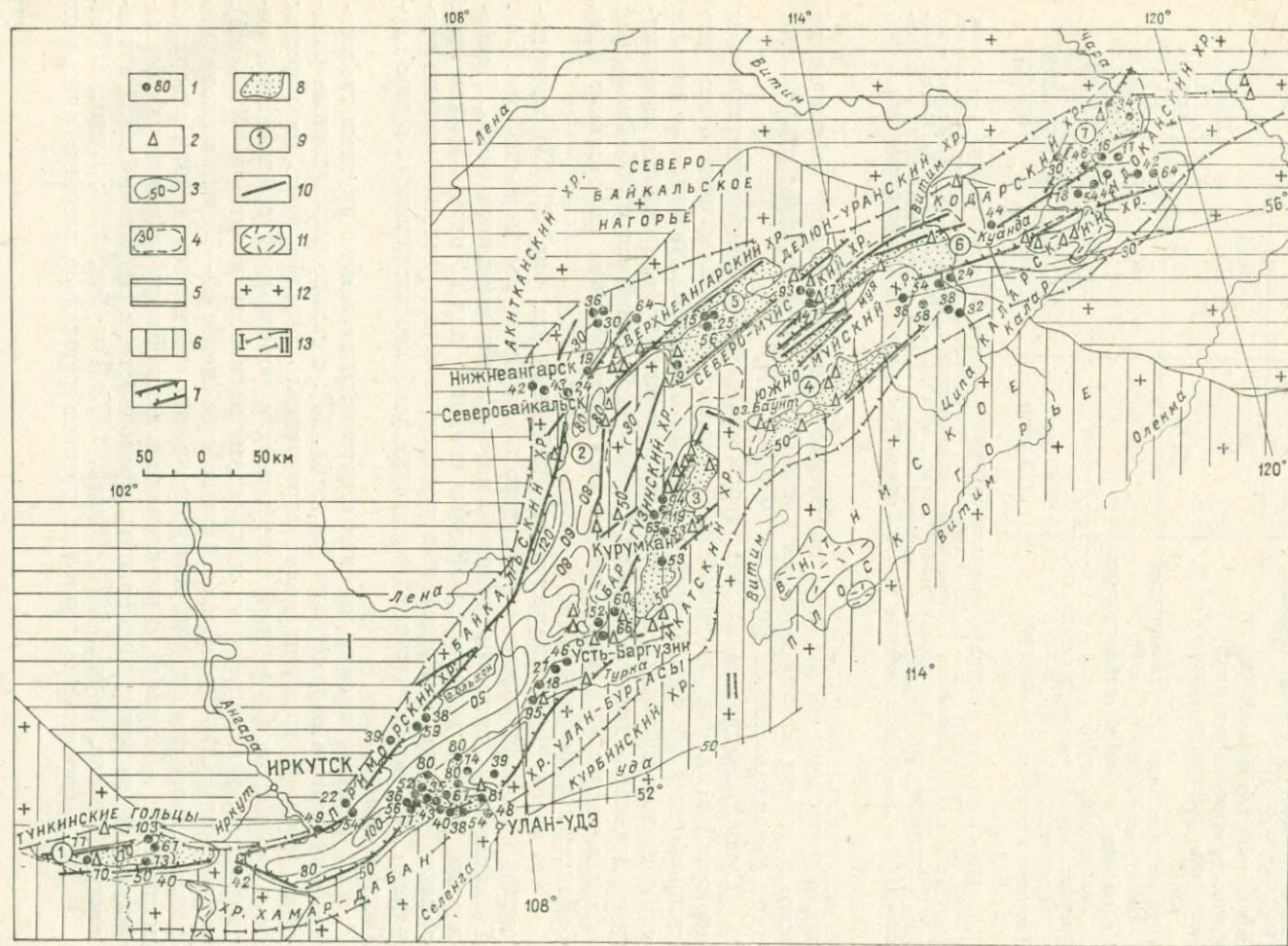


Рис. 54. Тепловой поток Байкальского рифтового пояса (в пределах СССР) [Тектоника Северной Евразии, 1980; Голубев, 1982; Дорофеева, 1983; Лысак, 1983; Каталог..., 1985].

1 — пункты определения теплового потока и его величины, мВт/м²; 2 — термальные источники; 3 — 4 — изолинии измеренного (3) или предполагаемого по геолого-геофизическим данным (4) теплового потока; 5—6 — возраст формирования континентальной коры; 5 — к началу рифея, 6 — к началу девона; 7 — активные («рифтогенные») разломы; 8 — осадочный чехол сухопутных рифтовых впадин; 9 — рифтовые впадины: 1 — Тункинская, 2 — Байкальская, 3 — Баргузинская, 4 — Ципа-Баунтовская, 5 — Верхнеангарская, 6 — Муйско-Куандинская, 7 — Чарская; 10 — разломы; 11 — поля кайнозойских базальтов; 12 — кристаллические породы горного обрамления; 13 — условная граница Байкальской рифтовой зоны с Сибирской платформой (I) и Забайкальской складчатой областью (II).

не возраст стабилизации континентальной коры, а ее более поздняя тектоническая активизация, обуславливающая на отдельных участках нестационарный тип геотермического режима и, судя по современной сейсмической активности, продолжающаяся и в настоящее время.

ГЛАВА V

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВ

Одним из методов изучения глубинных процессов, создающих тектонические структуры, в частности рифтовые зоны на континентах, является построение геотермических моделей земной коры и верхней мантии. Такие модели должны обеспечивать близкое к наблюдаемому на земной поверхности распределение теплового потока и соответствовать существующим представлениям о структуре и состоянии земных недр (о соотношении слоев различного вещественного состава, который определяет их теплофизические свойства, о наличии дополнительных источников тепла и их природе). При построении таких моделей возникает вопрос о выборе между стационарным и нестационарным состоянием термического поля. Если учесть известную зависимость теплового потока от возраста геологических структур, которая свидетельствует об охлаждении земных недр после термического (тектономагматического) события, то нужно считать, что в общем случае (за исключением древних платформ) геотермическое поле является нестационарным. Кондуктивное охлаждение недр в связи с низкими значениями теплопроводности идет настолько медленно, что в любой момент времени отклонения от стационарности сравнительно невелики. Поэтому для приближенных оценок температур на той или иной глубине обычно используются уравнения, справедливые для стационарного поля [Crough, Thompson, 1976]. Это относится к тем условиям, когда земные недр охлаждаются, т. е. инициирующее термическое событие уже закончилось. Если же оно продолжается (а тем более находится на восходящей ветви), то использование стационарного поля приведет к большим погрешностям в оценках температур (чем больше глубина, тем больше погрешность). Тем не менее в большинстве термических расчетов применяются уравнения и законы стационарного теплового состояния. В этом нет большой ошибки, так как такие расчеты позволяют быстро оценить нижний предел температуры на небольших глубинах, интересных в практическом отношении (для использования глубинного тепла). Погрешности, возникающие при использовании представлений о стационарном поле, оказываются незначительными во всех случаях. Большие ошибки может вызвать неточное знание теплофизических свойств.

Методика построения геотермических моделей и численные приемы расчета глубинных температур рассмотрены многими исследователями [Любимова, 1968; Lachenbruch, 1968b; Власов, 1971; Зорин, Лысак, 1972; Гордиенко, 1975; Соколова, 1975; Crough, Thompson, 1976; Horai, 1976; Pollack, Chapman, 1977a; Кутас, 1978; Любимова и др., 1983; Зорин, Осокина, 1981; Bridwell, Potzic, 1981; Сermak, 1977; Rybach, Buntebarth, 1982; Зорин и др., 1984; Теркот, Шуберт, 1985; Mareschal, 1983; и мн. др.]. Не вдаваясь подробно в особенности физико-математического моделирования тепловых полей и характеристику различных геотермических моделей, рассмотрим лишь некоторые из них — те, которые непосредственно относятся к континентальным рифтам и позволяют определить тепловые параметры «корней» рифтовых структур и их геодинамику.

Простейшие геотермические модели являются одномерными, основанными на гипотезе о стационарных условиях и учитывающими радиоактивную теплопроизводительность источников тепла. Для построения таких

Одномерные модели геотермического поля

Район, участок	Геотермические параметры моделей (q_0, λ, A) и мощность (H) геофизических слоев, км												Толщина земной коры, км	Температура на подошве земной коры, °С	Источник сведений
	q_0	Осадочный слой			«Гранитный» слой			«Базальтовый» слой			Верхняя мантия				
		λ	A	H	λ	A	H	λ	A	H	λ	A			
Центрально-Европейская депрессия	75	2,09	1,05	6	2,51	2,09	8	2,09	0,42	14	4,19	0,42	28	600	Hurtig, Oelsner, 1977
Герцинский складчатый пояс	72	Отсутствует			2,51	2,09	13	2,09	0,42	14	4,19	0,42	27	400	То же
Верхнерейнский грабен	107	2,09	1,05	4	2,51	2,09	12	2,09	0,42	14	4,19	0,42	30	700	»
Тирренское море	110	2,09	1,05	4	Отсутствует			2,09	0,42	6	4,19	0,42	10	800	»
Южные районы Сибирской платформы	44	3,36	0,17	3	2,31	0,46	21	2,5	0,16	15	3,95	0,0017	39	400	Дучков, Соколова, 1974
Там же	42	3,36	0,30	3	2,5	0,84	18	2,9	0,31	20	3,4	0,005	38	430	Лысак, Зорин, 1976
»	42	3,36	0,30	3	2,5	0,84	15	2,9	0,31	20	3,4	0,005	38	500	Очерки..., 1977
Геотраверс I	38	3,2	1,3	4	2,4	0,79	17	2,45	0,22	19	3,0	0,10	40	375	Дорофеева, Лысак, 1987
Геотраверс II	38	3,0	1,3	3	2,4	0,91	17,5	2,45	0,38	20	3,0	0,14	38,5	370	То же
Сибирская платформа	42													360—570	Моисеенко, Смыслов, 1983
»	30—50	1,3—3,8	1,26—1,42	0—6	2,1—2,5	1,05—3,56	10—22	—	0,46	15—30	—	—	—	300—500	Дучков, Соколова, 1974
Южно-Байкальская впадина	105	2,1	0,57	6	2,31	0,46	10	2,5	0,16	22	3,95	0,0017	38	1100—1200	То же
»	84	2,1	0,30	6	2,5	0,84	8	2,9	0,31	22	3,4	0,005	36	1100—1200	Лысак, Зорин, 1976
Южно-Байкальская впадина	100—230	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1450—1950	Моисеенко, Смыслов, 1983
Геотраверс I	69	1,5	0,6	5	2,45	0,82	12	2,4	0,34	19	3,0	0,10	36	700	Дорофеева, Лысак, 1987

11 с. в. Лысак

Северо-Байкальская впадина (геотраверс II)	66	1,5	0,6	2	2,2	0,70	14	2,4	0,26	20,5	3,0	0,10	36,5	820	То же
Северо-Муйский хребет	55	Отсутствует			2,0	1,02	22,5	2,4	0,28	25	3,0	0,14	47,5	800	»
Кодарский хребет	46	»			2,3	1,03	13,5	2,4	0,35	30,5	3,0	0,15	44	530	»
Чарская впадина	50	2,0	0,6	0,5	2,4	0,93	20	3,0	0,12	23	3,5	0,02	43,5	630	»
Удоканский хребет	31	Отсутствует			2,4	1,31	22	2,4	0,58	24	3,0	0,10	46	320	»
Джидинский район	84	»			2,5	0,84	16	2,5	0,16	29	3,95	0,0017	45	800—950	Дучков, Соколова, 1974
Западное Забайкалье	57	»			2,5	0,84	15	2,5	0,16	25	3,95	0,0017	40	480—580	То же
Геотраверс	52	»			2,5	1,6	14,5	2,45	0,54	30	3,0	0,24	44,5	500	Дорофеева, Лысак, 1987
Селенгино-Яблоневая система	70(?)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	370—1350	Моисеенко, Смыслов, 1983

Примечание. Геотраверс I соответствует профилю ГСЗ Усть-Уда — оз. Байкал — Хилок и пересекает Южно-Байкальскую впадину, геотраверс II — профилю ГСЗ Усть-Кут — Нижнеангарск — Чара и проходит по северо-восточной части Байкальского рифтового пояса. Поверхностный тепловой поток (q_0) получен по фактическим данным и осреднен методом «скользящего окна». Поверхностная теплогенерация (A_0) в полосах геотраверсов получена по фактическим данным и обработана методом «скользящего окна». Глубинное распределение теплогенерации определялось по экспоненциальной модели [Дорофеева, Лысак, 1987]. Теплопроводность (λ) верхних горизонтов земной коры изучена экспериментально (см. гл. IV). К глубинному распределению теплопроводности введены поправки на температуру и давление [Дорофеева, 1983]. Мощность геофизических слоев (H) приведена по данным ГСЗ [Недра Байкала..., 1981].

где T — температура на глубине z ; t_0 — температура на верхней границе модели; q — тепловой поток на поверхности; A — теплогенерация и λ — теплопроводность в каждом слое [Hurtig, Oelsner, 1977].

$$T = t_0 + \frac{z \cdot q}{\lambda} - \frac{z^2 \cdot A}{2\lambda}, \quad (10)$$

где T_n и T_{n-1} — температуры на подошве n -го и $(n-1)$ -го слоев; λ_n — теплопроводность n -го слоя; $(z_n - z_{n-1})$ и $(z_i - z_{i-1})$ — мощности n -го и i -го слоев; q_0 — поверхностный тепловой поток; A_n и A_i — теплогенерация в n -м и i -м слоях [Rollack, 1965];

$$T_n = T_{n-1} + \frac{1}{\lambda_n} \left\{ (z_n - z_{n-1}) \times \left[q_0 - \sum_{i=0}^{n-1} A_i (z_i - z_{i-1}) \right] - \frac{A_n}{2} (z_n - z_{n-1})^2 \right\}, \quad (9)$$

При заданных условиях для сложной среды решение этого уравнения выглядит следующим образом:

$$T_n = T_{n-1} + \frac{1}{\lambda_n} (z_n - z_{n-1}) \times \left[q_0 - \sum_{i=0}^{n-1} A_i (z_i - z_{i-1}) \right] - \frac{A_n}{2} (z_n - z_{n-1})^2, \quad (8)$$

где T_n и T_{n-1} — температуры на подошве n -го и $(n-1)$ -го слоев; λ_n — теплопроводность n -го слоя; $(z_n - z_{n-1})$ и $(z_i - z_{i-1})$ — мощности n -го и i -го слоев; q_0 — поверхностный тепловой поток; A_n и A_i — теплогенерация в n -м и i -м слоях [Rollack, 1965];

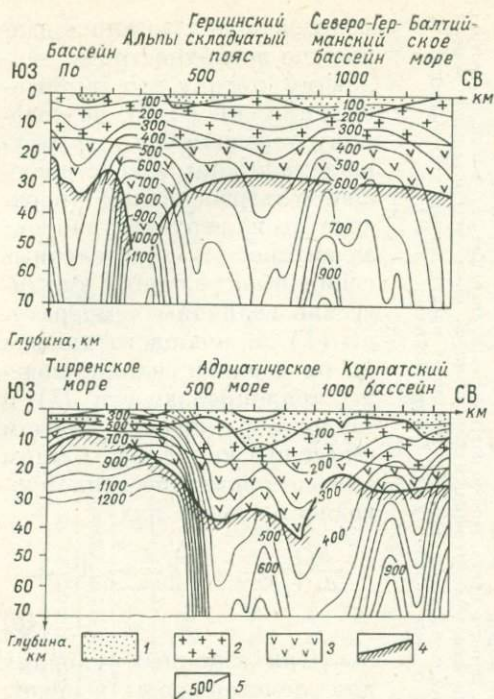


Рис. 55. Распределение глубинных температур на профилях, пересекающих Центральную Европу с юго-запада на северо-восток [Hurtig, Oelsner, 1977].

1 — осадки; 2 — гранитная кора; 3 — базальтовая кора; 4 — перидотитовая верхняя мантия; 5 — изотермы, °С.

Одномерные стационарные геотермические модели построены для Центральной Европы и Восточной Сибири (табл. 18), а также для других районов, которые здесь не рассматриваются, — Восточной Европы [Сermak, 1977], Северной Америки [Crough, Thompson, 1976; и др.].

Несмотря на большую погрешность используемых для расчетов геотермических параметров, хорошо видно, что глубинные недра рифтовых зон разогреты значительно сильнее, чем окружающие их районы. Высокие горизонтальные температурные градиенты наблюдаются у границ основных

тектонических структур. В Центральной Европе (рис. 55) горизонтальные расхождения температур составляют около 300°C и более, а самые заметные аномалии характерны для районов Тирренского моря и Верхнерейнского грабена. Такое распределение глубинных температур позволяет полагать, что выявленные аномалии нельзя объяснить только изменениями в концентрации радиоактивных элементов, т. е. радиоактивной теплопроизводительностью. Над зоной с повышенной температурой и соответственно пониженной вязкостью тепловое поле сильно дифференцировано. Причиной этого могут быть диашироподобные тела, а также глубоко проникающие системы разломов, по которым происходит конвективный вынос тепла, контролирующей тектонические процессы в земной коре и относительные перемещения ее отдельных блоков [Hurtig, Oelsner, 1977].

Не менее интересные выводы получаются при анализе геотраверсов, пересекающих центральную часть Байкальского рифтового пояса (рис. 56) или проходящих по его северо-восточной ветви (рис. 57). Для построения геотраверсов — геотермических разрезов по профилям ГСЗ — использовались средние величины геотермических параметров, полученные методом «скользящего окна». Его размер по ширине, ориентированной по простиранию геотраверса, равен 40 км (это соответствует средней мощности коры в рассматриваемом регионе), а по длине, перпендикулярной простиранию геотраверса, — 80 км (по 40 км по обе стороны от линии профиля). Осреднение данных проводилось с половинным перекрытием. В районе оз. Байкал размер «окна» уменьшен вдвое.

Фланги геотраверсов расположены на Сибирской платформе (область стационарного геотермического режима) и в Забайкальской складчатой области, недра которой охлаждаются, вероятно, с периода позднемезозойской активизации. Полученное по этим участкам распределение глубинных температур должно близко соответствовать истинным температурам в земной коре. В центральных же частях профилей, пересекающих рифтовые впадины, температуры явно занижены, так как при их расчетах не учитывались дополнительные источники глубинного тепла (мантийные

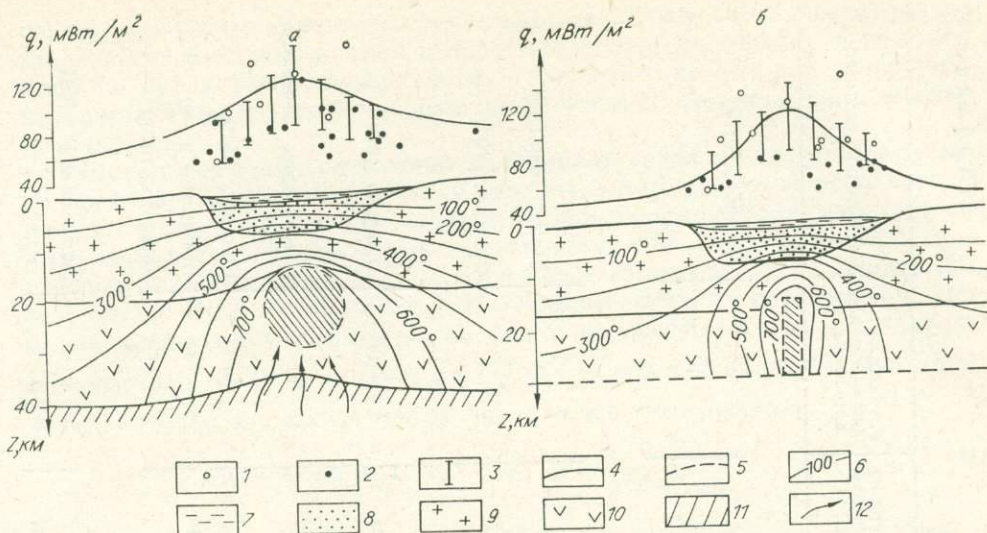


Рис. 58. Геотермические модели земной коры Байкальского рифта с дополнительными источниками тепла, имеющими форму кругового цилиндра (а) и вертикальной дайки (б) [Очерки..., 1977].

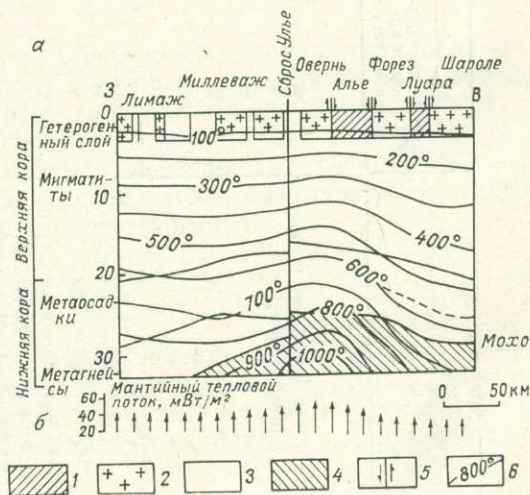
1—3 — Измеренные величины тепловых потоков: 1 — по данным Института физики Земли, 2 — по данным ИЗК и ИГиГ СО АН СССР, 3 — доверительный интервал среднего значения теплового потока; 4 — теоретическая кривая распределения теплового потока, полученная при моделировании; 5 — дополнительный источник глубинного тепла; 6 — изотермы, °С; 7 — водные массы оз. Байкал; 8 — осадочный слой; 9 — «гранитный» слой; 10 — «базальтовый» слой; 11 — верхняя мантия; 12 — конвективный тепловой поток из мантии.

диапиры и трещинные интрузии). Тем не менее полученные результаты свидетельствуют о существовании значительных тепловых аномалий в зоне рифта, о больших вариациях температур в каждом геофизическом слое и на подошве коры, а также о неизотермичности верхней мантии.

Дополнительные источники глубинного тепла, которые чаще всего рассматриваются как интрузии вещества астеносферы в земную кору, учитываются двумерные стационарные геотермические модели (табл. 19). Такие интрузии могут иметь вид круговых цилиндров (рис. 58, а), прямоугольных призм (см. рис. 58, б), поднятий (выпуклостей) астеносферы (рис. 59). Нарушения температурного поля вследствие таких интрузий представляются происходящими в двумерной, изотропной, однородной, полуграниченной среде с постоянной теплопроводностью и определенной поверхностной температурой. Температурное поле может быть близким к стационарному в том случае, если интрузивное тело все время пополняется магмой, в результате чего его температура остается постоянной в течение длительного периода. Такое поле может создаваться и зоной

Рис. 59. Двумерная стационарная модель Центрального массива [Lucaszeau et al., 1984].

а — коровая теплогенерация и распределение расчетных изотерм (1 — рифтовые впадины, заполненные терригенными осадками; 2 — блоки гранитных пород; 3 — гранитометаморфический слой; 4 — верхняя мантия; 5 — направления смещений по сбросам, ограничивающим рифтовые впадины; 6 — изотермы, °С); б — вычисленный тепловой поток из мантии, $\text{МВт}/\text{м}^2$.



