Российская академия наук
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Геологический институт Российской академии наук



Российский научный фонд

Russian Academy of Sciences
Geological Institute of the Russian Academy of Sciences

The Russian Science Foundation



Transactions of the Geological Institute

Founded in 1932
Vol. 636

Geothermics: XX–XXI centuries

Moscow
GEOS
2023

Труды Геологического института

Основаны в 1932 году
Вып. 636

**М.Д. Хуторской, Н.А. Гнатусь, Д.Ю. Демежко,
А.В. Ермаков, Д.С. Никитин,
Б.Г. Поляк, Е.А. Тевелева**

Геотермия: XX–XXI век

Москва
ГЕОС
2023

УДК 550.361
ББК 26.323
Х 98

Авторы:
М.Д. Хуторской, Н.А. Гнатусь, Д.Ю. Демежко, А.В. Ермаков, Д.С. Никитин, Б.Г. Поляк, Е.А. Тевелева

Ответственный редактор
академик *К.Е. Дегтярев*

Редакционная коллегия:
К.Е. Дегтярев (главный редактор), *Н.Б. Кузнецов* (заместитель главного редактора), *Г.Н. Александрова* (ответственный секретарь), *Ю.О. Гаврилов*, *А.Б. Герман, В.Ю. Лаврушин, Б.Г. Покровский, М.А. Рогов, С.Д. Соколов, С.Ю. Соколов, М.И. Тучкова, М.А. Федонкин, М.Д. Хуторской, Н.П. Чамов*

Рецензенты:
член-корр. РАН А.Н. Диденко, доктор геол.-мин. наук В.Ю. Лаврушин

Труды Геологического института / Геол. ин-т. – М.: Изд-во АН СССР, 1932–1964. – М.: Наука, 1964. – .– ISSN 0002-3272

Х 98 **Вып. 636: Геотермия: XX–XXI век** / Отв. ред. К.Е. Дегтярев. – М.: ГЕОС, 2023. – 436 с.

ISBN 978-5-89118-875-4
DOI

В книге дан подробный обзор достижений в области изучения теплового поля Земли за столетний период исследований. Освещаются вопросы изучения теоретических проблем геотермии, регионального изучения параметров теплового поля на континентах и в океанах, развитие картографических методов отображения температуры и теплового потока в литосфере, аппаратурно-методические разработки, а также прикладные аспекты геотермии: термофлюидодинамический мониторинг, применение термической разведки рудных и нефтяных месторождений и использование тепла Земли как альтернативного источника энергии.

Для профессиональных геологов, геофизиков и нефтяников, а также аспирантов и студентов старших курсов геолого-геофизических факультетов.

ББК 26.323

Geothermics: XX–XXI centuries – M.: GEOS, 2023 -

The book provides a detailed overview of the achievements in the Earth's thermal field study over a hundred-year research period. The issues of theoretical problems of geothermy studying, the regional study of the thermal field parameters on continents and in oceans, the development of cartographic methods for displaying temperature and heat flow in the lithosphere, instrumental and methodological developments, as well as applied geothermal aspects: thermofluidodynamic monitoring, the thermal exploration of ore and oil deposits and the Earth's heat use as an alternative energy source are covered.

For professional geologists, geophysicists and oilmen, as well as postgraduate students and senior students of geological and geophysical faculties.

Издание осуществлено при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 23-17-00019)
Издание РНФ не подлежит продаже

© Коллектив авторов, 2023
© ГИН РАН, 2023
© ГЕОС, 2023

ISBN 978-5-89118-875-4

Оглавление

Введение (*Хуторской М.Д.*) 7

Глава 1. Место геотермии в науках о Земле
(*Поляк Б.Г., Хуторской М.Д.*) 9
Проблематика геотермических исследований (*Хуторской М.Д.*) 12

Глава 2. Теоретические исследования 14
Связь теплового потока с тектоническим развитием континентов
и океанов (*Поляк Б.Г., Хуторской М.Д.*) 14
Структура и компоненты теплового потока (*Хуторской М.Д.*) 21
Виды теплопередачи: кондуктивный и конвективный поток тепла,
геотермические параметры (*Хуторской М.Д.*) 43
Энергетика геолого-геофизических процессов (*Хуторской М.Д.*) 54

Глава 3. Палеоклиматический анализ геотермических данных
(*Демежко Д.Ю.*) 62
Основы палеоклиматического анализа 63
Возможности и ограничения метода 65
Алгоритмы количественной оценки палеотемператур поверхности 68
Геотермические свидетельства изменений климата за последнее
тысячелетие 69
Реконструкции тепловой истории 78

Глава 4. Региональные исследования 80
Методика интерпретации и картирования геотермических данных
(*Хуторской М.Д.*) 80
Региональный тепловой поток – краткий обзор (*Хуторской М.Д.*) 92
Области докембрийской складчатости 92
Эпипалеозойские плиты 112
Фанерозойские складчатые пояса 117

Применение гидрохимических исследований подземных флюидов для решения геотермических задач 183
Закономерности распределения теплового поля как отражение тектонической истории складчатых зон 188
Зоны континентального рифтогенеза 194
Области альпийской складчатости 201
Области тектоно-магматической активизации 204
Тепловой поток через дно акваторий 207
Проблема асимметрии теплового потока в дивергентных зонах океанов и в районах мантийных плюмов 289

Глава 5. Геотермическое картирование: история и основные принципы (*Хуторской М.Д., Тевелева Е.А.*) 316

Глава 6. Аппаратурно-методические разработки 350
Зонды для измерений на акваториях (*Хуторской М.Д., Никитин Д.С.*) 351
Измерители теплопроводности донных осадков (*Ермаков А.В.*) 358
Скважинные термометры (*Хуторской М.Д.*) 362
Измерение теплопроводности горных пород (*Хуторской М.Д., Никитин Д.С.*) 364

Глава 7. Прикладные исследования 372
Температурный мониторинг сейсмической активности (*Демежко Д.Ю.*) 372
Разведочная геотермия (*Хуторской М.Д.*) 379
Геотермальные ресурсы (*Гнатусь Н.А., Хуторской М.Д.*) 387

Заключение. Задачи геотермии в XXI веке (*Хуторской М.Д.*) 402

Литература 404

Введение

В монографии мы постарались дать наиболее полный обзор знаний об одном из важнейших геофизических полей – о тепловом поле Земли, которое изучает геотермия. Хотя тепловое поле – это одно из потенциальных физических полей Земли, его исследуют не только геофизики. Информация о температурах в недрах нашей планеты важна для гидрогеологов, фиксирующих температурные условия подземной гидросферы, для геохимиков, изучающих термобарические условия метаморфизма пород и роль радиоактивных изотопов, генерирующих тепловую энергию при своем спонтанном распаде, для планетологов, интерпретирующих ранние этапы развития Земли и других планет земной группы, для нефтяников, связывающих генерацию углеводородов с температурными условиями катагенеза органического вещества.

Количественные геотермические параметры: температура, геотермический градиент, плотность теплового потока, теплофизические свойства горных пород и отдельных геосфер, измеряемые прямыми методами или оцениваемые косвенно, дают важную информацию о термодинамическом состоянии Земли, о планетарном энергетическом балансе и энергетике геолого-геофизических процессов, о фазовом состоянии вещества и в конечном итоге о природе движущих сил тектогенеза. Не менее важны и прикладные аспекты исследования геотермического поля. Они связаны, с одной стороны, с оценкой геотермальных ресурсов для их использования в энергетике, теплоснабжении, коммунальном и сельском хозяйстве, а с другой – с применением геотермического метода поисков и разведки рудных и нефтегазовых месторождений на континентах и акваториях в комплексе с другими геолого-геохимико-геофизическими методами.

Мощный импульс для развития теоретических и прикладных аспектов геотермии был дан в 60-е годы XX века, одновременно с развитием новых геодинамических концепций: тектоники литосферных плит, континентального и океанского рифтогенеза и конвергенции плит в переходных зонах от океана к континенту. Проблемы энергетики и природы движущих сил в концепции мобилизма нельзя было решить на качественном и количественном уровнях без привлечения данных о кондуктивном тепловом потоке и роли конвективного тепломассопереноса. В последней трети XX в. лавинообразно увеличилось количество определений

плотности теплового потока на континентах и в океанах, что заложило фундамент для создания новых геодинамических концепций (например, плюм-тектоники), баз данных и картографических материалов о распределении различных геотермических параметров.

Переход из XX в XXI век для геотермии ознаменовался признанием этой науки как важного теоретического и прикладного геофизического метода, что подтвердилось включением соответствующих курсов в учебные программы университетов и специализированных факультетов.

Глава 1
Место геотермии в науках о Земле

Тепловое поле Земли первым из геофизических полей привлекло внимание человека. Самые бурные проявления термической активности – извержения вулканов – сыграли важную роль в формировании религиозных мифологических представлений о строении мира. Другая форма геотермальной активности – горячие источники с незапамятных времен использовались человеком для хозяйственных бытовых нужд. Таким образом, тепловое поле Земли оказалось первым объектом практического использования, по-видимому, опередив даже использование геомагнитного поля, выразившееся в изобретении компаса китайскими мореплавателями.

Но и предметом научных исследований тепловое поле Земли тоже стало раньше всех других полей. Началом этой стадии можно считать наблюдения за извержением Везувия 24 мая 79 г. н.э. Плиния Старшего, погибшего при этом и ставшего первой в истории жертвой научного энтузиазма.

Но возможно, что начало этого этапа следует отодвинуть еще дальше, в V век до н.э., когда великий греческий философ Эмпедокл, уединившись, поселился на склоне Этны, в башне, которая впоследствии была названа «Торре дель Философо» (Башня философа). Много веков спустя на этом месте была создана одна из итальянских вулканологических обсерваторий; этот факт характеризует преемственность науки.

Количественные методы в геотермию были введены после изобретения Г. Галилеем термометра в начале XVII в. Уже первые измерения температуры, проведенные в шахтах и рудниках, показали, что температура на глубоких горизонтах весь год неизменна и что она увеличивается с глубиной. На это своеобразие теплового режима шахт обращали внимание английский физик Р. Бойль и М.В. Ломоносов.

В своем трактате «О вольном движении воздуха, в рудниках примеченном» М.В. Ломоносов писал: «...*Воздух в рудниках во всякое время целого года сохраня-*

ет равное растворение, где рудокопы ни от летних жаров, ни от зимних морозов не претерпевают никакого беспокойства. Напротив того, на внешнем воздухе летом зной, зимою стужа господствует...».

В XVIII–XIX вв. трудами А. Кирхера, Р. Бойля, М.В. Ломоносова, А. Гмелина, П.С. Палласа, У. Томсона (лорда Кельвина) и других ученых были открыты важнейшие геотермические закономерности – рост температуры с глубиной, связь ее с составом пород, существование «нейтрального слоя», вечной мерзлоты, «термоклина» в океанических водах и т.д. Именно эти наблюдения послужили импульсом для создания первой научной космогонической модели – знаменитой гипотезы И. Канта – П. Лапласа.

Согласно этой гипотезе, история планеты представлялась как ее остывание из первоначально расплавленного состояния. Если принять, что радиус Земли в момент формирования планеты был такой же, как сейчас, а температура на поверхности была равна температуре плавления базальта – 1200 °С, то время, необходимое для остывания Земли до современных ее температур, составит всего 180 млн лет. Именно из-за этой оценки времени остывания планеты гипотеза вошла в противоречие с новыми астрономическими и геологическими фактами, прежде всего с открытием радиоактивности и вытекающими из этого геохимическими данными о возрасте Земли, который оказался значительно больше времени, необходимого для остывания раскаленного земного шара.

В 1868 г. тогда еще немногочисленные измерения температур в скважинах, шахтах и рудниках были по инициативе У. Томсона (лорда Кельвина) систематизированы и привели к выводу о том, что через каждые 100 м по глубине температура возрастает на 2,5–3,5 °С. Стала совершенно ясной необходимость изучения фундаментальных теоретических проблем геотермии – природы внутриземного тепла и глубинного теплового потока, термической истории Земли, условий формирования гидротерм. Эти проблемы, вместе с тепловыми моделями тектонической эволюции земной коры, составили основное содержание геотермических исследований в XX в.

Но в первой его половине доминировал теоретический анализ роли радиоактивности и других процессов в тепловом режиме Земли [Joly, 1907; Strutt, 1906; Holmes, 1931; и др.]. Подземные же температуры интересовали, в силу производственной необходимости, гидрогеологов. Поэтому результаты их измерений и региональные обобщения, представлявшие эмпирическую основу для теоретической геотермии, накапливались в гидрогеологических сводках, тогда как рядовые геофизики «забыли», что геотермия является геофизической наукой. Это ее место в кругу наук о Земле в полной мере осознавал великий В.И. Вернадский, призывая на XVII сессии Международного геологического Конгресса в 1937 г.: «Было бы важно, чтобы геологи обратили внимание на этот важнейший по существу геофизический комплекс проблем – на *геотермику*…» [Вернадский, 1960].

Однако в середине 60-х годов XX в., практически синхронно с революционным переворотом в науках о Земле, вызванным рождением новой глобальной тектоники (тектоники литосферных плит), были сделаны важнейшие открытия, вернувшие геотермию в лоно геофизики и сделавшие ее ключевым инструментом

для обоснования тектонических построений. Назовем лишь важнейшие из таких открытий: 1) установление примерного равенства средних значений теплового потока на континентах и в океанах, 2) доказательство зависимости теплового потока от тектонического возраста геологических структур и 3) обнаружение аномально высоких значений теплового потока в рифтовых зонах океанов и континентов, а также в активных частях трансформных разломов.

Эти открытия показали, что без анализа теплового поля Земли невозможно построить ни одну реалистическую геодинамическую концепцию[1]. Природа движущих сил тектогенеза во многом прояснилась благодаря количественным балансовым подсчетам теплопотерь в зонах дивергенции и конвергенции литосферных плит. Силы эти сегодня приписываются глобальной конвекции в астеносфере, нижележащей мантии и ядре.

В итоге количество ученых, исследующих различные аспекты и приложения геотермии, во второй половине XX в. стремительно возросло. Интенсивно разрабатывалась аппаратура для наземных и морских геотермических измерений, утверждались «геотермические стандарты», проводились международные, региональные и зональные симпозиумы, создавались научные школы. Было написано множество монографий и статей по общетеоретическим проблемам геотермии и результатам региональных исследований, созданы базы данных, включающие все мировые результаты измерений различных геотермических параметров, опубликованы многочисленные карты и атласы глубинных температур и теплового потока. В Международном союзе геодезии и геофизики (IUGG) была образована Комиссия по тепловому потоку (1968). Геотермия стала полноправным звеном комплексных геолого-геофизических исследований строения земной коры и мантии и идущих там процессов.

Не менее интенсивно развивались прикладные направления геотермических исследований. Одним из них является освоение глубинного тепла – постоянно возобновляемого и экологически чистого источника энергии. Благодаря этому сегодня более шестидесяти стран мира используют термальные воды (гидротермальные ресурсы) и тепло «сухих» горных пород (петротермальные ресурсы) для выработки электроэнергии, тепло- и хладоснабжения, в сельском хозяйстве и в индустриальных производствах.

Одновременно происходило становление геотермии как метода разведочной геофизики. Экспериментальной основой этого явилось обнаружение связи величины геотермического градиента с минералогическим составом и литологией пород, которая отмечалась многими исследователями. Появился «метод расчленения геологических разрезов по термограммам скважин». Выяснилось, что в большинстве геологических разрезов встречаются структурно-теплофизические неоднородности, обусловленные сосуществованием сложных структурных форм и контраста теплофизических свойств. В таких средах искажается тепловой поток

[1] Стоит напомнить, что еще М.В. Ломоносов, размышляя о горообразовании, думал: «Сила, поднявшая таковую тягость, ни чему … приписана быть не может, как господствующему жару в земной утробе» («О слоях земных», 1757–1759).

за счет его перераспределения (рефракции). Для оценки глубинного теплового потока его рефракция, вызванная структурно-теплофизическими неоднородностями, является искажающим фактором, но при термической разведке именно эта рефракция теплового потока и как следствие искривление изотерм относительно поверхности Земли обусловливает наличие термических аномалий. Такие аномалии особенно ярко проявляются на рудных месторождениях, где рудные тела обладают, как правило, очень высокой теплопроводностью по сравнению с вмещающими породами.

Таким образом, геотермия с полным правом может считаться не только важной областью теоретической геофизики, но и разведочным геофизическим методом, так что ее отсутствие в учебных планах подготовки геологов-геофизиков в XX в. делало эту подготовку ущербной, что было ясно еще 50 лет назад [Череменский, 1969]. На рубеже веков в ведущих университетах России и стран ближнего зарубежья, сначала факультативно, а потом полноправно в учебных планах подготовки геофизиков стали появляться курсы «Геотермия», «Прикладная геотермия», увеличилось количество лекций в рамках дисциплины «Физика Земли», посвященных основным аспектам термического поля планеты. И наконец, геотермальная энергетика как важное направление альтернативной возобновляемой энергетики стала преподаваться на физических, геологических и энергетических факультетах университетов.

Мы приводим данный краткий обзор и дальнейшее изложение, чтобы охарактеризовать на фоне общемировых тенденций развития геотермии в XX в. и первой четверти XXI в. основные достижения этих исследований, полученные в России и странах бывшего СССР.

Проблематика геотермических исследований

В структуре геотермических исследований выделяются четыре главных направления: теоретические, региональные исследования, аппаратурно-методические разработки и решение прикладных задач.

Теоретическая геотермия рассматривает проблемы, связанные с происхождением источников тепла, условиями теплопередачи в недрах Земли, фазовым состоянием отдельных геосфер, геодинамической эволюцией литосферы и астеносферы, соотношением между тепловым и другими геофизическими полями. Многие из этих проблем решаются путем синтеза эмпирических (экспериментальных) определений геотермических параметров.

Региональные исследования – основа как для теоретических разработок, так и для решения прикладных задач. К сфере этих исследований относятся проведение термометрических измерений и обобщение полученных данных для различных структурно-формационных зон или для разновозрастных областей континентальных и океанических регионов, раскрывающие особенности их развития. Резуль-

таты региональных исследований позволяют судить о температурных условиях, в которых находятся горные породы и полезные ископаемые, что крайне важно для эксплуатации месторождений, а также для оценки и использования геотермальных ресурсов.

Аппаратурно-методические разработки направлены на обеспечение достоверного фактического материала и корректной интерпретации полученных данных. Они включают в себя вопросы конструирования высокоточной термометрической аппаратуры для работы на континентах и акваториях в широком диапазоне температур: от отрицательных (в зонах вечной мерзлоты) до температур плавления горных пород (в областях современного вулканизма). В комплекс такой аппаратуры входят устройства для измерений in situ температуры, геотермического градиента, коэффициентов теплопроводности и теплового потока. В сферу конструирования входит разработка как термочувствительных датчиков, так и преобразователей первичного сигнала и интерфейсов для автоматической регистрации результатов и обработки данных. Методика измерений должна обеспечивать достоверность получаемых данных, предусматривая учет различных техногенных и природных факторов, искажающих естественное тепловое поле и меняющих теплофизические параметры горных пород. Она требует постоянного использования математического аппарата для аналитической или модельной (численной) оценки влияния искажающих факторов, а также для статистической обработки данных. В связи с этим методические вопросы введения поправок в измеряемые температуры и геотермические градиенты, алгоритмы и программы для расчета этих поправок также относятся к данному направлению.

Прикладные геотермические исследования нацелены на решение двух практических задач. Одна из них – термическая разведка месторождений полезных ископаемых (руд, углеводородов, подземных вод) в комплексе с другими геолого-геофизическими методами, другая – поиск, разведка и оценка геотермальных ресурсов для их теплоэнергетического использования в разных областях экономики.

Ниже дадим более подробную характеристику состояния исследований по каждому из этих четырех направлений.

Глава 2
Теоретические исследования

Связь теплового потока с тектоническим развитием континентов и океанов

В первой половине XX в. эти исследования носили довольно абстрактный характер умозрительных построений. Они сводились, главным образом, к реконструкции тепловой истории Земли как планеты в зависимости от гипотез о температуре ее образования и состояния ее недр. Эти результаты были изложены в капитальных монографиях Г. Джеффриса [Jeffreys, 1952], Б. Гутенберга [Гутенберг, 1963], В.А. Магницкого [1965], Е.А. Любимовой [1968]. Проблеме температурного режима земной коры была посвящена классическая работа А.Н. Тихонова [1937].

Имеющие первостепенное значение для решения фундаментальных проблем геотермии эмпирические данные о тепловом потоке из недр были тогда очень редки (подробнее см. следующий раздел). Тем не менее известный американский геофизик, участник Лос-Аламосовской программы создания атомной бомбы Ф.А. Берч предположил: «Кажется, что существуют вариации теплового потока, связанные с геофизическими и геохимическими вариациями регионального масштаба» [Birch, 1954]. Рост числа определений теплового потока в разных районах Земли, количество которых к 1960 г. достигало уже 3500 определений, привел к тому, что в середине 60-х годов в теоретических геотермических исследованиях произошел качественный скачок.

Сначала результаты таких определений были обобщены У. Ли и С. Уеда, которые показали, что *средние значения плотности теплового потока в раздельных выборках по континентам и океанам примерно равны, составляя около* 60 мВт/м^2 [Lee, Uyeda, 1965]. Этот вывод, подтвердивший впечатление от первых же измерений теплового потока в океанах [Revell, Maxwell, 1952], был впоследствии проверен и повторен многими другими исследователями. Но он казался странным, так как до этого генерация глубинного тепла ассоциировалась с рас-

падом радиоактивных элементов $^{235,238}U$, ^{232}Th и ^{40}K, концентрация которых в континентальной коре в 50 раз выше, чем в океанической. Каков в таком случае теплогенерирующий процесс, компенсирующий дефицит радиогенного тепла в океанической коре? Ответ на этот вопрос был дан в серии работ, посвященных обоснованию спрединга океанического дна.

Теоретически, на основании модельных построений, была обоснована мантийная конвекция под относительно тонкой литосферой. Генерация тепла за счет гравитационной дифференциации вещества Земли и вынос этой энергии конвективными мантийными потоками под океанами по масштабу практически равны радиогенной теплогенерации в континентальной коре. Советские и российские ученые внесли большой вклад в теоретическое обоснование конвекции в мантии. В этой связи следует упомянуть работы В.А. Магницкого, А.С. Монина, С.А. Ушакова, О.Г. Сорохтина, Е.В. Артюшкова, Л.П. Зоненшайна, А.В. Каракина, Л.И. Лобковского, Е.А. Любимовой, В.П. Трубицына и многих других, которые на основании изучения особенностей распределения теплового и других геофизических полей предложили в 60–70-е годы XX в. качественные и количественные модели мантийной конвекции. В итоге наблюдаемое равенство средних значений плотности кондуктивного теплового потока на континентах и в океанах получило теоретическое обоснование.

В середине 80-х годов этот вывод стал подвергаться сомнению из-за концентрации наблюдений в срединно-океанических хребтах и зонах задугового спрединга, где плотность кондуктивного теплового потока часто намного выше средней, вплоть до ураганно высоких значений (>1000 мВт/м^2). Возникло представление о «сингулярности» теплового потока вдоль оси спрединга. Но такие районы занимают лишь 5% площади Мирового океана, и если рассчитывать не арифметическое, а весовое среднее, то примерное равенство тепловых потоков на континентах и океанах сохраняется. Вместе с тем в тех же зонах были встречены почти нулевые и даже отрицательные значения плотности кондуктивного теплового потока [Von Herzen, Anderson, 1972]. Они вызвали такое недоумение экспериментаторов, что их стали расценивать как аппаратурную ошибку. Но вскоре на численных и качественных моделях было показано, что в зоне вертикальной разгрузки термального флюида геотермический градиент и соответственно кондуктивная составляющая теплового потока может оказаться нулевой, а все глубинное тепло выносится адвективным восходящим массопотоком, так что плотность суммарного теплового потока на оси спрединга имеет хотя и повышенное, но конечное значение. Более того, при разгрузке на океанское дно термального флюида по наклонной трещине ниже нее могут наблюдаться даже отрицательные значения геотермического градиента. Авторы убедились в этом воочию, используя в морских экспедиционных работах в районах Срединно-Атлантического хребта и рифта Кайман в Карибском море многоканальный геотермический зонд «ГЕОС-3М», конструкция и методика работы с которым подробно описана ниже.

Другим достижением этого периода, имеющим общетеоретическое значение, стало выявление зависимости плотности фонового (регионального среднего) кондуктивного теплопотока от возраста тектономагматической активности. Как

показали Б.Г. Поляк и Я.Б. Смирнов [1966, 1968], в континентальной коре плотность теплового потока (q) уменьшается обратно пропорционально возрасту (t) тектонических фаз от молодых (кайнозойских) структур к более древним (мезозойским, палеозойским и допалеозойским), асимптотически приближаясь к минимальному значению около 36–38 мВт/м² в древнейших блоках, в которых разница значений становится меньше погрешности их определения, ±10% (рис. 2.1, а). Такой уровень можно условно считать универсальным «континентальным фоном».

Этот вывод российских ученых неоднократно проверялся и подтверждался зарубежными коллегами [Hamza, Verma, 1969; Sclater, Francheteau, 1970; Čermak, 1976; Chapman, Pollack, 1976; Kutas et al., 1976; Chapman, Furlong, 1977; Vitorello,

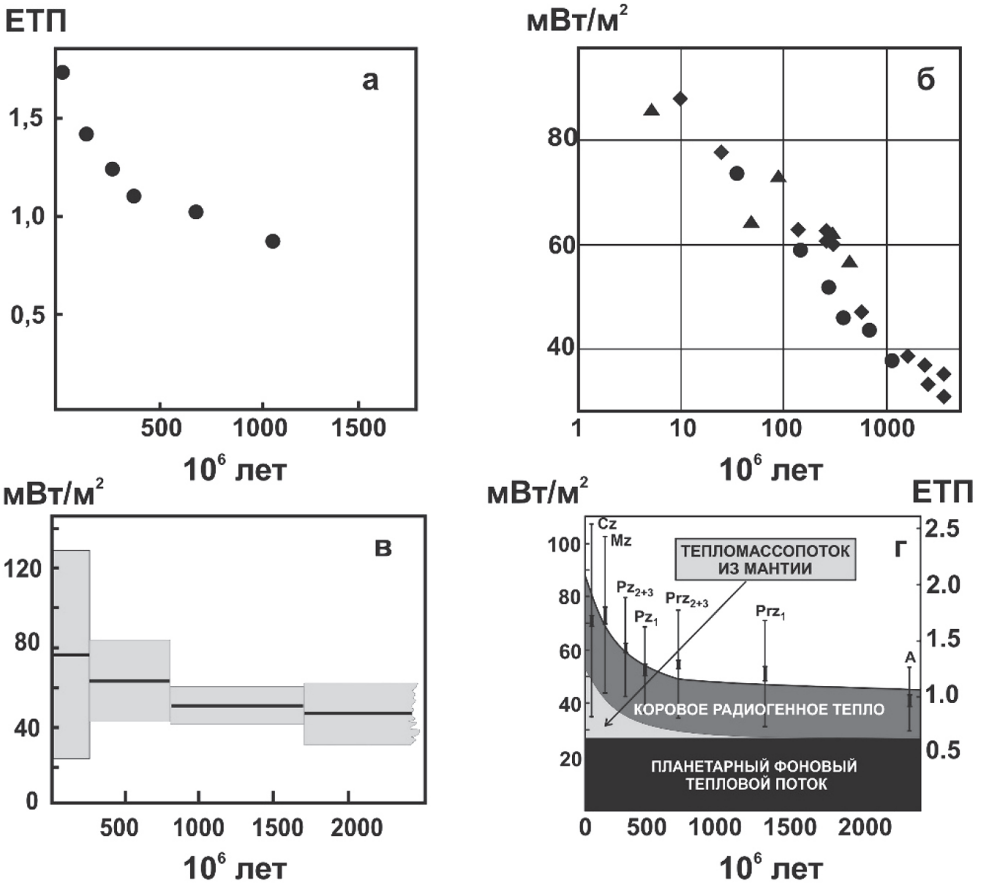


Рис. 2.1. Связь плотности «поверхностного» теплового потока с возрастом тектономагматической активности в континентальной коре.

а – [Поляк, Смирнов, 1968], б – кружки по (а), ромбы по [Кутас, 1978], треугольники по [Čermak, 1976], в – по [Sclater, Francheteau, 1970; Sclater et al., 1981], г – по [Vitorello, Pollack, 1980]. ЕТП – единицы ТП в системе CGSE (1 ЕТП ≈ 41,9 мВт/м²)

Pollack, 1980; Sclater et al., 1981] и получил в западной литературе название “heat flow-age dependence”. Одно из ее графических выражений представлено на рис. 2.1.

В совокупности частных, т.е. наблюдаемых в разных пунктах и разноглубинных интервалах, значений плотности кондуктивного теплового потока их широкая дисперсия затушевывает генеральный тренд. Эта дисперсия обусловлена многими причинами.

Одну их группу составляют факторы, вызывающие приповерхностные искажения глубинного теплового потока. К ним относятся: а) влияния рельефа дневной поверхности и контрастной теплопроводности геологических тел, создающие квазистационарные геотермические аномалии преимущественно локального характера; б) изменения климата (температуры на верхней границе геотермозоны), способные создавать нестационарные аномалии; в) циркуляция подземных флюидов, нарушающая условия кондуктивной теплопередачи. При осреднении частных значений q в пределах крупного однородного геоблока (тектонической провинции) противоположные по знаку локальные эффекты каждого из перечисленных факторов в той или иной мере взаимно компенсируются, и поэтому фоновые оценки q приближаются к ее неискаженной (глубинной) величине. Но при анализе геотермического поля на отдельном месторождении или на локальном полигоне учет такого рода искажающих влияний является необходимым.

Другой причиной искажений глубинного теплового потока являются тектонические перемещения горных масс. Вертикальные движения, сопровождающиеся седиментацией в погружающихся блоках и эрозией воздымающихся, создают резкую дифференциацию наблюдаемого теплового потока в подвижных поясах. Из-за этого дисперсия q в кайнозойских мобильных поясах больше, чем в более древних стабильных блоках (см. рис. 2.1, г). По механизму возникновения такие аномалии, как и гидрогеотермические, относятся к адвективному теплопереносу. Они нестационарны; время их релаксации П. Морган и Дж. Сасс предложили оценивать формулой $t(L) = L^2/4a$, где a – температуропроводность, а L – мощность литосферы, так что при L = 150 км t достигает 250 млн лет [Morgan, Sass, 1984]. Такого же порядка, по расчетам М.Д. Хуторского [1996], длительность возмущений, создаваемых шарьированием крупных пластин литосферы.

Влияние всех вышеупомянутых факторов теоретически можно оценить количественно, если известны все необходимые для этого данные, и внести соответствующие поправки в результаты наблюдений. (Разработка техники методов этих поправок – достижение аппаратурно-методического направления геотермических исследований, рассматриваемого ниже).

«Исправленные» локальные величины q в одновозрастных блоках коры гораздо более однообразны, чем наблюдаемые, и ближе к фоновому значению [Смирнов, 1980].

Еще одной причиной дисперсии q являются латеральные различия радиогенной теплогенерации A в верхах геологического разреза. Часто отмечается положительная корреляция A и q [Roy et al., 1968; Lachenbruch, 1970; Кутас, 1978]. Вместе с тем есть признаки роста A в более молодых структурах [Pollack, 1980]. Исходя из

общепринятых представлений об убывании концентраций радиоактивных элементов с глубиной, различия «поверхностной» радиогенной теплогенерации и связанные с ними вариации q можно рассматривать как отражение масштабов эрозии континентальной коры в исследуемых районах.

Протекающие в недрах энергопреобразующие процессы (метаморфические, сейсмические и т.п.) тоже могут вызывать отличие глубинных значений q от наблюдаемых в верхах геологического разреза и, следовательно, быть причиной дисперсии последних. Пока оценить количественно эффект этих процессов трудно из-за неопределенности необходимых для этого исходных данных, но это одна из важнейших задач будущих геотермических теоретических исследований.

Наконец, оценки q зависят от методики их расчета и самих определений температурного градиента и особенно теплопроводности пород [Popov et al., 1999], что тоже является причиной дисперсии наблюдаемых частных значений q.

В итоге генеральный тренд возрастной изменчивости q в континентальной коре ясно виден только при анализе ее фоновых средних оценок в крупных регионах.

Возрастная изменчивость кондуктивного теплового потока проявляется и в океанической коре – в виде зависимости между значениями q и возрастом коры, оцененным по идентифицированным полосовым магнитным аномалиям океанского дна [Sclater, Francheteau, 1970; Langseth, VonHerzen, 1971]. Но здесь спад ее величин до минимального значения, практически совпадающего с «континентальным фоном», происходит гораздо быстрее. Как установили Р. Андерсон с соавторами [Anderson et al., 1979], О.Г. Сорохтин [1977] и другие исследователи, этот спад подчиняется зависимости вида: $q = K \cdot t^{-2}$, где K – коэффициент, зависящий от теплофизических свойств литосферы, t – возраст коры, и при существующей погрешности определений плотности кондуктивного теплового потока на дне акваторий (±10%), прослеживается между 5-й и 18-й аномалиями, т.е. во временном интервале от 2 до 40 млн лет. Вблизи же оси спрединга наблюдается квазисингулярность кондуктивного теплового потока, о которой говорилось выше. Причиной тренда, наблюдаемого в океанах, считается остывание новообразующейся литосферы, отражающееся, по геофизическим данным (сейсмология, геоэлектрика, гравиметрия), и в росте ее мощности по мере удаления от оси спрединга. На этом основании предложен метод оценки мощности литосферы по данным о тепловом потоке [Городницкий и др., 1979; Хуторской, 1982; Stein, Stein, 1992], широко использующийся сегодня в геодинамических построениях.

Подобие возрастных трендов q в континентальном и океаническом блоках коры говорит о сходстве их причин. Различие темпов релаксации теплового импульса, выраженного в тектономагматической активности, многие исследователи связывают с меньшей мощностью литосферы под океанами, чем под континентами [Sclater et al., 1981]. Принимая, однако, во внимание принципиальную разницу в механизмах формирования океанов и материков, природа генерального возрастного тренда q в континентальной коре сложнее.

Этот тренд говорит о существовании в недрах континентов временных источников тепла, позволяя только идентифицировать такие источники в теплофизиче-

ском аспекте традиционным для геофизики путем решения обратных задач – созданием расчетных моделей, в которых подбираются отвечающие темпу изменения q глубина источника, его форма, размеры, мощность и время существования [Кутас, Гордиенко, 1971; Смирнов, 1972; Morgan, Sass, 1984; Jaupart, Mareschal, 2004]. Априори эти источники отождествлялись с астеносферными диапирами, т.е. поднятиями горячего мантийного вещества. Но доказать справедливость этого постулата могло только выявление в зонах повышенного теплового потока прямых вещественных признаков вторжения такого вещества в континентальную литосферу.

Это было сделано благодаря изучению изотопов гелия в подземных флюидах. Такое изучение, вскрывшее резкое различие величин отношения $^3He/^4He = R$ в дериватах мантии, где оно $\sim 10^{-5}$, и в коровом гелии, образующемся при распаде U и Th ($R \approx 2 \cdot 10^{-8}$) [Мамырин, Толстихин, 1969; и др.], обнаружило положительную корреляцию региональных средних оценок R и q, т.е. тройственную взаимосвязь q, t и R, выявившую роль тепломассопотока из мантии в становлении континентальной коры и ее тепловом режиме [Поляк и др., 1979; Поляк, 1988]. Этот результат ярко иллюстрирует плодотворность синтеза данных из разных наук о Земле – геофизики, геохимии и тектоники.

Благодаря обнаружению такой взаимосвязи стало действительно ясно, что и в континентальной коре плотность кондуктивного теплового потока отражает мантийный тепловой импульс, проявляющийся в тектономагматической активности. Как показывают геологические наблюдения, в истории практически любого блока континентальной коры эта активность проявлялась неоднократно. Ее многофазность в конкретном геоблоке свидетельствует о последовательном проявлении нескольких мантийных тепловых импульсов, каждый из которых оказывал соответствующее воздействие на геотермическое поле. Возраст же той или иной фазы тектономагматической активности отражает только время проявления конкретного импульса, ничего не говоря о его величине. Судя по тому, что характер и масштабы этой активности – как синхронной в разных регионах, так и разновременной в одном и том же участке коры – бывают существенно различными, вызывающие ее мантийные тепловые импульсы имели разную величину и соответственно разное время релаксации. Именно в этом состоит причина уменьшения величины теплового потока в течение геологического времени [Поляк, 2000]. Если в разных районах одного геоблока происходили разновременные и/или разномасштабные повторные мантийные импульсы (ответственные за те или иные фазы тектономагматической активизации), они должны были привести к различию в этих районах плотности глубинного кондуктивного теплового потока и соответствующей дисперсии наблюдаемых частных значений q, которая, естественно, усугубляется всеми другими факторами, искажающими глубинный тепловой поток.

При одноактной тектономагматической активности изменение глубинного теплового потока в истории земной коры отвечает зависимости вида $q_{гл} \rightarrow f(t, M)$, где M – масса мантийного вещества, внедрившегося в кору в момент t. «Исправленные» (отвечающие глубинным) значения q должны совпадать во всех геоблоках, сформированных одним синхронным равновеликим импульсом (M_1 в мо-

мент t_1). Но если величина (мощность) такого импульса в разных блоках была разной, этого не будет.

Если такие импульсы в истории данного геоблока происходили неоднократно, то, поскольку температура и теплоемкость вторгающегося в кору мантийного вещества, очевидно, всегда были одинаковыми, в конкретном пункте наблюдений

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

Это объясняет встречающиеся в одном геоблоке (сформированном импульсом M_1 в эпоху t_1) обратные соотношения q в районах его разновременной повторной активизации (в моменты t_2, t_3 и т.д.). Наблюдаемые в таких районах значения q будут больше, чем q_1. Причем когда M_2/M_1 равно или меньше M_3/M_1, то $q_{гл3}$ должно быть больше $q_{гл2}$, но если $M_2/M_1 > M_3/M_1$, то $q_{гл3}$ может быть и меньше $q_{гл2}$ (рис. 2.2).

Глобальная возрастная изменчивость кондуктивного теплового потока на континентах нашла подтверждение и в корреляции частных значений q на региональном уровне: тот же тренд был обнаружен в обрамлении Бразильского [Hamza, Verma, 1969] и Канадского [Jessop, Lewis, 1978] щитов, в южной части Русской платформы [Кутас, Гордиенко, 1971; Кутас, 1978], в фанерозойских структурах Сибири [Дучков, Соколова, 1974], Западной Европы [Čermak, 1976] и Центральной Азии [Хуторской, 1982, 1990]. Однако в частных значениях q этот тренд проявляется лишь при однородности сопоставляемых данных. Игнорирование этого принципа при анализе глобальной совокупности наблюдаемых значений q привело индийских исследователей Р. Рао, Г. Рао и Г. Редди к неверному выводу об отсутствии генерального тренда [Rao et al., 1982]. Ошибочность такого подхода была ясна уже их предшественникам [Sclater et al., 1981] и вызвала справедливую критику [Morgan, Sass, 1984; Смирнов, 1984]. Это подчеркивает необходимость

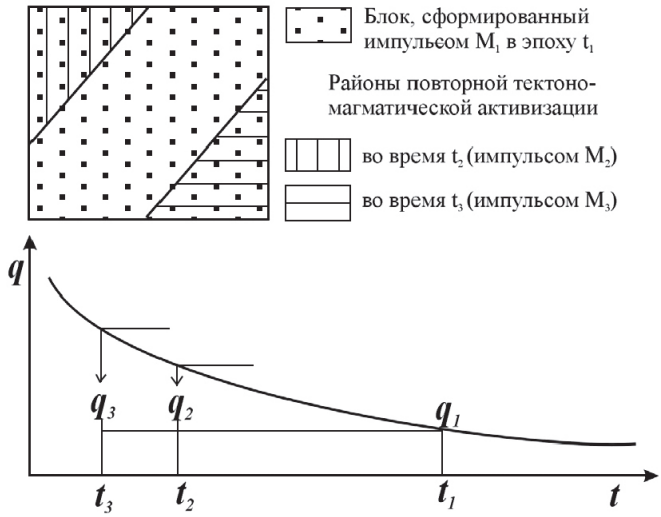


Рис. 2.2. Пояснения в тексте

соблюдения принципа однородности данных при анализе латеральных вариаций теплового потока.

Важным элементом теоретических геотермических исследований является составление планетарного энергетического баланса. К достижениям таких исследований следует отнести выяснение общей структуры этого баланса [Поляк и др., 1972; Кропоткин, Поляк, 1973; Сорохтин, 1977; Iryama, 1977]. Расходная часть баланса складывается из полных кондуктивных теплопотерь Земли и выноса тепла в атмосферу и гидросферу (Мировой океан) вулканической и гидротермальной деятельностью. Энергетический эффект последних исследовался многими учеными [Lotze, 1927; Verhoogen, 1946; Люстих, 1959; Любимова, 1962; Поляк, 1966; Kappelmeyer, Haenel, 1974; Andersson et al., 1977; Turcotte, Burk, 1978; Поляк, 1988]. В последней работе он оценивается величиной $1{,}9 \cdot 10^{12}$ Вт, а кондуктивные теплопотери – $3{,}1 \cdot 10^{13}$ Вт. Есть и другие оценки, но даже по максимальным из них, интегральные теплопотери Земли не превышают $4{,}3 \cdot 10^{13}$ Вт [Смирнов, 1984]. Современная мощность источников внутриземной энергии, важнейшими из которых считаются радиогенное тепло и гравитационная дифференциация, оценивается на основании многих предположений в $(5{,}2–7{,}2) \cdot 10^{13}$ Вт. Ее сопоставление с интегральными теплопотерями создает впечатление, что на нынешней стадии развития Земли генерация энергии в ее недрах превышает потери. Это расхождение может быть иллюзорным из-за неточности нынешних оценок всех составляющих геоэнергетического баланса (особенно его приходной части). Но если оно отвечает действительности, в Земле происходит либо накопление энергии (в виде, например, ее разогревания), либо мощный энергоемкий процесс типа общего расширения планеты. Значение данных такого рода для выяснения общей эволюции Земли настолько велико, что оправдывает любые усилия для их уточнения, что может считаться одной из главных задач геотермии в XXI в.

Структура и компоненты теплового потока

Природа теплового потока из недр Земли, который фиксируется в любой точке поверхности планеты, обсуждается уже более двух веков. А с начала XX в., точнее со времени открытия явления радиоактивности (1896 г.), стали говорить о роли радиогенной теплогенерации в тепловом режиме планеты. Сейчас общепризнано, что радиоактивный распад является мощным источником энергии, обусловливающим значительную долю приходной части энергетического баланса. Однако структура теплового потока, как было выяснено в процессе многочисленных исследований, состоит из нескольких компонентов, происхождение которых связано не только с радиогенным теплом.

По мнению И. Виторелло и Г. Поллака [Vitorello, Pollack, 1980], наблюдаемый тепловой поток с поверхности планеты связан, как минимум, с тремя факторами: 1) с радиоактивным распадом содержащихся в литосфере теплогенерирующих

элементов (главным образом, ^{238}U, ^{232}Th и ^{40}K), 2) с поступлением в литосферу тепла из «конвектирующейся мантии» за счет трансформации потенциальной энергии плотностной дифференциации в тепловую[1] и 3) с тепловой энергией, поступающей в литосферу при конвекции магмы и флюидов из нижележащих геосфер во время процесса орогенеза[2]. Количественный расчет вклада этих компонентов является ценным материалом для понимания строения литосферы и подлитосферной мантии.

Более пятидесяти лет назад была открыта связь между тепловым потоком с поверхности (q_{sur}) и величиной радиогенной теплогенерации близповерхностных пород (A_{sur}) [Birch et al., 1968]. Установленная положительная корреляция оказалась значимой для целого ряда регионов, которые были названы «провинциями теплового потока» [Lachenbruch, 1968; Roy et al., 1968] и описывалась линейной зависимостью:

$$q_{sur} = q_r + D \cdot A_{sur},$$

где q_r – редуцированный тепловой поток, который, в первом приближении, можно ассоциировать с тепловым потоком, поступающим к подошве слоя активной радиотеплогенерации[3], D – коэффициент линейной регрессии, численно равный tgα (α – угол наклона линии регрессии)[4]. Сравнение параметра D (км) для различных провинций теплового потока привело к выводу, что, с одной стороны, он является критерием для выделения этих провинций [Roy et al., 1968], а с другой стороны, характеризует степень дифференциации вещества земной коры, т.е. чем меньше D, тем кора больше дифференцирована по содержанию долгоживущих радиоизотопов – их концентрация «быстрее» убывает с глубиной [Sass et al., 1981; Jaupart et al., 1981]. В [Morgan, Sass, 1984] приведены данные о величине D в ряде провинций теплового потока. Так, для архейских блоков в пределах Супериор и Онтарио Канадского щита и Вредефорт (Ю. Африка) D = 4–7 км, а в протерозойских блоках Аризоны – 7–8 км, столько же в палеозоидах Аппалачей, хотя в каледонидах Англии и Уэльса D = 16 км.

Детальное изучение распределения теплогенерирующих элементов с глубиной, проведенное на образцах из глубоких и сверхглубоких скважин Канадского щита и южной части Африканской платформы, заставило исследователей обратить внимание на особенности переноса U, Th и K в земной коре. Фракционирование этих элементов контролируется разноглубинными процессами, что отражается в различии параметра D для этих трех элементов [Jaupart et al., 1981; Nicolayson et al., 1981]. Эти процессы включают первичную дифференциацию коры, глубинную циркуляцию флюидов, сопровождающую магматизм и метаморфизм, и циркуляцию метеорных вод (рис. 2.3). Если учесть различие парамет-

[1] Этот компонент теплового потока иногда называют «гравигенным теплом» [Morgan, Sass, 1984].

[2] Авторы даже применили термин «орогенное тепло» при описании этого компонента теплового потока.

[3] В классификации [Vitorello, Pollack, 1980] – это компонент «2» плюс компонент «3».

[4] $\mathrm{tg}\,\alpha = \Delta q/\Delta A = |(\text{Вт}\cdot 10^{-3}\cdot \text{м}^{-2})/(\text{Вт}\cdot 10^{-6}\cdot \text{м}^{-3})| = |\text{м}\cdot 10^{3}| = |\text{км}|$.

ра D для каждого элемента, то формула линейной регрессии примет вид

$$q_{sur} = q_r + D_{\mathrm{U}} \cdot A_{sur\mathrm{U}} + D_{\mathrm{Th}} \cdot A_{sur\mathrm{Th}} + D_{\mathrm{K}} \cdot A_{sur\mathrm{K}}.$$

Наверное, не случайно, вводя термин «индекс дифференциации» $D_I = A_{sur}/A_{\Sigma}$ [Perry et al., 2006], для его написания авторы выбрали то же обозначение. Физический смысл D_I понятен, если его рассчитывать по формуле:

$$D_I = A_{sur} \cdot H/(q - q_M),$$

где H – мощность коры, q и q_M – соответственно поверхностный и мантийный тепловой поток.

В понимании природы редуцированного теплового потока также заметна эволюция. Первоначально его понимали как тепловой поток, поступающий снизу к подошве слоя активной теплогенерации на глубине D [Roy et al., 1968], т.е. он состоял из теплового потока, генерируемого в мантии и в нижней, обедненной радиоэлементами коре. В дальнейшем редуцированный тепловой поток стали отождествлять с мантийным тепловым потоком на границе M [Morgan, Sass, 1984]. Но и это понимание продержалось недолго. Ошибки в интерпретации оценок q_r связывали, во-первых, с неучетом латеральных неоднородностей теплопроводности и теплогенерации в средней и нижней коре [Furlong, Chapman, 1987; Pinet, Jaupart, 1987], во-вторых, с влиянием утолщенных литосферных корней (“thick lithospheric mantle roots” [Rudnick et al., 1998, p. 396]) на тепловой поток из конвектирующей мантии [Ballard, Pollack, 1987; Nyblade, Pollack, 1993]. Таким образом, ставить знак равенства между q_r и мантийным тепловым потоком с границы M можно лишь при допущении, что вся кора ниже слоя активной теплогенерации D сложена ультрабазитами с очень низким содержанием теплогенерирующих элементов.

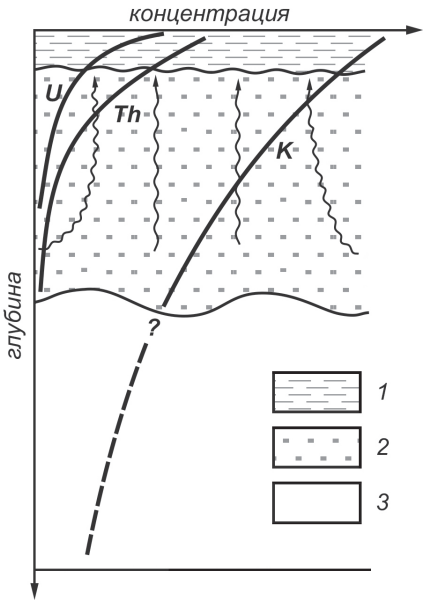


Рис. 2.3. Процессы, контролирующие распределение радиоактивных элементов в земной коре.