Двумерные модели стационарного геотермического поля

Дополнительный источник глубинного тепла	Параметры моделей				Температура на верхней кромке источника, °С	Глубина до подошвы твердой литосферы, км	Источник сведений
	Глубина до верхней кромки источника, км	Ширина источника, км	Скорость растекания вещества, см/год	Тепловой поток, мВт/м ²			
	<i>Рифт Красного моря</i>						
Интрузия астеносферы по вертикальному разлому	26	—	1,2	90	1550	52	Копербах, 1979
	27	—	1,2	80	1600	60	»
	27	—	1,2	59	1650	83	»
	<i>Байкальский рифт</i>						
Интрузия							
в виде горизонтального кругового цилиндра	15	9	—	—	800	—	Лысак, Зорин, 1976
в виде прямоугольной призмы (моделирование на аналоговом счетном устройстве)	15	4	—	—	800	—	Очерки..., 1977
Тепловая «дайка»	14—15	2—4	—	—	700—800	90—100	Соколова, 1979
Вертикальная интрузия							
без растекания вещества	33	Бесконечно тонкая	0	—	1300	80	Сочельников, Золотарев, 1978
» »	30	То же	0	—	1290	80	Копербах, 1979
с растеканием вещества	15—28	»	0,45—0,07	—	600—1100	38—70	Любимова и др., 1981
» »	28	»	0,07	—	1100	70	Копербах, 1979
	<i>Центральный Французский массив</i>						
Астеносферный диапир	12—15	—	—	60—70	800	—	Lucazeau et al., 1984
» »	23—25	—	—	35	600—700	—	»

разломов, в которых циркулируют гидротермы. Обе разновидности этих моделей в первом приближении применимы к рифтовым зонам. Они позволяют по наблюдениям поверхностного теплового потока определить геометрические параметры дополнительных источников тепла и их производительность.

Для определения глубинных источников тепла по создаваемым ими на поверхности Земли аномалиям теплового потока можно использовать методы, разработанные для количественной интерпретации гравитационных аномалий, при некоторых допущениях: $\nabla^2 T = 0$, $T_0 = \text{const}$, $q = \text{const}$, σ (избыточная плотность) = const [Simmons, 1967; Зорин, Лысак, 1972]. Перед количественной интерпретацией из наблюдаемой аномалии исключается региональный фон и на графике аномалии надежно фиксируются точки, в которых q и $\frac{\partial q}{\partial x}$ достигают максимальных значений. Затем глубина источника тепла оценивается по формулам:

$$\text{для двумерных тел } L \leq 0,65 \frac{q_{\max}}{(\partial q / \partial x)_{\max}}, \quad (11)$$

$$\text{для трехмерных тел } L \leq 0,86 \frac{q_{\max}}{(\partial q / \partial x)_{\max}} \quad (12)$$

или определяется графически как разность абсцисс точек пересечения касательных, проведенных к кривой q в точках перегиба максимума и ближайшего минимума. Последняя касательная представляет собой линию нормального поля.

Нами выполнена оценка предельной глубины источника тепла, создающего двумерную геотермическую аномалию в районе оз. Байкал [Зорин, Лысак, 1972]. Она оказалась равной 22—23,5 км и совпала с глубиной залегания слоя повышенной электропроводности, выделенного по данным МТЗ и интерпретируемого как зона повышенного разогрева коры [Горностаев, 1972]. Тепло от этого источника распространяется кондуктивно в стационарном температурном поле, а сам источник, расположенный в нижней части коры, возможно, представляет собой зону, в которую тепло из мантии поступает путем конвективного переноса с магматическими расплавами или с их летучими производными.

Если представить источник тепла в виде бесконечного по простиранию горизонтального кругового цилиндра с постоянной теплопроизводительностью единицы длины (см. рис. 58, а), то аномальное значение теплового потока можно определить так:

$$q_a = \frac{A_1}{\pi} \cdot \frac{z_0}{z_0^2 + x^2}, \quad (13)$$

где z_0 — глубина центра тяжести поперечного сечения цилиндра; x — горизонтальная координата пункта, в котором определялся тепловой поток; A_1 — теплопроизводительность единицы длины цилиндра ($A_1 = A \pi R^2$, где A — тепловая мощность единицы объема источника, R — радиус цилиндра). Учитывая средний коэффициент теплопроводности среды, окружающей источник (λ), распределение аномальной температуры (T_a) вокруг источника описывается формулой

$$T_a = \frac{A}{4\pi\lambda} \ln \frac{x^2 + (z_0 + z)^2}{x^2 (z_0 - z)^2}. \quad (14)$$

Геотермическая модель Байкальской впадины и окружающих ее районов, построенная с использованием формул (13) и (14), обеспечивает наблюдаемые на поверхности значения теплового потока и расчетную температуру на верхней границе источника (на глубине 15 км), равную 800°C [Лысак, Зорин, 1976].

Если полагать, что поступление дополнительного тепла (преимущественно воды) происходит непрерывно и связано с зоной разлома, на стенках которого поддерживается постоянная температура, то такую зону можно рассматривать как своеобразную «тепловую дайку». Для Южного Байкала геотермическая модель по такой дайке получена с использованием аналоговой машины УСМ-1 [Голубев и др., 1975]. Температурное поле является результатом суммирования температур в каждом узле сетки. Они обеспечены поступлением тепла из пространства, расположенного под нижней границей модели, и генерацией тепла радиогенными элементами, содержащимися в земной коре над нижней границей модели. Полученное распределение температур оказалось почти таким же, как и в предыдущей модели (см. рис. 58, б). Наилучшее приближение к фактически наблюдаемому тепловому потоку получается в том случае, если нижняя граница модели представляет собой горизонтальную плоскость с выступом в виде бесконечно вытянутой по простиранию призмы, имеющей ширину 4 км и расположенной на глубине 15 км в осевой части Байкала.

Несколько иной тип двумерных геотермических моделей использовал Е. Б. Копербах [1979]. Основываясь на идее Д. П. Маккензи о внедрении астеносферы в щель (промежуток) между расходящимися плитами [McKenzie, 1967], она построила модели для Красноморского и Байкальского рифтов и оценила глубины верхней и нижней кромок «большой дайки», интрузирующей литосферу. Глубину до нижней кромки она и другие исследователи (см. табл. 19) отождествляли с толщиной литосферы. В связи с тем, что для Байкальского рифта использовались несколько устаревшие данные по тепловому потоку (предполагалось, что геотермическая аномалия сравнительно широка), оценка толщины литосферы оказалась, по нашему мнению, несколько завышенной. Сделанная этим же автором оценка глубины нижней кромки в работе [Любимова и др., 1981] нам представляется более реальной.

Теорию и методы расчета «тепловых даек» детально рассмотрел К. Хораи [Hogai, 1976]. Они использовались для построения геотермических моделей стационарного температурного поля Центрального массива (Франция). По данным ГСЗ, в земной коре под этим регионом выделяются три сейсмических слоя [Hign, 1980]. С учетом мощности этих слоев и их предполагаемого вещественного состава, а также данных по теплогенерации горных пород (около 1000 определений) была получена модель генерации тепла, в которой выделены три радиогенных слоя: первый (верхний) преимущественно гранитного состава ($2,5-7,0$ мВт/м³), второй (средний) — в основном мигматитовый ($2,0-2,3$ мВт/м³), третий (нижний) — преимущественно гранулитовый (2 мВт/м³). Определяя по коровой теплогенерации радиогенный тепловой поток и удаляя его из величин, наблюдаемых на поверхности, установили, что на крыльях Центрального массива мантийный тепловой поток составляет около 35 мВт/м² — характерная величина для герцинских провинций (Армориканский массив), а под Лиманскими грабенами он достигает $60-70$ мВт/м² [Lucazeau et al., 1984]. Следовательно, в центральной части сводового поднятия мантийный тепловой поток преобладает над коровым, а на крыльях поднятия — наоборот. Если полагать, что тепловое поле Центрального массива стационарно, то температуры на подошве его коры близки к $700-800^{\circ}\text{C}$. Изотермы поднимаются в районе утонения коры под осью рифта, т. е. над мантийным диапиром, а термальная аномалия значительно сужается, что соответствует данным других геофизических наблюдений (см. рис. 59).

Верхние кромки тепловых «даек» под континентальными рифтами находятся на глубине примерно 15 км, температура на этом уровне в среднем составляет 800°C [Очерки..., 1977; Lucazeau et al., 1984]. Если эта глубина увеличивается вдвое ($28-30$ км), то температуры достигают $1100-1300^{\circ}\text{C}$ [Копербах, 1979].

Двумерное моделирование стационарного геотермического поля рифтовых зон с помощью линейно вытянутого и относительно узкого глубинного источника (или нескольких таких источников — «даек») показывает, что причиной возникновения повышенных значений теплового потока в этих зонах в конечном счете служат процессы, происходящие в мантии (из нее интродуцирует вещество даек), т. е. существующие во всех рифтах локальные аномалии повышенного кондуктивного теплового потока указывают на значительную роль конвективного выноса тепла из мантии в земную кору. По этим моделям можно, в частности, определить, что, несмотря на резкие различия Байкальского и Красноморского рифтов в скоростях горизонтальных движений (0,07 и 1,2 см/год), отражающих различную динамику их раздвижения, верхние кромки линейных тепловых источников оказались у них весьма близкими. Это указывает на общность глубинных процессов, ответственных за их образование.

Количественное описание процесса разогрева литосферы при внедрении в нее астеносферных диапиров и оценка времени возникновения разогретой области под рифтовыми зонами стали возможными лишь после разработки моделей нестационарного геотермического поля.

Исходя из представлений об отсутствии в континентальных рифтовых зонах интенсивных региональных аномалий теплового потока, но существовании локального повышенного выноса глубинного тепла на отдельных участках, особенно в рифтовых впадинах и зонах рифтогенных разломов, некоторые исследователи сделали вывод о нестационарности теплового поля в этих регионах [Зорин, 1979]. Предположение о стационарном тепловом поле вступает в противоречие с недавними проявлениями магматизма, которые характерны, например, для Центрального массива во Франции или Кенийского рифта, и с неглубоким расположением аномальной мантии, которая интерпретируется как астеносфера. Само наличие локальных аномалий в какой-то мере указывает на нестационарность поля: трудно себе представить, чтобы на локальном участке сохранялись стационарные условия выноса тепла, так как время существования гидротермальных систем сравнительно невелико, а конвекция магмы в довольно узких дайках не может продолжаться долго.

Для одномерных моделей в качестве источников тепла принимаются границы с постоянной температурой или тепловым потоком, для двумерных — обычно набор призм с теми или иными геометрическими параметрами. Температура на верхней и нижней границах моделей задается заранее и в совокупности с известными данными по теплопроводности, теплоемкости, теплогенерации, плотности и некоторым другим параметрам (см. далее) путем численного решения уравнения теплопроводности методом конечных разностей на ЭВМ рассчитывается геотемпературный профиль модели, согласующийся с геофизическими и геологическими данными о глубинном строении и развитии рифтовой зоны.

Рассмотрим такие модели на примере Байкальской рифтовой зоны и Центрального массива во Франции.

Сведения о модели нестационарного геотермического поля Байкальского рифта и различных ее модификациях неоднократно публиковались [Зорин, 1979; Зорин, Осокина, 1981; Zorin, 1981; Zorin, Osokina, 1984; Зорин, Лепина, 1984; Зорин и др., 1984; и др.]. В подготовке и подборе фактических геотермических данных, а также в построении некоторых моделей принимала участие и С. В. Лысак. Ниже дается краткое описание проведенных работ и изложение полученных результатов.

Моделирование проводилось для блока литосферы толщиной 120 км и шириной 550 км, который на поверхности совпадает с центральной частью геотраверса Усть-Уда — оз. Байкал — Хилок (см. рис. 56), Глубинное строение этого региона схематизировано и лишь по средней толщине коры примерно соответствует рассматриваемой части геотраверса (рис. 60). Тепловой поток осреднен методом «скользящего окна» шири-

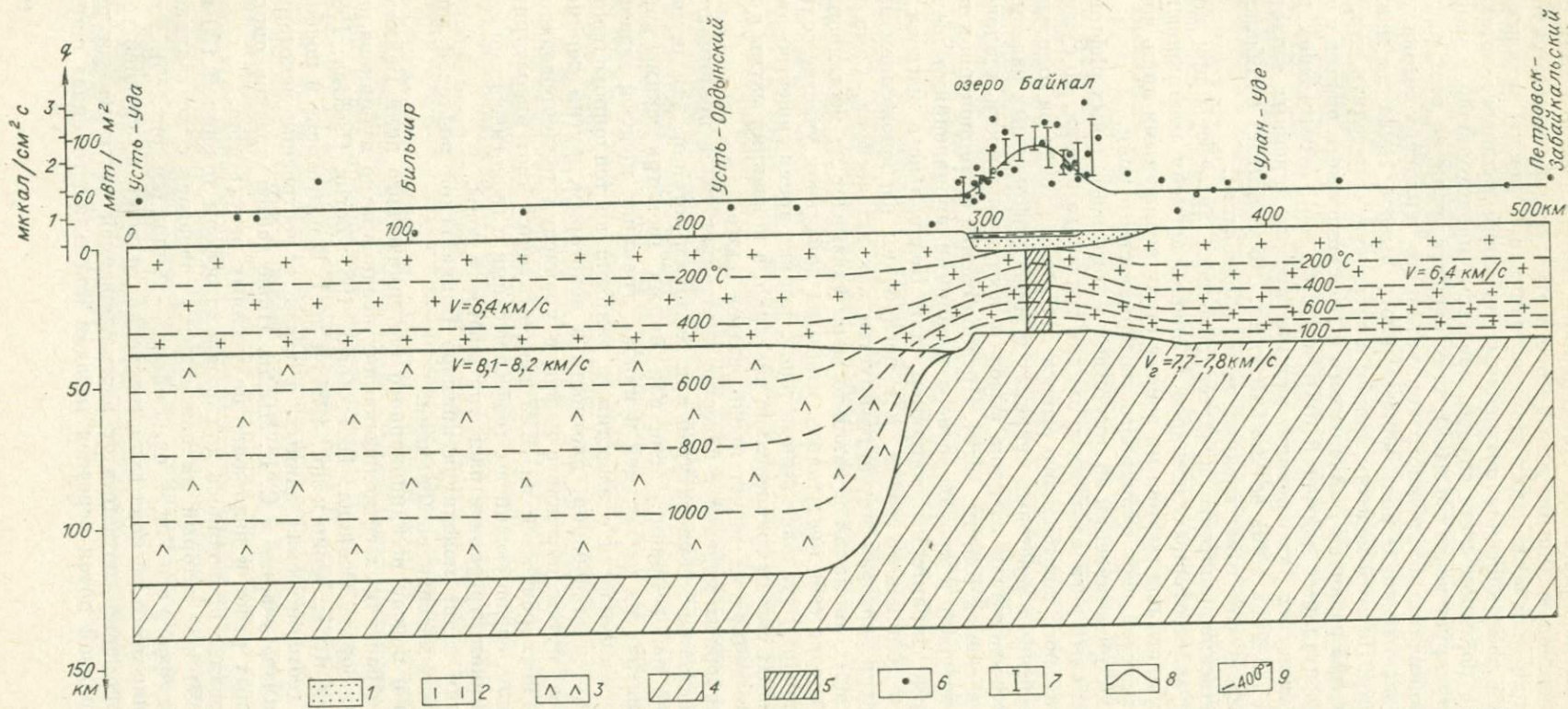


Рис. 60. Двумерная геотермическая модель Байкальской рифтовой зоны и сопредельной части Сибирской платформы [Зорин и др., 1984].
 1 — кайнозойские осадки во впадине оз. Байкал; 2—3 — «гранитный» и «базальтовый» слои; 4 — астеносфера; 5 — интрузия мантийного вещества в земную кору под Байкалом; 6 — измеренные значения теплового потока (перенесены на осевую линию полосы шириной 100 км); 7 — доверительные интервалы средних значений потока; 8 — теоретически рассчитанный график теплового потока; 9 — изотермы, отражающие теоретическое распределение температуры.

Параметры геотермической модели нестационарного теплового поля Байкальской рифтовой зоны [Зорин и др., 1984]

Слой	q_0 , мВт/м ²	T_0 , °C	A , мкВт/м ³	$c \cdot 10^3$, Дж/кг·K	$\rho \cdot 10^3$, кг/м ³	λ , Вт/м·K
Осадочный (в Байкальской впадине)	90(45)	0	0,81	0,91	2,2	1,88
Гранитный	—	—	1,00	1,00	2,7	2,50
Базальтовый	—	—	0,30	1,00	2,9	2,72
Литосферная часть мантии	—	—	0,0	1,00	3,3	3,18

Примечание. q_0 — тепловой поток через дно оз. Байкал (в скобках — на поверхности Земли в южной части Сибирской платформы); T_0 — среднегодовая температура нейтрального слоя; A — теплопроизводительность единицы объема за счет распада радиоактивных элементов; c — теплоемкость; ρ — плотность; λ — теплопроводность.

ной 10 км. Осреднению подвергались значения потока, перенесенные на профиль из полосы шириной 100 км.

Для построения двумерной геотермической модели методом конечных разностей на ЭВМ решалось уравнение теплопроводности

$$c\rho \frac{\delta T}{\delta \tau} = \frac{\delta}{\delta x} \left(\lambda \frac{\delta T}{\delta x} \right) + \frac{\delta}{\delta z} \left(\lambda \frac{\delta T}{\delta z} \right) + A, \quad (15)$$

где τ — время, а остальные величины используемых в нем параметров приведены в табл. 20.

Для верхней границы модели, совпадающей с поверхностью Земли, принята температура 0°C, соответствующая среднегодовой температуре нейтрального слоя. Для нижней границы модели (на глубине 120 км под южной частью Сибирской платформы) принята температура 1200°C. Такая же температура предполагалась на поверхности астеносферного диапира под Байкальским рифтом.

Начальные условия задавались в виде стационарного температурного поля, которое, возможно, характерно в настоящее время для литосферы Сибирской платформы. Это поле определялось по одномерной зависимости

$$T = T_0 + \int_0^z \frac{1}{\lambda} (q_0 - Az') dz'. \quad (16)$$

Поднятие кровли астеносферного диапира под рифтовой зоной моделировалось ростом высоты прямоугольного выступа изотермы 1200°C (см. рис. 60). Такой рост продолжался 30 млн лет. За это время поверхность астеносферы поднялась с глубины 120 км до раздела Мохоровичича. Затем движение изотермы 1200°C вверх прекратилось, но расчеты проводились до того времени, пока региональный тепловой поток не приблизился к наблюдаемому [Zorin, Osokina, 1984] или пока на глубинах Кюри под рифтовой зоной и под платформой температуры не выравнивались [Зорин, Осокина, 1981]. Эти условия выполнялись, если после достижения изотермой 1200°C подошвы коры проходило 3,5 млн лет, что неплохо согласуется с продолжительностью второй стадии рифтогенеза, когда скорость прогибания рифтовых впадин резко увеличилась. По-видимому, в начале этой стадии из-за стремления механической системы к минимуму потенциальной энергии астеносферный диапир начал растекаться в стороны, что привело к возрастанию скорости растяжения коры [Логачев, Зорин, 1984].

Источник локальной аномалии в районе оз. Байкал моделировался однократным внедрением из мантии трещинной интрузии, имеющей форму прямоугольного блока с шириной 10 км и глубиной верхней кромки 6 км [Зорин, Осокина, 1981]. В первом варианте предполагалось, что трещин-

ная интрузия состоит из вещества аномальной мантии. Позже считали, что она является базальтовым расплавом [Zorin, Osokina, 1984]. Во втором варианте из-за выделения скрытой теплоты кристаллизации ширину дайки пришлось уменьшить до 8 км.

Модель трещинной интрузии под оз. Байкал была проверена путем решения прямой задачи для магнитного поля, в которой использовались сведения о его инверсиях в начале и в конце эпохи Матуяма. Оказалось, что магнитный эффект такой интрузии хорошо согласуется по форме и знаку с отрицательной магнитной аномалией, существующей в этом районе [Зорин и др., 1979].

Построенная двумерная сводная модель нестационарного температурного поля позволила согласовать имеющиеся сведения о региональном и локальном тепловом потоке с геофизическими данными о современном глубинном строении рифтовой зоны (о неглубоком положении астеносферы) и с продолжительностью стадий рифтогенеза. Понимание процессов, обусловивших двустадийность рифтогенеза, также явилось следствием анализа геотермических данных. По сути дела, геотермия свидетельствует только об очень недавнем появлении вещества астеносферы под корой рифтовой зоны, в результате чего кора здесь в региональном плане продолжает разогреваться. Первая же стадия, связанная с ростом высоты астеносферного выступа, практически не проявилась в геотермическом поле, так как скорость поднятия астеносферы (≈ 3 км/млн лет) превосходила скорость термодиффузии.

Пространственное положение изотерм в земной коре на нестационарной модели (см. рис. 60) в общем виде сходно с распределением изотерм в центральной части геотраверса Усть-Уда — оз. Байкал — Хилок (см. рис. 56), но значения расчетных температур совпадают только на подошве осадочного слоя (200°C). В «гранитном» слое разница между ними достигает 100°C , в «базальтовом» — 200 — 300 , на подошве коры — 400°C . Эту разницу можно рассматривать как дополнительную нестационарную «геодинамическую» добавку к стационарному температурному полю.

Для того, чтобы объяснить различные геологические и геофизические особенности Центрального массива в Рейнско-Ливийском рифтовом поясе, исследователи этого района полагают [Lucaszeau et al., 1984], что до олигоцена литосфера в рассматриваемой части рифтового пояса находилась в стабильном состоянии, в олигоцене (30 млн лет назад) ее нижняя часть (верхняя мантия) раскололась и начался процесс диапиризма. С миоцена (20 млн лет) до плиоцена (5 млн лет) астеносферный диапир постепенно поднимался. При подъеме диапира происходила его эволюция, а сам подъем сопровождался широким фронтом вулканизма. Когда диапир достиг поверхности Мохоровичича, его подъемная сила резко уменьшилась из-за снижения температуры и относительного выравнивания плотностей диапира и вмещающей среды (нижней коры), что заставило его растягиваться по латерали. Давление, возникшее в основании коры, ответственно за коровое сводообразование.

Для количественного представления модели термальной эволюции региона была разработана кинематическая модель, основанная на взаимодействии температурного поля с другими геологическими и геофизическими параметрами. При построении этой модели ее авторы [Lucaszeau et al., 1984] приняли следующие условия: в начальный момент времени (в олигоцене) литосфера находится в состоянии термального равновесия; диапир возникает на глубине H и поднимается с вертикальной скоростью V и шириной $2a$, тепловое поле в этот период нестационарно; когда диапир достигает подошвы коры, тепловое поле после некоторого времени становится стационарным; деформация коры в течение всего процесса не учитывается.