Зоны циркуляции: метеорных вод (1); флюидов, сопровождающих магматические и метаморфические процессы (2), 3 – зона метаморфизма высоких степеней

На «региональном уровне» самые результативные исследования в данном направлении относятся к районам древних платформ. Наиболее продвинутыми являются результаты, полученные на основе данных глубокого бурения на Канадском щите и в Южной Африке [Pinet et al., 1991; Rudnick, Fountain, 1995; Rudnick et al., 1998; McLennan, Taylor, 1996], а также в Кольской сверхглубокой скважине СГ-3 [Popov et al., 1999].

В табл. 2.1 приведены оценки «коровой» и «мантийной» составляющих теплового потока в регионах, где по сейсмическим данным известна структура коры, но

при допущении, что во всех указанных архейских и протерозойских провинциях ее мощность составляет в среднем 41 км, а тепловой поток на поверхности равен 41 и 55 мВт/м^2 соответственно для архейских и протерозойских блоков.

Эти расчеты довольно приблизительные, так как во многих случаях приходилось делать допущения из-за отсутствия каких-либо аналитических данных. Например, в провинциях №№ 1, 3 и 4 нижняя кора с глубины 21 км, судя по граничным сейсмическим скоростям, сложена гранулитами, для которых одни исследователи [Rudnick, Fountain, 1995] предлагают принять значение теплогенерации 0,06 мкВт/м^3, а другие [Pinet, Jaupart, 1987] – 0,4 мкВт/м^3. Этим объясняется 20–25%-ный разброс оценок компонентов теплового потока.

Таблица 2.1

Вклад «коровой» и «мантийной» компонент теплового потока

№	Регион	Число проб	Глубина *D*, км	Тепловой поток, мВт/м^2		Ссылка
				коровый	мантийный	
Архей						
1	Вредефорт, Юж. Африка	76	11	22–29	15–18	Nicolayson et al., 1981
2	Льюисиан, Шотландия	9	8,5	25–30	11–16	Weaver, Tarney, 1984
3	Капускесинг, Онтарио	20	10,5	23–28	13–18	Ashwal et al., 1987
4	Пиквитоней, Манитоба	–	–	20–23	18–21	Fountain et al., 1987
5	Кирклэнд-лейк, Супериор	64	14,4	23–26	14–18	Mareshal et al., 2000
6	Дхарвар, Индия	2	7,5	22–25	12–16	Roy, Rao, 2000
Протерозой						
7	Сев. Норвегия	23	8,4	34–35	18–20	Pinet, Jaupart, 1987
8	Юж. Норвегия	11	8,5	35	20–21	Swanberg, 1984
8	Комплекс Каталина, Аризона	–	–	>26–34	<21–29	Ketcham, 1996
9	Комплекс Харквахала, Аризона	–	–	>32–44	<11–23	Ketcham, 1996
10	Аравалли, Индия	4	14,8	35–38	28–31	Roy, Rao, 2000
11	Намаква, Юж. Африка	10	7,5?	39–43	13–18	Jones, 1987

Для протерозойских блоков в Норвегии, как видно из табл. 2.1, компоненты теплового потока определены точнее, так как эти оценки получены на основании детального измерения теплового потока, гравитационного поля и значений теплогенерации для различных типов пород средней и нижней коры, тектонически выведенных на поверхность. В Южной Норвегии, где появляется самая мощная

кора (43 км), она состоит в средней и нижней части из 7-километровой толщи амфиболитов и гранитов, перекрывающих 28-километровую толщу гранулитов. Средняя теплогенерация 0,4 мкВт/м^3 в этом разрезе обеспечивает коровый тепловой поток 35 мВт/м^2. Но еще большее значение коровой компоненты теплового потока отмечается в провинции Намаква (Южная Африка), где из-за высокой средней теплогенерации (2,3 мкВт/м^3) она оценивается примерно в 40 мВт/м^2. Как видно из приведенных данных, коровый тепловой поток изменяется в архейских и протерозойских блоках литосферы от 20 до 45 мВт/м^2, т.е. более чем в 2 раза. Отсюда следует явный вывод, что он практически не зависит от мощности коры. В оценках [Rudnick, Fountain, 1995] она была принята как 41 км, но и реально, анализируя положение границы с сейсмической скоростью 8,2 км/с, которая ассоциируется с глубиной раздела М, можно видеть, что эта глубина составляет для большинства рассматриваемых регионов от 38 до 43 км [Jaupart, Mareschal, 2004].

Среди архей-протерозойских структур восточного полушария наиболее полно исследованы параметры и компоненты теплового поля Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Детальный анализ радиогенной теплогенерации в отдельных слоях земной коры и в разных структурно-формационных зонах платформы приведен в монографии [Боганик, 1975]. В дальнейшем некоторые аналитические данные и расчеты были уточнены [Кутас, 1978; Смыслов и др., 1979; Сальников, 1984], что привело даже к изменению идеологии оценки роли корового и мантийного тепла. Так, по данным Н.С. Боганика [1975], на платформе выделяются некоторые области, где наблюдаемый тепловой поток полностью обеспечивается радиогенной теплогенерацией (восточная часть Балтийского щита, Воронежский кристаллический массив, Украинский щит, западная и центральная части Прикаспийской впадины). В большинстве же структур платформы, по его мнению, соотношение корового и «подкорового» тепловых потоков составляет 9:1. Лишь на периферии платформы, вблизи более молодых тектонических структур Карпат, Кавказа и Урала, доля тепла, поступающего к подошве земной коры, увеличивалась до 20%.

«Изменение идеологии» оценки роли коровой и мантийной компонент теплового потока было обусловлено появлением более точных и многочисленных измерений теплового потока на ВЕП, а также совершенствованием аналитической базы для определения концентрации ^{238}U, ^{232}Th и ^{40}K в образцах керна [Смыслов и др., 1979]. По данным А.А. Смыслова и У.И. Моисеенко, на Балтийском щите, в Мезенской впадине, на Тимане и на Пугачевском выступе из мантии поступает 30–40% наблюдаемого на поверхности теплового потока, а в Московской синеклизе (данные по скважинам вблизи г. Данилов и г. Солигалич) – 40–45%. Эти оценки уже сопоставимы с теми, которые приведены выше для других древних платформ.

К сожалению, авторы названных работ не обсуждают реальные модели вертикального распределения теплогенерации для районов ВЕП, категорически заявляя, что «…распределение радиоактивных элементов в породах архея, протерозоя, палеозоя и мезо-кайнозоя (*авторское написание*) не подчиняется экспоненциальному закону, причем протерозойский комплекс пород выделяется наиболее высокими

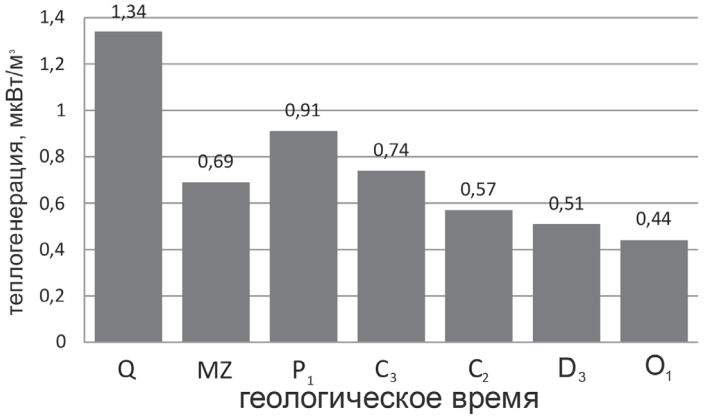


Рис. 2.4. Среднее значение радиогенной теплогенерации в карбонатных породах для стратиграфических комплексов Восточно-Европейской платформы (по данным [Боганик, 1975])

содержаниями их. В пределах больших стратиграфических интервалов распределение радиоактивных элементов обусловливается главным образом литологическим составом пород» [Боганик, 1975, с. 35]. Однако там же, приводя данные о радиогенной теплогенерации в карбонатах стратиграфических комплексов ВЕП [ibid, табл. 6], указывается на то, что в четвертичных отложениях, да и в среднем для кайнозоя, теплогенерация составляет 1,34 мкВт/м^3, а в ордовик-силурийских – 0,44 мкВт/м^3 (рис. 2.4).

Уменьшение теплогенерации с глубиной все же дает основание предположить экспоненциальный характер ее убывания. Учитывая, что параметр D в экспоненциальной модели численно равен глубине, на которой теплогенерация убывает в «е» (2,718) раз, рассчитаем, что на глубине D теплогенерация равна 0,49 мкВт/м^3, т.е. глубина D примерно совпадает с кровлей ордовикских отложений, которая в центральной части ВЕП (Московская синеклиза, Абдулино-Серноводская впадина) находится на глубине 4,0–4,5 км.

Таким образом, толщина слоя активной теплогенерации (D) практически совпадает в структурах Канадского щита, где она оценена по измерениям теплогенерации в метаморфических породах амфиболитовой и гранулитовой фаций, и на ВЕП – по оценкам в карбонатных породах осадочного чехла. Это лишний раз доказывает высказанное довольно давно мнение [Jaupart et al., 1981], что параметр D устойчив для провинции теплового потока даже в случае дифференцированной эрозии. Объекты, расположенные на выступе фундамента и на поверхности осадочного чехла в пределах одной провинции теплового потока, будут различаться лишь величиной поверхностной теплогенерации (A_{sur}).

На Сибирской платформе теплогенерация подробно изучена в пределах Алданского щита [Ножкин и др., 1994]. Алданский щит – крупнейший выступ кристаллического фундамента Сибирской платформы. На севере и востоке щит перекрыт чехлом верхнепротерозойских и фанерозойских отложений, на юге и

западе, по системе глубинных разломов он контактирует с блоками байкальской складчатости. Древнейшие образования фундамента (инфракомплексы) представлены гнейсами, кристаллическими сланцами и чарнокитами с возрастом более 3 млрд лет. Содержание радиоизотопов урана, тория и калия, а также величина теплогенерации в гнейсовых (1,25–2,14 мкВт/м^3) и чарнокитовых (0,66–1,28 мкВт/м^3) формациях весьма изменчивы, что отражает различие структурных уровней земной коры и исходного состава протолита, а также неоднородность интенсивности метаморфизма и гранитизации. Теплогенерация, рассчитанная пропорционально площадям блоков – выступов инфракомплексов, оценивается как 1,09±0,07 мкВт/м^3.

Последующее развитие щита связано с образованием супракомплексов, сложенных метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами разного состава: кристаллическими сланцами, кварцитами, известково-силикатными и карбонатными породами, количественное соотношение между которыми варьирует в очень широких пределах. Аналитически полученное среднее значение теплогенерации в этом комплексе составляет 0,83±0,11 мкВт/м^3.

Верхний структурный этаж фундамента представлен мощными раннепротерозойскими толщами субплатформенных терригенно-осадочных или вулканогенных образований. В это же время формировались крупные, но неоднородные по составу массивы интрузивных пород. Их теплогенерация изменяется в очень широких пределах. Например, в лейкогранитовой формации этого комплекса имеются оценки теплогенерации 0,56; 1,94 и 3,99 мкВт/м^3. Авторы [Ножкин и др., 1994] оценивают среднюю теплогенерацию блока как 1,9±0,9 мкВт/м^3.

Сопоставление радиотеплогенерации в формациях Алданского щита (Чаро-Олекминский блок) с измеренными значениями теплового потока проведено на основе данных о тепловом потоке [Балобаев, 1991]. На рис. 2.5 показаны результаты этого сопоставления. Массивы теплогенерации и теплового потока, насчитывающие 9 пар значений, тесно коррелируют. В результате расчета фитинга получено уравнение регрессии:

$$q = 18{,}5 + 13{,}5 \cdot A_{sur}.$$

Учитывая, что измеренный тепловой поток в Чаро-Олекминском блоке составляет 40±4,5 (34–46) мВт/м^2, вычитая из него редуцированный тепловой поток (18,5 мВт/м^2), получаем оценку его радиогенной компоненты – 22 мВт/м^2.

Сравнивая соотношение корового (радиогенного) и редуцированного (мантийного[1]) теплового потока на Канадском щите, на ВЕП и на Алданском щите Сибирской платформы, можно видеть, что редуцированный тепловой поток для всех объектов примерно совпадает. Одинаковым оказалось и отношение этих двух компонентов теплового потока, а именно 55:45% в пользу радиогенного. Однако параметр глубины *D* на Алданском щите в 3 раза больше, чем на Канадском щите и на ВЕП, что может свидетельствовать о более равномерном распределении по глубине изотопов U и Th. Более достоверную модель распределения теплогене-

[1] С оговоркой, обсуждавшейся выше.

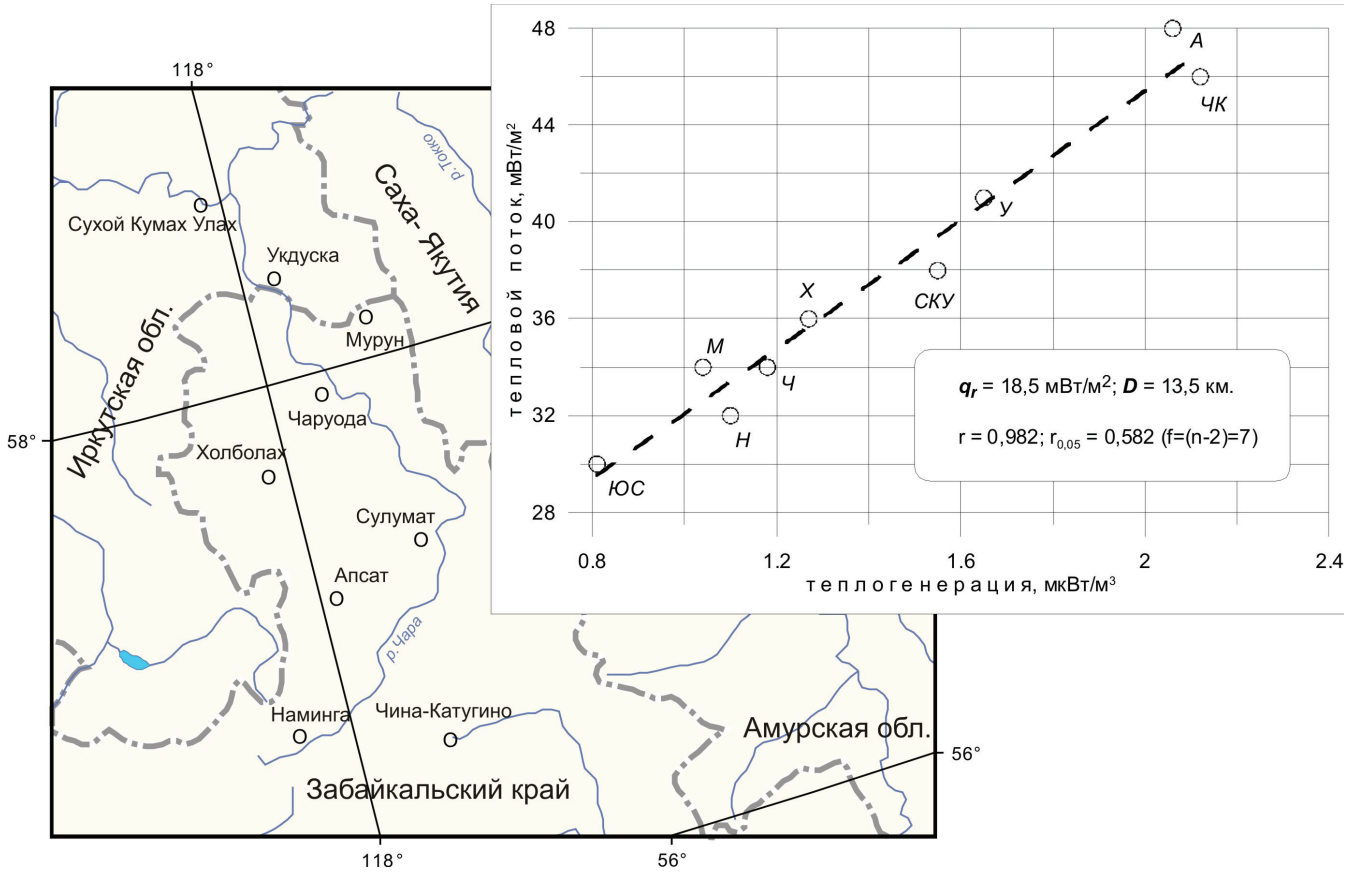


Рис. 2.5. Связь теплового потока с поверхностной теплогенерацией для скважин на Алданском щите (Чаро-Олекминский блок). Кружками обозначены участки: М – Мурун; СКУ – Сухой Камах Улах; Ч – Чаруода; Х – Холболох; ЮС – Южный Сулумат; А – Апсат; У – Укдуска; Н – Наминга; ЧК – Чина–Катугино

рирующих элементов по глубине трудно предложить из-за полного отсутствия соответствующих данных.

На рис. 2.6 приведены результаты расчета температур в литосфере при различных вариантах распределения параметров теплогенерации, а также поверхностного и мантийного тепловых потоков.

Наиболее близки к реальной ситуации кривые 1–3, в которых учтены фактически определенные значения поверхностного теплового потока и поверхностной теплогенерации при допущении, что распределение теплогенерации подчиняется экспоненциальной модели. Кривые 4 и 5 имеют чисто теоретический интерес. В них заложены условия: отсутствие мантийного теплового потока (4) и почти полное отсутствие корового радиогенного потока (5). Точка пересечения расчетных геотерм с кривой мантийной адиабаты указывает на положение подо-

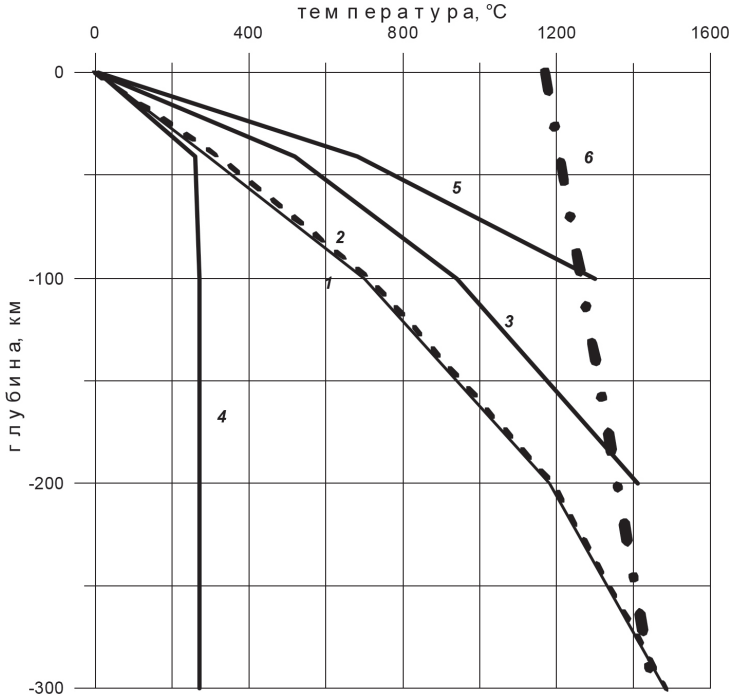


Рис. 2.6. Геотермы, рассчитанные с разными значениями поверхностного теплового потока (q), мантийного теплового потока (q_M), поверхностной теплогенерации (A_{sur}) и параметра D:

1 – q = 41 мВт/м^2, q_M = 18 мВт/м^2, A_{sur} = 1,4 мкВт/м^3, D = 5 км, k = 2,5 Вт/(м·К), M = 41 км;
2 – q = 41 мВт/м^2, q_M = 18 мВт/м^2, A_{sur} = 1,4 мкВт/м^3, D = 10 км, k = 2,5 Вт/(м·К), M = 41 км;
3 – q = 55 мВт/м^2, q_M = 23 мВт/м^2, A_{sur} = 1,4 мкВт/м^3, D = 10 км, k = 2,5 Вт/(м·К), M = 41 км;
4 – q = 55 мВт/м^2, q_M = 0 мВт/м^2, A_{sur} = 1,4 мкВт/м^3, D = 5 км, k = 2,5 Вт/(м·К), M = 41 км;
5 – q = 55 мВт/м^2, q_M = 50 мВт/м^2, A_{sur} = 1,4 мкВт/м^3, D = 5 км, k = 2,5 Вт/(м·К), M = 41 км;
6 – мантийная адиабата.

Для всех вариантов расчета теплопроводность литосферы (k) принята как 2,5 Вт/(м·К), мощность коры (M) – 41 км

швы «термической литосферы». Ниже глубины точки пересечения температура распределяется в соответствии с адиабатическим температурным градиентом, а значит, здесь реализуется не только кондуктивный, но и конвективный механизм теплопередачи. По нашим расчетам, мощность литосферы в архейских блоках при среднем тепловом потоке 41 мВт/м^2 может составлять 370–380 км, а в протерозойских – при среднем тепловом потоке 55 мВт/м^2 – 190–200 км.

Описание структуры теплового поля в палеозоидах приведено по материалам детального его изучения на месторождениях Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), где концентрация радиогенных элементов определялась по образцам керна пробуренных скважин с последующим расчетом радиогенной теплогенерации.

Но перед этим кажется целесообразным привести данные по изученным палеозойским провинциям теплового потока (табл. 2.2).

Мы видим, что редуцированный тепловой поток по отношению к измеренному составляет от 28 до 57% (в среднем 39,3±10,3%). Несмотря на то что в

Таблица 2.2

Параметры некоторых палеозойских провинций теплового потока

Провинция	Возраст, млн лет	Тепловой поток, мВт/м^2	Редуцированный тепловой поток, мВт/м^2	Параметр *D*, км	Th/U	Литературный источник
Аппалачи и Новая Англия (США)	400–100	57±17	33±4	7,5±0,2	4,2±1,1	Roy et al., 1972
Англия и Уэльс	600–300	59±23	25±3	16±1,6	1,5	Richardson, Oxburgh, 1978; Lee et al., 1987
Норвегия	450–250	50±15	20	8,4	3,3±1,5	Swanberg et al., 1974
Иберийская Месета	350–250	46±12	13	11,5	3,5	Albert-Beltran, 1979
Алтай, Саяны, Зап.-Сибирская плита	600–250	53±22	17±8	16±1,8	4,6	Тепловое поле недр…, 1987
Тянь-Шань	450–250	56±16	22–25	12,5	5,1±1,3	Мозолева, 1993 *с добавлением авторов*
Южный Урал	400–320	32±6	5±4	6,6±2,3	6,3±2,5	Сальников, 1984; Хуторской, 1996

абсолютных единицах редуцированный (в первом приближении, «мантийный») тепловой поток в палеозоидах выше, чем в докембрийских породах, коровая его компонента остается такой же, как в провинциях архея и протерозоя. Обращают на себя внимание две особенности наблюдаемых параметров: во-первых, более высокие значения параметра *D* в палеозойских провинциях по сравнению с более древними, что косвенно характеризует более сильную дифференциацию пород в архей-протерозойских структурах; во-вторых, аномально низкие значения редуцированного теплового потока и параметра *D* на Южном Урале. В пределах Северной Евразии регионы с таким аномально низким тепловым потоком в составе палеозоидов встречены также в северной части Салаирского антиклинория, в Горловском прогибе и примыкающей части Томь-Колыванской зоны [Тепловое поле недр…, 1987]. Одной из причин такого уменьшения наблюдаемого теплового потока называют снижение его мантийной компоненты до 4–5 мВт/м^2 вместо указанных в табл. 2.2 17±8 мВт/м^2, характеризующих всю Алтае-Саянскую область. Можно согласиться с авторами работ, обсуждающих данный феномен [Сальников, 1984; Тепловое поле недр…, 1987], что причин аномального снижения мантийного теплового потока несколько.

Одной из причин, объясняющих это явление, является предложенная нами модель экранирования мантийного теплового потока аллохтонными литосферными пластинами во время заключительной фазы перестройки палеоокеанической коры позднепалеозойского океана, при которой мантийный тепловой поток почти полностью расходовался на прогрев нижней части аллохтона на глубинах, соизмеримых с мощностью палеоокеанической литосферы (70–80 км), т.е. значительно ниже границы М. Естественно, что он приобрел нестационарный характер. Расчеты показали, что нестационарный режим при таких геометрических параметрах экранирования может продолжаться более 300 млн лет, т.е. проявляется в современном характере теплового поля [Хуторской, 1996; Хуторской, Поляк, 2014].

Анализируя данные о содержании радиоактивных изотопов в горных породах Южного Урала и Салаира как основу для расчета «коровой» радиогенной компоненты теплового потока, мы не наблюдаем каких-либо аномальных снижений концентрации ^{238}U, ^{232}Th и ^{40}K. Очевидно, что причиной появления аномально низкого наблюдаемого теплового потока является все-таки понижение его мантийной составляющей.

Синтез данных о структуре теплового потока для обширной территории ЦАСП, включающей районы Северного и Центрального Казахстана, Тянь-Шаня и Монголии, проведен на основании аналитических исследований концентрации долгоживущих изотопов по образцам керна из скважин рудных месторождений на этой территории. Анализ порошковых проб был выполнен рентгеноспектральным флуоресцентным методом на рентгеновском вакуумном спектрометре в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН.

При анализе соотношения корового и мантийного тепловых потоков в ЦАСП мы априорно приняли экспоненциальную модель изменения теплогенерации с глубиной, хотя ранее проведенные расчеты A_{sur} (мкВт/м^3) были выполнены для

отдельных слоев литосферы с учетом среднего содержания в них долгоживущих радиоизотопов [Баранов и др., 1963; Смыслов и др., 1979; Сальников, 1984; Хуторской, 1996]:

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

Полученные значения радиогенной теплогенерации для «послойной» модели с высокой степенью достоверности могут быть аппроксимированы экспоненциальным характером убывания теплогенерации. В этом легко убедиться, представив приведенные выше значения на графике. Ориентировочно можно указать и величину D, если принять, что A_{sur} = 2,31 мкВт/м^3 (2,31:2,718 = 0,85 мкВт/м^3). Интерполируя значения теплогенерации, можно предположить, что подошва слоя D находится в середине нижней части гранитно-метаморфического слоя земной коры. Исходя из результатов интерпретации данных ГСЗ для региональных профилей в пределах ЦАСП, например для профилей «Балхаш–Темиртау», «Темиртау–Петропавловск» и «Темиртау–Самара» [Щукин Ю.К., личное сообщение, 1992], можно оценить мощность гранитно-метаморфического слоя в 15–16 км, а его нижнюю часть с граничными сейсмическими скоростями 6,0–6,2 км/с – в интервале от 11 до 16 км. Проверим, находится ли глубина слоя активной теплогенерации (D) в этом диапазоне глубин при априорном задании экспоненциальной модели убывания теплогенерации.

При построении модели радиотеплогенерации для каждого геотермического объекта, т.е. скважины, в которой измерялся тепловой поток, рассчитывалась величина A_{sur} по формуле

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

где U, Th – концентрации урана и тория в г/т; K – вес.%, ρ – плотность породы, г/см^3. Эти данные были получены аналитическими методами по отобранным в кернохранилищах образцам керна.

Возможность аппроксимации распределения теплогенерации по глубине экспоненциальной моделью доказывается эмпирическими данными, полученными нами на месторождении Бестюбе в скв. № 503 [Хуторской, Поляк, 2016] (рис. 2.7). Мы построили с помощью программы “STATISTICA” фитинговую кривую, априорно задав ее как экспоненту. Полученное экспоненциальное представление эмпирического распределения теплогенерации может быть описано уравнением A_z = 1,2 · exp (z/12) при r^2 = 0,591 · ($r_{0,05}$ = 0,576 для одностороннего критерия Пирсона). В приведенной формуле значение 1,2 мкВт/м^3 – это поверхностная теплогенерация для Бестюбе, а значение 12 км в знаменателе экспоненты – параметр D для той же структуры.

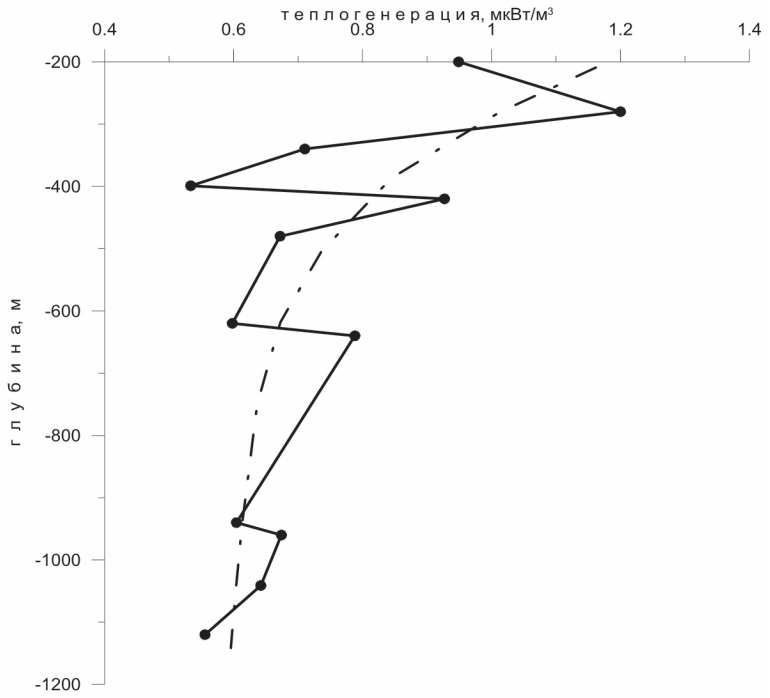


Рис. 2.7. Зависимость теплогенерации от глубины для скважины № 503 (Бестюбе). Пояснения в тексте

На рис. 2.8 представлена зависимость измеренного теплового потока на рудных месторождениях Центрального и Южного Казахстана, Тянь-Шаня и Монголии от величины поверхностной теплогенерации.

Тепловой поток, как видно из рисунка, меняется от 20 мВт/м^2 на угольном месторождении Таван-Толгойт в Южно-Монгольском герцинском складчатом поясе до 94 мВт/м^2 на оловорудном месторождении Учкошкон в Кокшаальской зоне Южного Тянь-Шаня. Не менее значителен диапазон разброса значений поверхностной теплогенерации – от 0,44 мкВт/м^3 на том же Таван-Толгойте до 3,9 мкВт/м^3 на медно-порфировом месторождении Актогай в Прибалхашской впадине. Эти две выборки данных показали значимую парную корреляцию. Коэффициент корреляции $r = 0{,}555$ ($r_{0,05} = 0{,}344$ для $n - 2 = 22$)[1]. Линейный характер зависимости теплового потока от поверхностной теплогенерации можно аппроксимировать уравнением

$$q = 25{,}5 + 12{,}6 \cdot A_{sur},$$

из которого ясно, что q_r составляет 25,5 мВт/м^2, а параметр D = 12,6 км, т.е. лежит внутри интервала нашей оценки глубины нижней части гранитно-мета-

[1] n – количество элементов в выборках; $n - 2$ – число степеней свободы.

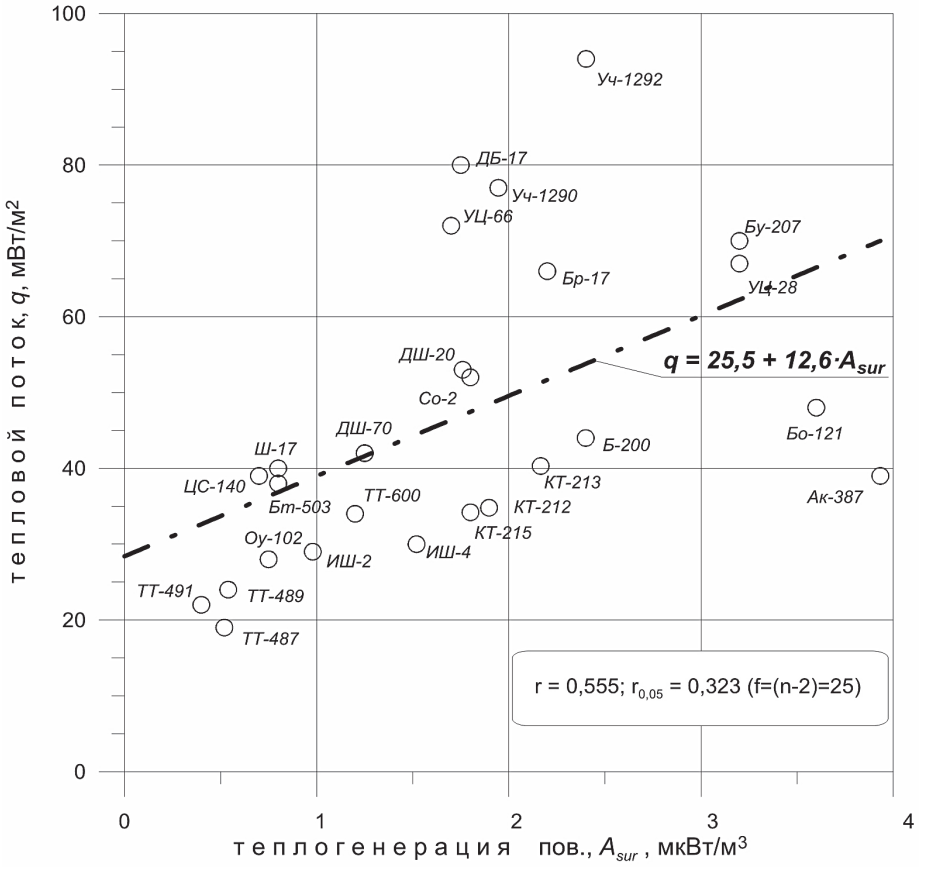


Рис. 2.8. Связь теплового потока (q) с поверхностной теплогенерацией (A_{sur}) для рудных месторождений ЦАСП

Подписи у точек – символ названия месторождения и номер скважины: Уч – Учкошкон (Южн. Тянь-Шань); ДБ – Дунд-булаг; УЦ – Ундур-Цаган; Бр – Бэрх; Бу – Буринхан; ДШ – Дзан-Ширэ; Ш – Шанд; ЦС – Цаган-Субурга; ТТ – Таван-Толгойт; Оу – Оуют; ИШ – Их-Шанхай (Монголия); Бт – Бестюбе; Со – Сарыой; Бо – Борлы; КТ – Сев. Катпар; Ак – Акбокай (Центральный Казахстан)

морфического слоя и почти совпадает с расчетом D для месторождения Бестюбе.

Коровый радиогенный тепловой поток $q_{кор}$ определяется интегралом:

$$q_{кор} = \int_{0}^{M} A_{sur} \cdot \exp(-z/D)dz,$$

где M – мощность земной коры; ось z направлена вниз. Интеграл легко вычисляется, в результате чего получается формула

$$q_{кор} = D \cdot A_{sur} \cdot [1 - \exp(-M/D)].$$

После подстановки в эту формулу соответствующих значений параметров для районов ЦАСП получаем расчетную величину корового (радиогенного) теплового потока 26,2 мВт/м^2. Практически, с учетом погрешности наших оценок, можно видеть, что соотношение корового (радиогенного) и редуцированного (мантийного) теплового потока составляет 50:50%.

Десять лет назад были впервые сделаны оценки радиогенной теплогенерации в неконсолидированных рыхлых осадках шельфового Баренцева моря и прилегающих акваторий Северной Атлантики [Хуторской и др., 2013]. Как известно, неконсолидированные осадки во впадинах Баренцева моря залегают на консолидированных терригенных комплексах мела, а на выступах фундамента вблизи архипелагов Новая Земля и Шпицберген – лежат непосредственно на позднепалеозойских породах [Верба, 2008]. Значения теплогенерации изменяются в довольно узких пределах: от 0,93 мкВт/м^3 на своде Федынского в юго-западной части Баренцева моря до 1,37 мкВт/м^3 в троге Орла, находящемся на северной окраине Баренцевоморского шельфа между островами Белый и Северо-Восточная Земля Шпицбергена. В троге Франц-Виктория и на склоне хребта Книповича в Северной Атлантике в осадках измерено значение теплогенерации 1,11 мкВт/м^3.

Полученные значения теплогенерации характерны для осадочных глинистых пород. В работе [Vila et al., 2010] приводится компиляция более 2 тыс. измерений концентраций урана, тория и калия. На основе этой компиляции авторами была определена средняя радиогенная теплогенерация для осадочных и отдельно для глинистых пород. Значения равны соответственно 1,1 и 1,39 мкВт/м^3.

Можно заметить, что радиогенная теплогенерация в осадочных породах, вне зависимости от их консолидации, показывает очень близкие значения, что легко объясняется происхождением этих неконсолидированных осадков, материнскими породами для которых являлись более древние отложения, разрушавшиеся в результате надводной и подводной эрозии.

Учитывая мощность неконсолидированных осадков в некоторых глубоких трогах Баренцева моря, составляющую 2–2,5 км, можно рассчитать радиогенный тепловой поток, формирующийся в этом слое. Он не превышает 3 мВт/м^2. Однако, если эти величины теплогенерации распространить на весь осадочный чехол Баренцева моря, составляющий 12–13 км в Восточно-Баренцевском мегапрогибе или в Демидовской седловине [Хуторской и др., 2013], то тот же расчет радиогенной компоненты теплового потока дает значения 13–14 мВт/м^2. Граница М в Баренцевом море вдоль геотраверса ГСЗ-76 залегает на глубине 40–42 км. Учитывая среднее значение удельной теплогенерации для пород протерозойского фундамента, измеренной, например, в Северной Норвегии, составляющее 0,4 мкВт/м^3 [Swanberg et al., 1974], можно рассчитать, что коровая компонента под акваторией Баренцева моря составит 25–27 мВт/м^2, что при фоновом тепловом потоке 50 мВт/м^2 в южной части моря до 64 мВт/м^2 – в северной части, дает соотношение от 50:50% в южной части Баренцева моря до 55:45% в пользу «мантийного» теплового потока – в его северной части.

Существуют, однако, районы с аномально высокими значениями радиогенной теплогенерации. Мы рассмотрим особенности структуры теплового потока в двух

участках Евразийского континента, где такие значения были подтверждены экспериментальными исследованиями. Это район Токрауской впадины Центрального Казахстана, где расположены массив пермских биотитовых гранитов акчатауского комплекса и район гранитного плутона Карнменеллис внутри позднекарбонового орогенного комплекса Корнуолла (Юго-Западная Англия).

В пределах Центрального Казахстана наиболее высокий тепловой поток (>75 мВт/м^2) измерен на двух разведочных участках редкометального месторождения Акчатау. Акчатауское рудное поле приурочено к участку сопряжения Шетского антиклинория с Токрауским и Акжал-Аксоранским синклинориями, сопровождаемого образованием сложных пликативных структур и разрывных нарушений, а также формированием гранитных массивов топарского (C_{2-3}) и акчатауского (P_3–T_1) комплексов. Интрузивные образования последнего представлены лейкократовыми крупнозернистыми гранитами. Граниты акчатауского комплекса, с которыми генетически связано месторождение Акчатау, слагают главный гранитный массив сложного строения, который рассматривается как многофазный, состоящий из трех последовательно внедрившихся интрузий [Клюев, 1976].

Суммарная мощность акчатауского интрузивного комплекса, оцененная по данным ГСЗ вдоль профиля «Балхаш–Темиртау», составляет около 10 км. Этим обусловлено увеличение мощности всего гранитно-метаморфического слоя в Северном Прибалхашье. Его верхняя часть, ограниченная преломляющей поверхностью с $v_г$ = 6,3 км/с, находится на глубине 10 км, а нижняя – с $v_г$ = 6,9 км/с – на глубине 20–21 км. При этом здесь увеличена и мощность коры. Если севернее, в районах Тектурмасского и Жаман-Сарысуйского антиклинориев кора имеет мощность 40 км, то под Токрауской впадиной она увеличивается до 44–47 км, а южнее, в районе оз. Балхаш, снова уменьшается до 39–40 км [Андреев и др., 1964].

На месторождении Акчатау геотермические исследования включали измерения температуры в 8 скважинах и отбор керна с целью определения теплопроводности и содержания долгоживущих изотопов U, Th и K. Геотермические градиенты на Акчатау находятся в пределах от 21,6 до 26 мК/м, и это рекордно высокие значения среди всех определений в Центрально-Казахстанской мозаичной складчатой зоне [Хуторской, 1996].

По теплопроводности (k) выявлены три контрастных комплекса: эффузивы и туфы кислого состава: k = 2,57±0,08 Вт/(м·К); биотитовые граниты: k = 2,97±0,07 Вт/(м·К) и грейзеновые тела: k = 4,09±0,42 Вт/(м·К). С учетом поправки на рефракцию теплового потока в условиях контрастной теплопроводности определен тепловой поток, который для двух участков месторождения, различающихся морфологией рудных тел, изменяется от 68–72 мВт/м^2 (участок «Северный») до 71–77 мВт/м^2 (участок «Аксай») [Хуторской, 1996].

Для объяснения природы столь высокого кондуктивного теплового потока проведена количественная оценка его коровой и мантийной составляющих. В табл. 2.3 приведены результаты определений содержания теплогенерирующих изотопов в отдельных скважинах. Породы, слагающие разрезы на двух исследованных площадях месторождения, обладают очень высоким значением радиотеплогенерации. В среднем она в 4–5 раз превосходит удельную генерацию тепла в гранитно-

Таблица 2.3

Определение генерации радиогенного тепла на месторождении Акчатау

Номер скважины	Глубина, м	Содержание			Генерация тепла, мкВт/м^3
		U, г/т	Th, г/т	K, %	
Участок «Северный»					
38	80	9,5	41,5	4,3	5,8
	160	11,0	49,0	4,6	6,8
	200	69,0	32,9	4,4	20,8
	280	15,0	48,6	4,3	7,8
	300	28,0	57,4	4,3	11,8
43	80	50,0	41,0	4,0	16,4
	120	47,0	49,0	4,2	15,6
	214	10,6	27,5	3,4	5,1
97	60	9,5	52,8	3,4	6,6
	143	9,0	53,5	3,8	6,6
Участок «Аксай»					
249	40	5,1	18,3	4,2	2,9
	80	3,2	5,5	3,4	1,6
	240	9,6	15,5	3,5	4,2
	340	6,7	43,7	4,0	5,3
	360	34,0	42,5	3,4	12,2
	380	23,4	50,8	4,3	10,1
	460	7,5	49,5	4,0	5,9
	480	9,4	45,9	4,3	6,1
247	340	43,0	50,5	4,0	15,2
	375	14,9	45,2	4,2	7,5
	380	30,0	44,2	4,2	9,8

метаморфическом слое Джунгаро-Балхашской позднепалеозойской складчатой области [Смыслов и др., 1979]. Особенно высокие значения теплогенерации достигаются в верхних частях контакта рудного тела и вмещающих пород. Несомненно, что аномально высокая радиотеплогенерация – это свойство акчатауского интрузивного комплекса, сложенного лейкократовыми гранитами, поэтому при расчете коровой и мантийной компонент теплового потока надо, несомненно, принимать во внимание мощность плутона.

Мы провели оценку компонент теплового потока, исходя из «ступенчатой» и «экспоненциальной» моделей распределения радиотеплогенерации.

При расчете по ступенчатой модели значения теплогенерации для нижней части гранитно-метаморфического слоя и для базальтового слоя были взяты из данных [Смыслов и др., 1979]. Величина «корового» теплового потока, исходя из ступенчатой модели, составила 40 мВт/м^2. Остальная часть измеренного теплового потока – 30–35 мВт/м^2 характеризует вынос тепла из мантии.

Расчет по экспоненциальной модели требовал оценки параметра *D*. Он был вычислен по той же, описанной выше методике и составил 3,8 км. Подставив полученное значение *D* в уравнение: $q_{кор} = D \cdot A_{sur} \cdot [1 - \exp(-M/D)]$, убеждаемся, что «коровый» тепловой поток оценивается в 37,5 мВт/м^2, что тесно согласуется с предыдущим расчетом. Соответственно для этой модели редуцированный тепловой поток составит 32–37 мВт/м^2. Здесь еще раз следует сделать ремарку относительно адекватности редуцированного и мантийного тепловых потоков для экспоненциальной модели. Дело в том, что ниже слоя активной теплогенерации, т.е. ниже 4 км, по-видимому, также залегают лейкократовые граниты акчатауского плутона, и игнорировать повышенное содержание в них радиогенных изотопов нельзя, хотя их концентрация почти в 3 раза ниже, чем в верхних 4 км, т.е. составляет 2–4 мкВт/м^3. Это типичные значения радиогенной теплогенерации для гранитно-метаморфического слоя коры, и они на порядок выше, чем те же значения в мантии. Экстраполируя экспоненту, описывающую убывание теплогенерации с глубиной до границы М, и рассчитав радиогенный тепловой поток в нижней части земной коры, получим значение 5,5 мВт/м^2. Таким образом, более достоверное значение теплового потока из мантии по экспоненциальной модели теплогенерации составит 26–32 мВт/м^2, что незначительно, на 2–5 мВт/м^2 выше оценок мантийного теплового потока в других районах ЦАСП.

Однозначно можно утверждать, что высокий радиогенный коровый тепловой поток обусловлен большой концентрацией в гранитном плутоне Акчатау литофильных элементов [Боголепов и др., 1975], с которыми в верхнюю часть коры выносятся ^{238}U и ^{232}Th [Jaupart et al., 1981]. Однако происхождение теплового потока из мантии, все же превосходящего фоновые оценки для других позднепалеозойских структур ЦАСП, требует специального обсуждения и интерпретации.

Такой относительно высокий мантийный тепловой поток может свидетельствовать о некотором приближении к поверхности Земли границы фракционного плавления вещества верхней мантии-подошвы литосферы. По нашим оценкам [Хуторской, Поляк, 2014], под Токрауской впадиной мощность литосферы составляет 130–140 км, в то время как в смежных структурах Центрального Казахстана она заметно больше: 370 км в Селетинском синклинории, 330 км в Успенской зоне, 170 км в районе оз. Балхаш. В свою очередь, уменьшение мощности литосферы может быть связано с омоложением или с тектонической активизацией структуры. Кроме установленного нижнетриасового возраста акчатауского плутона по сравнению с окружающими позднепалеозойскими комплексами [Антонюк и др., 1977], можно говорить о более поздних, мезозойских процессах «дозревания» коры и внедрении в нее мантийного вещества.

В графстве Корнуолл на юго-западе Англии обнажаются гранитные батолиты, которые в 70–80-х годах прошлого века были всесторонне изучены геофизическими методами, а в дальнейшем разбурены. Геотермические измерения, проведенные на батолитах Корнменеллис, Сент-Остелл, Бодмин и Дартмур, обнаружили высокие температуры в недрах и наличие гидротермальной трещинной циркуляции в теле гранитов [Tammemagi, Wheildon, 1974]. Этот материал послужил основой для реализации проекта освоения тепла «сухих горных пород», и в период с 1977 по 1980 г. в южной части батолита Корнменеллис специально были пробурены три глубокие скважины (более 2300 м) с целью создания петротермальной циркуляционной системы в условиях естественной трещиноватости гранитов. К сожалению, этот проект не был доведен в те годы до промышленного уровня, но послужил отличной испытательной площадкой для построения теоретических моделей, отработки методики и испытания аппаратуры, строившейся на средства Европейского Союза со второй половины 80-х годов XX в. петротермальной станции Сульц в Рейнском грабене, на границе Франции и Германии.

Природа высоких тепловых потоков Корнуолла (до 120 мВт/м^2, всего 40 измерений) связывалась не только с гидротермальной циркуляцией, но и с высокой концентрацией радиогенных изотопов в биотитовых гранитах [Lee et al., 1987]. Как отмечалось в этой работе, «тепловой поток в батолитах герцинского возраста примерно в 2 раза выше фонового средневзвешенного теплового потока в Англии, а локализация аномалии теплового потока тесно согласуется с формой батолита Корнменеллис» [Lee et al., 1987, p. 35]. Измеренные геотермические параметры в батолитах Корнуолла приведены в табл. 2.4.

Таблица 2.4

Тепловой поток и теплогенерация в батолитах Корнуолла

Граниты	Число измерений теплового потока	Среднее значение и станд. откл. наблюденного теплового потока, мВт/м^2	Корректированный тепловой поток с учетом одномерной модели циркуляции флюидов, мВт/м^2	Теплогенерация, мкВт/м^3
Корнменеллис	10	115±7	108	4,0±0,5
Бодмин	5	116±5	109	4,2±0,9
Ландс-энд	3	125±3	118	5,1±0,2
Сент-Остелл	2	126±0,5	118	4,2±0,9
Дартмур	6	113±9	113	5,3±0,5

Радиогенная теплогенерация в гранитах примерно в 2 раза выше средних значений теплогенерации в гранитно-метаморфическом слое земной коры. Несомненно, что величина корового теплового потока здесь окажется выше средней для позднепалеозойских складчатых областей.

Для количественных расчетов параметров теплового потока мы примем экспоненциальную модель убывания теплогенерации с глубиной. Воспользовавшись

уже описанной методикой расчета радиогенной компоненты теплового потока, получим ее значение – 29 мВт/м^2. При этом параметр *D* оказался равным 7,0 км. Учитывая, что мощность батолитов Корнуолла составляет ~15 км, мы сталкиваемся с той же ситуацией при оценке мантийного теплового потока, которая выше была описана для батолита Акчатау, т.е. редуцированный тепловой поток (110 – 29 = 81 мВт/м^2) отражает поступление тепла не только из мантии, но и из нижней части земной коры – от 7 км до границы М. Вклад нижней коры в тепловой баланс, если считать его природу только радиогенной, составит 55 мВт/м^2. В таком случае мантийный тепловой поток можно оценить как 81 – 55 = 26 мВт/м^2, что удивительным образом и, по-видимому, совершенно случайно совпадает с оценкой мантийного теплового потока на Акчатау.