Двумерное зависящее от времени уравнение теплопроводности решалось численным методом конечных разностей. Начальные условия модели были заданы по типичной герцинской литосфере с учетом зависимости

Параметры кинематической модели Центрального массива (Рейнско-Ливийский рифтовый пояс) [Schatz, Simmons, 1972; Karpeltmeyer, Haenel, 1974; Lucazeau et al., 1984]

Строение модели	Мощность, км	Теплогенерация, A_0 , мВт/м ³	Теплопроводность λ , Вт/м·К	Плотность, ρ , кг/м ³	Количество удельного тепла J , кг/°С
Кора					
гранитная	3	3	3	2700	1000
мигматическая	20	2,25	3,2	2700	1000
нижняя	7	0,8	2,5	2700	1000
Верхняя мантия	30	0	$\lambda_L + \lambda_R$	3300	1170

Примечание. Другие параметры: начальный поверхностный тепловой поток $q_0 = 82$ мВт/м²; температура поверхности $T_0 = 14^\circ\text{C}$; коэффициент термального расширения $\beta = 3 \cdot 10^{-6}$; скрытая теплота плавления $L = 4,5 \cdot 10^5$ Дж/кг; жесткость изгиба $D = 5 \cdot 10^{23}$ Нм. Теплопроводность мантии дана с учетом скрытой теплоты плавления.

теплопроводности от температуры, а также выноса тепла из верхней мантии [Schatz, Simmons, 1972]. Величины выбранных параметров приведены в табл. 21.

Так как по температурному полю каждого временного интервала вычислялись и другие геофизические и геологические параметры (гравитационные аномалии и поверхностная топография,) для сравнения их с наблюдаемыми величинами (рис. 61) необходимы следующие пояснения. Гравитационные аномалии являются результатом латеральных вариаций плотности, обусловленных термальным расширением и частичным плавлением. Топография — следствие термического расширения с соблюдением принципа изостазии. Для расчетов вертикальных перемещений земной поверхности использовалась модель пластичной плиты, расположенной на жидкости. Эталонный уровень рельефа выбран равным 150 м, что соответствует современной высоте стабильных районов Бретани. В расчетах использовалась модель плавления, предложенная Рингвудом [Ringwood, 1978].

Целью рассматриваемой кинематической модели был выбор наилучших параметров геотермического поля, соответствующих величинам и размерам наблюдаемых аномалий теплового потока, гравитационного поля и топографии, а также скоростям частичного плавления и утонения литосферы. Продолжительность интервала появления диапира ограничена геологическими рамками 25—40 млн лет. Наилучшее сходство наблюдается в том случае, если принять скорость вертикального подъема расплавленного материала равной 1 см/год, ширину диапира — 40 км, глубину, на которой начинает образовываться диапир, — 150 км.

Результирующая геотермическая модель показана на рис. 61. Температурное поле представлено для 25 млн лет после начала процесса. Первоначальная расчетная глубина термального слоя (точки солидуса) принята равной 100 км. Она соответствует условиям, характерным для стабильного герцинского поднятия [Souriau, 1979].

После 25 млн лет граница термального слоя устанавливается на «рифтовой» оси на глубине 50 км. Приведенные на модели скорости частичного плавления соответствуют наблюдаемому типу вулканизма.

Лучшее соответствие аномалий теплового потока поверхностной топографии получается в том случае, когда продолжительность термального воздействия диапира превышает 30—40 млн лет. При уменьшении такого воздействия до 25—30 млн лет лучшее соотношение наблюдается с гравитационной аномалией. Авторы работы [Lucazeau et al., 1984] отдают предпочтение последней оценке. Следует отметить, что высокая скорость подъема астеносферного диапира (1 см/год) предполагалась по более упрощенной оценке и некоторыми другими исследователями [Neugebauer, 1983; и др.]. Глубина 150 км для начала диапиризма не противоречит новейшим идеям по щелочному вулканизму [Ringwood, 1978]. Наличие

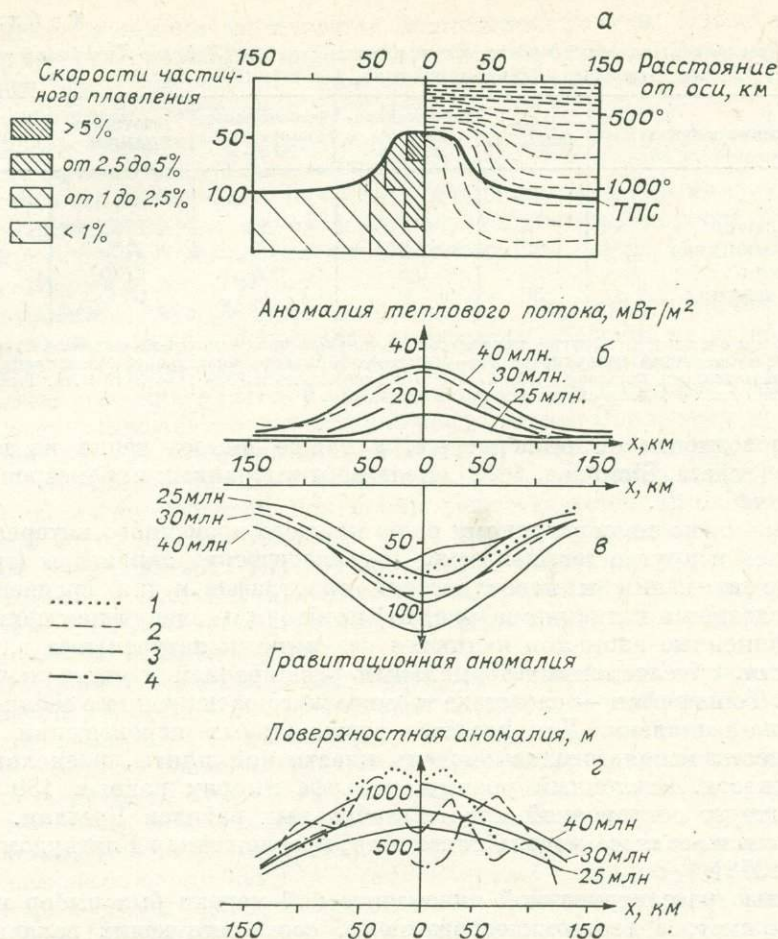


Рис. 61. Кинематическая модель Центрального массива [Lucazeau et al., 1984].
 а — расчетные изотермы для периода 25 млн лет, учитывающие результаты частичного плавления по модели А. И. Рингвуда [Ringwood, 1978], жирной линией выделен термальный пограничный слой (ТПС); б — расчетные величины теплового потока (сплошные линии) для 25, 30 и 40 млн лет, наблюдаемые величины потока показаны штриховой линией; в — гравитационные аномалии; г — поверхностная топография.
 1—4 — изменения величин гравитационных аномалий и поверхностного рельефа по широтным профилям через Центральный массив (1, 2) или рассчитанные для 25, 30 и 40 млн лет (3, 4)

гранатовых лерцолитов в мантийных ксенолитах (32 кбар, 1400°C), обнаруженных в продуктах вулканизма на Центральном массиве [Berger, 1977], также соответствует полученной геотермической модели.

Кроме рассмотренных, существуют и другие геотермические модели континентальных рифтов, учитывающие, как это делают К. Фруадево и М. Сурио [Основные проблемы..., 1977], временные вариации термального режима при дроблении континентов, изменения скорости движения плит и рифтообразовании или с помощью метода оптимизации, разработанного Э. Хуртигом и Д. Штрамайером [Тепловое поле Европы, 1982] для оценки латерального распределения источников тепла, устанавливающие зависимость температуры от глубины вдоль профиля через Европу (Корсика — Ленинград). Существуют и объемные тепловые модели тектоносферы зон так называемой разломамагматической активизации (РМА), к которым относятся и континентальные рифты [Гордиенко и др., 1982]. Для построения таких моделей используются данные о тепловом потоке и детальном сейсмическом разрезе, по которым определяется теплогенерация в земной коре и вычисляются коровый и мантийный тепловой поток

с учетом полиморфно-адвекционной гипотезы распределения источников глубинного тепла, соответствующего различным типам эндогенного режима.

Результаты адвекции моделируются внедрением перегретого (в верхнем этаже) и охлажденного (в нижнем) вещества, величина порций которого, поступающих в единицу времени, и аномальная температура изменяются в ходе процесса. Тепловой поток и глубинные температуры для каждой порции вещества определяются по формулам для параллелепипедов, нагретых в начальный момент времени на величину T_a и остывающих в полупространстве с нулевой температурой на поверхности. Не вдаваясь в детали методики построения объемных тепловых моделей, используем из них только полученные численные результаты. По расчетам их авторов [Гордиенко и др., 1982], температуры в земной коре под Западной Европой на глубине 50 км равны: под северной частью ГДР — 600°C, под Верхнерейнским грабеном — 1200°C, под Тирренским морем — 1200—1400°C, т. е. имеют почти те же величины, которые были получены по другим моделям и другими исследователями [Hurtig, Oelsner, 1977; и др.].

Геотермические модели континентальных рифтов и их интерпретация позволяют полагать, что сводовые поднятия, являющиеся вмещающими структурами для континентальных рифтовых зон, и их умеренное растяжение, необходимое для формирования рифтовых впадин, — последствия активного развития астеносферных выступов. Если такие выступы образовались путем механического внедрения астеносферы в литосферу [Артюшков, 1979; Зорин, 1979; Bridwell, Potzick, 1981; Зорин и др., 1984], то они служат дополнительными источниками глубинного тепла, разогревающими земную кору под сводовыми поднятиями. Производными термальных диапиров являясь трещинные интрузии и термоактивные зоны глубинных разломов, создающие локальные нестационарные тепловые аномалии.

Описанные модели подтверждают предположение о том, что глубинные недра рифтовых зон разогреты значительно сильнее, чем окружающие их районы, а повышенный вынос глубинного тепла — один из характерных признаков активных рифтовых структур. Следовательно, должна существовать генетическая связь между тепловым потоком и рифтогенезом. Рассмотрению этого вопроса посвящена заключительная глава монографии.

ГЛАВА VI

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК И КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТОГЕНЕЗ

Фактические данные показывают, что рифтовые зоны практически повсеместно характеризуются повышенным тепловым потоком, причем его региональные величины закономерно увеличиваются от континентальных (Байкальский рифт, Верхнерейнский грабен) к межконтинентальным (Красноморский и Аденский рифты) и океаническим рифтам (Срединно-Атлантический хребет, Восточно-Тихоокеанское поднятие). Внутри рифтовых поясов и зон наиболее интенсивный вынос глубинного тепла происходит на участках современного рифтогенеза и связанной с ним повышенной тектонической активности (см. гл. II—IV). На примере трех рассмотренных эпиплатформенных рифтовых поясов проанализируем соотношение теплового состояния глубинных недр с геологической эволюцией основных рифтовых структур.

Африкано-Аравийский рифтовый пояс образовался на одноименной докембрийской платформе и протерозойских складчатых структурах Ру-

визи-Убедийского и Мозамбикского складчатых поясов. Он непосредственно связан с мировой рифтовой системой лишь в районе впадины Афар, являющейся «соединительным треугольником» на стыке Эфиопской континентальной рифтовой зоны с межконтинентальными рифтами Красного моря и Аденского залива. Раскол единого Африкано-Аравийского континента, начавшийся в мезозое, продолжается до сих пор. Он сопровождается тектонической и вулканической активностью, а также грабеновым разломообразованием, кульминацией которого явилось формирование отдельных рифтовых зон и в целом всего Африкано-Аравийского рифтового пояса, возраст последней тектономагматической активизации которого датируется кайнозоем [Восточно-Африканская рифтовая система, 1974; Казьмин, 1975; Милановский, 1976; Логачев, 1977; и др.].

Отдельные звенья рифтового пояса образовались неодновременно: в районе Мертвого моря их формирование началось в верхнем эоцене, в районе будущего Красного моря — на границе эоцена и олигоцена, в Афарской впадине — на границе плиоцена и миоцена, в Кении — в плиоцене и плейстоцене, т. е. рифтообразование мигрировало с севера на юг и повторялось неоднократно с различной степенью интенсивности. На тех участках, где растяжение коры было максимальным, а тектоническая и вулканическая активность неоднократно усиливалась, произошло полное разделение блоков континентальной литосферы и образовались Красноморский и Аденский межконтинентальные рифты, осевая часть которых сложена океанической корой, а периферические части — континентальной корой. Подобный процесс, вероятно, продолжается в Данакильской впадине (Северный Афар) и в Эфиопии. Рифтообразование и усложнение грабенов происходит и в других районах, в частности на северном и южном флангах рифтовой системы и даже в центральной части Африканской плиты (Замбия).

Распределение теплового потока в Африкано-Аравийском рифтовом поясе имеет мозаичный характер (рис. 62). Экстремально повышенный вынос глубинного тепла происходит в Красноморской и Аденской межконтинентальных рифтовых зонах, особенно на участках, где впадины заполнены горячими рассолами, — во впадинах Атлантик-II, Чейн, Дискавери величины тепловых потоков превышают 300—3000 мВт/м². На континенте наиболее прогретыми являются Эфиопская и Кенийская рифтовые зоны современного вулканизма, который сопровождается интенсивным выносом глубинных флюидов: фумаральные и сульфатарные поля покрывают склоны вулканов в Кении, парогазовые струи и сероводородно-углекислые источники с температурой более 100—110°C имеются в Афарской впадине и на Эбуррийском участке вблизи оз. Найваша в Кении. К фундаментам вулканических аппаратов и вулканотектоническим депрессиям приурочены азотно-углекислые термы (до 100°C) в грабене Тэндахо (Афар), в Эфиопии (Лангано и Звай) и Кении (Кибориит, Квайбепей и др.).

Значительно ниже тепловой поток в Танганьикской и Руква-Ньяссской рифтовых зонах (менее 75—50 мВт/м²). Вероятно, более интенсивному выносу глубинного тепла на этих участках препятствуют повышенная скорость седиментации в рифтовых депрессиях и отсутствие современного вулканизма. О гидротермальной активности этих участков, как и более древних тектонических структур на юге Африки, можно судить по имеющимся здесь азотным термальным источникам (см. рис. 62).

В районах, окружающих Африкано-Аравийский рифтовый пояс, тепловые потоки вряд ли превышают 25—50 мВт/м² (табл. 22).

Внутри рифтовых зон распределение теплового потока контролируется основными внутририфтовыми структурами. На «плечах» рифтов и на междувпадинных перемычках величины потоков чаще всего ниже 40 мВт/м². В рифтовых впадинах они увеличиваются в 1,5—2 раза и более. Аномальными зонами часто являются внутривпадинные поднятия (перемычка Махали на оз. Танганьика или Центральная на оз. Малави) и осо-

Обобщенные данные по тепловому потоку Африкано-Аравийского рифтового пояса и сопредельных с ним районов

Участки	n	Средний тепловой поток, мВт/м ²	
		измеренный	исправленный (предполагаемый)
Континентальные рифтовые зоны	193	64	(Более 75—100)
Левантинская	79	55	(Более 60)
Суэцкая	9	74	(Около 75)
Афарская		Нет	(Более 100—150)
Эфиопская		Нет	(Более 100—150)
Кенийская	55	74	(Более 75—100)
Танганьикская	17	55	58 (Более 60—75)
Руква-Ньясская	21	42	(Более 50—75)
Центрально-Африканская (Замбийская)	12	64	(Более 60)
Основные структуры континентальных рифтов			
«Плечи» рифтов	33	37	(Около 50)
Рифтовые впадины	62	41	(Более 50—75)
Внутривпадинные поднятия	7	100	(Более 75—100)
Зоны разломов и вулканизма	28	109	(Более 100—150)
Межконтинентальные рифтовые зоны	107	253	(Более 250)
Красноморская	98	272	(Более 250)
Аденская	9	157	(Более 150)
Основные структуры межконтинентальных (океанических) рифтовых зон			
«Плечи» рифтов на континентах (побережья)	11	116	(Более 100)
Континентальные склоны	6	82	(Более 75)
Участки, примыкающие к осевой рифтовой долине	12	133	(Более 100)
Осевые рифтовые долины	73	308	(Более 300)
Поднятия	15	150	(Более 150)
Впадины	45	118	(Более 100)
Зоны разломов и вулканизма	13	1144	(Более 300—1000)
Континентальные районы, смежные с рифтовым поясом			
Западная Африка	24	54	(Около 50)
Сомалийский Рог	7	55	(Менее 50)
Южная Африка	7	58	(Более 50)
Южная Африка	13	52	(Более 50)
Вся изученная территория Африкано-Аравийского рифтового пояса и смежных с ним континентальных районов	319	124	(Более 100)
То же, но без экстремально повышенных значений	307	82	(Более 75—100)
Океанические районы, сопредельные с Африкано-Аравийским рифтовым поясом			
Средиземное море (Левантийский бассейн)	8	30	(Менее 50)
Индийский океан			
у берегов Восточной Африки	33	55	(Более 50)
у берегов Юго-Восточной Африки	22	54	
Атлантический океан			
у берегов Южной Африки	7	64	(Более 50)
у берегов Юго-Западной Африки	42	50	

бенно зоны разломов, ограничивающие или пересекающие рифтовые впадины. В узлах пересечения активных разломов вынос глубинного тепла повышается до 75—100 мВт/м² и более. Здесь нередко разгружаются трещинные гидротермы в виде термальных источников. Если развитие рифта сопровождается вулканизмом и повышенной гидротермальной активностью, то локальные аномалии тепловых потоков достигают 100—150 мВт/м² и более (Кенийский и Эфиопский рифты).

Тепловой поток, мощность коры и литосферы в некоторых районах Африкано-Аравийского рифтового пояса [Crane, O'Connell, 1983, с добавлениями автора]

Район	Возраст	Средний тепловой поток, мВт/м ²	Расстояние между активными вулканами	Мощность земной коры	Толщина литосферы
Эрта-Али, Афар Дубби, Афар	Четвертичный Плиоцен-четвертичный	150	10±3	16	16
		Более 100	19±6	18—25	25(?)
Эфиопский рифт Рифт Грегори	То же »	Около 100	43±13	20—35	35—50
		Около 100	42±11	20—35	35—50
Восточная Уганда (вблизи оз. Киву)	Миоцен	Более 75	72±9	35(?)	75—80
Аддис-Абеба	Миоцен — плиоцен	Более 75	70±10	45—50	80
Эфиопское плато	Олигоцен — миоцен	Более 50	109±22	30—40	80—120(?)
Танганькийский рифт	Неоген-четвертичный	Около 50	Вулканов нет	Около 30	125(?)
Южная Африка	Палеозой	Около 50	»	35	150(?)
Центральная Африка	Докембрий	45	»	45	200—300(?)

Источником повышенного теплового потока, как и рифтогенеза в Восточной Африке, по мнению многих исследователей этого региона, являются эндогенные процессы, тесно связанные с положением астеносферного диапира и, возможно, с состоянием слагающего его вещества, поэтому наблюдаемое региональное распределение теплового потока соответствует толщине земной коры и литосферы в целом. Это заключение можно сделать по результатам геотермального картирования рифта Грегори и сопредельных районов [Crane, 1981; Crane, O'Connell, 1983]. Если данные, приведенные в табл. 23, дополнить величинами регионального теплового потока и сведениями по другим районам, то предполагаемый вывод становится очевидным. В тех рифтовых зонах, где широко развит вулканизм, повышенные величины теплового потока присущи не только рифтовым впадинам, но могут наблюдаться и на «плечах» рифтов [Morgan, 1983]. И наоборот, там, где такой вулканизм отсутствует, тепловой поток быстро уменьшается на поднятиях, обрамляющих рифтовые впадины (см. табл. 22).

Таким образом, региональное распределение теплового потока в восточной части Африканского континента и сопредельных с ней районах обусловлено утонением литосферы при подъеме астеносферных диапиров [Charman, Pollack, 1977; Morgan, Swanberg, 1978/1979; Wendlandt, Morgan, 1982; Логачев и др., 1983; и др.], частичным плавлением коры на глубинах 10 км — в Аденском, 12 км — в Красноморском, 16 км — в Афарском, 20 км — в Кенийском рифтах [Marinelli, 1971], внедрением горячих интрузивных даек [Skinner, 1977] и современным вулканизмом [Morgan, 1983], миграцией вулканической и гидротермальной активности [Crane, O'Connell, 1983] и, наконец, образованием новой океанической коры в Красноморском и Аденском рифтах [Smith, 1977; Зоненшайн и др., 1981]. Перечисленные геологические события соответствуют различным стадиям рифтогенеза [по Е. Е. Милановскому, 1985] — от начала формирования рифтовых грабенов при растяжении сводовых поднятий, образовавшихся над астеносферными выступами (Суэцкий и Замбезийский рифты), и их интенсивного развития, находящегося в прямой зависимости от масштаба и скорости горизонтального расширения и интенсивности трещинного вулканизма в земной коре (Кенийский и Эфиопский рифты), к завершающему циклу, заканчивающемуся полным разрывом, раздви-

жением континентальной коры и внедрением в образовавшуюся «щель» новой океанической коры (Красноморский и Аденский рифты, Данакильская впадина). Поскольку интенсивность выноса глубинного тепла сопоставима со стадиями рифтогенеза, можно сделать вывод о том, что тепловой поток имеет генетическую связь с процессом рифтообразования на Африканском континенте. Подобная связь подтверждается данными и по другим рифтовым поясам.

Рейнско-Ливийский рифтовый пояс возник на эпигерцинской платформе, пересекает иногда складчатые герциниды (Рейнский срединный массив) и даже альпиды (в западной части Средиземного моря). На северном (через рифты Северного моря) и южном (через Западно-Африканскую рифтовую зону) флангах он соединяется со Срединно-Атлантической рифтовой системой — самой протяженной среди мировых океанических рифтов.

Рассматриваемый пояс также характеризуется заметно повышенным тепловым потоком, величины которого существенно превышают средние значения потока (64 ± 28 мВт/м²) на Европейском континенте [Чермак, 1984]. Только на флангах поток уменьшается до 40 мВт/м² и менее, но повышенные значения здесь встречаются нередко и вне рифтовых зон (например, в Парижском бассейне).

Геотермические аномалии приурочены преимущественно к рифтовым грабенам и сконцентрированы в основном в центральной части рифтового пояса, где на активизированном в верхнем палеозое, мезозое и кайнозое эпигерцинском фундаменте возникли Рейнская и Ронская рифтовые зоны, а на альпийском — субокеанические впадины Западного Средиземноморья и грабены Африкано-Сицилийского порога (см. рис. 24). Рифтовые структуры образовались в центральных (Лиманские и Ронские грабены) или в краевых (Сона-Ронские и Гессенский грабены) частях сводовых поднятий или перикратонных опусканий (Североморские и Пантеллерийско-Мальтийские грабены). Утонение коры в результате растяжения, вызванного подъемом астеносферного диапира и растеканием его вещества в стороны, и сбрососдвиговое разломообразование способствуют интенсивному выносу глубинного тепла в центральной части рифтового пояса, что подтверждается повышенными величинами теплового потока, новейшим вулканизмом и гидротермальной активностью. На флангах пояса (Североморские и Западно-Африканские рифты) все эти показатели выражены менее отчетливо.

Если сопоставить наблюдаемый тепловой поток с возрастом формирования гранитометаморфического слоя, который приведен на «Тектонической карте Северной Евразии» [1979], можно заметить, что чем моложе возраст этого слоя, тем выше тепловой поток. Эта тенденция нарушается только в районе Альп и в Предальпийском краевом прогибе.