Совпадению чисел в данном случае нельзя придавать какое-то генетическое значение, так как внутри батолитов Корнуолла по материалам изучения концентрации ^{4}He и ^{222}Rn доказано наличие вертикальной фильтрации флюидов [Gregory, Durrance, 1987], которая искажает кондуктивный тепловой поток и, как видно из табл. 2.4, оценивается величиной 7–8 мВт/м^2. Доказательств вертикальной фильтрации в плутоне Акчатау нет. Напротив, характер термограмм скважин [Хуторской, 1996] показывает, что они имеют линейный характер с небольшими искажениями, обусловленными структурно-теплофизическими неоднородностями разреза.

В двух приведенных примерах источником высокого радиогенного теплового потока в коре однозначно является повышенная концентрация долгоживущих радиоизотопов. Что касается причин повышения теплового потока ниже слоя активной теплогенерации, в первом приближении, мантийного или гравигенного теплового потока, то здесь можно назвать и приближение зоны фракционного плавления в мантии в результате омоложения тектонической деятельности или ее активизации, как это отмечалось для Акчатау, и усиление конвективных проявлений в субвертикальной трещинной системе, что доказано для батолитов Корнуолла.

По сравнению с описанными аномальными по радиогенному тепловыделению регионами даже современная Байкальская рифтовая зона (БРЗ) с высоким фоновым тепловым потоком (от 20 до 470 мВт/м^2), в среднем 78 и 60 мВт/м^2 соответственно на акватории озера и на берегу, характеризуется относительно небольшим радиогенным тепловым потоком (до 20–30 мВт/м^2). Остальной поток соответственно 50–60 и 30–40 мВт/м^2, как считается [Голубев и др., 1987], связан с дополнительными источниками тепла, расположенными как в земной коре, так и в верхней мантии. Такими источниками могут быть интрузии мантийного вещества или интенсивный гидротермальный тепломассоперенос. Влияние этих источников наиболее заметно в рифтовых впадинах, которые являются самыми проницаемыми участками земной коры в данном регионе. Таким образом, в БРЗ отношение корового к мантийному тепловому потоку составляет 30:70%.

Приведенные выше данные демонстрируют факт увеличения «мантийного» теплового потока по мере омоложения тектонических структур. Считалось, что именно мантийная компонента теплового потока изменяется во времени от максимальных ее значений в областях современного активного тектогенеза до минимальных или практически нулевых – в докембрийской коре [Crough, Thompson,

1976; Кутас, 1978; Смирнов, 1980]. Коровый радиогенный тепловой поток при этом играл роль инвариантной во времени «добавки», которая в процентном отношении к мантийному тепловому потоку увеличивалась по мере удревнения возраста (рис. 2.9).

Существовала и другая схема соотношения корового и мантийного теплового потока. Она предложена в работе [Vitorello, Pollack, 1980] и рассматривает коровый (радиогенный) тепловой поток изменяющимся во времени в 2 раза за 300–400 млн лет, что авторы связывали с удалением при эрозии активного генерирующего слоя.

Но насколько активно влияет эрозионная деятельность на количество выделяемого радиогенного тепла из активного генерирующего слоя?

Мы рассмотрели эту проблему на примере Монголии и некоторых других фанерозойских складчатых поясов. Как считает Н.Л. Добрецов [Метаморфические…, 1977], в ЦАСП могут быть выделены две параллельные зоны (пояса), имеющие субширотное простирание, совпадающее с простиранием тектонических структур.

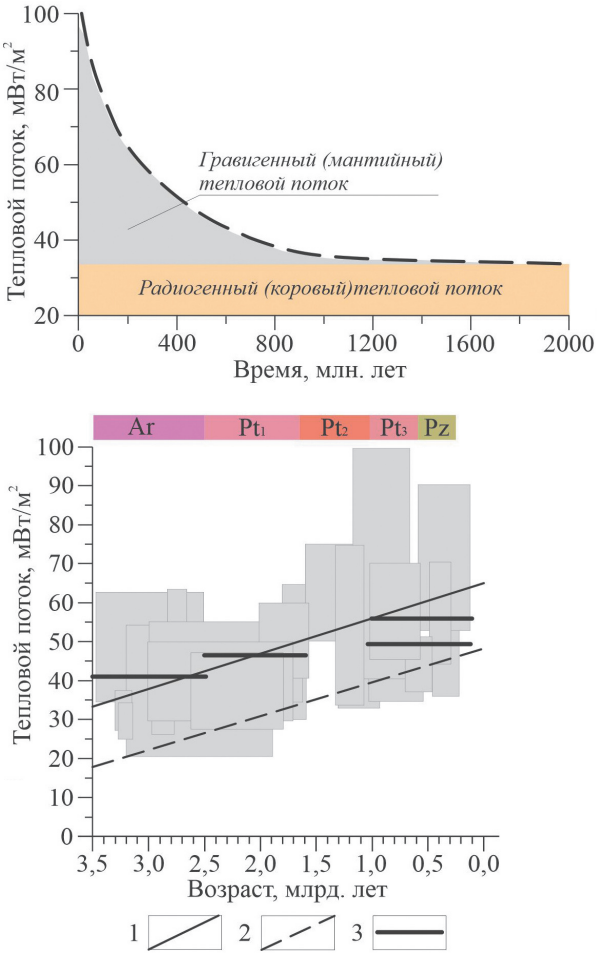


Рис. 2.9. Зависимость корового и мантийного теплового потока от геологического времени в предположении, что радиогенный тепловой поток инвариантен на протяжении всей геологической истории: А – [по Crough, Thompson, 1976; Кутас, 1978]; Б – [по Artemieva, Mooney, 2001]; на рисунке «Б»: 1 – фитинг для зависимости теплового потока с поверхности от времени (τ – млрд лет), аппроксимируемый как $q_{sur} = 65–9 \cdot \tau$; 2 – фитинг для редуцированного теплового потока: $q_r = 48–9 \cdot \tau$; 3 – средние значения теплового потока с поверхности для провинций различного возраста (серые прямоугольники) [по Nyblade, Pollack, 1993]

Южный метаморфический пояс включает низкотемпературную зеленосланцевую и глаукофан-сланцевую фации. Он охватывает районы южных склонов хребтов Монгольского и Гобийского Алтая и пустыню Гоби. Северный метаморфический пояс характеризуется в основном среднетемпературными ассоциациями эпидот-амфиболитовой фации. В обоих поясах метаморфизму подвержены породы от ордовика до карбона. Более молодые отложения перекрывают метаморфизованные толщи. Выходы пород зеленосланцевого комплекса, содержащего в основном глаукофан-лавсонитовые сланцы, отмечаются в верхних пластинах тектонических покровов и в узких вздернутых тектонических клиньях. Как известно, глаукофан-лавсонитовая фация формируется в условиях низких температур (100–250 °С) и относительно высоких давлений (6–12 кбар) [Turner, 1968]. Такие условия создаются в областях мощного осадконакопления или при стрессовых напряжениях, обусловленных шарьированием покровов. Типичными районами распространения этой фации являются зоны субдукции океанических плит [Добрецов и др., 1970]. Они отмечаются не только в современных (Япония, Сахалин, Камчатка, Калифорния), но и в палеозонах Беньоффа (Пенинские Альпы, пояс Сумбагава в Японии, Тянь-Шань, Урал, Восточный Казахстан и др.). Это области, в которых низкотемпературный режим возникал из-за вовлечения относительно холодных блоков литосферы на глубину. В то же время этот процесс сопровождался огромными стрессовыми напряжениями, соответствующими литостатической нагрузке 40–45-километрового слоя литосферы.

Таким образом, зоны субдукции (обдукции) по своим термодинамическим условиям являются концентраторами проявлений метаморфизма глаукофан-сланцевой фации. Южно-Монгольский пояс герцинид, в котором развита данная фация, сформирован в результате субдукции океанической плиты [Коваленко и др., 1983].

Нижний температурный предел зоны образования глаукофановых сланцев в момент закрытия Палеотетиса в Южной Монголии (320–270 Ма) достигается на глубинах 6,5–8 км [Хуторской, 1996]. В настоящий момент эти породы обнажаются на поверхности [Метаморфические…, 1977]. Следовательно, можно предположить, что верхние 8 км коры были эродированы за время последующей геологической истории. Исходя из этого, можно рассчитать скорость эрозии. Если принять, что эрозия происходила с постоянной скоростью на протяжении всей послепермской истории, то она составит 0,03 мм/год.

Северная метаморфическая зона ЦАСП в позднем палеозое характеризовалась термодинамическим режимом эпидот-амфиболитовой фации. По нашим модельным расчетам, на глубине 25–30 км в это время температура составляла 450–500 °С. Аналогичный предыдущему ход рассуждений приводит нас к выводу, что в данном случае за 200 млн лет после образования сводового поднятия в северном Монгольском мегаблоке было эродировано 25 км коры, т.е. скорость эрозии составляла 0,12 мм/год.

Полученные расчетные значения скоростей эрозии как в первом, так и во втором случаях относятся к сравнительно низким для складчатых поясов. Так, в Альпах [Clark, Jaeger, 1969] она составляет 1 мм/год, в Скандинавии [Royden, Hodges, 1984] и в Шотландии [England, Richardson, 1977] – 0,6 мм/год, т.е. в 5–30 раз

выше, чем в Монголии. Отсюда вытекает важное в связи с нашим исследованием следствие – большая часть верхнего слоя литосферы с высокой концентрацией долгоживущих изотопов за последние 300 млн лет сохранилась в разрезе, что обусловливает инвариантность поверхностной теплогенерации на протяжении всей послепалеозойской истории. С этим же, по-видимому, связаны повышенные поверхностная теплогенерация A_{sur} и параметр глубины D для Монголии (17–18 км) [Хуторской, 1996] по сравнению с рассмотренными выше докембрийскими платформами и фанерозойскими складчатыми поясами, где степень эродированности намного выше. Отметим также, что во многих тектонических депрессиях (Бухаро-Хивинской, Таджикской, Иссык-Кульской) отмечаются высокие значения D и практически нулевая скорость эрозии [Любимова, 1985].

Отвечая на вопрос о влиянии эрозионного процесса на величину теплогенерации в земной коре, мы констатируем, что теоретически эрозия удаляет из разреза часть активного радиотеплогенерирующего слоя, но для реально существующих складчатых поясов домезозойского возраста денудация незначительно изменяет основные количественные параметры теплогенерации.

Таким образом, можем утверждать, что в абсолютных единицах редуцированный (в первом приближении, «мантийный») тепловой поток в палеозоидах выше, чем в докембрийских породах, но коровая его компонента остается такой же, как в провинциях архея и протерозоя. Обращают на себя внимание две особенности наблюдаемых параметров: во-первых, более высокие значения параметра D в палеозойских провинциях по сравнению с более древними, что косвенно характеризует более сильную дифференциацию пород в архей-протерозойских структурах; во-вторых, незначительная и статистически незначимая разница между величиной поверхностной теплогенерации в докембрийских и фанерозойских провинциях, что можно объяснять второстепенной ролью эрозии при формировании параметров теплогенерации.

Виды теплопередачи: кондуктивный и конвективный поток тепла, геотермические параметры

В Земле существует несколько видов теплопередачи, так как ее оболочки имеют различные температуру, фазовое состояние и химический состав.

В ядре, состоящем из окислов железа, может существовать металлическая проводимость, для которой выполняется закон Видемана–Франса о прямой пропорциональности между теплопроводностью (k) и электропроводностью (σ):

$$k = \mathrm{B}(\mathrm{b}/e)^2 \cdot T \cdot \sigma,$$

где b – постоянная Больцмана; e – заряд электрона; T – температура; B – постоянная, равная 2,5 для полупроводников и 3 – для металлов. Таким образом, тепло-

проводность ядра может быть вычислена на основании данных о его электропроводности. Сложнее обстоит дело с вычислением теплопроводности силикатной оболочки Земли. Здесь уже не применим закон Видемана–Франса, а теплопроводность сложным образом зависит от температуры, давления и химического состава. Для литосферы основную роль играет решеточная часть теплопроводности.

Теория решеточной (фононной) теплопроводности кристаллических диэлектриков развита в трудах Дебая (1914), Пайерлса (1956), Лейбфрида (1954), Померанчука (1944). Согласно этой теории, теплопроводность обратно пропорциональна температуре. Теплопроводность рассматривается как распространение энергии за счет колебаний атомов в кристаллических решетках. Так, по Дебаю, в кристаллах с конечными размерами существует конечное число нормальных колебаний. Энергия каждого нормального колебания не может быть произвольной, она должна определяться целым числом квантов, или фононов. При этом процесс теплопередачи можно рассматривать как обмен энергиями в «фононном газе». Теплопроводность тогда пропорциональна длине свободного пробега фононов и их скорости. В реальных кристаллах фононы рассеиваются посредством различных механизмов. В частности, при высоких температурах рассеивание происходит преимущественно на другом фононе. Наиболее существенны процессы обмена энергией между тремя фононами: один фонон аннигилирует и рождаются два других, либо два фонона исчезают и рождается третий. Есть два типа трехфононных процессов: нормальные (N-процессы), в которых импульс сохраняется, и процессы переброса (U-процессы), в которых импульс не сохраняется. Первые не дают непосредственного вклада в теплосопротивление, но меняют распределение фононов, тогда как вторые действительно ограничивают и определяют теплопроводность в идеальном неметаллическом кристалле.

В теории введено понятие дебаевской температуры (T_D), которая разделяет интервалы высокотемпературного поведения параметров от низкотемпературного. Для горных пород T_D составляет 900–600 °С. Температура порядка 600 °С достигается в Земле на глубинах 30–50 км. Следовательно, изменение поведения фононной теплопроводности в зависимости от температуры приурочено к самому верхнему слою литосферы. При высоких температурах ($T >> T_D$) теплопроводность пропорциональна ($1/T$). С понижением температуры ($T < T_D$) она возрастает, достигая максимума, после чего падает в соответствии с законом (T^3) в области очень низких температур, которые не характерны для Земли. Что касается влияния давления на фононную теплопроводность, то в верхних слоях, где доминирует действие температуры, решеточная теплопроводность должна падать с глубиной. В более глубоких слоях, где превалирует эффект давления, теплопроводность должна возрастать. Эти разные тенденции обусловливают появление минимума на кривой зависимости теплопроводности от глубины, приуроченного к верхним слоям верхней мантии.

По экспериментальным данным, полученным для интервала температур от 20 до 700 °С (Ф. Берч, К. Кавада), можно отметить, что для большинства пород теплопроводность убывает с температурой почти как $1/T$; при эксперименте породы

были приведены к уровню нулевой пористости, так как пористость и влагонасыщенность очень влияют на теплопроводность.

Причина уменьшения фононной теплопроводности с ростом температуры при $T > T_D$ заключается в том, что решеточное рассеивание фононов тем больше, чем больше максимальные смещения атомов от их средних положений в кристаллической решетке. Это объясняет, в частности, тот факт, что теплопроводность тел, состоящих из относительно легких атомов, больше теплопроводности тел с тяжелыми атомами, слабо между собой связанными.

Все приведенные рассуждения сделаны для бездефектных кристаллов. Различные дефекты (точечные, примесные, изотопические), а также границы в поликристаллических телах могут служить дополнительными источниками рассеивания фононов, т.е. уменьшения теплопроводности. При высоких температурах дефектами можно пренебречь, так как определяющим является рассеивание фононов процессами переброса. Но при понижении температур, когда влияние процессов переброса быстро падает, заметно сказываются дефекты.

В заключение рассуждений о решеточной теплопроводности приведем эмпирически полученные соотношения для базальтов, связывающие теплопроводность и температуру:

$$k \approx 3{,}1/T \text{ при } T > 573 \text{ K} \quad \text{и} \quad k \approx 1{,}15/T \text{ при } T < 573 \text{ K}.$$

При высоких температурах в недрах Земли (>1200 °C) становятся существенными два других механизма теплопередачи: радиационный и экситонный. Радиационный теплоперенос связан с лучистым теплообменом, т.е. с передачей энергии электромагнитными колебаниями. Радиационная теплопроводность ничтожно мала на глубинах до 100–200 км и становится сравнимой с фононной теплопроводностью на больших глубинах, превосходя даже ее в верхней мантии, но убывая в нижней мантии из-за роста коэффициента поглощения излучения веществом.

Экситонная теплопроводность (по термину «экситон», т.е. квант возбуждения) связана с возбуждением электрона и «дырки» при поглощении кванта энергии, который превышает энергию связи. Экситонная теплопроводность, так же как и радиационная, пренебрежимо мала при относительно невысоких температурах, т.е. в литосфере. Но на глубинах более 500 км экситонная составляющая даже превышает радиационную и быстрее растет с глубиной.

Еще раз отметим, что в практических геологических задачах нам важно знать фононную теплопроводность пород. Два же других вида теплопроводности нельзя игнорировать при исследовании теплового состояния и термической истории Земли как планеты.

Говоря о механизмах теплопередачи, необходимо изучить такой важный для Земли процесс, как конвекция, т.е. перенос тепла самим теплоносителем. Применительно к Земле теплоносителями являются вода, пар, магма и магматические растворы. Эти теплоносители, обладая большой теплоемкостью, при своем движении перераспределяют глубинный тепловой поток, создавая положительные и отрицательные аномалии температуры и теплового потока. Если теплоперенос теплопроводностью происходит повсеместно, где существует температурный

градиент, то перенос конвекцией осуществляется только там, где имеются условия для движения теплоносителей. Очевидно, что наиболее интенсивно конвекция происходит в активно развивающихся геологических структурах, где проявляются разломная тектоника, вулканизм и гидротермальная деятельность. Но даже в стабильных тектонических блоках необходимо учитывать конвективный теплоперенос в верхней активной гидродинамической зоне.

Геологическое строение недр, распределение горных пород различной проницаемости и тектонических нарушений, связь проницаемых пластов с поверхностными водоемами, влияние осадков и рельефа поверхности определяют сложную конфигурацию движения подземных вод.

Схематизируя природные условия, принимаем, что сложные гидрогеологические процессы можно представить в виде упрощенных схем: движение флюидов по водоносным пластам горизонтальное или наклонное, а по слабопроницаемым пластам, разделяющим водоносные горизонты, – вертикальное. Если подземные воды по проницаемой зоне перетекают из одного водоносного горизонта в другой, то в нем формируется положительная или отрицательная температурная и тепловая аномалии, в зависимости от направления перетекания флюида. После проявления в соседнем пласте перегретая или охлажденная вода по мере движения по пласту будет охлаждаться или нагреваться до неискаженной температуры пласта. Сложное температурное поле формируется при движении воды по пласту, имеющему антиклинальную форму. Такая картина возможна в районах брахиантиклинальных структур. Тогда над крылом структуры с восходящим движением возникает положительная аномалия, а над крылом с нисходящим движением – отрицательная аномалия температуры и теплового потока.

Для количественного изучения перераспределения теплового потока и температур подземными водами рассмотрим расчетную схему для слабопроницаемого пласта. Протекающие процессы теплопереноса считаем стационарными.

В соответствии с гипотезой Мятиева–Гиринского для слабопроницаемого однородного пласта принимаем, что в относительных водоупорах, разделяющих водоносные пласты, вода движется в основном в вертикальном направлении.

При условии, что температура воды и породы отражают теплоперенос вдоль вертикальной оси, процесс может быть описан с помощью уравнения

$$d^2T/dz^2 - c\rho v/k(dT/dz) = 0, \qquad (2.1)$$

где T – температура, ось z – направлена вниз, c, ρ – теплоемкость и плотность воды, k – коэффициент теплопроводности породы пласта, v – скорость фильтрации по вертикали. Обозначим: $c\rho v/k = p$.

Для решения этого уравнения необходимо учесть граничные условия, которые отражают особенности температурного поля на границе рассматриваемого интервала глубин. Допустим, что на обеих границах известны значения температур (границы 1-го рода): $T(z_1) = T_1$ и $T(z_2) = T_2$. Тогда решение уравнения (2.1) может быть получено в виде [Огильви, 1959]

$$T = T_1 + (T_2 - T_1)[e^{p(z - z_1)} - 1]/[e^{p(z_2 - z_1)} - 1]. \qquad (2.2)$$

Если на одной из границ известен кондуктивный тепловой поток (граница 2-го рода), направленный вверх, то граничные условия принимают вид

$$T(z_1) = T_1,\ q_1 = k\,dT/dz\big|_{z=z_2}. \tag{2.3}$$

В этом случае решение можно записать в виде

$$T = T_1 + (q/pk)e^{p(z_1 - z_2)}[e^{p(z - z_1)} - 1]. \tag{2.4}$$

Если относительный водоупор залегает в непосредственной близости к поверхности, температура на верхней границе будет определяться теплообменом с атмосферой. В этом случае используется граничное условие 3-го рода:

$$c\rho vT - k\,dT/dz = k(T_в - T).$$

Если на нижней границе используем граничное условие первого рода: $T(z_1) = T_1$, то решение можно записать в виде

$$\underline{T} = \frac{[T_1(pk/a + 1) - T_в]e^{pz} + T_в e^{pz_1} - T_1}{(pk/a + 1)e^{pz_1} - 1}, \tag{2.5}$$

где $T_в$ – температура воздуха, $a = (1/\alpha + m/k_1)^{-1}$ – коэффициент теплопередачи перекрывающих пластов (над верхней границей), α – коэффицент теплоотдачи от поверхности к атмосфере, m, k_1 – мощность и теплопроводность перекрывающего слоя.

Выражение (2.5) справедливо для восходящей фильтрации. При нисходящей – необходимо учесть, что на верхнюю границу приходит вода с температурой $T_в$ и верхнее граничное условие необходимо записать в другом виде:

$$c\rho vT - k\,dT/dz = (T_в - T) + c\rho v\,T_в. \tag{2.6}$$

Тогда решение примет вид

$$\underline{T} = \frac{[T_1 - T_в]\,(pk/a + 1)e^{pz} + T_в(pk/a + 1)e^{pz_1} - T_1}{(pk/a + 1)e^{pz_1} - 1}. \tag{2.7}$$

Полученные решения позволяют определить значение кондуктивного теплового потока с помощью выражения

$$q_T = -k\,dT/dz. \tag{2.8}$$

Из выражения (2.2), т.е. для границ 1-го рода:

$$q_T = c\rho v(T_2 - T_1)[e^{p(z - z_1)}/(e^{p(z_1 - z_2)} - 1). \tag{2.9}$$

Из выражения (2.4), т.е. для одной границы 1-го рода, а другой – 2-го рода имеем

$$q_T = -q_1\,e^{p(z - z_2)}. \tag{2.10}$$

В случае верхней границы 3-го рода (в приповерхностных пластах) при восходящей фильтрации из (2.5) получаем

$$q_T = c\rho v\,\frac{[T_1(pk/a + 1) - T_в]\,e^{pz}}{(pk/a + 1)\,e^{pz_1} - 1} \tag{2.11}$$

при нисходящей фильтрации:

$$q_T = c\rho v \frac{[T_1 - T_в]\,(pk/a + 1)\,e^{pz}}{(pk/a + 1)\,e^{pz_1} - 1}. \qquad (2.12)$$

Выражения (2.9–2.12) позволяют оценить изменение кондуктивной составляющей теплового потока.

Иногда приходится определять значение теплового потока, искаженного вертикальной фильтрацией вне интервала между граничными условиями. Это надо делать очень осторожно, контролируя полученные значения физическим правдоподобием.

Проведенные расчеты показали, что кондуктивный тепловой поток увеличивается в направлении фильтрации. Однако нельзя на основании этого утверждать, что в районах со стабильной нисходящей фильтрацией в исследованном интервале глубин с увеличением глубины соответственно увеличивается кондуктивный тепловой поток, во много раз превышая разумные значения. Это говорит о том, что принятая схема не соответствует реальным природным условиям, и, видимо, кроме нисходящего движения в разрезе глубже имеются зоны восходящего движения. Необходимо учесть, что встречное вертикальное движение на различных участках разреза частично компенсирует друг друга.

Следовательно, нельзя безоговорочно распространять гидродинамические условия изученного интервала глубин на неизученные интервалы, а использовать полученные зависимости (2.9–2.12) можно только для участков, непосредственно прилегающих к ним.

Суммарный тепловой поток при действии кондукции и конвекции описывается выражением [Огильви, 1959]

$$q_\Sigma = c\rho v T - k\,dT/dz. \qquad (2.13)$$

Используя выражения (2.2) и (2.4), получим

$$q_\Sigma = c\rho v T_1 - c\rho v (T_2 - T_1)/(e^{p(z_2 - z_1)} - 1), \qquad (2.14)$$

$$q_\Sigma = c\rho v T_1 - q_1\, e^{p(z_1 - z_2)} \qquad (2.15)$$

соответственно. Как видно, в эти выражения z не входит, т.е. суммарный тепловой поток не зависит от глубины измерения, что объясняется законом сохранения энергии.