Если из общего количества данных использовать сведения лишь по рифтовым зонам (рис. 63, а), то отмеченная зависимость становится более определенной, хотя из общей закономерности выпадают Рейнская и Ронская рифтовые зоны. По-видимому, более правильно в данном случае сравнивать тепловой поток не с возрастом формирования гранитометаморфического слоя, а с возрастом рифтогенеза (рис. 63, б). Такое сравнение высвечивает прямую зависимость интенсивности выноса глубинного тепла от времени последней тектономагматической активизации и образования рифтовых структур. Выделенные тепловые аномалии подтверждаются расчетными температурами на поверхности мантии под рифтовыми зонами. Такие температуры достигают 1200—1300°C в ныне активных рифтах и уменьшаются до 400—500°C под палеорифтами (рис. 63, в).

Пространственное распределение пиков теплового потока соответствует движению мантийных плюмов через Европу и Африку, которое, как считают [Sonnenfeld, 1979; и др.], проходя от Гренландии и Исландии через Северо-Западную и Центральную Европу, Сардинию и Сицилию к массиву Тибести в Северной Африке и к Камерунскому поднятию в За-

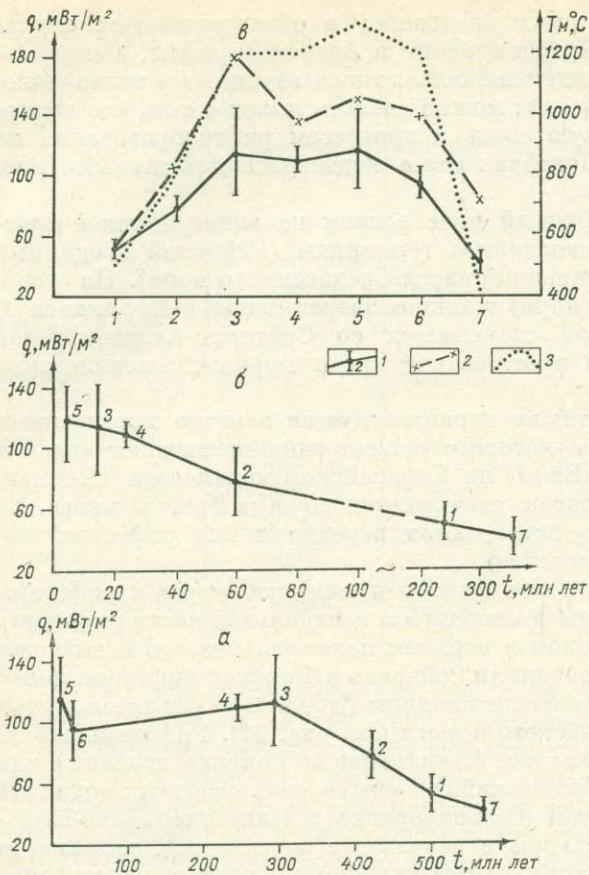


Рис. 63. Соотношения теплового потока с возрастом становления коры и рифтообразованием в Рейнско-Ливийском рифтовом поясе [Милановский, 1976; Тектоническая карта..., 1979; Тепловое поле Европы, 1982].

а — возраст становления коры и тепловой поток; б — возраст образования рифтовых структур и тепловой поток; в — изменения средних и максимальных величин теплового потока и расчетных температур на поверхности мантии под рифтовыми структурами.
 1 — средняя величина теплового потока в рифтовых зонах и доверительный интервал ее определения; 2 — максимальные значения теплового потока в рифтовых грабенах; 3 — расчетные температуры на поверхности мантии. Рифтовые грабены: 1 — Осло, 2 — Североморские, 3 — Верхнерейнские, 4 — Лиманские, 5 — Тирренские, 6 — Мальтийский, 7 — Западно-Африканские.

падной Африке, оставило свой след в виде куполов, базальтового вулканизма и грабеновых структур. Литосфера, подстилаемая горячей, частично расплавленной астеносферой, благодаря внедрению диапиров испытывала неоднократные поднятия и растяжения, в результате ко-

торых в коре образовались складчато-глыбовые структуры, сопровождаемые активным вулканизмом. Их отрицательные структуры, вид которых в альпинотипном рельефе напоминает трои, протягиваются в виде системы Центрально-Европейских грабенов от Северного до Средиземного моря и проникают далее в Западную Африку. Смещения по простиранию отдельных сегментов этой системы достигают 150 км. Такие поперечные смещения можно условно сопоставить с трансформными разломами [Elmohandes, 1981].

Изменение интенсивности выноса глубинного тепла по простиранию рифтового пояса в совокупности с перемещениями мантийного вещества, вариациями мощности коры и других геолого-геофизических параметров свидетельствует о том, что рифтовые структуры находятся на различных тектонических стадиях, что связано с историей их геологического развития (табл. 24).

Сопоставление наблюдаемого теплового потока с основными этапами геологической эволюции Рейнско-Ливийского рифтового пояса показывает, что максимальный вынос глубинного тепла характерен для тех рифтовых зон, которые возникли в кайнозойе на относительно молодом (по геологическому возрасту) консолидированном фундаменте и прошли обе стадии рифтогенеза, сопровождаемые к тому же интенсивным вулканизмом (Рейнская, Ронская и Африкано-Сицилийская рифтовые зоны). Там, где осуществилась лишь одна (первая) стадия рифтогенеза, а рифтовые структуры образовались в палеозое — мезозое на более древнем (докембрийском и раннепалеозойском) фундаменте и вулканизм был менее интенсивным или отсутствовал вообще (Североморская рифтовая зона, грабен Осло), величины тепловых потоков значительно меньше.

Геологическая эволюция Рейско-Ливийского рифтового пояса [Милановский, 1976; Иллиэс, 1981; Континентальные рифты, 1981; Fagerland, 1983; Locardi, 1982; Lucaseau et al., 1984; Якоби, 1984; и др.] и тепловой поток

Основные этапы геологической эволюции	Возраст основных этапов геологической эволюции рифтовых зон и наблюдаемый тепловой поток					
	Грабен Осло	Североморская	Рейнская	Ронская	Западно-Средиземноморская и Африкано-Сицилийская	Ливийская и Западно-Африканская
Формирование складчатого фундамента рифтовых зон	Докембрий (добайкальский)	Кембрий — силур (эпикаледонский)	Палеозой (эпикаледонский и эпигерцинский)	Поздний палеозой (эпигерцинский)	Палеозой — кайнозой (эпигерцинский и альпийский)	Докембрий
Подъем астеносферных диапиров, утонение коры, начало сводообразования	Пермь	Пермь (соляной диапиризм)	Мел — палеоцен (Нижнерейнский и Гессенский грабены)	Эоцен (Центральный массив)	—	Палеозой (впадина оз. Вольта)
Вулканизм (первая стадия)	Пермь	Отсутствует	Мел — палеоцен (Оденвальд)	Мел — палеоцен	—	Мезозой (Ривейский комплекс)
Растяжение свода и образование рифтовых грабенов (первая стадия рифтогенеза)	Пермь	Пермь	Эоцен (Верхнерейнский грабен)	Олигоцен (Лиманские грабены)	Олигоцен (Сардинский грабен)	Мезозой (Камерунский свод)
Интенсивное погружение грабенов	—	Мезозой	Олигоцен (все Рейнские грабены)	Олигоцен — миоцен (Сона-Ронские грабены)	—	—
Вулканизм (вторая стадия)	—	Отсутствует	Миоцен (Южный Рейп)	Миоцен — антропоген (Центральный массив)	—	—
Новое воздымание горных обрамлений, усиление растяжения и вулканической активности (вторая стадия рифтогенеза)	Мезо-кайнозой (без образования рифтовых впадин)	Мел — олигоцен (дифференцированное погружение)	Плиоцен — антропоген (Верхнерейнский грабен, Рейнский массив)	—	Плиоцен — антропоген (вулканические кальдеры Тирренского моря, грабены Африкано-Сицилийского порога)	Миоцен (грабен Бенуэ)
Наблюдаемый тепловой поток, мВт/м ²						
максимальный	56	106	180	134	173	83
средний для грабенов	52±6	79±8	115±31	110±8	151±10; 95±10	61±22
средний для обрамления	42±3	61±6	74±8	87±13	79±14; 50±5	49±8
фоновый	30	40—50	60±5	70	70	40

Приуроченность геотермических аномалий к зонам рифтогенеза, сейсмическая и гидротермальная активность, новейший вулканизм и утонение коры позволяют полагать, что тектоническая эволюция и образование рифтовых структур на многих участках Рейнско-Ливийского пояса продолжаются до настоящего времени.

Байкальский рифтовый пояс, возникший у края докембрийской платформы, на байкальском и каледонском складчатом фундаменте представляет собой обособленный рифтовый пояс, расположенный в центральной части Азиатского материка и изолированный от мировой рифтовой системы [Флоренсов, 1960; Зорин, 1971; Логачев, 1977; и др.].

Как и в других континентальных рифтах, тепловой поток здесь заметно повышен по сравнению с окружающими районами Прибайкалья и Забайкалья, а среди рифтовых структур наиболее прогретыми являются впадины и особенно зоны разломов и вулканизма (табл. 25).

Первая стадия кайнозойского рифтообразования началась здесь в эоцене — олигоцене (примерно 33 млн лет назад), когда с нижней части литосферы начал подниматься астеносферный диапир, вызвавший образование Саяно-Байкальского сводового поднятия. В миоцене, по-видимому, единый диапир разделился на несколько составляющих, которые обусловили формирование сводовых поднятий второго порядка — Восточно-Саянского, Баргузино-Икатского и Кодаро-Удоканского. Нужно отметить, что именно к этим «сводам» приурочены проявления базальтового вулканизма, основная масса которого относится к миоцену. Растяжение в центральных частях «сводов» привело к утонению коры в узких ослабленных зонах и к образованию рифтовых впадин, которые в юго-западной и центральной частях рифтового пояса унаследовали более древние негативные структуры, а на северо-восточном фланге, по мнению С. М. Замаева и др. [Континентальный рифтогенез, 1977], являются наложенными структурами.

Вторая стадия рифтогенеза началась после достижения выступами астеносферы подошвы земной коры, что произошло, согласно результатам геотермического моделирования [Зорин, Осокина, 1981; Зорин и др., 1984], 3—5 млн лет назад. Растекание астеносферного диапира в стороны повысило скорости растяжения коры и прогибания рифтовых впадин, что увеличило контрастность рельефа. В то же время усилилась тектономагматическая активность в северо-восточной части рифтового пояса, где появилось Удоканское базальтовое плато, но заметно сократился базальтовый вулканизм в юго-западной части пояса. Судя по высокому уровню современной сейсмической активности, преобладанию в очагах землетрясений растягивающих напряжений, ориентированных вкrest простирания рифтовых впадин, интенсивным современным движениям и разогреву глубинных недр, активное тектоническое развитие Байкальского рифтового пояса продолжается и в настоящее время.

Химический состав магматических ксенолитов [Кежежинская и др., 1977] и ультраосновных включений в оливиновых и толеитовых базальтах, которые были исследованы Н. Я. Волянюком и Б. М. Владимировым [Континентальный рифтогенез, 1977], позволяет полагать, что восходящие потоки вынесли базальтовые расплавы со значительных глубин, превышающих толщину земной коры, так как глубина формирования изученных включений составляет 35—75 км (шпинелевые лерцолиты), 75—90 км (пироксениты) и более 100 км (глиноземистые и гранатовые лерцолиты). Эти сведения подтверждают предположение о том, что глубинные недра Байкальского рифтового пояса существенно разогреты и частично расплавлены. Температура «влажного» (0,1% воды) солидуса мантии составляет 1200°C [Ringwood, 1978]. Именно такая температура предполагается на верхней кромке астеносферного диапира под подошвой земной коры при геотермическом моделировании Байкальского рифта (см. рис. 60). На верхних кромках более мелких трещинных интрузий,

Обобщенные статистические данные по тепловому потоку Байкальского рифтового пояса и сопредельных с ним районов

Среднеарифметические или средне- взвешенные величины по участкам	n	Измеренный или исправленный (в скоб- ках) тепловой поток, мВт/м ²		
		\bar{q}	2σ	2σ/√n
<i>Байкальский рифтовый пояс</i>				
Хубсугул-Тункинская ветвь				
Средние	33	69	21	7
Фоновые	14	48	21	9
Повышенные	19	83	12	4
Средневзвешенные	33	57	19	8
Байкало-Баргузинская ветвь				
Средние	396	71(74)	33(34)	6(7)
Фоновые	348	66(64)	31(31)	4(4)
Повышенные	48	138(132)	45(49)	16(17)
Средневзвешенные	396	63(66)	29(27)	7(7)
Муйско-Чарская ветвь				
Средние	29	45	39	10
Фоновые	21	42	20	6
Повышенные	4	76	28	14
Пониженные	4	16	2	1
Средневзвешенные	29	49	40	13
Весь Байкальский рифтовый пояс				
Средние	458	69	32	7
Фоновые	383	60	30	4
Повышенные	71	117	35	13
Пониженные	4	16	2	1
Средневзвешенные	458	62	29	7
<i>Основные структуры рифтового пояса</i>				
«Плечи» рифтов и междувпадинные поднятия				
Средние	54	47(41)	29(22)	5(7)
Фоновые	43	41(39)	20(23)	6(9)
Рифтовые впадины				
Средние	404	73(76)	34(36)	6(7)
Фоновые	340	63(65)	32(32)	2(4)
Внутривпадинные перемычки				
Средние	74	67(69)	31(35)	6(7)
Фоновые	67	52(62)	31(34)	6(6)
Зоны разломов (и вулканизма в Тункинской впадине)				
Повышенные	71	120(132)	35(49)	13(17)
<i>Сопредельные районы</i>				
Забайкальская область умеренно- го горообразования				
Средние	57	50	14	5
Фоновые	54	49	24	4
Повышенные	3	81	6	4
Южные районы Сибирской плат- формы				
Средние	93	38	8	4
Весь регион				
Средние	608	62	31	6
Фоновые	530	55	26	4
Повышенные	74	116	34	13

расположенных в земной коре, она понижается до 700—800°C и менее. Среди трех ветвей, составляющих Байкальский рифтовый пояс, наиболее прогретой является центральная — Байкало-Баргузинская, однако следует отметить, что входящие в нее рифтовые впадины и их отдельные

Изменение теплового потока в Байкальском рифтовом поясе по мере удаления от условного «центра» рифтогенеза

Рифтовые впадины (котловины оз. Байкал приведены раздельно)	Длина впадин, км (по Ю. А. Зорину [1971])	Удаление от условного «центра» рифтогенеза, км (по Р. М. Лобацкой, см.: Тектоника и сейсмичность..., 1978)	$\bar{q} \pm 2\sigma/\sqrt{n}$, мВт/м ²
Южно-Байкальская	190	0	87±6
Центральная	160	100	71±7
Северо-Байкальская	290	270	77±5
Баргузинская	240	330	76±24
Тункинская (объединенная)	180	400	72±23
Хубсугульская	120	540	60—90(?)*
Ципинская	200	550	50—60(?)
Верхнеангарская	120	570	50
Муйская	150	600	50(?)
Дархатская	100	620	50(?)
Чарская	140	900	48
Токкинская	70	1000	40(?)

П р и м е ч а н и е. Звездочкой помечены предполагаемые средние величины теплового потока,

внутривпадинные структуры характеризуются неодинаковой интенсивностью выноса глубинного тепла. Особенно хорошо это видно на примере впадины оз. Байкал (см. табл. 11), в которой средний тепловой поток имеет максимальное значение (87 ± 6 мВт/м²) в Южно-Байкальской котловине. Эта котловина — старейшее звено рифтового пояса, от которого он разрастается к северо-востоку и юго-западу [Логачев, 1977; Лут, 1978]. По мере удаления от условно принятого «центра» рифтогенеза уменьшается не только протяженность впадин, как это было замечено ранее [Зорин, 1971; Шерман, 1977], но и закономерно убывает тепловой поток (табл. 26). Обратная зависимость между тепловым потоком рифтовых впадин и их расстоянием от условного «центра» рифтогенеза объясняется, вероятно, более поздним вовлечением флангов рифтового пояса по сравнению с его центральной частью в процессы кайнозойской активизации. Очевидно, эта зависимость отражает одну из характерных черт геодинамического развития Байкальского рифтового пояса. Отсутствие единой региональной аномалии теплового потока в совокупности с имеющимися геодинамическими данными показывает, что разогрев коры здесь еще не достиг своих максимальных значений и проявляется лишь на отдельных участках — в проницаемых линейных зонах коры, в которые тепло из трещинных интрузий поступает конвективно с порциями глубинных флюидов — магматических расплавов и их летучих производных (вероятно, воды). Такое тепло разогревает проницаемую зону, особенно непосредственные каналы теплопереноса (термоактивные разломы), и создает локальные аномалии кондуктивного теплового потока. Глубинное вещество в виде магм или гидротерм периодически и часто поступает в проницаемые зоны в течение всего периода их существования. После каждого акта внедрения магмы или образования гидротермальной системы возникает локальная нестационарная геотермическая аномалия, которая со временем «рассасывается», что хорошо согласуется с имеющимися геологическими и геофизическими данными.

* *
*

Вынос глубинного тепла в рассмотренных эпиплатформенных континентальных рифтовых зонах значительно превышает средний тепловой поток на континентах, т. е. 60 мВт/м² (табл. 27). Наиболее интенсивно

Тепловой поток эпиплатформенных континентальных рифтовых зон и внутририфтовых структур, мВт/м²

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
Рейнская (Верхнерейнский грабен)	83±16	74±8	115±31	124±31	>100—180
Кенийская (рифт Грегори)	74	39—57	84—105	—	>200
» »	74	(40—60)	(~100)	—	(>150—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
Руква-Ньяская	(~50)	<20—30	42±16	97±22	>75—120
Левантинская	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

прогреты Эфиопская, Афарская и Ронская (Лиманские грабены) рифтовые зоны, в которых широко развит современный или новейший вулканизм. Средний тепловой поток фактически одинаков в Кенийской (рифт Грегори) и Байкальской (впадина оз. Байкал) рифтовых зонах, хотя в первой имеются современные или недавно потухшие вулканы, а во второй они отсутствуют или еще не проявились на поверхности, что соответствует результатам геотермического моделирования и продолжающегося разогрева, а не охлаждения земных недр в Байкальском рифте (см. гл. V).

Более низкий тепловой поток (менее 50—60 мВт/м²) наблюдается в северо-восточной части Байкальского (Муйско-Чарская зона), северной (Левантинская зона) и западной (Танганьикская и Руква-Ньяская зоны) частях Африкано-Аравийского и на южном фланге (Камерунская зона) Рейнско-Ливийского рифтовых поясов.

В рифтовых зонах распределение величин теплового потока контролируется основными внутририфтовыми структурами, образование которых обусловлено стадией рифтогенеза, степенью усложнения рифтовых грабенов и интенсивностью разломагматической деятельности. На «плечах» рифтов и на междувпадинных перемычках тепловые потоки обычно ниже 50 мВт/м². В рифтовых впадинах они увеличиваются до 75—100 мВт/м² и более. Как правило, аномальный геотермический режим имеют внутривпадинные поднятия (перемычка Махали на оз. Танганьика, Центральная — на оз. Ньяса, Ольхонско-Святоноская — на оз. Байкал) и особенно зоны разломов, ограничивающие или пересекающие рифтовые впадины. В узлах пересечения активных разломов вынос глубинного тепла обычно значительно увеличивается. Здесь часто происходит разгрузка трещинных гидротерм в виде термальных источников. Если развитие рифта сопровождается вулканизмом и повышенной гидротермальной активностью, то локальные аномалии тепловых потоков превышают 150—200 мВт/м² (рифт Грегори, Верхнерейнский, Байкальский и др.).

Источником повышенного теплового потока, как и рифтогенеза в целом, являются эндогенные процессы — развитие астеносферного диапира,

его растекание в стороны и отделение от него жидкой фазы (базальтовых магм). Мозаичное распределение теплового потока обусловлено утонением земной коры и литосферы, которое наблюдается практически под всеми рассмотренными рифтовыми системами или их отдельными участками, частичным плавлением коры (Красноморский и Эфиопский рифты), миграцией вулканической и гидротермальной активности, т. е. геологической эволюцией рифтовых поясов.

Частичное плавление литосферы за счет повышенного притока глубинного тепла, вероятно, не может быть основной причиной возникновения астеносферного выступа, но оно вызывает небольшое утонение литосферы и создает первоначальный толчок, который необходим для реализации последующего механического внедрения anomalously разогретого вещества из «горячего пятна» в астеносфере в литосферу под влиянием гравитационной неустойчивости [Логачев, Зорин, 1984].

Однако вопрос о том, является ли подъем астеносферных диапиров основной причиной континентального рифтогенеза, оспаривается сторонниками дифференциации (дегазации) нижней части литосферы. На примере Восточно-Африканских рифтов полагают [Bailey, 1983; и др.], что тепломассоперенос через континентальную часть рифтового пояса — это результат активного мантийного потока в нижней части литосферы, а мантийный поток в океанической части пояса (под межконтинентальными рифтами Красного моря и Аденского залива) — пассивная реакция на разделение литосферы. Скопление разогретого материала под корой в Афаре — следствие поднятия мантии и ее постоянного истощения во время разделения плит и образования новой коры [Barberi et al., 1972]. Судя по широкому спектру щелочных вулканов в Восточно-Африканских рифтах, которые представлены щелочными базальтами и нефелиновыми ассоциациями, интегральная альтернатива заключается в том, что источник магматизма под континентальной корой не является частью массивного мантийного поднятия, а просто более древней континентальной литосферой, которая пронизана потоком летучих мантийных флюидов [Bailey, 1983]. Вынос летучих из глубин мантии по трещиноватым зонам к поверхности литосферы может привести к плавлению ее нижней части и быть причиной метасоматоза высоких уровней.

Когда литосфера расщепляется для образования рифта, на ее результирующий магматизм в континентальных условиях влияют два фактора: 1) образование рифтовой трещины — эффект продолжительной дегазации, дренирующей большой мантийный резервуар через относительно узкую рифтовую зону; 2) вынос летучих, фокусирующий тепло, которое разогревает стенки рифтовой «щели» и снижает солидус мантийного материала, вызывая его частичное плавление. Эти факторы определяют строгую локализацию рифтового магматизма и обогащение магм летучими компонентами. Путем метасоматического расширения долгоживущее поднятие коры может развиваться до тех пор, пока продолжительный разогрев в ее рифтовом сегменте не явится причиной обрушения или проседания свода при термальной декомпозиции низкоплотных минералов [Bailey, 1983].

Как только в верхней части мантии начинается плавление, этот участок становится центром диапиризма расплавов. Поднимающиеся расплавы сильно влияют на величины геотермических градиентов, особенно в осевых частях рифтовых зон (или в зонах краевых глубинных рифтогенных разломов. — *Прим. автора*). Вариации давления внутри таких интрузий и их взаимодействие с мантией и корой могут сильно изменить масштабность и диапазон геотермальной активности. Следовательно, решающим фактором континентального рифтогенеза должны быть термальные условия в литосфере перед новым эпизодом газовой флуктуации.