Мы много раз уже употребляли термины: *геотермический градиент, коэффициент теплопроводности, температуропроводность, теплоемкость, плотность теплового потока, величина теплогенерации*. Все эти понятия можно объединить в одно – это *геотермические параметры.*

К сожалению, геотермическое поле невозможно охарактеризовать только лишь температурой недр из-за того, что температура зависит от глубины измерений, а также часто и от широты местности. Для того чтобы нормировать температуру по глубине, введено понятие геотермического градиента (**grad** T). Геотермический градиент является векторной величиной и определяется из выражения

$$\mathbf{grad}\ T = \mathbf{i}\,dT/dx + \mathbf{j}\,dT/dy + \mathbf{k}\,dT/dz.$$

Исследование вертикальных изменений градиента дает важную информацию, позволяющую расчленить геологический разрез, так как слои обладают разной теплопроводностью, что в условиях постоянного теплового потока обеспечивает изменчивость градиента. Постоянный тепловой поток наблюдается только при плоско-параллельном разрезе (в горизонтально-слоистой среде) при отсутствии внутренних источников тепла. В этом случае справедливо равенство:

$$q_{n-1} = q_n = q_{n+1} = ...$$

или

$$k_{n-1}\mathbf{grad}T_{n-1} = k_n\mathbf{grad}T_n = k_{n+1}\mathbf{grad}T_{n+1} = ...,$$

где n – номер слоя. Последнее выражение является основанием для корреляции геологических разрезов по геотермическим данным, так как изменение теплопроводности слоев приводит к обратно пропорциональному изменению геотермического градиента, что и фиксируется при термокаротаже.

Связь геотермического градиента с минералогическим составом и литологией пород отмечалась многими исследователями. Еще в 1935 г. С.А. Красковский связывал низкий градиент (8,9 мК/м) в докембрийских кристаллических породах Кривого Рога с высокой теплопроводностью кристаллических сланцев, роговиков, джеспилитов и других пород, слагающих исследованный интервал разреза. В 1952–1953 гг. Л.Л. Суслова указывала на разный градиент в карбонатных (15,6–16,9 мК/м) и в терригенных породах девона (21,3–24,4 мК/м) Саратовского Поволжья. Д.И. Дьяконов собрал большой материал по измерениям температуры в скважинах нефтеносных районов и на основании этих данных составил таблицы усредненных геотермических характеристик литологически однородных интервалов. Отмечалось уменьшение геотермического градиента от 26–60 мК/м в глинистых отложениях до 2,5–10 мК/м в карбонатных породах и эвапоритах. В 60-х годах появились обобщения по геотермическим градиентам различных литологических комплексов в Самарском Поволжье (А.В. Дружинин), в Иркутском амфитеатре (С.В. Лысак), в Припятской впадине (Г.В. Богомолов и др.), в Печоро-Тиманской провинции (Я.Б. Смирнов и С.И. Сергиенко), в Западной Сибири (А.Р. Курчиков и др.).

Среди зарубежных работ 30–40-х годов XX в. отметим исследования А. Бенфилда, Э. Булларда, К. Ван-Орстранда и Г. Гюйо. А. Бенфилд, определяя тепловой поток в Великобритании, отмечал изменение теплопроводности в разрезе и учитывал это для определения температур горизонтально лежащих пластов, используя формулу

$$T = T_o + q_i \sum_i (d_i/k_i),$$

где q – тепловой поток, d_i, k_i – мощность и теплопроводность i-го слоя, T_o – температура в начальной точке.

Э. Буллард пользовался этой же формулой, вычисляя температуры в скважинах Южной Африки, но тепловой поток определял не для всей скважины, как А. Бенфилд, а для отдельных свит-пачек горизонтальных слоев; при этом для каждой

пачки он получал разное значение потока, что объяснил с помощью электромоделирования влиянием контрастной теплопроводности.

К. Ван-Орстранд, изучая геотермическую специфику различных районов США, установил, что для осадочных и магматических пород существуют по крайней мере два типа нормальных геотермических градиентов, обусловленных различной теплопроводностью пород. Надо заметить, что в реальной геологической обстановке редко удается найти среду, где бы выполнялось условие обратной пропорциональности геотермического градиента и температуры. В большинстве геологических разрезов встречаются структурно-теплофизические неоднородности, обусловленные сосуществованием сложных структурных форм и контраста теплофизических свойств. В таких средах искажается тепловой поток за счет его перераспределения (рефракции). Кроме этого фактора, другие факторы также могут быть ответственны за появление геотермических аномалий, например перераспределение тепла подземными водами, эндо- и экзотермические реакции, эффекты осадконакопления и эрозии, образование шарьяжей, остаточное тепло магматических очагов и др.

При рассмотрении изменчивости геотермического градиента мы все время сталкивались с необходимостью привлечения информации о теплофизических свойствах горных пород. Среди вышеперечисленных теплофизических свойств нам для дальнейшего рассмотрения необходим будет такой параметр, как теплопроводность. Физический смысл коэффициента теплопроводности (k) – это количество тепла, переносимого через единицу поверхности за единицу времени при градиенте температуры, равном единице. Отсюда ясен смысл главного закона теплопереноса – закона Фурье. Количество теплоты dQ, переносимое за единицу времени dt через единицу площади dS в направлении нормали «z» к этой площади, пропорционально градиенту температуры dT/dz, или

$$dQ = -(dT/dz)\, dS\, dt.$$

В этой формуле минус показывает, что тепло переносится в направлении убывания температуры.

Выше мы рассматривали виды теплопередачи и сделали вывод, что в горных породах основной вид теплопередачи – это кондуктивная фононная теплопроводность. Однако в формуле Фурье k может обозначать эффективную теплопроводность, т.е. сумму кондуктивной, конвективной и лучистой теплопроводностей. Вклад различных составляющих в эффективную теплопроводность зависит от термодинамических условий, в которых находится порода, ее пористости, проницаемости, структуры порового пространства и других физических характеристик.

Тепловые свойства горных пород определяются факторами внутреннего строения:

– свойствами и соотношением слагающих их минералов;
– степенью кристаллизации структуры, размерами образующих породу зерен;
– соотношением различных фаз, входящих в породу (твердой, жидкой и газообразной), и их свойствами;

– текстурой породы, ее слоистостью;
– характером упаковки и связи зерен скелета, свойствами цементного материала;
– структурой порового пространства, формой и размерами пор и др.

Кроме того, на тепловые параметры пород влияют термобарические условия пласта, фильтрация флюидов и т.д. У минералов тепловые свойства зависят от химического состава кристаллов, кристаллографических направлений. Так, у кристалла кварца значения главных осевых теплопроводностей монокристалла составляют:

$$k_c = 10{,}8 \text{ Вт/(м·К)}; \; k_a, k_b = 6{,}1 \text{ Вт/(м·К)}.$$

Теплопроводность минералов уменьшается с увеличением межатомных расстояний, с уменьшением плотности атомов и плотности самих минералов. Снижению теплопроводности способствуют также дефекты кристаллической структуры, на которых рассеиваются фононы.

Горные породы имеют различную степень кристаллизации, связанную с их возрастом, скоростью охлаждения в процессе образования. Они занимают положение от поликристаллических до аморфных структур, в зависимости от размеров зерен породообразующих минералов. С уменьшением размеров зерна сокращается длина свободного пробега фононов, что приводит к снижению тепло- и температуропроводности. Таким образом, максимальные значения этих коэффициентов имеют породы кристаллической структуры, минимальные – аморфной. Так, в отличие от кристаллического, у плавленного (аморфного) кварца k составляет всего 1,34 Вт/(м·К). Тепло- и температуропроводность горных пород меняются при изменении направления теплового потока. Вдоль слоистости k и a выше, чем перпендикулярно им. Коэффициент анизотропии слоистых пород варьирует в пределах 1,01–2,0. Исключение составляют слюды, у которых этот коэффициент достигает 6,0.

На тепловые свойства пород значительное влияние оказывают тип насыщающего флюида и соотношение различных фаз, зависящее от величины пористости. С ее увеличением k горных пород уменьшается, так как возрастает доля участия в теплопередаче низкотеплопроводной поровой среды (жидкостей или газов). Теплопроводность воды в 4 раза выше, чем нефти, и в 14–25 раз превышает теплопроводность природных газов и воздуха, поэтому k водонасыщенных пород больше, чем у нефтенасыщенных, у которых, в свою очередь, k намного больше, чем у газонасыщенных. Сравнение теплопроводности в воздушно- и водонасыщенном состоянии показывает, что приращение значений k зависит от пористости горных пород. Так, если пористость пород порядка 5% и ниже, то поправка в значения k за счет влажности не превышает единиц процентов; с ростом пористости влияние влажности на теплопроводность становится более существенным, достигая иногда 90%. Для большинства осадочных пород-коллекторов за счет полной насыщенности водой k увеличивается на 30%. Изучение зависимости тепловых свойств горных пород от их состава, внутреннего строения, а также других петрофизических характеристик в большинстве своем является корреляционным, что обуслов-

лено невозможностью учета всех факторов, влияющих на исследуемые величины. В этой связи имеющиеся модельные представления о реальных горных породах могут быть использованы только для оценочных расчетов тепловых свойств. Для получения более достоверных данных требуются экспериментальные исследования. В разделе, посвященном аппаратурно-методическим основам измерения геотермических параметров, подробно описаны методы измерения теплофизических свойств горных пород.

Фактические данные об измеренных температурах в земной коре континентов ограничиваются глубинами буровых скважин, которые в большинстве случаев достигают 1–7 км. Лишь несколько скважин сверхглубокого бурения достигли больших глубин (например, Кольская сверхглубокая скважина пробурена до 12,3 км). На акваториях глубина фактических измерений температуры еще меньше – она ограничена длиной термозонда, т.е. максимум 15 м.

Значения температур в земной коре и в верхней мантии могут быть получены только расчетным путем на основе фактических данных о тепловых потоках, теплофизических свойствах горных пород и слоев земной коры, а также теплогенерации.

Тепловой режим земной коры, сформировавшийся в настоящее время, неразрывно связан с ее тепловой историей. Поэтому представление о тепловом состоянии Земли и отдельных ее геосфер можно получить на основании решения нестационарного уравнения теплопроводности с заданными граничными и начальными условиями, которое может быть записано следующим образом:

$$c(r,T)\ \rho(r)\cdot dT(r)/dt = r^{-2}\, d/dr\ [r^2\ k(r,T)\cdot dT/dr] + A(r,t)$$

при граничных и начальных условиях:

$$T(r,0) = T(r),\ T_o(R,\ t) = 0,\ kdT/dr = 0 \text{ при } r \rightarrow 0,$$

где T – температура, t – время, $k(r,T)$ – теплопроводность, зависящая от расстояния по радиусу Земли и от температуры, $\rho(r)$ – плотность, $c(r,T)$ – удельная теплоемкость, R – радиус Земли, $A(r,t)$ – удельная генерация тепла в единицу времени.

Как мы уже отмечали, решение данного уравнения сопряжено со значительными трудностями математического и физического характера и может быть получено только при наложении многих ограничений. Среди ограничений физического характера следует назвать допущения о форме термического источника, о происхождении, строении и истории развития Земли. Ограничения математического характера связаны с тем, что решение в аналитической форме может быть получено только для небольшого набора источников правильной геометрической формы, но эта трудность преодолевается с помощью численных методов расчета потенциальных полей.

В первом приближении, для верхних горизонтов Земли (до глубины 50–100 км) распределение температур удовлетворяет стационарному уравнению теплопроводности. Для слоистой земной коры, в которой физические параметры (генерация тепла, теплофизические свойства) зависят от глубины, уравнение можно представить в виде

$$d/dz\,[k(z,T)\,dT/dz] = -A(z)$$

с граничными условиями: $T(0) = 0$, $q(z) = k(z,T)dT/dz = 0$ при $z = H$, или $k(z,T)\,dT/dz = q_o$ при $z = 0$, $q(z) = 0$ при $z = H$.

В первом случае предполагается известной температура на поверхности, во втором – фоновый тепловой поток. Задача имеет решение, описывающее распределение температур и теплового потока в земной коре в соответствии с выбранной теплофизической моделью. Обычно на первом шаге рассчитываются температуры в тонком слое земной коры, выше уровня имеющихся эмпирических данных с целью проверки «работоспособности» метода. Если модель выбрана правильно, то расчетные и экспериментальные данные будут совпадать в пределах погрешности. В этом случае можно данную схему экстраполировать на большие глубины.

Если на поверхности задана температура, а источники тепла сосредоточены в слое h, то тепловой поток у поверхности q_o определяется как

$$q_o = \int_o^h A(z)\,dz,$$

а температура на глубине H

$$T = \int_o^H T_o + [q(z)/k(z,T)]dz,$$

где $q(z)$ – изменение теплового потока по глубине.

При заданном на поверхности тепловом потоке q_o поток на заданной глубине L определяется из выражения

$$q(l) = q_o - \int_o^L A(z)dz,$$

а температура

$$T = T_o + q_o \int_o^H dz/k(z,T) - \int_o^H dz/k(z,T) \int_o^L A(z)dz.$$

Следовательно, при заданной на поверхности температуре для расчета теплового потока и температур в земной коре необходимо иметь сведения об источниках тепла во всем слое H. При этом появляются две неопределенные величины – интенсивность тепловыделения и интервал глубин H, где сосредоточены источники. Первую неопределенность можно контролировать, если известна поверхностная теплогенерация и измерен тепловой поток – этот метод будет излагаться ниже, а вторая неопределенность выбирается произвольно. Это может быть либо какой-то слой внутри земной коры, либо вся земная кора, либо вся литосфера до глубины изотермы солидуса мантийного вещества. При расчете температур в земной коре, когда на поверхности задана величина теплового потока, распределение источников тепла необходимо знать только для верхней части разреза, в которой рассчитываются температуры. Источники тепла ниже этого слоя учитываются в самой величине теплового потока.

Надо заметить, что расчет температур и теплового потока в литосфере на основе решения стационарного уравнения теплопроводности не применим в зонах формирующейся коры, т.е. в активных тектоно-магматических районах, а также в районах с большими вертикальными градиентами неотектонических движений. В подобных зонах тепловое поле заведомо нестационарно, и расчет по стационарной модели может привести к существенным ошибкам. Нельзя, например, рассчитывать глубинные температуры из стационарной модели для прогибов с большой скоростью осадконакопления. В таких прогибах наблюдается низкий тепловой поток, что приводит к занижению «стационарных» температур на подошве осадочного бассейна и внутри складчатого основания. Это приводит к тому, что мощность «термической литосферы», полученная в расчетах, оказывается заметно больше, чем мощность «сейсмической» или «магнитотеллурической» литосферы. При переходе к нестационарным методам расчета глубинных температур, учитывающим геологический процесс, такого расхождения не наблюдается. Для точного решения задачи о нестационарном распределении температур необходимо знать физическую природу процесса и геологические условия (литологию, абсолютный возраст комплексов, время начала и продолжительности вулканизма в геологическом прошлом и т.д.). Таким образом, мы видим, что нестационарное геотермическое моделирование невозможно без привлечения целого комплекса геолого-геофизических данных. С другой же стороны, результаты геотермического моделирования и расчета палеотемператур помогают понять тектоническую обстановку и термодинамические условия в литосфере на разных этапах ее развития.

Типичный пример геологической интерпретации результатов геотермического нестационарного моделирования – это расчет термических условий регионального метаморфизма, проходившего в разное геологическое время. Пример такого расчета для Центрально-Азиатского складчатого пояса приведен выше. Следствием этого расчета является получение данных о скорости эрозии.

Данные по эрозионному срезу определяют важные в практическом отношении металлогенические выводы. Так, условия для сохранения месторождений высоких уровней формирования (типа медно-порфировых, эпитермальных и др.) наиболее благоприятны в Южной Монголии и в отдаленном обрамлении Хэнтэйского сводового поднятия, затронутых незначительным эрозионным разрушением. В пределах Северной Монголии наиболее вероятно распространение месторождений больших и умеренных глубин образования. Этот пример показывает, что, начав с измерений теплового потока в скважинах и теплофизических свойств горных пород, через численные расчеты нестационарных геотермических процессов, мы приходим к важным практическим выводам, связанным с металлогеническим районированием.

Энергетика геолого-геофизических процессов

Рассмотрим внутриземные процессы, приводящие к выделению, трансформации или поглощению тепловой энергии. К первичным источникам энергии

относятся: начальная внутренняя теплота Земли, обусловленная нагреванием при аккреции космических частиц из протопланетного облака, а также их начальным теплосодержанием; изменение потенциальной гравитационной энергии Земли в процессе плотностной дифференциации ее вещества; изменение кинетической энергии вращения Земли, что сопровождается превращением механической энергии в тепловую посредством приливного трения и перепада высот приливов и отливов; высвобождение внутриатомной энергии при распаде радиоактивных элементов и при поглощении Землей внешнего нейтринного потока.

Помимо этих внутриземных источников энергии можно еще отметить энергию солнечного излучения, падающего на земную поверхность. Абсолютная величина этой энергии огромна: она в 10 тыс. раз превышает величину теплового потока из недр, составляя в среднем 340 Вт/м^2, или $5{,}5 \cdot 10^{24}$ Дж/год. Однако 40% этой энергии сразу же отражается от поверхности, остальная часть после ряда преобразований в атмосфере, гидросфере и биосфере преобразуется в более длинноволновое излучение, нагревающее эти геосферы, а затем практически полностью (98%) излучается обратно в космос. Лишь 2% этой энергии расходуется на разрушение коренных пород земной коры и превращение их в осадочные породы, а также накапливается в органическом веществе и в горючих полезных ископаемых. Таким образом, солнечная энергия в очень малой степени сохраняется на земной поверхности и в еще меньшей степени проникает в недра. Однако солнечная радиация определяет температуру поверхности и самого верхнего слоя земной коры.

Температура земной поверхности периодически меняется, что связано с изменением интенсивности инсоляции. Например, в течение суток происходят суточные колебания температуры, в течение года – сезонные колебания, в течение геологических эпох – климатические колебания. Толщина слоя суточных колебаний составляет 0,9–1,2 м, т.е. распространяется только на почвенный слой, а сезонных – достигает 18–40 м. Подошва слоя сезонных колебаний называется *«нейтральным слоем»*, а сам слой, где проявляется влияние солнечной радиации, назван *гелиотермозоной*. Ниже гелиотермозоны располагается *геотермозона* – это слой, температура в котором контролируется распределением внутренних источников тепла в теле нашей планеты. На глубинах ниже «нейтрального слоя» температура остается практически постоянной и не зависит от перемен, происходящих на поверхности под влиянием солнечной радиации.

Следует помнить, что представление об инвариантности температуры верно только для принятой точности нашей измерительной аппаратуры. Если точность аппаратуры увеличится на порядок, то толщину гелиотермозоны тоже придется пересматривать. Для проблемы определения внутренней температуры Земли и глубинных теплопотерь инсоляционные процессы не имеют значения. Можно принять, что в исторических масштабах времени температура оставалась неизменной, а в геологических – менялась не более чем на 50 °С.

На протопланетной стадии основным источником энергии являлась энергия аккреции холодного вещества протопланетного газопылевого облака. Высказанная в конце 40-х годов XX в. О.Ю. Шмидтом [Шмидт, 1949] и Ф. Хойлом [Хойл, 1968] (рис. 2.10) эта гипотеза оказалась на редкость плодотворной не только при объ-

яснении механизма образования планет, но также и при рассмотрении эволюции Земли на планетной стадии ее развития. Величина энергии аккреции огромна – $23 \cdot 10^{31}$ Дж. Часть этой энергии (примерно 15%) ушла на упругое сжатие вещества в земных недрах, но и оставшейся энергии было достаточно для разогрева Земли.

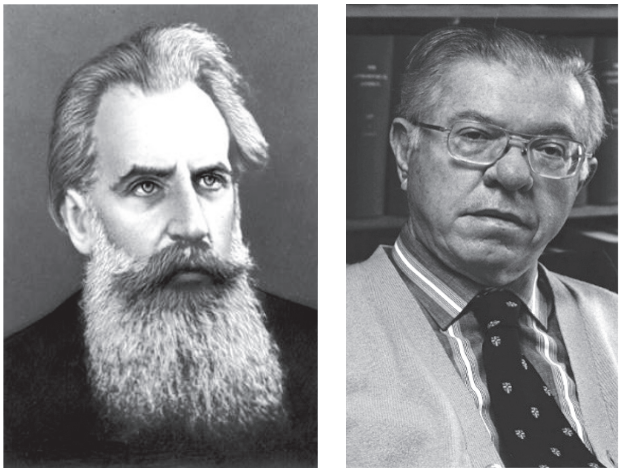


Рис. 2.10. О.Ю. Шмидт (1891–1956) (слева), Ф. Хойл (1915–2001) (справа)[1]

По оценкам В.С. Сафронова [1969], процесс формирования Земли длился 10^8 лет, поэтому энергия аккреции не расплавила земное вещество полностью. Температура недр повышалась постепенно и достигла к концу протопланетного периода 1500 °С на глубине 500 км в мантии. Таким образом, первичная энергия сыграла свою главную роль в младенческом возрасте планеты.

Вклад радиогенной энергии в общий энергетический баланс также оценивается по-разному. За первые 200 млн лет существования Земли практически полностью распались короткоживущие радиоактивные изотопы, выделяющие заметную долю тепла при распаде: ^{26}Al, ^{10}Be, ^{60}Fe, ^{36}Cl, имеющие период полураспада 10^6–10^7 лет. Заметно уменьшилось и количество долгоживущих изотопов: ^{87}Rb, ^{115}In, ^{148}Sm, ^{235}U, ^{238}U, ^{232}Th и ^{40}K. Из перечисленных изотопов три последних дают основной вклад в современный тепловой режим, так как их энергия спонтанного распада в 10^3–10^4 раз выше энергии распада остальных изотопов. Общий вклад радиогенной энергии составляет $(0{,}4–2{,}0) \cdot 10^{31}$ Дж. Выделение радиогенного тепла спровоцировало процесс гравитационной дифференциации геосфер, т.е. формирование внешнего и внутреннего ядра, мантии и земной коры.

[1] Академик *Отто Юльевич Шмидт*, Герой Советского Союза, знаменитый математик, геофизик, полярник, руководитель Арктических экспедиций, один из основателей Института физики Земли РАН; *Фред Хойл* – известный британский астроном и космолог. Член Лондонского королевского общества.

Наибольшая энергия, выделившаяся за геологический период развития Земли, связана с процессом образования земного ядра. По оценкам разных авторов, она составляет $(1{,}45–4{,}60) \cdot 10^{31}$ Дж. Пик выделения гравигенной энергии приходится, по-видимому, на период $(2–3) \cdot 10^{9}$ лет тому назад, когда сформировались протоконтинентальные блоки, а затем доля гравигенной энергии падала, хотя сейчас, вероятно, она превышает величину радиогенной энергии.

Оценки энергии приливного трения дают значения $(0{,}3–0{,}4) \cdot 10^{31}$ Дж и согласуются в большинстве публикаций.

Интенсивность выделения энергии каждым из источников менялась во времени. Так, выделение энергии за счет радиоактивного распада преобладало над энергией гравитационной дифференциации лишь на самых ранних этапах развития Земли. Но уже через миллиард лет после образования планеты ведущим энергетическим процессом становится образование земного ядра и подчиненный ему процесс плотностной дифференциации мантии.

Эволюция термической истории Земли в начальный период представляется следующим образом. Интенсивное выделение аккреционной, приливной и радиогенной энергии, а также замедленность конвективного теплообмена привели к разогреву недр планеты, что могло вызвать плавление окислов железа. Они интенсивно начали тонуть в силу своей большей плотности по сравнению с силикатным веществом и образовали ядро Земли. Дифференциация ядра еще больше повысила температуру в недрах, что привело уже к плавлению базальтов и излиянию их на поверхность Земли, а также внедрению в верхние геосферы, где продолжился процесс дифференциации [Сорохтин, Ушаков, 1991]. Это обусловило расслоение мантии и образование литосферы, астеносферы, а в дальнейшем и земной коры.

Таким образом, в начальный период жизни планеты происходил ее разогрев, но с началом активных геологических процессов, т.е. 3,7 млрд лет назад, гораздо интенсивнее стали происходить теплопотери, что привело к выравниванию скоростей теплогенерации и теплопотерь.

Генерируемая Землей энергия не сразу излучается в космос. Земля – это низкотеплопроводное тело, поэтому энергия с поверхности ядра, распространяемая кондуктивным путем, еще до сих пор не достигла поверхности Земли. Скорость распространения тепла, генерируемого в мантии, соизмерима со скоростью протекания геологических процессов, поэтому очевидно, что энергия излучается после многочисленных трансформаций в геологических процессах, которые она, собственно, и вызывает.