Этот вывод, по сути дела, не противоречит общему выводу сторонников астеносферных диапиров, рассматривающих повышенный разогрев литосферы в качестве «спускового» курка для начала рифтогенеза, однако

дальнейший механизм образования рифтов у них различный. В этой дискуссии для нас важно, что процесс рифтогенеза тесно связан с термальной эволюцией литосферы и астеносферы.

Изменчивость величин потока в эпиплатформенных рифтовых поясах вызвана также их внутренней структурой. Локальные геотермические аномалии приурочены к участкам современного или недавнего вулканизма (рифт Грегори, Центральный массив во Франции), новейших тектонических подвижек и повышенной микросейсмической активности (внутри-впадинные перемычки), к очагам разгрузки подземных, в основном трещинных, термальных вод (Левантинская зона разломов, Данакильская и Байкальская впадины). Низкие величины тепловых потоков характерны для седиментационных бассейнов (озера Танганьика, Ньяса, Центральная котловина оз. Байкал) и для областей питания подземных вод (междувпадинные перемычки и обрамляющие поднятия).

Интенсивность выноса глубинного тепла генетически связана не только с глубинными и близповерхностными геологическими условиями, но и с эволюцией рифтообразования. В зарождающихся континентальных рифтах, где растяжение коры минимально, региональный тепловой поток близок к 50 мВт/м^2 (Левантинская зона разломов). Подобные геотермические условия имеют и те рифты, в которых вертикальные движения коры преобладают над горизонтальными (Танганьикская и Руква-Ньясская рифтовые зоны).

По мере возрастания активности астеносферы и утонения литосферы под рифтовыми структурами горизонтальное растяжение континентальной коры увеличивается, что приводит к образованию протяженных, но относительно нешироких грабеновых структур, подобных впадинам Байкальского рифта. Тепловой поток на этих участках примерно в 1,5 раза выше средней континентальной величины.

Если утоненная литосфера становится проницаемой для дифференциатов астеносферы, то это приводит к разломомагматической и гидротермальной активизации земной коры. Вынос глубинного тепла резко увеличивается (до $100\text{--}200 \text{ мВт/м}^2$ и более), а процесс рифтогенеза заметно усиливается (Кенийский и Эфиопский активные рифты).

Кульминацией рифтогенеза на континентах является раздвижение блоков континентальной коры и образование межконтинентальных рифтовых зон (Красноморской, Аденской, вероятно, Афарской), осевая часть которых сложена океанической корой и характеризуется экстремально повышенными величинами тепловых потоков, в среднем составляющих $150\text{--}250 \text{ мВт/м}^2$, а на отдельных участках превышающих $1\text{--}3 \text{ тыс. мВт/м}^2$.

Таким образом, тектоническая активность континентальных рифтов поддерживается и сопровождается интенсивным выносом тепла из земных недр. Поэтому, разделяя мнение многих исследователей [Crough, Thompson, 1976; Spohn, Schubert, 1982; Morgan, 1983; и др.], мы полагаем, что процесс рифтогенеза тесно связан с термальной эволюцией тектоносферы. Повышенный тепловой поток из астеносферы способствует продвижению вверх нижней границы литосферы, что приводит к утонению литосферных плит. Такое утонение сопровождается изостатическим поднятием на отдельных участках континентальной коры. По величинам поверхностного теплового потока, в свою очередь, можно судить о степени активности и стадии зрелости рифтовых структур.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщение данных по тепловому потоку континентальных рифтовых зон, входящих в состав Африкано-Аравийского, Рейнско-Ливийского и Байкальского эпиплатформенных рифтовых поясов, показало, что геотермическое поле этих районов крайне неоднородно, так как величины тепловых потоков в них изменяются от менее 25 до 100—250 мВт/м² и более. Повышенный вынос глубинного тепла происходит преимущественно в рифтовых впадинах, особенно в зонах рифтогенных разломов. На сводовых поднятиях («плечах» рифтов) геотермические аномалии встречаются значительно реже, имеют меньшую интенсивность и приурочены лишь к районам современного или недавнего вулканизма и термоактивным разломам, по которым происходит разгрузка трещинных гидротерм.

Сходство и различия в тепловом потоке между отдельными рифтовыми поясами и зонами определяются многими особенностями их геологического развития: возрастом консолидированного фундамента и его новейшей тектономагматической активизацией, соотношениями с мировой рифтовой системой, со стадиями и интенсивностью рифтогенеза, с приуроченностью к определенным участкам сводовых поднятий и величиной этих поднятий, с масштабами разломообразования и вулканизма, со степенью деструкции земной коры и всей литосферы.

В пределах свыше 300 млн лет тепловой поток зависит от возраста становления коры, а при сопоставлении с возрастом рифтогенеза соответствует более позднему возрасту рифтовых структур как для кайнозойских, так и для более древних рифтов, т. е. чем моложе возраст формирования или активизации рифтов, тем интенсивнее вынос глубинного тепла (см. рис. 63).

В рассмотренных кайнозойских рифтовых зонах, как правило, выделяются две стадии рифтогенеза. Они впервые были обнаружены по геологическим данным в Байкальской рифтовой зоне Н. А. Логачевым [Байкальский рифт, 1968] и в Рейнском грабене Ю. Х. Иллиэсом [1981]. Путем геотермического моделирования и геодинамических расчетов уточнен возраст формирования этих стадий. Он оказался одинаковым в Рейнской [Graben problems, 1970; и др.], Байкальской [Зорин и др., 1984] и Ронской (Лиманской) [Lucazeau et al., 1984] рифтовых зонах и равным 30 млн лет для первой стадии рифтогенеза и 3—5 млн лет для второй. Время проявления и продолжительность стадий рифтогенеза хорошо согласуется с геофизическими данными о современном глубинном строении этих зон (см. рис. 60 и 61).

Региональные аномалии теплового потока и начало рифтообразования обусловлены подходом к подошве земной коры разогретого астеносферного диапира, который, растекаясь под ней в разные стороны, вызвал образование обширного сводового поднятия (Байкальского, Кенийского, Эфиопского и др.). Позднее, вероятно во вторую стадию рифтогенеза, единый диапир разделился на несколько составляющих, которые явились

основой для формирования сводовых поднятий второго порядка (Баргузино-Икатского, Кодаро-Удоканского, Рейнского, Центрального и т. п.).

Локальные аномалии теплового потока связаны с дополнительными источниками тепла в коре. В рифтовых зонах ими чаще всего являются трещинные интрузии мантийного вещества, в том числе и не достигающие поверхности Земли, а также зоны разломов — каналы активного тепло-массопереноса. Последние играют особенно важную роль в верхних горизонтах литосферы. Конвективный вынос тепла хотя и существен на таких участках, но он не самостоятелен, а является производной недавнего или более глубинного магматического процесса.

Магматические камеры могут передвигаться вдоль рифтовой зоны, от одного куполовидного поднятия к другому, поднимаясь и опускаясь по синусоиде. Такая траектория синусоидального распределения термальной активности, связанной с передвижением, формированием и разрушением магматических камер, четко установлена для рифта Грегори [Crane, O'Connell, 1983]. Она отмечена отдельными вулканами, групповыми выходами термальных источников и фумарол. Геотермальные участки находятся в 24—50 км друг от друга, что сопоставимо со средним расстоянием (42 ± 11 км) между активными вулканами (см. табл. 23).

Интенсивность выделения глубинного тепла, как и всего рифтового процесса, различна даже в одном рифтовом поясе, поэтому геотермические данные не всегда совпадают с типом эпиплатформенных континентальных рифтов (сводово-вулканические, щелевые и т. д.), выделенных Е. Е. Милановским [1976, 1985]. Зато внутририфтовые структуры более тесно сопоставимы с геотермией: максимальные величины тепловых потоков присущи зонам современного вулканизма и разломообразования в рифтовых впадинах, повышенные — самим впадинам, пониженные — «плечам» рифтов (см. табл. 27).

Тепловой поток, являясь неотъемлемой составной частью процесса континентального рифтогенеза, тесно связан с термальной эволюцией астеносферы и литосферы, с механическим и интрузивным разрывом низов литосферы и внедрением в нее астеносферного материала — теплоносителя и источника механической энергии, который формирует рифтовые структуры. Присущие этим структурам зоны аномально повышенного теплового потока (более $75-100$ мВт/м²), особенно насыщенные термовыводящими разломами, служат наиболее перспективными участками для получения геотермальной энергии на континентах.

ЛИТЕРАТУРА

- Артюшков Е. В. Геодинамика.— М.: Наука, 1979.— 327 с.
- Байкальский рифт.— М.: Наука, 1968.— 183 с.
- Байкальский рифт.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.— 134 с.
- Беличенко В. Г. Каледониды Байкальской горной области.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— 134 с.
- Беляевский Н. А. Строение земной коры континентов по геолого-геофизическим данным.— М.: Недра, 1981.— 432 с.
- Борисенко И. М., Замана Л. В. Минеральные воды Бурятской АССР.— Улан-Удэ, 1978.— 162 с.
- Ботт М. Внутреннее строение Земли.— М.: Мир, 1974.— 376 с.
- Ваньян Л. Л., Окулесский Б. А., Шиловский П. П. Особенности глубинного строения Прибайкалья по комплексу геоэлектрических, сейсмических и геотермических данных // Региональные комплексные геофизические исследования земной коры и верхней мантии.— М.: Радио и связь, 1984.— С. 88—96.
- Верболов В. И., Сокольников В. М., Шимараев М. Н. Гидрометеорологический режим и тепловой баланс озера Байкал.— М.; Л.: Наука, 1965.— 373 с.
- Вержбицкий Е. В., Золотарев В. Г. Исследования теплового потока в рифтовой зоне Красного моря // Океанология.— 1980.— Т. 20, № 5.— С. 882—886.
- Власов В. К. Задача о распределении температуры в земной коре и верхах мантии // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли.— 1971.— № 6.— С. 60—66.
- Восточно-Африканская рифтовая система/Белоусов В. В., Герасимовский В. И. и др. М.: Наука, 1974.— Т. I.— 254 с.; Т. III.— 285 с.
- Вотинцев К. К. Гидрохимия // Проблемы Байкала.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— С. 124—146.
- Галазий Г. И. Байкал в вопросах и ответах.— Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1984.— 368 с.
- Геокриологическая карта СССР м-ба 1 : 5 000 000/Ред. Е. К. Крылова.— М.: ГУГК, 1977.
- Геокриологические условия Забайкальского Севера.— М.: Наука, 1966.— 216 с.
- Геологическая карта Африки м-ба 1 : 10 000 000/Ред. С. А. Музылев.— М.: ВАГТ Мингео СССР, 1969.
- Геологическая карта Прибайкалья. М-б 1 : 1 000 000/Ред. П. М. Хренов.— Мингео СССР, 1983.— (Сводный путеводитель экскурсий 037, 038, 039, 040 27-го Международ. Геол. конгресса.— М.: Наука, 1984).
- Геология и сейсмичность зоны БАМ. Глубинное строение/Письменный Б. М., Алашкин А. М., Поспеев А. В., Мишенькин Б. П.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— 174 с.; Гидрогеология/Пиннекер Е. В., Шабынин Л. Л., Ясько В. Г. и др.— 1984.— 111 с.; Сейсмогеология и сейсмическое районирование/Соломенко В. П., Николаев В. В., Семенов Р. М. и др.— 1985.— 191 с.
- Геолого-геофизические и подводные исследования озера Байкал.— М.: Ин-т океанологии, 1979.— 214 с.
- Геохимия подземных минеральных вод Монгольской Народной Республики.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— 77 с.
- Гидрогеология СССР. Т. XXII: Бурятская АССР.— М.: Недра, 1970.— 432 с.
- Гогель Ж. Геотермия.— М.: Мир, 1978.— 171 с.
- Голдырев Г. С. Осадкообразование и четвертичная история котловины Байкала.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982.— 181 с.
- Голубев В. А. Геотермия Байкала.— Новосибирск: Наука. Сиб.-отд-ние, 1982.— 150 с.
- Голубев В. А., Голдырев Г. С., Дучков А. Д. и др. Теплопроводность и влажность данных отложений оз. Байкал // Геология и геофизика.— 1977.— № 8.— С. 103—108.
- Голубев В. А., Левченко А. И., Стрельцов Е. Н. Моделирование близповерхностных искажений геотермического поля и возможная модель источника тепловой аномалии в районе оз. Байкал // Геология и геофизика.— 1975.— № 12.— С. 15—21.
- Гордиенко В. В. Тепловые аномалии геосинклиналей.— Киев: Наукова думка, 1975.— 141 с.
- Гордиенко В. В., Загородняя О. В., Якоби Н. М. Тепловой поток континентов.— Киев: Наукова думка, 1982.— 184 с.

- Горностаев В. П. О глубинной геоэлектрической модели Прибайкалья // Геология и геофизика.— 1972.— № 6.— С. 98—101.
- Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли.— Л.: Недра, 1977.— 247 с.
- Деменецкая Р. М. Кора и мантия Земли.— М.: Недра, 1967.— 280 с.
- Дорофеева Р. П. Результаты изучения теплофизических свойств горных пород для целей геологического картирования // Применение геотермии в региональных и поисково-разведочных исследованиях.— Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983.— С. 76—80.
- Дорофеева Р. П. Теплопроводность земной коры юга Восточной Сибири // Геология и геофизика.— 1986.— № 10.— С. 85—94.
- Дорофеева Р. П., Лысак С. В. Геотермический режим нижнекембрийских отложений Иркутского амфитеатра // Сов. геология.— 1983.— № 12.— С. 102—108.
- Дорофеева Р. П., Лысак С. В. Геотермические разрезы (геотраверсы) литосферы южной части Восточной Сибири // Геология и геофизика.— 1987.— № 6.— С. 71—80.
- Дучков А. Д., Балобаяв В. Т., Лысак С. В. и др. Тепловой поток Сибири // Геология и геофизика.— 1982.— № 1.— С. 42—51.
- Дучков А. Д., Казанцев С. А., Велицкий В. В. Тепловой поток озера Байкал // Геология и геофизика.— 1979.— № 9.— С. 137—141.
- Дучков А. Д., Казанцев С. А., Голубев В. А. и др. Тепловой поток в пределах оз. Байкал // Геология и геофизика.— 1976.— № 4.— С. 112—121.
- Дучков А. Д., Казанцев С. А., Голубев В. А., Лысак С. В. Геотермические исследования на озере Байкал // Геология и геофизика.— 1977.— № 6.— С. 126—130.
- Дучков А. Д., Соколова Л. С. Геотермические исследования в Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974.— 279 с.
- Дьяконов Д. И. Геотермия в нефтяной геологии.— М.: Гостоптехиздат, 1958.— 277 с.
- Ескин А. С., Бузаров А. А., Зорин Ю. А. Кайнозойский магматизм на Байкале // Докл. АН СССР.— 1978.— Т. 239, № 4.— С. 926—929.
- Замараев С. М., Самсонов В. В. Геологическое строение и нефтегазоносность Селенгинской депрессии // Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири.— М.: Гостоптехиздат, 1959.— С. 435—474.
- Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии // Хилько С. Д., Курушин Р. А., Кочетков В. М. и др.— Труды Совместной советско-монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции.— 1985.— № 41.— С. 5—215.
- Золотарев В. Г., Сочельников В. В. Геотермические условия Африкано-Сицилийского порога // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли.— 1980.— № 3.— С. 69—74.
- Зоненшайн Л. П., Монин А. С., Сорохтин О. Г. Тектоника Красноморского рифта в районе 18° с. ш. // Геотектоника.— 1981.— № 2.— С. 3—22.
- Зорин Ю. А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий.— М.: Наука, 1971.— 168 с.
- Зорин Ю. А. Об аномальной мантии и температурном режиме земной коры в Байкальской рифтовой зоне // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли.— 1979.— № 9.— С. 37—43.
- Зорин Ю. А., Голубев В. А., Новоселова М. Р. Геофизические данные о позднекайнозойских интрузиях под Байкалом // Докл. АН СССР.— 1979.— Т. 249, № 1.— С. 158—161.
- Зорин Ю. А., Лепина С. В. К вопросу о термическом утонении литосферы под континентальными рифтами // Геология и геофизика.— 1984.— № 7.— С. 99—106.
- Зорин Ю. А., Логачев Н. А., Голубев В. А. и др. Модели строения и развития литосферы Байкальского рифта // Региональные комплексные геофизические исследования земной коры и верхней мантии.— М.: Радио и связь, 1984.— С. 56—68.
- Зорин Ю. А., Лысак С. В. О количественной интерпретации геотермических аномалий // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли.— 1972.— № 9.— С. 68—73.
- Зорин Ю. А., Новоселова М. Р., Рогожина В. А. Глубинная структура территории МНР.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982.— 94 с.
- Зорин Ю. А., Новоселова М. Р., Турутанов Е. Х., Кальвинг О. Г. Структура Ципинской (Баунтовской) и Ципиканской рифтовых впадин по гравиметрическим данным // Геология и геофизика.— 1975.— № 8.— С. 103—110.
- Зорин Ю. А., Осокина С. В. Модель нестационарного температурного поля земной коры Байкальской рифтовой зоны // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли.— 1981.— № 7.— С. 3—14.
- Иллис Ю. Х. Две стадии развития Рейнского грабена // Континентальные рифты.— М.: Мир, 1981.— С. 219—226.
- Казьмин В. Г. Структурная эволюция рифтов Красноморско-Аденского региона // Бюл. МОИП. Отд. геол.— 1975.— № 3.— С. 116—128.
- Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел.— М.: Наука, 1964.— 437 с.
- Карта минеральных вод МНР. М-б 1 : 2 500 000/Отв. ред. Б. И. Писарский, Г. Лхан-Аасурэн.— Улан-Батор: ГУГК МНР, 1983.
- Карта разломов территории СССР и сопредельных стран. М-б 1 : 2 500 000/Гл. ред. А. В. Сидоренко.— М.: ВАНПО «Аэрогеология» МинГеО СССР, 1980.

- Каталог* данных по тепловому потоку на территории СССР/Любимова Е. А., Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б. и др.— М.: Наука, 1973.— 64 с.— (Материалы Мирового центра данных, МЦД-Б).
- Каталог* данных по тепловому потоку Сибири (1966—1984 гг.) // Балобаев В. Т., Володько Б. В., Голубев В. А. и др.— Новосибирск: СО АН СССР, 1985.— 82 с.
- Кашина М. А.* Углекислые термы Аршанского месторождения минеральных вод // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири.— Иркутск: Вост. Сиб. кн. изд-во, 1971.— С. 114—117.
- Кекежинская В. В., Павленко А. С., Филиппов Л. В.* Кайнозойские базальтоидные ассоциации Монголии и связанные с ними глубинные включения // Основные проблемы геологии Монголии.— М.: Наука, 1977.— С. 144—156.
- Киселев А. И., Медведев М. Е., Головкин Г. А.* Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— 197 с.
- Кононов В. П.* Геохимия термальных вод областей современного вулканизма.— М.: Наука, 1983.— 216 с.
- Континентальные рифты* / Под ред. И. Б. Рамберга, Э. Р. Неймана.— М.: Мир, 1981.— 483 с.
- Континентальный рифтогенез* / Отв. ред. С. М. Зверев, Н. А. Логачев.— М.: Советское радио, 1977.— 107 с.
- Копербах Е. Б.* О тепловых моделях некоторых континентальных рифтовых структур // Экспериментальные и теоретические изучения тепловых потоков.— М., 1979.— С. 161—176.
- Кутас Р. И.* Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры.— Киев: Наукова думка, 1978.— 147 с.
- Ле Пишон К.* Впадины Средиземного моря // Докл. 27-го МГК.— Т. 6, ч. 2: История и происхождение окраинных и внутренних морей.— М.: Наука, 1984.— С. 73—90.
- Логачев Н. А.* Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки.— М.: Наука, 1977.— 183 с.
- Логачев Н. А., Зорин Ю. А.* Строение и стадии развития Байкальского рифта // Докл. 27-го МГК.— Т. 7: Тектоника.— М.: Наука, 1984.— С. 126—134.
- Логачев Н. А., Зорин Ю. А., Рогожина В. А.* Кайнозойский континентальный рифтогенез и геологические формации (на примере Кендзийской и Байкальской рифтовых зон // Геотектоника.— 1983.— № 2.— С. 3—15.
- Логачев Н. А., Ломоносова Т. К., Климанова В. М.* Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра.— М.: Наука, 1964.— 195 с.
- Ломоносов И. С.* Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974.— 166 с.
- Ломоносов И. С., Кустов Ю. И., Пиннекер Е. В.* Минеральные воды Прибайкалья — Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1977.— 223 с.
- Ломоносов И. С., Лысак С. В.* Термальные воды Сибирской платформы и ее горноскладчатого обрамления // Сов. геология.— 1967.— № 5.— С. 110—121.
- Лут Б. Ф.* Геоморфология Прибайкалья и впадины озера Байкал.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— 211 с.
- Лысак С. В.* Геотермические условия и термальные воды южной части Восточной Сибири.— М.: Наука, 1968.— 120 с.
- Лысак С. В.* Новые данные о закономерностях изменения глубинных температур и тепловом потоке юга Восточной Сибири // Геотермия.— М.: ГИН АН СССР, 1976.— Ч. 1.— С. 77—86.
- Лысак С. В.* О соотношении теплового поля Байкальской рифтовой зоны с другими геофизическими полями и гидротермальной активностью // Гидротермальный процесс в области тектонической активизации.— М.: Наука, 1977.— С. 43—48.
- Лысак С. В.* Тепловые аномалии зон активизированных разломов юга Восточной Сибири // Проблемы разломной тектоники.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— С. 87—101.
- Лысак С. В.* Разломы, тепловые потоки и термальные источники северо-восточной части Байкальского рифта // Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона.— М.: Наука, 1982.— С. 151—165.
- Лысак С. В.* Методика и результаты геотермического картирования территории юга Восточной Сибири // Применение геотермии в региональных и поисково-разведочных исследованиях.— Свердловск, 1983.— С. 55—60.
- Лысак С. В.* Тепловой поток континентальных рифтовых зон // Тез. докл. 27-го МГК.— М.: Наука, 1984.— Т. III.— С. 310—311.
- Лысак С. В., Зорин Ю. А.* Геотермическое поле Байкальской рифтовой зоны.— М.: Наука, 1976.— 90 с.
- Лысак С. В., Новоселова М. Р., Дорофеева Р. П.* Прогнозная карта глубинного теплового потока южной части Восточной Сибири // Геотермия.— М.: ГИН АН СССР, 1976.— Ч. 1.— С. 87—96.
- Лысак С. В., Платонов Л. М., Дорофеева Р. П., Левицкий В. Ю.* Геотермические исследования в Байкало-Ангараганском районе трассы БАМ // Сейсмоструктурная и сейсмичность района строительства БАМ.— М.: Наука, 1980.— С. 139—153.
- Любимова Е. А.* Термика Земли и Луны.— М.: Наука, 1968.— 279 с.