Процессы трансформации представляют собой работу деформаций скалывания и сжатия (растяжения), а также работу фазовых и физико-химических преобразований вещества. Часть этой энергии, непосредственно преобразующейся в тепло, затем теряется Землей, а другая часть аккумулируется, переходит в так называемый латентный запас. Этот запас тоже может выделиться при изменении геологических условий.

Деформации скалывающего типа реализуются в виде пластического течения и нарушения сплошности среды, оро- и эпейрогенеза, складчатости, т.е. практически всех типов тектонических деформаций. В процессе этих деформаций питающая

их энергия частично переходит в свободную энергию возникающих поверхностей разрыва, частично – в скрытую теплоту образования в разломных зонах новых минералов, например руд. Главный же вид трансформации – это переход энергии в тепло тектонического трения (фрикционное тепло). Фрикционное тепло не может вызвать тектонические движения, но является их обязательным следствием и способствует нагреванию и даже плавлению твердых земных пород. Некоторые исследователи придавали фрикционному теплу главную роль как энергетическому источнику тектонических процессов. Однако следует помнить, что этот вид тепла является лишь реакцией на деформацию земных масс, происходящую под действием первичного тепловыделения.

Самый яркий вид реакции земных масс на напряжения – это землетрясения. Почти вся энергия землетрясений выделяется в верхних 100 км Земли, т.е. в тонкой «поверхностной пленке». Упругие сейсмические колебания постепенно затухают, вызывая нагревание поглощающей пластичной среды и трение во вновь образующихся разломах. Оба эти эффекта вызывают некоторое увеличение теплового потока через поверхность Земли, что учитывается в балансовых расчетах.

Энергетический эффект сейсмической деятельности проявляется неравномерно в пространстве и во времени. Мы хорошо знаем, что 95% этой энергии выделяется в двух подвижных поясах Земли: в Тихоокеанском и Альпийско-Гималайском, занимающих лишь 5% территории планеты. Средняя мощность сейсмических явлений на протяжении длительного геологического периода на несколько порядков ниже, чем в течение отдельных отрезков времени. Поэтому оценки эффекта сейсмичности на основании инструментальных наблюдений за исторический период, составляющие от $3 \cdot 10^{17}$ (Б. Гутенберг и К. Рихтер) до 10^{19} Дж/год (Л. Кнопофф), могут быть сильно завышенными и не должны безоговорочно включаться в геоэнергетический баланс.

Такая же резкая пространственно-временная изменчивость характеризует и энергетический эффект процесса складкообразования в земной коре. Изучая его методами физического моделирования, М.В. Гзовский установил, что 75% общего эффекта этого процесса связано с пластической деформацией горных пород, т.е. расходуется на необратимые изменения формы и объема геологических тел. Оценки расхода энергии этого вида на основании плиоцен-четвертичных тектонических процессов составляют $1{,}8 \cdot 10^{17}$ Дж/год, причем 90% этого эффекта реализуются в «подвижных кайнозойских геосинклиналях» [Гзовский, 1975, с. 454].

Мы должны понимать, что количественная оценка энергетического эффекта скалывающих деформаций за всю историю Земли невозможна. Можно, однако, утверждать, что этот вид трансформаций вносит малый вклад в наблюдаемый тепловой поток.

Работа фазовых и химических превращений земного вещества, направленная на увеличение его плотности, совершается главным образом за счет гравигенной энергии. По-видимому, с этими процессами связано существование поверхности Мохоровичича, волновода на глубинах 400–1000 км в верхней мантии и границы между ядром и мантией. Природа этих переходов сейчас еще не ясна. Существует на этот счет несколько мнений: о переходе силикатов в металлическую фазу

(гипотеза Лодочникова–Рамзая), о восстановлении окислов железа углеродом (Дж. Ирияма), о фазовых полиморфных переходах на границах волновода и Мохо (В.А. Магницкий), об образовании металлогидратов (В.Н. Ларин).

Количественные оценки затрат энергии на формирование глубинных геосфер оцениваются в $(1{,}6–2{,}2) \cdot 10^{31}$ Дж. К той же группе процессов относятся физико-химические преобразования в земной коре: метаморфизм и гипергенез. Прогрессивный метаморфизм является эндотермическим процессом и, следовательно, увеличивает скрытый резерв внутренней энергии. Такую же роль играют и процессы седиментогенеза, в ходе которых в осадках аккумулируется солнечная энергия. Однако удельный эффект метаморфизма и седиментогенеза сравнительно мал. Он не превышает 10^5 Дж/кг, что выражается величинами плотности теплового потока в десятые или даже сотые доли мВт/м^2. Напротив, процессы гипергенеза – окисление, гидратация, растворение и гидролиз – имеют экзотермическую направленность и характеризуются теми же величинами в энергетических единицах, т.е. обеспечивают переход резерва энергии в подвижную часть энергетического баланса. То же происходит при переплавлении метаморфизованных толщ или при их регрессивном метаморфизме.

Промежуточной формой трансформации внутренней энергии является современное теплосодержание Земли, т.е. запас тепла в ее различных геосферах. Суммируя вклад всех указанных процессов, получаем огромную величину скрытого резерва внутренней энергии Земли – $9 \cdot 10^{31}$ Дж, что в 3 раза превышает оценку суммарной генерации. Такое расхождение говорит о необходимости переоценки роли и генерации тепла и теплосодержания в скрытых формах.

Расходная часть энергетического баланса поддается непосредственному измерению, так как состоит из двух видов потери Землей ее внутренней энергии: в виде кондуктивного теплового потока через поверхность Земли и в виде конвективного выноса тепла при вулканизме и гидротермальной деятельности. Подсчитаем величину общих теплопотерь Земли.

Распределение кондуктивного теплового потока на поверхности земного шара крайне неравномерно, но мы вправе для балансовых расчетов оперировать средней его величиной. По последним оценкам он составляет 56 и 76 мВт/м^2 соответственно для континентов и океанов[1]. Таким образом, полный вынос энергии с поверхности планеты кондуктивным путем оценивается величиной $3{,}1 \cdot 10^{13}$ Вт, или 10^{21} Дж/год. За весь геологический период развития Земли планета отдала в мировое пространство $0{,}45 \cdot 10^{31}$ Дж. В отличие от кондуктивного теплового потока конвективный вынос локализуется в ограниченной части земной поверхности – в вулканических областях переходных зон и в рифтовых зонах континентов и океанов. После открытия глобальной системы срединно-океанических хребтов протяженностью 60 000 км пришлось пересмотреть прежние оценки роли конвек-

[1] Указано среднее арифметическое, а не среднее весовое значение теплового потока для океанов. Расхождение в оценках континентального и океанического среднего связано, как отмечалось выше, со значительным количеством измерений в дивергентных и конвергентных зонах Мирового океана, характеризующихся иногда аномально высоким тепловым потоком.

тивного выноса тепла из земных недр, так как практически во всех хребтах из их центральных долин происходит разгрузка магмы и термальных вод.

По расчетам Б.Г. Поляка [Поляк, 1988], вынос тепла вулканизмом суши оценивается в $(0{,}38–13{,}2)\cdot10^{18}$ Дж/год, гидротермами суши – $(1{,}9–2{,}8)\cdot10^{18}$ и срединно-океаническими хребтами – $(0{,}44–3{,}46)\cdot10^{18}$ Дж/год. Эти оценки мощности, однако, не дают возможности оценить общие конвективные теплопотери за геологический период существования планеты, так как конвективная мощность менялась во времени – периоды резкого возрастания вулканизма сменялись периодами относительной пассивности; то же можно, вероятно, сказать и о гидротермальной деятельности. Из этих соображений при подсчете общих теплопотерь оперируют их мощностью. Оценки показывают, что мощность кондуктивного выноса на два порядка больше, чем мощность конвекции. Таким образом, можно рассчитать мощность суммарных теплопотерь Земли. Она равна $4{,}2\cdot10^{13}$ Вт, или $1{,}3\cdot10^{21}$ Дж/год, что приблизительно за время существования Земли дает величину $\approx0{,}5\cdot10^{31}$ Дж. Эта цифра существенно ниже, чем общее энерговыделение в Земле за всю ее

Таблица 2.5

Теплопотери Земли

Виды теплопотерь	Современная мощность		Ссылки*)
	глобальная, Вт	удельная, мВт/м^2	
Кондуктивный теплопоток			
через континентальную кору	$(1{,}0–1{,}3)\cdot10^{13}$	49–60	1–6
через океаническую кору	$1{,}6\cdot10^{13}$	50–65	1–3
среднепланетарный	$(2{,}5–3{,}2)\cdot10^{13}$	49–63	1–3
Адвективный вынос тепла			
вулканизмом суши	$(0{,}12–4{,}2)\cdot10^{11}$		7–12
гидротермами суши	$(0{,}6–0{,}9)\cdot10^{11}$		12, 13
общий в срединно-океанических хребтах	$(0{,}4–1{,}1)\cdot10^{13}$		4–6,12, 14, 15
Суммарные теплопотери			
через континентальную кору	$(1{,}0–1{,}3)\cdot10^{13}$	49–67	1–6, 16, 17
через океаническую кору	$2{,}5\cdot10^{13}$	95–100	4–6, 16, 17
среднепланетарные	$(2{,}5–4{,}3)\cdot10^{13}$	49–85	1–6, 14, 16–18

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

историю и в 3 раза ниже современного теплосодержания. Из этого следует, что наша планета еще очень далека от «тепловой смерти».

Количественные оценки суммарных эффектов кондуктивного теплопотока, вулканизма и гидротермальной деятельности в континентальном и океаническом «сегментах» земной коры суммированы в табл. 2.5. Эти данные позволили объективно оценить общие современные теплопотери Земли, стимулируя анализ планетарного геоэнергетического баланса. Основы этого анализа были заложены в Геологическом институте АН СССР П.Н. Кропоткиным в его пионерской работе «Основные проблемы энергетики тектонических процессов» [1948]. Но такой анализ сильно затруднен большой условностью имеющихся оценок вероятных «первичных источников» внутриземной энергии – радиоактивного распада U, Th и K, гравитационной дифференциации, ротационногенного тепла и др. По грубо ориентировочным оценкам [Поляк и др., 1972; Кропоткин, Поляк, 1973], потенциала этих источников недостаточно, чтобы обеспечить накопление энергии в теле планеты (в виде глубинного тепла и др.) и ее отдачу в околоземное пространство за всю историю Земли. Возможно, однако, что это расхождение – только кажущееся из-за неточности оценок различных эффектов, тем более что предполагаемая современная мощность «первичных источников» оказывается больше наблюдаемых теплопотерь. Таким образом, проблема геоэнергетического баланса пока еще далека от разрешения. Но данные такого рода имеют ключевое значение для создания правильной картины эволюции Земли и оценки ее нынешнего состояния, что оправдывает любые усилия, направленные на их уточнение. Последнее представляется одной из важнейших задач будущих исследований.

Мы должны ясно себе представлять, что проблема энергетического баланса еще далека от разрешения, потому что незнание всего лишь одной компоненты приводит к кажущемуся дисбалансу. Следовательно, без детальной информации о тепловом поле мы не решим основную задачу теоретической геологии – познание эволюции нашей планеты.

Глава 3
Палеоклиматический анализ геотермических данных

В основе палеоклиматического анализа данных скважинной термометрии лежит давно и хорошо изученное физическое явление [Lane, 1923]: колебания температуры земной поверхности, распространяясь в верхней части земной коры, возмущают температурное поле, поддерживаемое внутренними источниками тепла. Глубина проникновения температурной волны зависит от периода колебаний температуры поверхности: суточные колебания не проникают глубже 1 м, годовые – 20–30 м, температурные изменения векового масштаба фиксируются в пределах первых сотен метров, а окончание последней ледниковой эпохи (ок. 12 000 л.н.) прослеживается до глубины 1,5–2 км. Таким образом, анализируя современное вертикальное распределение температур в скважине, можно оценить прошлые температурные изменения на земной поверхности.

Однако до середины 80-х, наблюдаемые на многих термограммах палеоклиматические искажения рассматривались геофизиками почти исключительно как досадные помехи, с которыми необходимо было считаться при оценках глубинного теплового потока Земли. В этот период было предпринято лишь несколько попыток оценить температурную историю земной поверхности по геотермограммам скважин [Hotchkiss, Ingersoll, 1934; Birch, 1948]. Более систематическое изучение палеоклиматических возможностей геотермии началось в конце 60-х [Beck, Judge, 1969; Čermak, 1971; Beck, 1982; Vasseur et al., 1983]. Однако эти работы тогда не получили широкой известности. В 1986 г. A. Lachenbruch и B. Marshall опубликовали в журнале “Science” статью «Изменение климата: геотермическое свидетельство из вечной мерзлоты аляскинской Арктики», положив начало новому научному направлению – палеоклиматическому анализу данных скважинной термометрии. В этой статье впервые была поставлена цель, отличная от традиционных приложений геотермии – реконструкция климатических изменений прошлого. Исследовав ряд термограмм, авторы реконструировали потепление

поверхности почвы на 2–4 °С в течение последних 10–100 лет и предположили, что оно, возможно, отражает влияние парникового эффекта, максимально проявляющегося в арктических регионах. В течение последующих нескольких десятилетий палеоклиматический анализ развивался довольно интенсивно – геотермические реконструкции были получены на всех континентах Земли, включая Антарктиду

Основы палеоклиматического анализа

Температурное поле земной коры до глубины в первые несколько километров определяется источниками тепла, условиями теплопередачи в горных породах и теплообменом на ее поверхности. В палеоклиматическом анализе принято выделять стационарную (т.е. не меняющуюся во времени, по крайней мере за интересующий нас период – первые десятки тысяч лет) и нестационарную компоненты температурного поля. Мощность тепловыделения за несколько десятков тысяч лет можно считать постоянной, что и определяет стационарную составляющую геотемпературного поля. В теплофизически однородной среде с равномерным распределением радиоактивных источников стационарная температура зависит только от глубины z:

$$T(z) = T_0 + \frac{q_0}{k} z - \frac{1}{2} \frac{\varepsilon}{k} z^2, \qquad (3.1)$$

где $T_0 = T(z = 0)$ – температура поверхности, q_0 – тепловой поток на поверхности, k – теплопроводность пород, ε – интенсивность источников тепла на исследуемом интервале глубин. Если этот интервал не слишком велик (1–2 км), то последним слагаемым в уравнении (3.1) обычно пренебрегают, считая, что изменение температуры с глубиной происходит по линейному закону с постоянным геотермическим градиентом $G_0 = q_0/k$. Стационарное состояние, описываемое уравнением (3.1), может поддерживаться лишь в том случае, когда температура T_0 долгое время сохраняется постоянной. Реально температура земной поверхности, следуя климатическим циклам (суточному, годовому, десятилетним, столетним и т.д.), вызывает температурные аномалии, нарушающие стационарный режим. После того как температурная аномалия на поверхности уже исчезла, ее «след», фиксируемый вертикальным профилем температур горных пород, еще некоторое время сохраняется. Это явление и лежит в основе палеоклиматического анализа данных скважинной геотермии. Вертикальное распределение температуры, учитывающее палеоклимат, обычно представляют в виде суммы

$$T(z) = T_0 + G_0 z + \Theta(z,t), \qquad (3.2)$$

первые два слагаемых которой описывают стационарную составляющую, а Θ – нестационарную аномалию, возникшую на поверхности в момент времени $t = t_0$ и, в

простейшем случае, удовлетворяющую одномерному нестационарному уравнению теплопроводности [Карслоу, Егер, 1964]:

$$\frac{\partial^2\Theta}{\partial z^2} = \frac{1}{a}\frac{\partial\Theta}{\partial t}, \tag{3.3}$$

где t – время, $a = k/(\rho \cdot C)$ – температуропроводность, k – теплопроводность, ρ – плотность и C – удельная теплоемкость пород. Для решения этого уравнения задают граничные условия: на земной поверхности – изменение температуры от времени $T_s(t) = T(z = 0, t)$, а на некоторой глубине L, где влияние палеоклиматических изменений пренебрежимо мало, – так называемый «фоновый» тепловой поток $q = k(\partial T/\partial z)|_{z=L}$. Достаточно сложный характер изменения температуры поверхности $T_s(t)$ обычно моделируют простыми функциями, для которых существуют аналитические решения уравнения теплопроводности [Карслоу, Егер, 1964]. Поскольку уравнение (3.3) линейно, влияния нескольких климатических событий на температурное поле аддитивны, и любую температурную историю сколь угодно детально можно описать суммой простейших функций.

Климатически обусловленная температурная аномалия может существенно искажаться локальными аномалиями поверхностной температуры, влияниями рельефа, фильтрации подземных вод в поровом пространстве, остаточными тепловыми явлениями процесса бурения. Это приводит к искажению геотермических реконструкций, к появлению ложных эпизодов температурной истории.

Локальные аномалии на поверхности возникают вследствие нарушения условий теплообмена на локальных участках, размеры которых сопоставимы с глубиной скважины. Это может быть небольшое болото в лесу или, напротив, участок нетронутого леса на открытой местности, здание, пашня и пр. В эволюции подземного температурного поля, обусловленного возникновением локальной аномалии, выделяются три этапа. На первом этапе, когда глубина проникновения аномалии существенно меньше ее размеров на поверхности, динамика ее развития неотличима от климатической. Затем, после непродолжительного переходного периода, аномалия становится квазистационарной, сохраняя нелинейный профиль температур сколь угодно долго [Демежко, 2001]. Стационарное решение для локальной аномалии произвольной формы было получено В.Т. Балобаевым [Balobaev et al., 2008].

Искажение температурного поля *рельефом земной поверхности* обусловлено различием между геотермическим и гипсотермическим градиентами. В небольшом интервале абсолютных отметок поверхности ($h < 1$–2 км) гипсотермический градиент обычно постоянен и определяет линейное понижение температуры земной поверхности с высотой. Его величина в среднем составляет 6,5 К/км [ГОСТ 4401-81. Атмосфера стандартная, 1981], что гораздо ниже геотермического градиента (15–80 К/км). Таким образом, возвышенные участки имеют температуру более высокую, чем можно было ожидать, экстраполируя ненарушенный геотермический градиент на дневную поверхность. Этим объясняется установленная многолетней практикой закономерность: изотермы в горных породах в общих чертах повторяют формы поверхностного рельефа [А.Д. Дучков, Соколова, 1974].

Исследованию влияния рельефа посвящен целый ряд работ [Birch, 1950; Любимова, 1968; А.Д. Дучков, Соколова, 1974; Аюнов, Дучков, 2008].

Климатические температурные аномалии в скважинах нередко осложнены *конвективным переносом тепла* движущимися подземными водами. Обладая большой теплоемкостью, подземные воды даже при весьма незначительных скоростях фильтрации (порядка нескольких сантиметров в год) вызывают аномалии, близкие к палеоклиматическим. Строение проницаемых зон, поверхностный рельеф, неравномерность выпадения осадков – все эти факторы создают сложную конфигурацию движения подземных вод [Хуторской, 1996]. Поэтому палеоклиматические выводы, основанные на геотермических данных, обычно предполагают отсутствие гидрогеологической активности в исследуемом регионе. Единственным на сегодняшний день методом разбраковки термограмм, осложненных гидрогеологическими эффектами, является их качественный анализ, базирующийся на опыте интерпретатора.

Чтобы избежать искажения климатического сигнала остаточным тепловым влиянием *процесса бурения*, температурные измерения, предназначенные для последующей палеоклиматической интерпретации, желательно проводить в длительно простаивающих скважинах. Существующие описания релаксации температурного режима различаются степенью идеализации этого достаточно сложного процесса [Bullard, 1947; Череменский, 1960; Кутасов, 1964; Рывкин, 2002]. Время необходимой выстойки скважины, по разным оценкам, колеблется от 10 до 100 суммарного времени бурения.

В условиях сложного геологического строения с резко меняющимися *тепловыми свойствами горных пород* бывает достаточно сложно разделить стационарную и нестационарную (климатическую) составляющие температурного распределения, что при интерпретации приводит к появлению ложных эпизодов климатической истории.

Перечисленные факторы, адекватный учет которых не всегда возможен, в той или иной степени снижают палеоклиматическую информативность метода. Подавление их влияния основано на различных процедурах осреднения или совместной интерпретации большого числа термограмм. Однако более эффективен предварительный отбор наиболее качественных термограмм, записанных в скважинах, пробуренных в плотных и однородных породах кристаллического фундамента. В этом случае получают более достоверные реконструкции, но ценой ограничения выборки.

Возможности и ограничения метода

Возможности количественного палеоклиматического анализа геотермических данных имеют естественные ограничения, связанные, с одной стороны, с физикой процесса теплопереноса, с другой – с качеством исходных данных (с погрешностями измерения температур, теплофизических свойств пород, уровнем некли-

матического шума). Определим основные ограничения метода, иными словами *его палеоклиматическую информативность*. Основными характеристиками палеоклиматической информативности любого метода [Изменчивость климата..., 1995] являются: измеряемые величины, максимальная длина реконструируемого ряда, временное разрешение климатических событий, точность датировки, реконструируемые элементы палеоклимата, теснота корреляционной связи между измеряемыми величинами и элементами палеоклимата.

Измеряемые величины. Прямое соотношение между давностью климатического события и глубиной проникновения инициированной им аномалии, зависящей от коэффициента температуропроводности горных пород, и определяет измеряемые величины метода – температуру горных пород на различной глубине и их температуропроводность.

Максимальная длина реконструируемого ряда определяется доступными для измерений температуры глубинами. Скважины глубиной 3–5 км позволяют реконструировать температурную историю за период не более 50–100 тыс. лет. Расширение этого периода вряд ли целесообразно вследствие резкого ухудшения разрешающей способности метода.

Временное разрешение климатических событий. Если представить температурную историю земной поверхности в виде суммы гармонических колебаний различных периодов, то, согласно теории теплопроводности, от каждого из этих слагаемых в температурном поле сохраняется значимый «след» лишь последнего цикла. Другими словами, если с момента окончания климатического эпизода (аналогом его в этой модели является одна полуволна колебаний) прошло время, большее, чем продолжительность самого эпизода, то остаточная величина инициированной им температурной аномалии не превысит точности измерений температуры. Для оценки разрешающей способности метода удобно использовать параметр «относительная продолжительность климатического эпизода» [Демежко, 2001]:

$$\eta = (t_s - t_f)/t_s,$$

где t_s и t_f – времена, прошедшие соответственно от начала и окончания климатического эпизода до момента измерений. В геотемпературном поле разделяются лишь те эпизоды, для которых $\eta \geq 0{,}5$. В четвертичный период произошло примерно 18 глобальных оледенений, разделенных теплыми межледниковьями [Зимы..., 1982], от которых в современном поле сохранился «тепловой след» лишь последнего цикла, включающего вюрмское оледенение и современное межледниковье (голоцен). В табл. 3.1 приведены оценки относительного вклада климатических эпизодов этого периода в современное геотемпературное поле. При расчетах были приняты следующие условия: год измерений – 2000, температуропроводность 10^{-6} м^2/с. Наиболее значимыми с точки зрения геотермии климатическими эпизодами прошлого являются: вюрмское оледенение, интервал, включающий оптимум римского времени и средневековый теплый период, и малый ледниковый период. Для всех этих эпизодов $\eta \geq 0{,}5$, а их вклад в современное аномальное температурное поле более 95%. Влияние плейстоцен-голоценового потепления прослежива-

ется аномальным изменением градиента до глубин >2000 м. Причем в интервале 500–1500 м изменение геотермического градиента определяется исключительно этим событием. Малый ледниковый период отмечается положительной аномалией градиента в интервале 100–500 м.

Таблица 3.1

Относительный вклад палеоклиматических эпизодов позднего плейстоцена–голоцена в современное геотемпературное поле

Климатический эпизод	Начало, лет назад t_s	Окончание, лет назад t_f	Макс. глубина проникновения аномалии, м $2L = (16a\,t_s)^{1/2}$	Относительная продолжительность $\eta = (t_s - t_f)/t_s$
Эемское межледниковье	150 000	100 000	8800	0,33
Вюрмское оледенение	100 000	12 000	7200	0,88
Поздний дриас	11 000	10 000	2400	0,09
Главный оптимум голоцена	6000	5000	1740	0,17
Оптимум римского времени + средневековый теплый период	2300	800	1080	0,65
Малый ледниковый период	650	120	580	0,82
Потепление 30–50-х гг. XX в.	70	50	188	0,29
Похолодание 70-х гг. XX в.	30	25	124	0,17

Близкие оценки разрешающей способности метода были получены при исследовании инверсионных алгоритмов, основанных на теории Бейкуса–Гилберта [Clow, 1992]. Разрешаемый временной интервал в этой работе формулируется как интервал, в пределах которого происходит осреднение реальной температурной истории при ее реконструкции.