- Любимова Е. А., Любошиц В. М., Парфенюк О. И. Численные модели тепловых полей Земли.— М.: Наука, 1983.— 125 с.
- Любимова Е. А., Никитина В. Н., Копербах Е. Б. Тепловые модели морских и континентальных рифтовых зон на примере Красного моря и оз. Байкал // Докл. АН СССР.— 1978.— Т. 243, № 1.— С. 62—65.
- Любимова Е. А., Никитина В. Н., Копербах Е. Б. Тепловой поток Байкальской рифтовой зоны // Комплексные исследования развития Байкало-Монгольского региона в кайнозой.— М., 1981.— С. 87—100.
- Любимова Е. А., Попова А. К. Применение шарового зонда к определению теплопроводности донных осадков Байкала // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли.— 1967.— № 5.— С. 71—75.
- Любимова Е. А., Суетинова Е. И. Изолинии глубинных температур океанической и континентальной литосферы // Теоретические и экспериментальные исследования по геотермике морей и океанов.— М.: Наука, 1984.— С. 5—8.
- Любимова Е. А., Шелягин В. А. Тепловой поток через дно оз. Байкал // Докл. АН СССР.— 1966.— Т. 171, № 6.— С. 1321—1325.
- Международная тектоническая карта Европы и смежных областей. М-б 1 : 2 500 000/ Гл. ред. А. А. Богданов, В. Е. Хаип.— М.: АН СССР, ЮНЕСКО, КГНМ ГУГК.— 1981.
- Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии/Под ред. А. Л. Яншина.— М.: Наука, 1975.— 308 с.
- Методические и экспериментальные основы геотермии.— М.: Наука, 1983.— 232 с.
- Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов.— М.: Недра, 1976.— 279 с.
- Милановский Е. Е. Рифтогенез и его роль в истории Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1984.— № 12.— С. 38—56.
- Милановский Е. Е. Основные проблемы изучения рифтогенеза // Континентальный и океанский рифтогенез.— М.: Наука, 1985.— С. 5—24.
- Минеральные воды южной части Восточной Сибири.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961.— Т. I.— 346 с.; 1962.— Т. II.— 220 с.
- Мишарина Л. А. Напряжения в земной коре в рифтовых зонах.— М.: Наука: 1967.— 134 с.
- Моисеенко У. И., Соколова Л. С., Дучков А. Д. Тепловой поток Байкальской рифтовой зоны и смежных территорий // Геология и геофизика.— 1972.— № 11.— С. 95—103.
- Моисеенко У. И., Смыслов А. А. О геотермической модели земной коры Забайкалья // Тр. Ленингр. о-ва естествоиспыт.— 1983.— Т. 77, № 2.— С. 100—111.
- Монин А. С., Зоненшайн Л. П., Литвин В. М., Сорочтин О. Г. О структуре Красноморского рифта.— Докл. АН СССР.— 1980.— Т. 254, № 5.— С. 1198—1202.
- Многолетнемерзлые горные породы Станового нагорья и Витимского плоскогорья/ Некрасов И. А., Заболотник С. И., Климовский И. В., Шасткевич Ю. Г.— М.: Наука, 1967.— 168 с.
- Нагорья Прибайкалья и Забайкалья/Логачев Н. А., Антощенко-Оленев И. А., Базаров Д. Б. и др.— Сер. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока.— М.: Наука, 1974.— 359 с.
- Недра Байкала (по сейсмическим данным)/Крылов С. В., Мандельбаум М. М., Мишенькин Б. П. и др.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— 105 с.
- Некрасов И. А. Криолитозона северо-востока и юга Сибири и закономерности ее развития.— Якутск: Якутское кн. изд-во, 1976.— 245 с.
- Основные проблемы рифтогенеза.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— 224 с.
- Очерки по глубинному строению Байкальского рифта/Зорин Ю. А., Глевский Г. Н., Голубев В. А., Лысак С. В. и др.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— 153 с.
- Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезо-кайнозойских структур Восточной Сибири и Великого Рифта Африки и Аравии // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1948.— № 5.— С. 25—38.
- Пиннекер Е. В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна.— М.: Наука, 1968.— 170 с.
- Пиннекер Е. В. Термальные воды Саяно-Тувинского нагорья // Вопросы гидрогеологии и гидрогеохимии.— Иркутск, 1969.— С. 93—123.
- Поляк Б. Г., Кононов В. И. Геотермальная активность рифтовых зон // Континентальный и океанский рифтогенез.— М.: Наука, 1985.— С. 94—108.
- Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов // Геотектоника.— 1968.— № 4.— С. 3—20.
- Попова А. К., Сувилов Э. А., Хобарт М. Геотермические исследования рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта // Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана.— М.: Наука, 1974.— Т. 3.— С. 199—210.
- Поспеев В. И., Михалевский В. И. Исследования на юге Сибирской платформы и в Байкальской рифтовой зоне // Исследования теплового и электромагнитного полей в СССР.— М.: Наука, 1975.— С. 121—127.
- Пузырев Н. Н., Крылов С. В., Мишенькин Б. П. и др. Особенности строения литосферы в областях континентальных рифтов по данным сейсмических исследований // Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований.— Киев: Наукова думка, 1977.— С. 99—113.

- Разинкова М. И., Шукин Ю. К. Глубинное строение континентальных рифтов по данным региональных геофизических исследований.— М.: ВИЭМС, 1982.— 57 с.
- Рогожина В. А., Кожевников В. М. Область аномальной мантии под Байкальским рифтом.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— 104 с.
- Роль рифтогенеза в геологической истории Земли.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— 224 с.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области.— М.: Недра, 1967.— Т. II.— 699 с.
- Самсонов В. В. Генетическая классификация газопроявлений юго-восточного побережья Байкала // Геология и геофизика.— 1963.— № 7.— С. 32—40.
- Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— 303 с.
- Сейсмичность и глубинное строение Прибайкалья.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— 174 с.
- Смирнов Я. В. Связь теплового потока со строением и развитием земной коры и верхней мантии // Геотектоника.— 1968.— № 6.— С. 3—25.
- Смирнов Я. В. Тепловое поле территории СССР (пояснительная записка к картам теплового потока и глубинных температур в м-бе 1 : 10 000 000).— М.: ГУГК, 1980.— 150 с.
- Смирнов Я. В. Тепловое поле Земли // Земля и Вселенная.— 1982.— № 3.— С. 24—29.
- Смирнов Я. В. Новые принципы анализа данных теплового потока на территории СССР и некоторые аспекты изучения тектонической активности // Современная тектоническая активность территории СССР.— М.: Наука, 1984.— С. 50—65.
- Смирнов Я. В., Поляк Б. Г. Тепловой поток и некоторые энергетические аспекты геодинамики // Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии.— М.: Наука, 1977.— С. 106—117.
- Соколова Л. С. Геотермический метод оценки температур земной коры // Геология и геофизика.— 1975.— № 7.— С. 103—109.
- Соколова Л. С. Об интерпретации Байкальской аномалии теплового потока // Методика и результаты геотермических исследований.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979.— С. 16—31.
- Соловьёва Л. Н. Морфология криолитозоны Саяно-Байкальской области.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— 126 с.
- Солоненко В. П., Тресков А. А. Среднебайкальское землетрясение 29 августа 1959 г.— Иркутск, 1960.— 35 с.
- Солоненко В. П., Хилько С. Д., Павлов О. В. Сейсмотектоника // Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья.— М.: Наука, 1968.— С. 123—144.
- Сорогачин О. Г. Тепловые потоки через срединно-океанские хребты // Геофизика океана.— М.: Наука, 1979.— Т. 2: Геодинамика.— С. 178—181.
- Сочельников В. В., Золотарев В. Г. Об одном способе количественной интерпретации аномалий теплового потока в рифтовых зонах (на примере Байкальской аномалии) // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли.— 1978.— № 12.— С. 93—95.
- Стейси Ф. Внутреннее тепло Земли // Физика Земли.— М.: Мир, 1972.— С. 269—297.
- Суетнова Е. И. Новые результаты сферического гармонического анализа мировых данных теплового потока // Экспериментальное и теоретическое изучение тепловых потоков.— М.: Наука, 1979.— С. 123—137.
- Тектоника Евразии.— М.: Наука, 1966.— 487 с.
- Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны // Шерман С. И., Медведев М. Е., Ружич В. В. и др.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973.— 135 с.
- Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон.— М.: Наука, 1978.— 95 с.
- Тектоника Северной Евразии (объяснительная записка к тектонической карте Северной Евразии м-ба 1 : 5 000 000)/Пейве А. В., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л. и др.— М.: Наука, 1980.— 221 с.
- Тектоническая карта Северной Евразии. М-б 1 : 5 000 000/Под ред. А. В. Пейве, А. Л. Яншина.— М.: ГУГК, 1979.
- Тектоносфера Земли.— М.: Наука, 1978.— 531 с.
- Тепловое поле Европы.— М.: Мир, 1982.— 376 с.
- Тёркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика: Геологические приложения физики сплошных сред.— М.: Мир, 1985.— Ч. 1.— 376 с.
- Ткаченко Р. И., Флерова Л. И., Маринов Н. А. Минеральные и термальные подземные воды // Гидрогеология Африки.— М.: Недра, 1978.— С. 288—331.
- Ткачук В. Г., Яснитская Н. В., Анкудинова Г. А. Минеральные воды Бурят-Монгольской АССР.— Иркутск, 1957.— 153 с.
- Ушаков С. А. Теплопотери через поверхность Земли // Строение и развитие Земли. Сер. Физика Земли.— М.: ВИНТИ, 1974.— Т. 1.— С. 84—101.
- Фердуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л. и др. Источники тепла и тепловая эволюция Земли // Земля.— М.: Мир, 1974.— С. 709—740.
- Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика): Справочник геофизика.— 2-е изд./Под ред. Н. Б. Дортман.— М.: Недра, 1984.— 455 с.

- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960.— 258 с.
- Фон Герцен Р. П., Лангсет М., Склейтер Дж. и др. Тепловой поток // Геолого-геофизический атлас Индийского океана.— М.: ГУГК, 1975.— С. 105—108.
- Фон Герцен Р. П., Ли У. Х. К. Тепловой поток в океанических областях // Земная кора и верхняя мантия.— М.: Мир, 1972.— С. 61—70.
- Хораи К., Уэда С. Тепловой поток в вулканических областях // Земная кора и верхняя мантия.— М.: Мир, 1972.— С. 71—86.
- Хромовский В. С. Сейсмогеология Южного Прибайкалья.— М.: Наука, 1965.— 122 с.
- Хуторской М. Д. Новые данные о тепловом потоке в МНР // Докл. АН СССР.— 1982.— Т. 262, № 2.— С. 434—437.
- Хуторской М. Д., Голубев В. А., Козловцева С. В., Тимарева С. В. Глубинный тепловой поток в МНР — региональная характеристика и эволюция // Докл. АН СССР.— 1986.— Т. 291, № 4.— С. 939—944.
- Череменин Г. А. Результаты геотермических исследований в Сибири // Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли.— М.: Изд-во АН СССР, 1959.— Т. 1.— С. 246—254.
- Чермак В. Геотермическая модель литосферы и карта мощности литосферы на территории СССР // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли.— 1982.— № 1.— С. 25—38.
- Чермак В. Тепловой поток и глубинное строение Европы // Докл. 27-го МГК.— Т. 8: Геофизика.— М.: Наука, 1984.— С. 94—110.
- Шасткевич Ю. Г. О тепловом потоке в некоторых районах Монголии // Геокриологические исследования.— Якутск, 1971.— С. 74—76.
- Шафеев А. А. Мезозойско-кайнозойский Утуликский дайковый пояс (Юго-Западное Прибайкалье) // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1968.— № 3.— С. 57—65.
- Шерман С. И. Физические закономерности развития разломов земной коры.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— 102 с.
- Якоби В. Р. Геофизические аспекты причин поднятия Рейнского массива и опускания Рейнского грабена // Докл. 27-го МГК.— Т. 8: Геофизика.— М.: Наука, 1984.— С. 57—68.
- Afar monograph // Symposium on the Afar region of Ethiopia and related rift problems/ Ed. by A. Pilger.— Stuttgart, 1975.
- Approaches to taphrogenesis/Ed. by J. H. Fuchs.— Stuttgart, 1974.— 460 p.
- Artyushkov E. V., Boschi E., Zerbini S. On the mechanism of formation of the Tyrrhenian Sea // Pure and Appl. Geophys.— 1983.— V. 121, N 1.— P. 39—62.
- Bailey D. K. The chemical and thermal evolution of rifts // Tectonophysics.— 1983.— V. 94, N 1—4.— P. 585—597.
- Baker B. H., Wohlenberg J. Structure and evolution of the Kenya rift valley // Nature (London).— 1971.— V. 229, N 5286.— P. 538—542.
- Barbery F., Tazieff H., Varet I. Volcanism in the Afar depression: its tectonic and magmatic significance // Tectonophysics.— 1972.— V. 15, N 1/2.— P. 19—29.
- Beck A. E., Mustonen E. Preliminary heat flow data from Gana // Nature Phys. Sci.— 1972.— V. 235, N 61.— P. 172—174.
- Ben-Avraham Z., Hänel R., Villinger H. Heat flow through the Dead Sea rift // Mar. Geol.— 1978.— V. 28, N 3—4.— P. 235—269.
- Berger E. Le diapirisme du manteau supérieur générateur du volcanisme du Massif Central Français // C. r. Acad. Sci.— 1977.— V. 284, N 10.— P. 791—794.
- Birch F. S., Halunen A. I. Heat flow measurements in the Atlantic Ocean, Indian Ocean, Mediterranean Sea and Red Sea // J. Geophys. Res.— 1966.— V. 71.— P. 583—586.
- Bram K., Schmeling B. D. Structure of crust and upper mantle beneath the Western rift of East Africa, deduced from investigations of near earthquakes // Sci. Rept. Int.— Union. Commis. Geodyn.— 1976.— N 16.— P. 138—143.
- Bridwell R. I., Potzick C. Thermal regimes, mantle diapirs and crustal stresses of continental rift // Tectonophysics.— 1981.— V. 73, N 1—3.— P. 15—32.
- Browne S. E., Fairhead I. D. Gravity study of the Central African Rift System: a model of continental disruption // Tectonophysics.— 1983.— V. 94, N 1—4.— P. 187—203.
- Bullard E. C. Heat flow in South Africa // Proc. Roy. Soc. London. Ser. A.— 1939.— V. 173.— P. 474—502.
- Carte géologique de la France et de la marge continentale à l'échelle de 1/1 500 000 // Goguel I., Dottin O., Fourniquet I. et al.— Bureau de recherches géologiques minières, Orleans, 1980.
- Carte A. E., Rooyen A. I. Further measurements of heat flow in South Africa // J. Mine. Vent. Soc. S. Afr.— 1971.— V. 24, N 7.— P. 94—98.
- Čermak V. Relation between heat flow and crustal thickness // Acta geol. Acad. sci. hung.— 1977(1979).— V. 21, N 4.— P. 261—263.
- Chapman D. S., Pollack H. N. Global heat flow: a new look // Earth and Planet. Sci. Lett.— 1975.— V. 28, N 1.— P. 23—32.
- Chapman D. S., Pollack H. N. Heat flow and heat production in Zambia: evidence for lithospheric thinning in Central Africa // Tectonophysics.— 1977.— V. 41, N 1—3.— P. 79—100.

- Contribution of magnetism and gravimetry in the knowledge of the anteprepermian basement in the Rhinegraben Applications to geothermy // Edel I. B., Roche A., Campes O. et al.—Adv. Eur. Geotherm. Res. Proc. 2nd Int. Semin. Results EC Geotherm. Energy Res.—Strasbourg; Dordrecht et al., 1980.—P. 89–98.*
- Coutelle A., Duée G. Essai sur la tectogenèse des chaînes alpines de la Méditerranée occidentale // Bull. Cent. rech. explor.—prod. Elf. Aquitaine.—1984.—V. 8, N 1.—P. 1–13.*
- Crane K. Thermal variations in the Gregory Rift of southern Kenya // Tectonophysics.—1981.—V. 74, N 3–4.—P. 239–262.*
- Crane K., O'Connell S. The distribution and implications of heat flow from the Gregory Rift in Kenya // Tectonophysics.—1983.—V. 94, N 1–4.—P. 235–275.*
- Creutzburg H. Untersuchungen über den Wärmestrom der Erde in Westdeutschland // Kali und Steinsalz.—1964.—V. 4, N 3.—P. 73–108.*
- Crough S. T. Rifts and swells: geophysical constraints on causality // Tectonophysics.—1983.—V. 94, N 1–4.—P. 23–37.*
- Crough S. T., Thompson G. A. Numerical and approximate solution for lithosphere thickening and thinning // Earth and Planet. Sci. Lett.—1976.—V. 31, N 3.—P. 397–402.*
- Darracott B. W., Fairhead J. D., Girdler R. W. Gravity and magnetic surveys in northern Tanzania and southern Kenya // Tectonophysics.—1972.—N 15.—P. 131–142.*
- Davies G. F. Review of oceanic and global heat flow estimates // Rev. Geophys. and Space Phys.—1980.—V. 18, N 3.—P. 718–722.*
- De Beer J., Gough D. I. Conductive structures in southernmost Africa: a magnetometer array study // Geophys. J. Roy. Astron. Soc.—1980.—V. 63, N 2.—P. 479–495.*
- Degens E. T., Ross D. A. The Red Sea hot brines // Sci. Amer.—1970.—V. 222, N 4.—P. 32–42.*
- Degens E. T., von Herzen R. P., Wong H. K. Lake Tanganyika: water chemistry, sediments, geological structure // Naturwissenschaften.—1971.—V. 58.—P. 229–241.*
- Derruau M. Sur la morphologie du Massif Central // Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central Français.—Symp. J. Jung. Clermont-Ferrand.—Plein Air Service, 1971.—P. 33–44.*
- Didier I., Lameyre I. Les granitoïdes du Massif Central/Ad. by A. Autran and I. Dercourt // Evolution structure de la France.—Cong. Géol. Int., 26 c., Coll C7. Mém. B. R. G. M. Fr.—1980, 107. P. 63–70.*
- Dupuy C., Leyreloup A., Vernierest I. The lower continental crust of the Massif Central (Bournac, France) — with special references to REE, U and Th composition, evolution, heat-flow production // Origin and Distrib. Elem. Proc. 2nd Symp. Paris, 1977.—Oxford et al., 1979.—P. 401–415.*
- Eckstein Y., Simmons G. Measurement and interpretation heat flow in Israel // Geothermics.—1977.—V. 6, N 3/4.—P. 117–142.*
- Eldholm O. Observations on the margin off Norway (60–70°N) and the history of early Cenozoic rifting // Tectonics and geophys. contin. rifts.—Dordrecht et al., 1978.—V. 2.—P. 229–236.*
- Elmohandes S. E. The central European graben system: rifting imitated by clay modeling // Tectonophysics.—1981.—V. 73, N 1–3.—P. 69–78.*
- England Ph. C. Heat flow and the deep structure of the continents // Nature.—1980.—V. 285, N 5767.—P. 611–612.*
- England Ph. C., Richardson S. W. Erosion and the age dependence of continental heat flow // Geophys. J. Roy. Astron. Soc.—1980.—V. 62, N 2.—P. 421–437.*
- Erickson A. I., Simmons G., Ryan W. B. Review of heat flow data from the Mediterranean and Aegean seas // Symp. Int. struct. hist. Mediterr. Basins, Split, 1976.—Paris, 1977.—P. 263–279.*
- Eugster H. P. Lake Magadi, Kenya, and its precursors // Hypersaline brines and evaporitic environments.—Amsterdam: Elsevier, 1980.—P. 195–235.*
- Evans T. R., Coleman N. C. North Sea geothermic gradients // Nature.—1974.—V. 247, N 5435.—P. 28–30.*
- Evans T. R., Tammemagi H. Y. Heat flow and heat production in Northeast Africa // Earth and Planet. Sci. Lett.—1974.—V. 23, N 3.—P. 349–356.*
- Explosion seismology in Central Europe/Ed. by P. Giese, C. Prodehl, A. Stein.—Berlin: Springer-verlag, New York; Heidelberg, 1976.—P. 32–39.*
- Fagerland N. Tectonic analysis of a Viking graben border fault // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.—1983.—V. 67, N 11.—P. 2125–2136.*
- Fairhead I. H. Crustal structure of the Gulf of Aden and the Red Sea // Tectonophysics.—1973.—V. 20, N 1–4.—P. 261–267.*
- Finetti I. Geophysical study of the Sicily Channel rift zone // Boll. geofis. teor. ed. appl.—1984.—V. 26, N 101–102.—P. 3–28.*
- Fitton I. Active versus passive continental rifting: evidence from the West African rift system // Tectonophysics.—1983.—V. 94, N 1–4.—P. 473–481.*
- Friedrichsen H. Geothermal systems in the Upper Rhine graben and northern Black Forest: a chemical and stable isotope study // Tectonophysics.—1981.—V. 73, N 1–3.—P. 125–140.*

- Fuchs K., Bonjer K. P., Prodehl C.* The continental rift system on the Rhinegraben — structure, physical properties and dynamical processes // *Tectonophysics*.— 1981.— V. 73, N 1—3.— P. 79—90.
- Geoelectric and geothermal studies (East-Central Europe, Soviet Asia).* KAPG geophysical monograph/Ed.-in-chief A. Adam.— Budapest: Akadémiai Kiadó, 1976.— 752 p.
- Geology, geochemistry and hydrology of not springs of the East African rift system in Ethiopia.*— Addis Ababa, 1971.— 432 p.
- Geothermal synthesis of the upper Rhine-Graben/Munck F., Sauer K., Walgenwitz F., Tietze R.* // *Adv. Eur. Geotherm. Res. Proc. 2nd. int. Semin. Results. EC Geotherm. Energy. Res.*— Strasbourg; Dordrecht et al., 1980.— P. 45—49.
- Geothermics in Hainaut (Belgium)* // Delmer A., Dom Ph., Leclercq V. et al. // *Adv. Eur. Geotherm. Energy Res.*— Strasbourg; Dordrecht et al., 1980.— P. 113—115.
- Girdler R. W., Evans T. R.* Red Sea heat flow // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*— 1977.— V. 51, N 1.— P. 245—251.
- Graben problems.* Int. Upper. Mantle project // Ed. by Y. H. Illies, St. Mueller.— Stuttgart, 1970.— 316 p.
- Gravity survey and interpretation of Bouguer anomalies in the Campidano geothermal area (Sardinia, Italy)*/Balìa R., Ciminale M., Loddo M. et al.— *Geothermics*.— 1984.— V. 13, N 4.— P. 333—347.
- Haack U.* On the content and vertical distribution of K, Th, U in the continental crust // *Earth and Planet. Sci. Lett.*— 1983.— N 62.— P. 360—366.
- Haenel R.* Heat flow measurements and a first heat flow map of Germany // *Z. Geophys.*— 1971.— V. 37.— P. 975—992.
- Haenel R.* Heat flow measurements in the Red Sea and Gulf of Aden // *Z. Geophys.*— 1972.— V. 38.— P. 1035—1047.
- Harper M. L.* Approximate geothermal gradients in the North Sea Basin // *Nature*.— 1971.— V. 230, N 5291.— P. 235—245.
- Heat flow in the Balearic and Tyrrhenian Basins, Western Mediterranean* // Hutchison I., Von Herzen R. P., Loudon K. E. et al. // *J. Geophys. Res.*— 1985.— V. 90, N 1.— P. 685—701.
- Hentinger R., Jolivet I.* Nouvelles déterminations du flux géothermique en France // *Tectonophysics*.— 1970.— V. 10, N 1—3.— P. 127—146.
- Herman B. M., Langseth M. J., Hobart M. A.* Heat flow in the oceanic crust bounding Western Africa // *Tectonophysics*.— 1977.— V. 41, N 1—3.— P. 61—77.
- Hirn A.* Le cadre structural profond d'après les profils sismiques/Ed. A. Autran and J. Dercourt // *Evolution structurale de la France*.— Cong. Géol. Int. 26 e. Coll. C 7. Mem. B. R. G. Fr.— 1980.— V. 107.— P. 34—39.
- Horai K.* Heat flow anomaly associated with dike intrusion, 2 // *J. Geophys. Res.*— 1976.— V. 81, N 5.— P. 894—898.
- Horai K., Simmons J.* Spherical harmonic analysis of terrestrial heat flow // *Earth and Planet. Sci. Lett.*— 1969.— V. 6, N 5.— P. 386—394.
- Hurtig E., Oelsner C.* Heat flow, temperature distribution and geothermal models in Europe: some tectonic implications // *Tectonophysics*.— 1977.— V. 41.— P. 147—156.
- Illies I. H.* An intercontinental belt on the world rift system // *Tectonophysics*.— 1969.— V. 8, N 1.— P. 5—29.
- Illies I. H., Hoffers B.* Neotectonics and geothermal anomalies in the Rhinegraben // *Adv. Eur. Geotherm. Res. Proc. 2nd Int. Semin. Results EC Geotherm. Energy Res.*— Strasbourg; Dordrecht et al., 1980.— P. 50—61.
- Jensen P. K.* Calculations on the thermal conditions around a salt diapir // *Geophys. Prospect.*— 1983.— V. 31, N 3.— P. 481—489.
- Jessop A. M., Hobart M. A., Sclater I. G.* The world heat flow data collection 1975 // *Geothermal Service of Canada Geotherm.*— 1976.— Ser. 5.— 125 p.
- Just G., Marle C.* Zur radioaktiven Wärmeproduktion basischer Vulkanite im Südtell der DDR // *Geophys. Veröff.*— Leipzig: Karl-Marx-Univ., 1978.— B. 1, N 4.— S. 79—84.
- Kappelmeyer O.* The geothermal field of the Upper Rhinegraben // *Adhaude. Geol. Landesamt. Baden.— Württemberg.*— 1967.— N 6.— P. 101—103.
- Kappelmeyer O., Haenel R.* Geothermics with special reference to application, *Geoexploration Monogr.*— Berlin; Stuttgart: Gebr. Bornträger, 1974.— N 1/4.— 238 p.
- King B. C.* A comparison between the older (Karoo) rifts and the younger (Cenozoic) rifts of eastern Africa // *Tectonics and Geophys. Contin. Rifts.*— Dordrecht et al., 1978.— V. 2.— P. 347—350.
- Knopoff L.* Thermal convection in the Earth's mantle // *The Earth's mantle.*— London; New York: Academic Press, 1967.— P. 171—196.
- Krige L. I.* Borehole temperatures in the Transvaal and Orange Free State // *Proc. R. Soc.*— 1939.— V. 1, Ser. A.— V. 173.— P. 450—474.
- Kronberg P.* Die Querzone von Lippstadt — Warstein — Ramsbeck im Satellitenbild: Tiefenstrukturen und oberflächennahe Bruchstrukturen // *Fortschr. Geol. Rheinland und Westfalen.*— 1982, V. 30.— S. 405—411.
- Lachenbruch A. H.* Rapid estimation of the topographic disturbance to superficial thermal gradients // *Rev. Geophys.*— 1968a.— V. 6, N 3.— P. 365—400.

- Lachenbruch A. H.* Preliminary geothermal model of the Sierra Nevada // *G. Geophys. Res.*— 1968b.— V. 73, N 22.— P. 6977—6989.
- Lake Kivu: structure, chemistry and biology on the East African rift lake* // *Degens E. T., von Herzen R. P., Wong H. K. et al./Geologische Rundschau.*— 1973.— B. 62, H. 1.— S. 245—277.
- Langseth M. Jr.* The flow of heat from the Earth and global distribution at the surface // *AIAA Paper.*— 1969.— N 589.— 10 p.
- Lauer I.-P.* Isothermes profondes et «effets de socle» // *Bull. Soc. géol. France.*— 1976.— V. 18, N 5.— P. 1139—1149.
- Lee W. H.* On the global variations of terrestrial heat flow // *Phys. Earth and Planet. Inter.*— 1970.— V. 2, N 5.— P. 332—341.
- Lee W. H. K., MacDonald G. I. F.* The global variations of terrestrial heat flow // *J. Geophys. Res.*— 1963.— V. 68, N 24.— P. 6481—6492.
- Legrand R.* Jalons géothermiques // *Mem. Serv. géol. Belg.*— 1975.— N 16.— 46 p.
- Le Pichon X., Langseth M. Jr.* Heat flow from the mid-ocean ridges and sea-floor spreading // *Tectonophysics.*— 1969.— V. 8, N 4—6.— P. 319—344.
- Locardi E.* Individuazione di strutture seismogenetiche dall'esame della evoluzione vulcano-tettonica dell'Appennino e del Tirreno // *Mem. Soc. geol. Ital.*— 1982 (1984).— N 24/3.— P. 569—596.
- Logatchev N. A., Zorin Y. A., Rogozhina V. A.* Baikal rift: active or passive? — Comparison of the Baikal and Kenya rift zones // *Tectonophysics.*— 1983.— V. 94, N 1—4.— P. 223—240.
- Long R. E.* The deep structure of the East African Rift and its relation to Afar // *Sci. Rept. Int.— Union Commis. Geodyn.*— 1976.— N 16.— P. 130—137.
- Lucazeau F., Vasseur G., Bayer R.* Interpretation of heat flow data in the French Massif Central // *Tectonophysics.*— 1984.— V. 103, N 1—4.— P. 99—119.
- Lysak S. V.* Terrestrial heat flow in the south of East Siberia // *Tectonophysics.*— 1984, V. 103, N 1—4.— P. 205—215.
- Maguire P. K. H., Khan M. A.* The deep structure and dynamics of the East African plateau, the Kenya Dome and the Gregory Rift // *Proc. Geol. Assoc.*— 1980.— V. 91, N 1—2.— P. 25—31.
- Makris I., Menzel H., Zimmermann Y.* A preliminary interpretation of the gravity field of Afar, northeast Ethiopia // *Tectonophysics.*— 1972.— V. 15, N 1/2.— P. 31—40.
- Map of terrestrial heat flow data*/Publ. by World Center A for Earth geophysics.— Colorado (USA): Boulder, 1976.
- Mareschal I. C.* Mechanisms of uplift preceding rifting // *Tectonophysics.*— 1983.— V. 94, N 1—4.— P. 51—66.
- Marinelli G.* La province géothermique de la depression Dankali // *Ann. mines.*— 1971.— P. 123—134.
- McKenzie D. P.* Some remarks of heat flow and gravity anomalies // *J. Geophys. Res.*— 1967.— V. 72, N 24.— P. 6261—6273.
- Mohr P. A.* Ethiopian rift and plateaus: some volcanic petrochemical differences // *J. Geophys. Res.*— 1971.— V. 76.— P. 1967—1984.
- Mohr P. A., Wood C. A.* Volcano spacing and lithospheric attenuation in the Eastern Rift of Africa // *Earth and Planet. Sci. Lett.*— 1976.— V. 33.— P. 126—144.
- Morgan P.* Constraints of rift thermal processes from heat flow and uplift // *Tectonophysics.*— 1983.— V. 94, N 1—4.— P. 277—298.
- Morgan P., Swanberg Ch. A.* Heat flow and geothermal potential of Egypt // *Pure and Appl. Geophys.*— 1978/1979.— V. 117, N 1—2.— P. 213—226.
- Müller S.* Tiefenstruktur, Dynamik und Entwicklung des Mittelmeer und Alpenraumes // *Vierteljahrsschr. Naturforsch. Ges. Zürich.*— 1984.— B. 129, N 3.— S. 217—245.
- Nason R. D., Lee W. H. K.* Heat flow measurements in the North Atlantic, Caribbean and Mediterranean // *J. Geophys. Res.*— 1964.— V. 69.— P. 4875—4883.
- Neugebauer H. J.* Mechanical aspects of continental rifting // *Tectonophysics.*— 1983.— V. 94.— P. 91—108.
- Noble I. W., Ojiambo S. B.* Geothermal exploration in Kenya // *Proc. 2nd U. N. Symp. on the development and use of geothermal resources.*— San Francisco, Calif., 1973.— V. 1.— 129 p.
- Nwachukwu S. O.* Approximate geothermal gradients in Niger delta sedimentary basin // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*— 1976.— V. 60, N 7.— P. 1073—1077.
- Panza G. F.* Structure of the lithosphere — asthenosphere system in the Mediterranean region // *Ann. Geophys.*— 1984.— V 2, N 2.— P. 137—138.
- Perrier G., Ruegg I. C.* Structure profonde du Massif Central Français // *Ann. Geophys.*— 1973.— N 29.— P. 435—502.
- Plateau uplift: The Rheinisch shield — a case history*/Ed. by K. Fuchs et al.— Berlin et al.: Springer-Verlag, 1983.— V. XVIII.— 411 p.
- Plein E., Dörholt W., Greiner G.* Das Krefelder Gewölbe in der Niederrheinischen Bucht— Teil einer großen Horizontalverschlebungszone? // *Fortschr. Geol. Rheinland und Westfalen.*— 1982.— B. 30.— S. 15—29.
- Pollack H. N.* Steady heat conduction in layered mediums: the half space and sphere // *J. Geophys. Res.*— 1965.— V. 70, N 22.— P. 5645—5648.

- Pollack H. N.* The heat flow from the continents // *Ann. Rev. Earth and Planet. Sci.*—Palo Alto, Calif., 1982.—V. 10.—P. 459—481.
- Pollack H. N., Chapman D. S.* On the regional variation of heat flow, geotherms and the thickness of the lithosphere // *Tectonophysics.*—1977a.—V. 38.—P. 279—296.
- Pollack H. N., Chapman D. S.* Mantle heat flow // *Earth and Planet. Sci. Lett.*—1977b.—V. 34, N 2.—P. 174—184.
- Premières déterminations du flux de chaleur et de la production de chaleur en Corse/ Lesquer A., Pagel M., Orsini I.-B., Bonin B.* // *C. r. Acad. Sci.—Sér. 2.*—1983.—V. 297, N 6.—P. 491—494.
- Rao R. U. M., Jessop A. M.* A comparison of the thermal characters of shields // *Canad. J. Earth Sci.*—1975.—V. 12.—P. 347—360.
- Ringwood A. F.* Composition and petrology of the Earth's Mantle/McGraw-Hull, New York, 1978.—618 p.
- Risler I. I.* Géothermomètres et sources chaudes du Massif Central Français // *Bull. Bur. rech. géol. et minières.*—1976.—Sec. III, N 1—2.—P. 101—106.
- Ritz M.* Use of the magnetotelluric method for a better understanding of the West African shield // *J. Geophys. Res.*—1983.—V. 88, N 12.—P. 10625—10633.
- Roy R. F., Blackwell D. D., Birch F.* Heat generation of plutonic rocks and continental heat flow provinces // *Earth and Planet. Sci. Lett.*—1968.—V. 5, N 1.—P. 1—12.
- Russell M. I., Smythe D. K.* Origin of the Oslo graben in relation to the Hercynian-alleghenian orogeny and lithospheric rifting in the North Atlantic // *Tectonophysics.*—1983.—V. 94, N 1—4.—P. 457—472.
- Rybach L., Buntebarth G.* Relations between the petrophysical properties density, seismic velocity, heat generation and mineralogical constitution // *J. Earth and Planetary Sci. Lett.*—1982.—V. 57, N 2.—P. 367—376.
- Sadee C. P.* Interpretation of South-Limburg subsurface temperature data // *Geol. en mijnbou.*—1975.—V. 54, N 3—4.—P. 184—194.
- Sass I. H., Behrendt I. C.* Heat flow from the Liberian Precambrian shield // *J. Geophys. Res.*—1980.—V. 85, N 6.—P. 3159—3162.
- Schatz I. F., Simmons G.* Thermal conductivity of Earth materials of high temperatures // *J. Geophys. Res.*—1972.—V. 77.—P. 6966—6983.
- Scheuch I.* Preliminary heat flow map of the Red Sea and an attempt to provide a geological-geophysical interpretation // *Sci. Rept. Int.—Union Commis. Geodyn.*—1976.—N 16.—P. 171—174.
- Schoell M., Hartmann M.* Changing hydrothermal activity in the Atlantic deep geothermal system // *Nature.*—1978.—V. 274, N 5673.—P. 784—785.
- Sclater I. G.* Heat flow in the north-west Indian Ocean and Red Sea // *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*—1966.—A. 259.—P. 271—278.
- Sclater I. G., Francheteau I.* The implications of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the Earth // *Geophys. J. R. Astr. Soc.*—1970.—N 20.—P. 509—520.
- Sclater I. G., Jaupart C., Galson D.* The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the Earth // *Rev. Geophys. and Space Phys.*—1980.—V. 18, N 1.—P. 269—311.
- Searle R., Gouin P.* A gravity survey of the central part of the Ethiopian Rift Valley // *Tectonophysics.*—1972.—V. 15, N 1/2.—P. 41—52.
- Simmons G.* Interpretation of heat flow anomalies. I. Contrast in heat production // *Rev. Geophys.*—1967.—V. 5, N 1.—P. 43—52.
- Skinner N.* Recent geophysical studies of Kenya rift valley // *Contemp. phys.*—1977.—V. 18, N 5.—P. 455—470.
- Smith P.* Red hot sea // *Nature.*—1977.—V. 270, N 5634.
- Sonnenfeld P.* Effects of tandem mantle plumes crossing the Mediterranean // *Rapp. et proc. verb. reien. Commis. int. explor. sci. Mer. Méditerr., Monaco.*—1979.—V. 25—26, N 2a.—P. 103—104.
- Souriau A.* Structure profonde, flux de chaleur et age // *7-e Réunion annu. sci. terre, Lyon.*—Paris, 1979.—432 p.
- Spohn T., Schubert G.* Convective thinning of the lithosphere: a mechanism for initiation of continental rifting // *J. Geophys. Res.*—1982.—V. 87, N B6.—P. 4669—4681.
- Stieltjes L.* Recherche d'un champ géothermique dans une zone d'expansion océanique: exemple du Rift d'Asal // *Bull. Bur. rech. géol. et minières.*—1976.—Sec. 11.—V. 44, N 1.—115 p.
- Tazteff H., Varet I.* Signification tectonique et magmatique de l'Afar septentrional (Ethiopie) // *Rev. geogr. phys. géol. dynam.*—1969.—V. XI, fasc. 4.—P. 429—450.
- Tectonic map of Africa/Convenor G. Choubert.*—C. C. G. M./UNESCO, 1968.
- The Rhinegraben progress report 1967/Ed. by I. R. Rithe, K. Sauer* // *Int. Upper mantle project. Sci. Rp.*—N 13.—Freiburg; Strasbourg, 1967.—146 p.
- Terrestrial heat flow/Ed. by W. H. K. Lee.* *Geophys. Monogr.*—Washington, D. C.: Am. Geophys. Union, 1965.—N 8.
- Tryti I., Sellevole M.* Seismic crustal study of the Oslo Rift // *Pure and Appl. Geophys.*—1977.—V. 115, N 4.—P. 1061—1085.

- Vasseur G., Nouri Y.* Trends of heat flow in France: relation with deep structure // *Tectonophysics*.— 1980.— V. 65, N 3—4.— P. 209—223.
- Verhejen P. I. T., Ajakaiye.* Heat flow measurements in the Ririwai ring complex, Nigeria // *Tectonophysics*.— 1979.— V. 54.— P. 27—32.
- Vitorello I., Pollack H. N.* On the secular variation of continental heat flow and the thermal evolution of continents // *J. Geophys. Res.*— 1980.— V. 85.— P. 983—995.
- Von Herzen R. P., Lee W. H. K.* Heat flow in oceanic regions // *Earth's crust and upper mantle*.— Washington, D. C.: Am. Geophys. Union, 1971.— P. 88—95.
- Von Herzen R. P., Vacquier V.* Terrestrial heat flow in Lake Malawi, Africa // *J. Geophys. Res.*— 1967.— V. 72, N 16.— P. 4221—4226.
- Wendlandt R. F., Morgan P.* Lithospheric thinning associated with rifting in East Africa // *Nature*.— 1982.— N 298.— P. 734—736.
- Werner D., Doehl F.* Eine geothermische Karte des Rheingrabenuntergrundes // *Sci. Rept. Int.*— Union Commis. Geodyn.— 1974.— N 8.— P. 182—191.
- Werner D., Kahle H. G.* A geophysical study of the Rhine graben. I. Kinematics and geothermics // *Geophys. J. K. Astron. Soc.*— 1980.— V. 62.— P. 617—630.
- Wohlenberg I.* The structure of the lithosphere beneath the East African rift zones from interpretation of Bouguer anomalies // *Sci. Rept. Int.*— Union. Commis. Geodyn.— 1976.— N 16.— P. 125—130.
- Wohlenberg I.* The subsurface temperature field of the Federal Republic of Germany // *Geol. Jahrb.*— 1979.— N 15.— P. 3—29.
- Wright I. B.* Review of the origin and evolution of the Benue trough in Nigeria // *Earth Evol. Sci.*— 1981.— V. 1, N 2.— P. 98—103.
- Zarudzki E. F.* The astraint of Sicily — a geophysical study // *Rev. geogr. phys. geol. dynam.*— 1972.— V. XIV, N 1.— P. 11—27.
- Zippelt K., Mälzer H.* Recent height changes in the central segment of the Rhinegraben and its adjacent shoulders // *Tectonophysics*.— 1981.— V. 73, N 1—3.— P. 119—123.
- Zorin Yu. A.* The Baikal rift: an example of the intrusion of asthenospheric material into the lithosphere as the cause of disruption of lithospheric plates // *Tectonophysics*.— 1981.— V. 73, N 1—3.— P. 94—101.
- Zorin Yu. A., Osokina S. V.* Model of the transient temperature field of the Baikal Rift lithosphere // *Tectonophysics*.— 1984.— V. 103, N 1—4.— P. 193—204.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. Тепловой поток из недр Земли	6
Глава II. Африкано-Аравийский рифтовый пояс	16
Глава III. Рейнско-Ливийский рифтовый пояс	50
Глава IV. Байкальский рифтовый пояс	90
Глава V. Геотермические модели континентальных рифтов	159
Глава VI. Тепловой поток и континентальный риф- тогенез	173
Заключение	186
Литература	188

Научное издание

Лысак Светлана Васильевна

ТЕПЛОЙ ПОТОК
КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ
РИФТОВЫХ
ЗОН

Редакторы издательства *А. Ю. Степанова, Г. А. Есева*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *В. В. Седунов*
Технический редактор *А. В. Сурганова*
Корректоры *В. В. Борисова, Т. Ф. Погиблова*

ИБ № 34172

Сдано в набор 28.10.87. Подписано к печати 25.04.88. МН-01231. Формат 70×108^{1/16}. Бумага типографская № 2. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 17,5+вкладка
Усл. кр.-отт. 18,2. Уч.-изд. л. 20. Тираж 1000 экз. Заказ № 1119. Цена 3 р. 50 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»,
Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99, Советская 18,
4-я типография издательства «Наука», 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

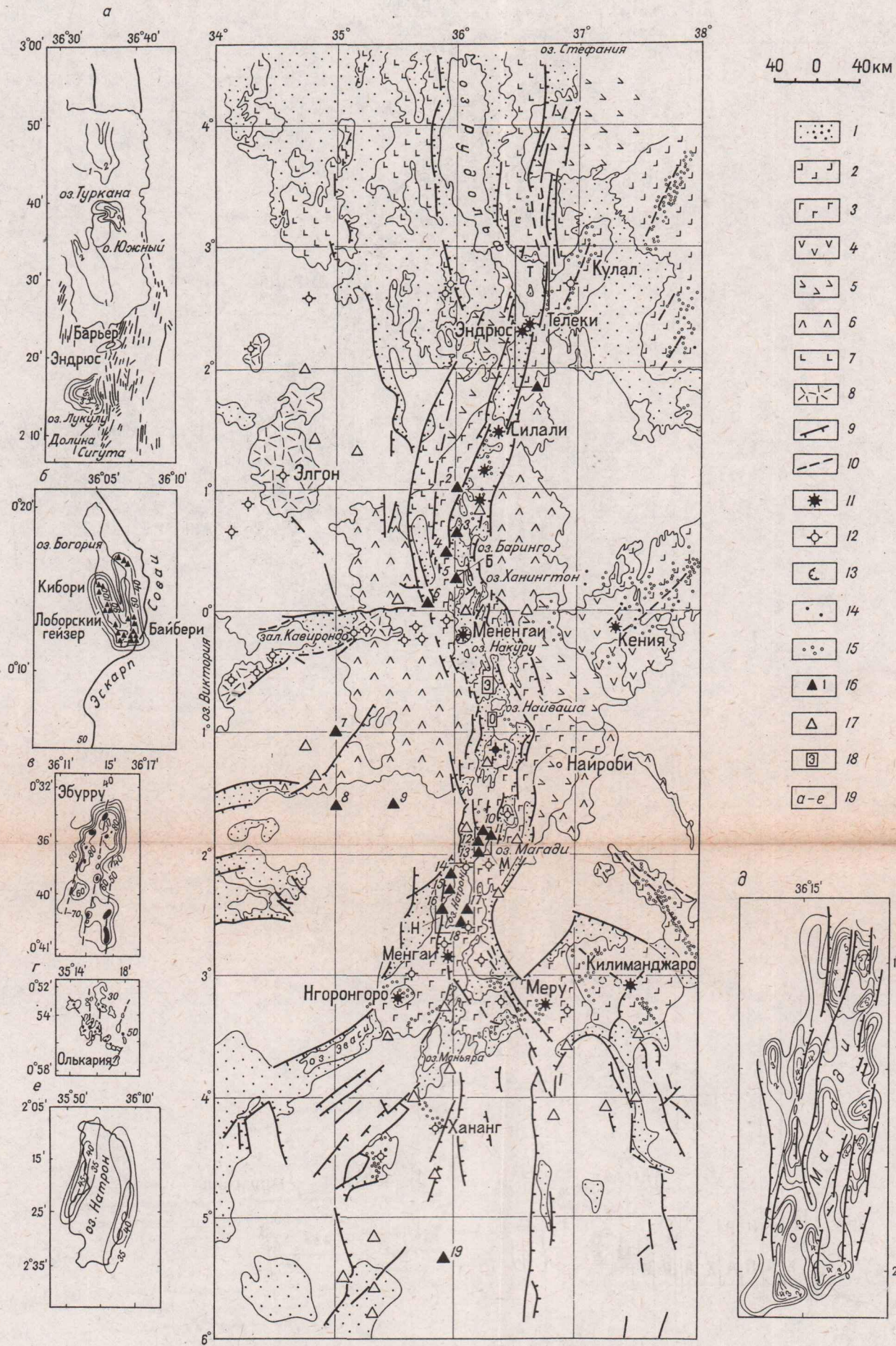


Рис. 12. Структурно-геологическая схема Кенийской рифтовой зоны с геотермическими данными [Baker, Wohlenberg, 1974; Geology, geochemistry... 1974; Милановский, 1976; Логачев, 1977; Ткаченко и др., 1978; Crane, 1984; Crane, O'Connell, 1983].

1 — участки относительного новейшего опускания, заполненные осадками неогена — антропогена; 2—8 — вулканы: голоценовые (2), плейстоценовые (3), верхнеплистоценовые (4), средне- и нижнеплистоценовые (5), верхнемиоценовые (6), средне- (7) и нижнемиоценовые (8); 9 — зоны глубоких трещин растяжения; 10 — вулканы; 11—15 — вулканы: действующие (11), потухшие (12), кальдеры (13), мелкие моногенные участки (14), эксплозивные воронки — маары (15); 16—17 — источники с термальной водой; 18 — участки хлоридно-гидрокарбонатной (10—13 — Магади, 40—85°C, 14—18 — Натрон, 37—48°C), гидрокарбонатной натриевой (1 — Рудольф, 50°C, 2 — Капелло, 49°C, 4 — Кибориит, 100°C) и натриево-кальциевой (5 —

Квайбейей, 93°C), азотной хлоридной (20 — Мпонде, 42°C, 21 — Таква, 38°C), хлоридно-гидрокарбонатной натриевой (8 — Манаква, 27°C, 9 — Маджи Мото, 37°C) и магниевое-кальциевое-натриевой (19 — Кандоа, 25°C), гидрокарбонатной натриевой (7 — Ньялони, 37°C) и натриево-кальциевой (3 — Лобон, 37°C, 6 — Арус, 85°C), 17 — прочие; 18 — участки геотермальных исследований (Б — Богорийский, М — Магадийский, Н — Натронский, О — Олькарийский, Т — Турканский, Э — Эбуррийский); 19 — структурные и геотермальные условия отдельных участков (врезки): а — изотермы, показывающие приращение (ΔT) и средней температуре воздуха в районе оз. Туркана (по данным ИГ-съемки), б — изотермы (°C) вокруг термальных источников, питающих оз. Богория, в — изотермы (°C) Эбуррийского (а) и Олькарийского (б) участков на глубине 1 м (черные пятна — разогрев свыше 90°C), г — распространение зон горячей воды на оз. Магади (приращения к средней температуре воды — 22°C — приведены по данным ИГ-съемки), е — гидротермальные аномалии по берегам оз. Натрон (по данным наземной съемки термальных источников).

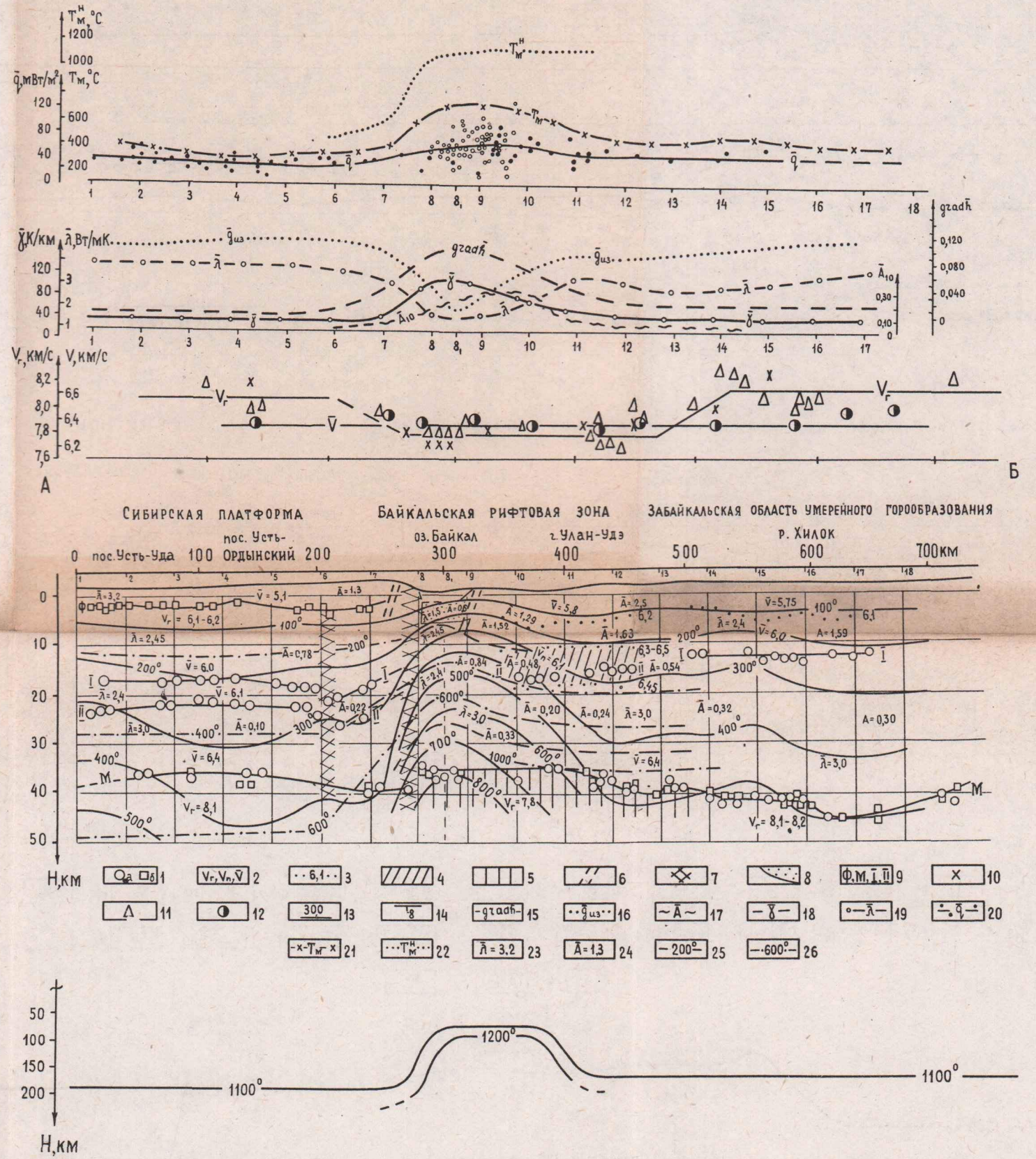
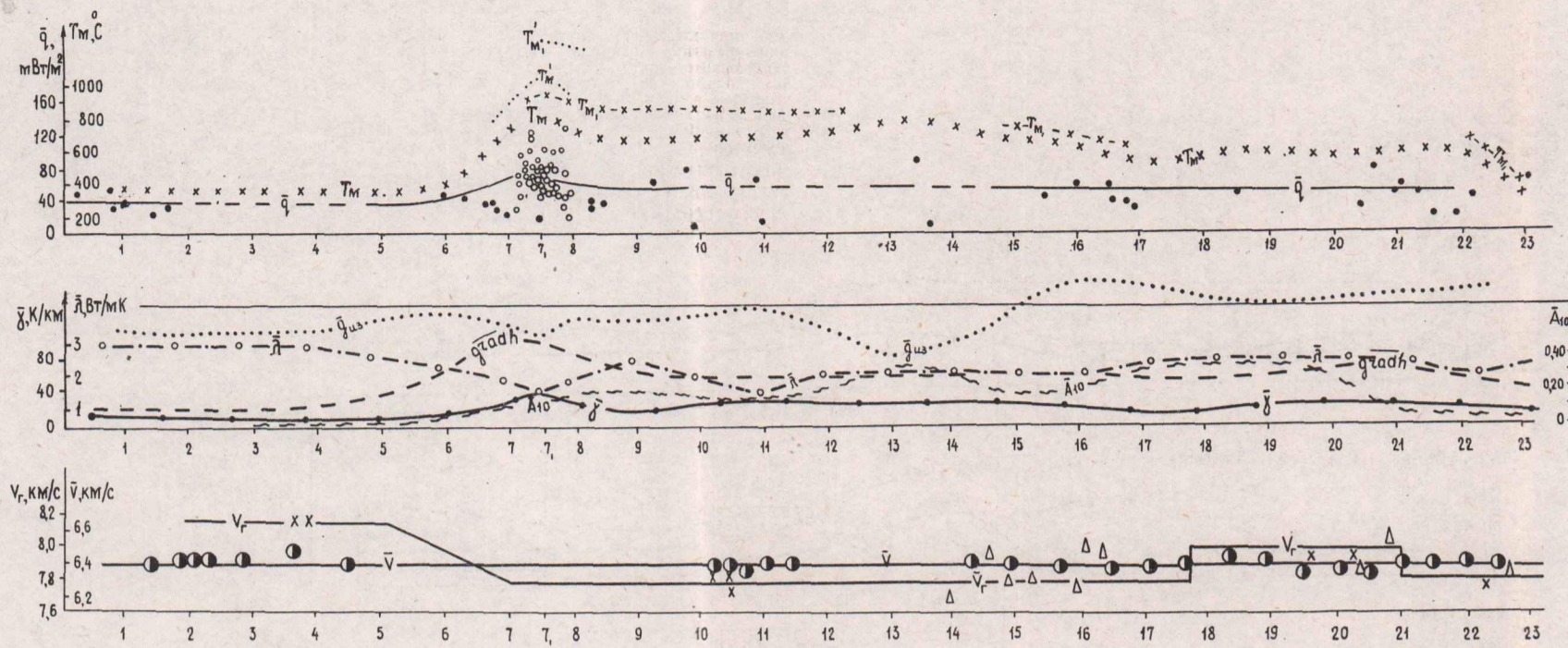


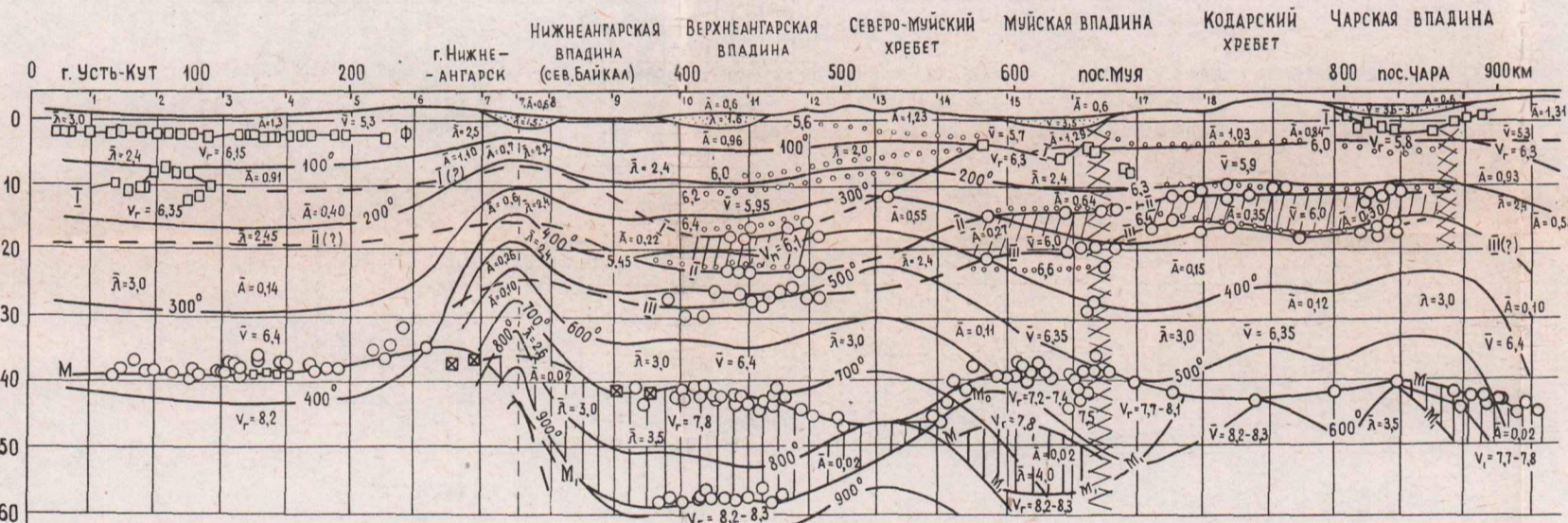
Рис. 56. Геотраверс «Усть-Уда — оз. Байкал — Хилок» [Зорин, 1971; Очерки..., 1977; Сейсмическое районирование..., 1977; Недра Байкала..., 1981; Голубев, 1982; Зорин и др., 1984; Каталог..., 1985; Дорофеева, Лысак, 1987].

1—12 — сейсмический профиль: 1 — глубины по отраженным (а) и преломленным (б) волнам, 2 — границная, пластовая и средняя скорости, км/с, 3 — изолинии скоростей и их значения, км/с, 4 — волнодольный слой, 5 — слой с пониженной скоростью в верхней мантии («аномальная» мантия), 6 — близповерхностные разломы, 7 — зоны глубинных разломов, 8 — терригенные осадки в Байкальской впадине, 9 — преломляющие или отражающие горизонты в земной коре и верхней мантии (Ф — поверхность фундамента Сибирской платформы, М — раздвиг Мохоровица, I и II — внутрикоревые границы), 10—11 — граничные скорости на поверхности мантии: по данным преломленных волн (10) или при совместном исполь-

зовании отраженной и преломленной волн (11), 12 — средняя скорость и земной коре по данным отраженных волн; 13 — расстояние по геотраверсу, км; 14—20 — изменения средних величин геолого-геофизических и геотермических параметров: 14 — точки осреднения величин в полюсе геотраверса (получены способом «скользящего окна» размером 40×80 км²), 15 — модули градиента высот осредненного рельефа, 16 — величины изостатических аномалий, 17 — сейсмическая активность A_{10} , 18 — геотермический градиент, 19 — теплопроводность изученной части разреза, 20 — тепловой поток (защитные кружки — результаты измерений в скважинах на суше, незащитные — на оз. Байкал); 21—22 — температуры на подошве земной коры, рассчитанные в условиях стационарного геотемпературного поля (21) или предполагаемые для условий нестационарного геотемпературного поля (22); 23—24 — геотермические параметры, использованные для расчета: 23 — глубинная теплопроводность геофизического слоя, Вт/м·К, 24 — средняя теплогенерация в слое, мВт/м³; 25—26 — изотермы, полученные по стационарной (25) и нестационарной (26) моделям.



СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА БАЙКАЛЬСКАЯ РИФТОВАЯ ЗОНА АЛДАНСКИЙ ШИТ



- 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12
- 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23
- 24 25 26 27

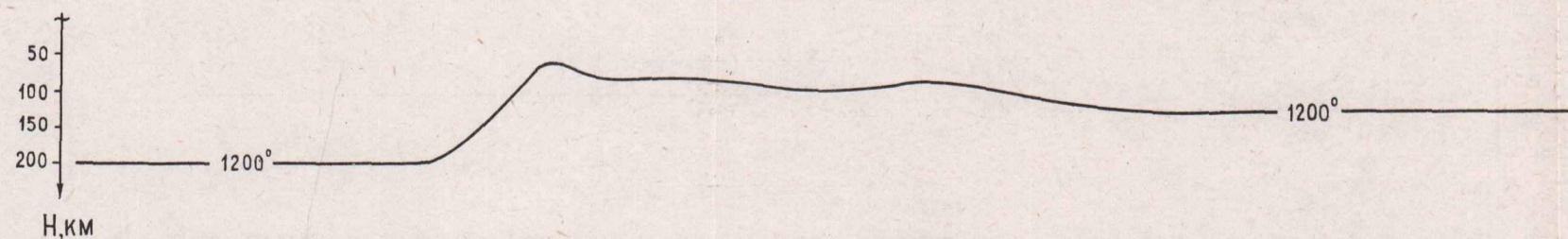


Рис. 57. Геотраверс «Усть-Кут — Нижнеангарск — Чара» [Зорин, 1971; Очерки..., 1977; Сейсмическое районирование..., 1977; Лысак и др., 1980; Недра Байкала..., 1981; Голубев, 1982; Каталог..., 1985; Дорофеева, Лысак, 1987]. 1—12 — сейсмический профиль: 1 — глубины по отраженным (а) и преломленным (б) волнам, 2 — граница, пластовая и средняя скорости, км/с, 3 — изолинии скоростей и их значения, км/с, 4 — волноводный слой, 5 — слой с пониженной скоростью в верхней мантии (аномальная мантия), 6 — зоны глубинных разломов, 7 — терригенные осадки в рифтовых впадинах, 8 — преломляющие или отражающие горизонты в земной коре (Ф — поверхность фундамента Сибирской платформы, I, II, III — внутрикоровые границы), 9 — преломляющие или отражающие горизонты в верхней мантии (M₁, M₂ и M₃ — границы в верхней мантии), 10—11 — граничные скорости на поверхности мантии по данным преломленных волн (10)

или при совместном использовании отраженной и преломленной волн (11), 12 — средняя скорость в земной коре по данным отраженных волн; 13 — расстояние по геотраверсу, км; 14—20 — изменения средних величин геолого-геофизических и геотермических параметров; 21—24 — точки осреднения величин в полюсе геотраверса (получены способом «скользящего окна» размером 40×80 км²); 25 — модуль градиента высот осредненного рельефа, 26 — величины изостатических аномалий, 27 — сейсмическая активность A_с, 18 — геотермический градиент, 19 — теплопроводность изученной части разреза, 20 — тепловой поток (залитые кружки — результаты измерений в скважинах на суше, незалитые — на оз. Байкал); 21—24 — расчетные температуры в верхней мантии на разделах M и M₁ в стационарных (21 и 22) и нестационарных (23 и 24) условиях; 25—26 — геотермические параметры, использованные для расчетов; 25 — глубинная теплопроводность геофизического слоя, Вт/м·К, 26 — средняя теплогенерация в слое, мВт/м²; 27 — изотермы, °С.

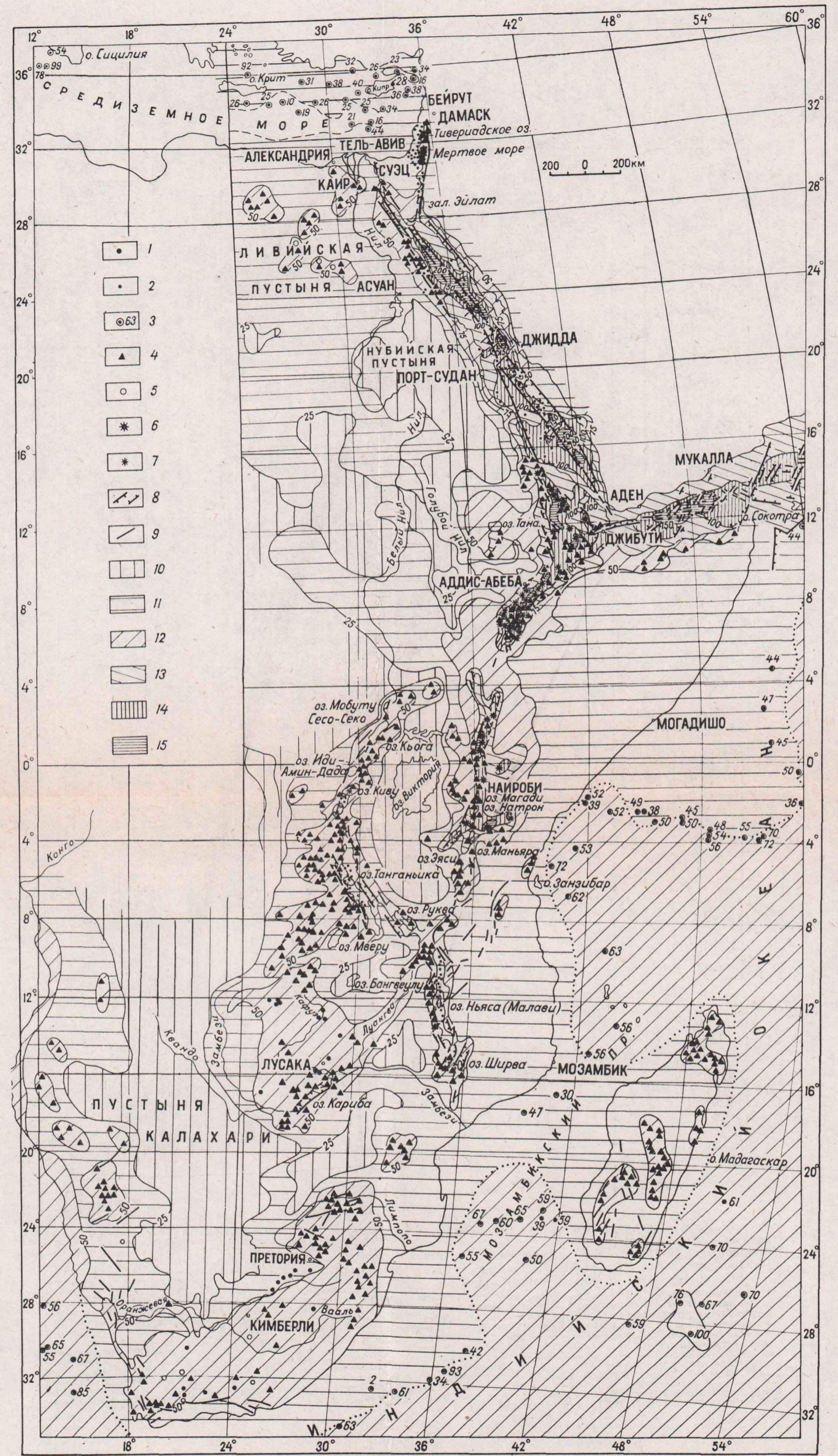


Рис. 62. Геотермическая карта Африкано-Австралийского рифтового пояса [Bullard, 1939; Birch, Halunen, 1966; Von Herzen, Vacquier, 1967; Degens et al., 1971; Lake Kivu..., 1973; Marinelli, 1971; Haenel, 1972; Chapman, Pollack, 1977; Erickson et al., 1977; Pollack, Chapman, 1977a; Morgan, Swanberg, 1978/1979; Вержбицкий, Золотарев, 1980; Crane, O'Connell, 1983].

1—3 — пункты определения теплового потока: 1 — на суше, 2 — во внутренних водоемах, 3 — на океанах и в Средиземном море, мВт/м²; 4—9 — поверхностные проявления гидрогеотермальной активности: 4 — термальные источники, 5 — скважины, вскрывшие термальные воды, 6 — действующие вулканы, 7 — потухшие кайнозойские вулканы с активной фугаральной деятельностью, 8 — рифтогенные разломы, 9 — прочие разломы; 10—15 — преобладающие значения региональных тепловых потоков (фактические и прогнозные), мВт/м²: 10 — менее 25, 11 — 25÷50, 12 — 50÷75, 13 — 75÷100, 14 — 100÷150, 15 — более 150.

5028

Sp. 50a.



ГЛАВКА

ОДЕСКОГО УНИВЕРСИТЕТА