Точность датировки определяется погрешностью оценки температуропроводности пород. Современные лабораторные методы позволяют измерять ее с точностью не хуже 5% отн. Этой цифрой и определяется предельная минимальная погрешность датировки климатических событий. Реальная погрешность может быть существенно выше из-за различия между лабораторной оценкой и ее эффективным значением, обусловленным неконтролируемым влиянием конвективного переноса тепла подземными водами, вариациями температуропроводности и рядом других факторов.

Реконструируемые элементы палеоклимата. Анализ современного распределения температур горных пород позволяет непосредственно оценивать изменения палеотемператур поверхности. Это не требует установления корреляционных связей между измеряемой и реконструируемой температурами. Таким образом, геотермические данные наряду с метеоданными являются прямыми свидетельствами палеоклимата. В последние годы были предприняты попытки помимо

температурной истории оценить историю изменений теплового потока через земную поверхность.

Алгоритмы количественной оценки палеотемператур поверхности

Реконструкция температурной истории поверхности по известному вертикальному распределению температур горных пород (инверсия) сводится к решению обратной задачи теплопроводности относительно параметров граничных условий. В качестве граничного условия на поверхности задаются простейшие функции, аппроксимирующие реальную температурную историю, для которых решение уравнения теплопроводности имеется в явном виде. Различные методы инверсии геотермических данных сводятся к способам задания функций, аппроксимирующих температурную историю, и к методам решения условно корректных задач. Для этого используются различные способы ограничения семейства эквивалентных решений, основанные на привлечении дополнительной информации, сглаживаниях и ограничениях амплитуд реконструируемых температур.

Наибольшую известность получили алгоритмы, обозначаемые в зарубежной литературе аббревиатурами *SVD* и *FSI*. В первом из них [Beltrami, Mareschal, 1992; Harris, Chapman, 1995] температурная история представлялась в виде ступенчатой функции с постоянными, но неизвестными значениями температуры в пределах каждой ступеньки. Оценка неизвестных температур осуществлялась путем решения системы линейных уравнений методом разложения по единичным значениям (*Singular Value Decomposition – SVD*). В другом (*Functional Space Invertion – FSI –* [см. Shen, Beck, 1991; Shen et al., 1995]) учитывается то обстоятельство, что как температуры, так и теплопроводности измерены с ограниченной точностью. Основной особенностью этой методики является большое число априорных параметров, которые необходимо задавать перед интерпретацией. Значения некоторых из них даже приблизительно нельзя оценить. В то же время результат (температурная история) сильно зависит от априорных параметров, и качество реконструкций определяется в итоге опытностью интерпретатора [Сухорукова, А.А. Дучков, 1998]. Ж.-К. Марешаль и Х. Белтрами [Mareschal, Beltrami, 1992] полагают, что, в отличие от метода *FSI*, метод *SVD* позволяет избежать влияние на решение излишней «запараметризованности».

Ряд методик получили меньшую известность, однако они также позволяют достаточно детально реконструировать температурную историю земной поверхности. Инверсия, основанная на частотном представлении исходных данных, предложена в работе [Wang, 1992]. Алгоритмы, использующие тихоновскую регуляризацию, обоснованы в работах [Дмитриев и др., 1999; Rath et al., 2002]. Применение метода Монте-Карло к анализу термограмм, записанных в гренландских ледяных скважинах, изложено в работе [Dahl-Jensen et al., 1998]. Последний ин-

тересен тем, что дает возможность наглядно судить о степени неопределенности получаемых решений.

Довольно простая методика уже в течение ряда лет успешно применяется в Институте геофизики УрО РАН [Demezhko, Shchapov, 2001; Демежко, 2001]. Она также базируется на аппроксимации температурной истории ступенчатой функцией с постоянной температурой в пределах каждой ступеньки. Устойчивость решения обеспечивается прогрессивно увеличивающейся по мере удаления в прошлое длительностью временных интервалов (в соответствии с временным разрешением метода).

Помимо методик, направленных на возможно более детальную реконструкцию температурной истории, был предложен ряд упрощенных, в которых количество оцениваемых параметров уменьшено до одного–пяти. Такое упрощение имеет определенный смысл. По мере накопления детальных температурных историй неоднократно отмечались их существенные различия (в амплитудах и датировках), проявлявшиеся даже в пределах небольших регионов. Во многих случаях невозможно сказать, являются эти различия следствием влияния факторов неклиматической природы, неустойчивости применяемого алгоритма или латеральной изменчивости поверхностных температур. В работе [Huang et al., 1996] описана методика *FPE* (few parameters estimation), в которой 500-летняя температурная история представлена в виде ломаной, состоящей из вековых линейных отрезков. На примере анализа синтетической термограммы авторы показали, что подобное упрощение позволяет стандартизировать процедуру интерпретации и получать температурные истории, более устойчивые к влиянию неклиматического шума. При уровне шума в исходных данных, равном 0,1 К, диапазон неопределенности реконструированных температур не превышает 0,5 К, в то время как для метода *FSI* он примерно в 6–8 раз выше.

Геотермические свидетельства изменений климата за последнее тысячелетие

Уже первые реконструкции температурной истории земной поверхности, полученные по геотермическим данным в 70–80-х годах, обнаружили некоторые особенности, во многом определившие дальнейшее развитие метода. Во-первых, более высокие, чем было принято считать, амплитуды палеотемпературных изменений, а во-вторых, значительную пространственную изменчивость палеотемператур. Первая особенность существенно усложнила интеграцию метода в традиционную палеоклиматологию. Последняя, обусловленная местными контрастами поверхностных температур и влиянием промежуточного слоя (характера растительности, вариациями снежного покрова, условий инсоляции и т.д.), а также помехами неклиматической природы, потребовала более убедительных доказательств достоверности геотермических реконструкций. Наиболее эффективным

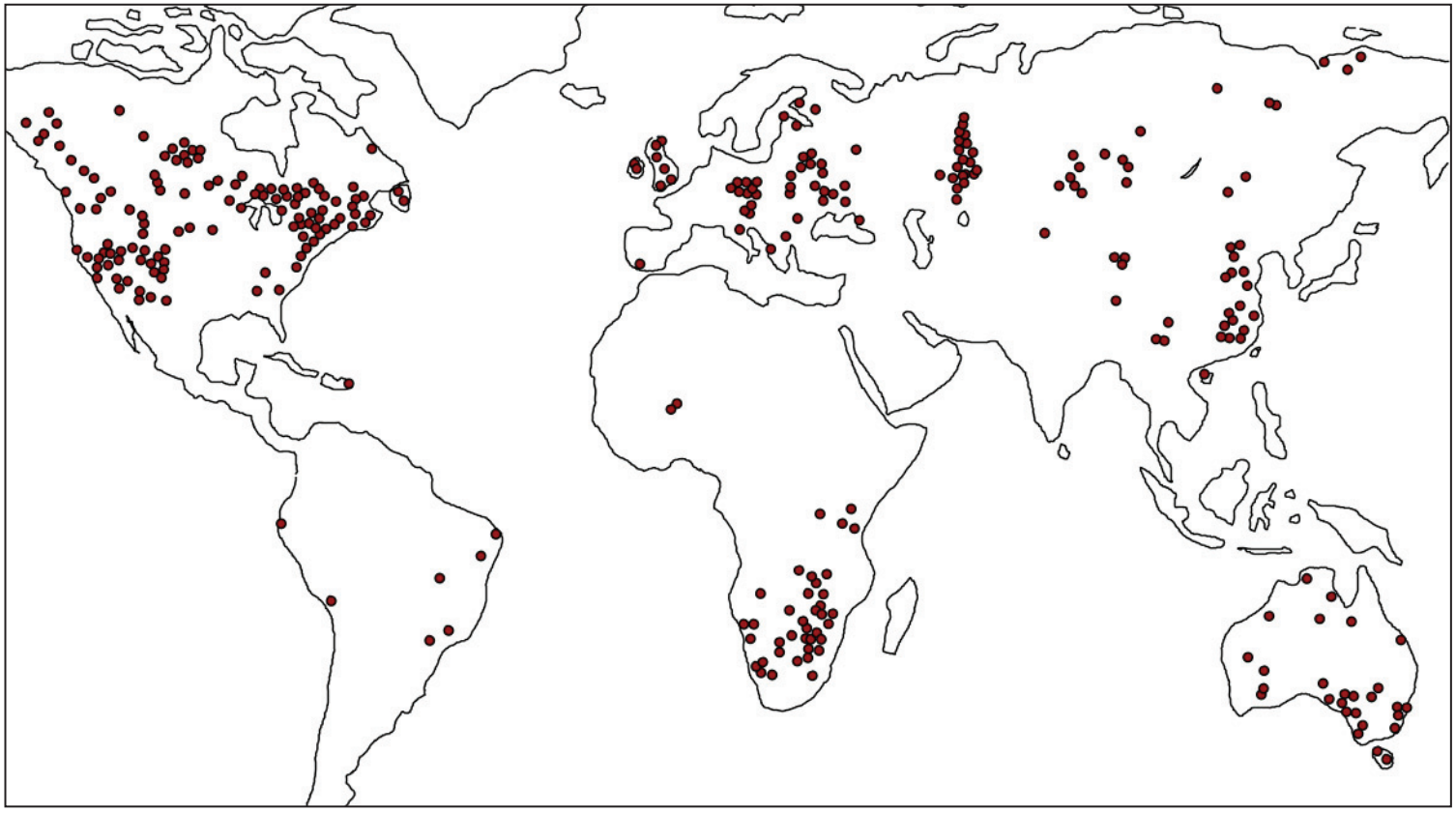


Рис. 3.1. Палеоклиматическая изученность по геотермическим данным на 2005 г. Информация с сайта Национального центра климатических данных США (NCDC): https://www.ncei.noaa.gov/maps/paleo/?layers=1

аргументом в системе доказательств состоятельности метода стало получение региональных (а затем глобальных) реконструкций.

Первая попытка скомпилировать разрозненные геотермические реконструкции для оценки глобальных закономерностей предпринята в сборнике [Lewis, 1992]. Большая часть представленных в нем региональных данных были получены в США и Канаде, меньшая – в Германии, Чехии, Франции, отдельные реконструкции – на Кубе и в Африке. Дальнейшему объединению разрозненного сообщества исследователей и данных способствовали так называемые «за́мковые конференции», проводимые с начала 90-х Институтом геофизики Чешской академии наук (V. Čermak), а также международный проект № 428 "Past Climate Change Inferred From the Analysis of the Underground Temperature Field", осуществленный в 1998–2002 гг. в рамках «Международной программы геологических корреляций» ЮНЕСКО. В России междисциплинарные исследования палеоклимата с широким участием специалистов в области палеоклиматической интерпретации геотермических данных проводились в рамках проекта Сибирского отделения РАН «Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири», интеграционных проектов Уральского и Сибирского отделений, проектов, поддержанных Российским фондом фундаментальных исследований. В настоящее время в палеоклиматический анализ вовлечено несколько тысяч скважинных термограмм (рис. 3.1).

Глубина большинства изученных скважин позволила реконструировать температурную историю за последние 500 лет, включая Малый ледниковый период и последовавшее за ним потепление, значительно меньшая часть – историю последнего тысячелетия, начиная со Средневекового теплого периода, и лишь несколько десятков скважин глубиной более 1 км дали возможность оценить температурный режим земной поверхности в конце последней ледниковой эпохи.

Одно из первых глобальных *500-летних обобщений* приведено в работе [Pollack et al., 1998] (рис. 3.2). Оно основано на *FPE*-инверсии данных температурных измерений в 358 скважинах, в том числе: в Северной Америке (116), Центральной

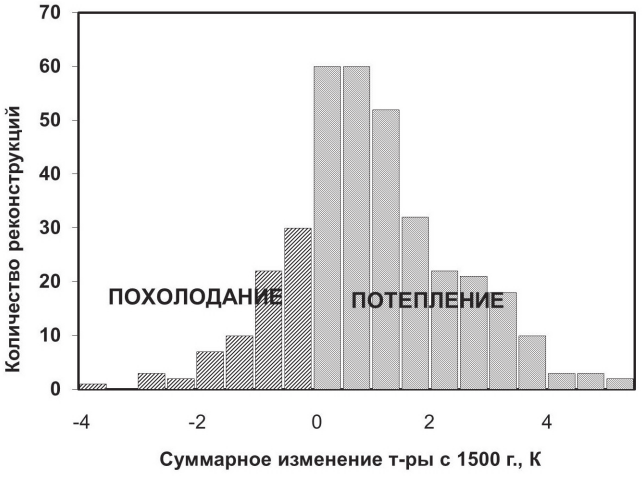


Рис. 3.2. Распределение геотермических свидетельств температурных изменений за последние 500 лет по всему миру, полученных методом *FPE*-инверсии 358 термограмм [Pollack et al., 1998]

Европе (98), Южной Африке (86) и Австралии (58). Потепление за последние пять столетий в среднем составило 1 К. Отчетливое потепление демонстрируют около 80% всех реконструкций: 34% до 1 К, 23% от 1 до 2 К, 22% > 2 К. База данных геотермических реконструкций, создание которой было инициировано профессором Мичиганского университета Генри Поллаком, постоянно пополняется и к настоящему времени включает в себя 837 температурных историй по всему земному шару (https://www.ncei.noaa.gov/maps/paleo/?layers=1). Huang с соавторами [2000] проанализировали 616 термограмм, представляющих Северное (453) и Южное (163) полушария. Температурный тренд оказался несколько выше в Северном полушарии (1,1 К за 500 лет, в т.ч. 0,6 К за последние 100 лет) в сравнении с Южным (0,8 К за 500 лет, в т.ч. 0,4 К за последние100 лет).

Температурные истории последнего тысячелетия были получены в Чехии [Safanda, Kubik, 1992; Bodri, Čermak, 1995; Safanda et al., 1997], Финляндии [Bodri, Čermak, 2007], Канаде [Beltrami, Mareshal, 1992; Wang et al., 1992; Huang et al., 2000; Pollack, Huang, 2000; Beltrami, 2001; Majorowicz, Safanda, 2001; Majorowicz et al., 2002; Beltrami et al., 2003]. Большая их часть демонстрирует отчетливый температурный максимум между 900 и 1700 г. н.э. – Средневековый теплый период, последовавшее за ним похолодание Малого ледникового периода и современное потепление. Можно отметить значительную пространственную изменчивость палеотемператур земной поверхности за этот период и, вероятно, влияние факторов неклиматической природы.

Начиная с 70-х гг. XX в. уфимским Институтом геологии УНЦ РАН (на Южном Урале) и екатеринбургским Институтом геофизики УрО РАН (на Южном, Среднем и Северном Урале) записано более 300 скважинных термограмм. Главной целью этих измерений до середины 90-х была оценка плотности теплового потока. В ходе исследований обнаружилась субмеридиональная область аномально низкой плотности теплового потока [Булашевич, Щапов, 1978; Сальников, 1984; Хуторской, 1985]. Геотермические реконструкции палеоклимата для различных районов Урала проводились обоими авторскими коллективами, но наиболее интересна обобщенная оценка температурной истории последнего тысячелетия по объединенной выборке, включающей 47 термограмм скважин глубиной не менее 700 м [Демежко, Голованова, 2004; Демежко и др., 2005; Demezhko et al., 2007] (рис. 3.3). Инверсия термограмм в температурные истории проводилась по методике [Демежко, 2001; Demezhko, Shchapov, 2001], усреднение – по усовершенствованной методике интервального оценивания [Демежко и др., 2005; Demezhko et al., 2007], позволяющей помимо минимальной и максимальной оценок получить оптимальную температурную историю, учитывающую соотношение влияний двух факторов – неклиматических шумов и вариаций температуропроводности.

Анализ хода оптимальной кривой GSTH за последнее тысячелетие показывает, что температура поверхности в максимуме средневекового теплого периода в 1100–1200 гг. была на 0,38 °С выше средней температуры XX в. (1900–1990 гг.). Затем последовало похолодание малого ледникового периода, достигшее кульминации примерно в 1720 г., когда средняя температура поверхности опустилась ниже современной на 1,58 °С. Отметим, что две фазы малого ледникового перио-

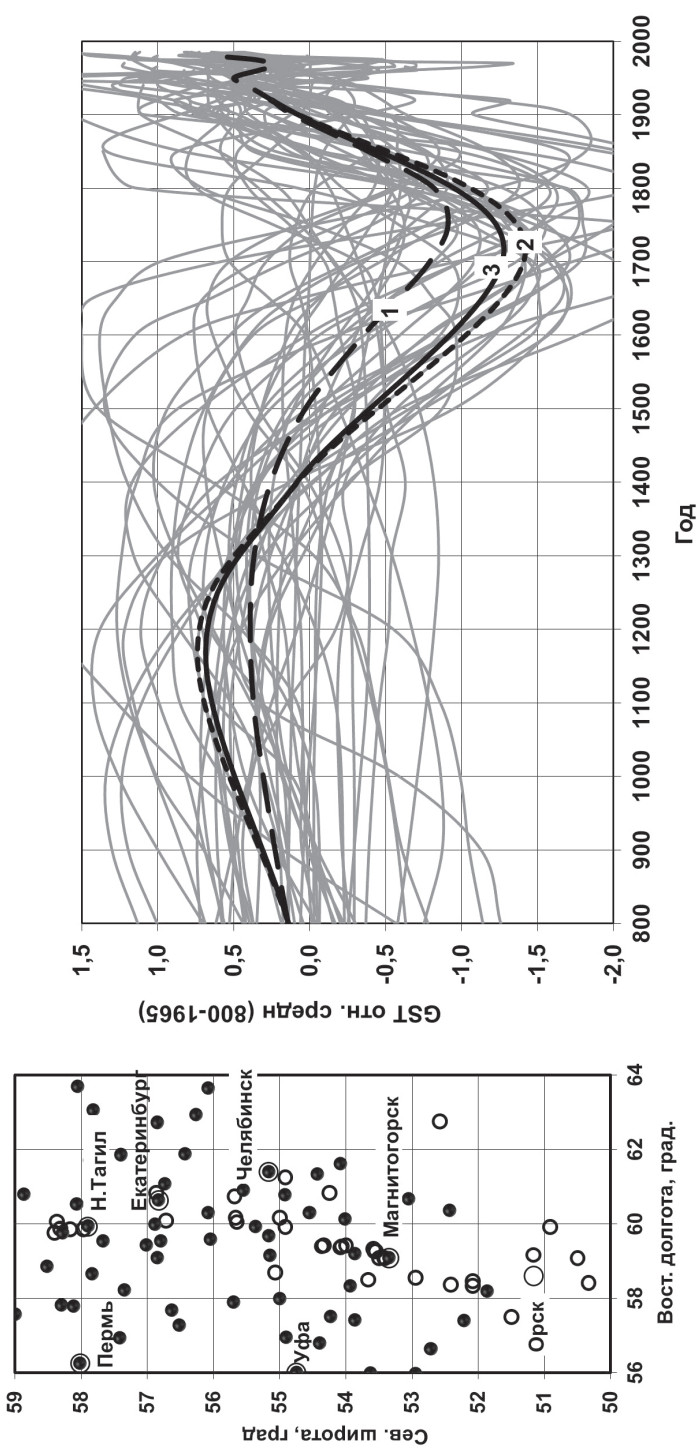


Рис. 3.3. Реконструкции температурной истории земной поверхности на Урале [Демежко и др., 2005; Demezhko et al., 2007].
На левом рисунке приведена схема расположения изученных скважин (черные кружки) и метеостанций (пустые кружки). На правом серыми линиями показаны индивидуальные реконструкции по 47 термограммам, жирными линиями – интервальные оценки средней температурной истории: 1 – минимальная оценка (результат обычного усреднения), 2 – максимальная, 3 – оптимальная

да – похолодание и потепление – не были симметричными: похолодание происходило более медленными темпами. Потепление, начавшееся после прохождения температурного минимума в 1720 г., также происходило неравномерно. Его скорость в XVIII в. в среднем составила +0,25 °С/100 лет, в XIX в. – +1,15 °С/100 лет, но уже за 90 лет XX в. – +0,75 °С/100 лет.

Восточнее Урала наибольшее количество геотермических свидетельств палеоклимата относится к районам Западно-Сибирской плиты и Алтае-Саянской складчатой области. Температурные истории, полученные по методике *FSI* (*functional space invertion*) [А.Д. Дучков, Соколова, 1998; Сухорукова, А.А. Дучков, 1998; А.Д. Дучков, А.А. Дучков, Сухорукова, 2000], обнаруживают потепление, произошедшее за последнее тысячелетие, однако детали его существенно разнятся. В южных районах Западной Сибири отмечается сравнительно теплый период вплоть до 1700 г., сменившийся похолоданием на 1–3 °С, достигшим максимума в XIX столетии, и последующим восстановлением температур в конце XX в. В центральных районах – непрерывное потепление с амплитудой 0,7–6 °С, начиная с XVI–XVIII вв., и менее значительное (0,2–1 °С) похолодание в XX столетии. На Алтае реконструирована температурная история за последние 300 лет. Потепление здесь началось в конце XIX – начале XX вв. и не превысило 1,5–2,0 °С, что хорошо согласуется с метеонаблюдениями в г. Барнауле. Существенные расхождения в оценках для Западной Сибири, возможно, объясняются качеством исходных термограмм: все они получены по скважинам, вскрывающим песчано-глинистые породы осадочного чехла, и часть из них еще содержит «тепловой след» от деградации многолетнемерзлых пород.

Особенности записи климатического сигнала в температурном поле позволяют надежно реконструировать глобальное потепление, произошедшее 13–8 тыс. л.н. на рубеже плейстоцена и голоцена. В этот период осуществлялся переход климатической системы от одного метастабильного состояния (оледенение) в другое (межледниковье). По скорости и интенсивности изменений температур, влажностного режима, ландшафтов и биологических сообществ плейстоцен/голоценовое потепление является последним наиболее значимым климатическим событием. Для оценки температурных условий этого периода необходимы качественные термограммы до глубины как минимум 1,5 км, поэтому геотермических реконструкций длительностью более 10 тыс. лет немного.

Одна из первых реконструкций базировалась на данных, записанных в 6-км скважине Jablunka-1 в Восточных Карпатах [Bodri, Čermak, 1997b]. Полученная с помощью *SVD*-методики 30-тысячелетняя температурная история выявила два последовательных потепления: на 6 К за период 18–2 тыс. л.н. и на 4 К – за последние два тысячелетия. В работе [Rajver et al., 1998] приведена реконструкция по 2-километровой скважине Ljutomer-1/88 в Словении. *FSI*-инверсия с минимальными стандартными отклонениями для теплопроводности (0,1 Вт $м^{-1}$ $К^{-1}$) и температуры (0,02 К) дает среднюю температуру за период 15–30 тыс. л.н. – 0 и 10 °С – в среднем для голоцена. Реконструкция температурной истории поверхности гренландского ледникового покрова для последних 100 тыс. лет получена с помощью инверсии методом Монте-Карло [Dahl-Jensen et al, 1998] (рис. 3.4, см.

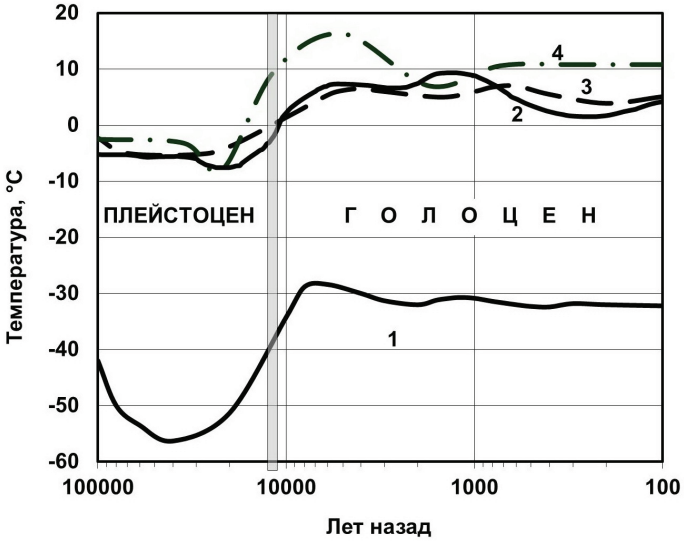


Рис. 3.4. Примеры длительных реконструкций температурной истории поверхности:

1 – гренландского ледникового покрова по термограмме скв. GRIP [Dahl-Jensen et al., 1998], 2 – по термограмме скв. СГ-4 на Среднем Урале [Демежко, 2001; Demezhko, Shchapov, 2001], 3 – по термограмме скв. Le-1 в южном Предуралье [Голованова, Валиева, 2005], 4 – по термограмме скв. Kir-3000 на Украине [Демежко и др. 2007]

кривая 1) по данным термометрии трехкилометровой скважины, пробуренной по программе Greenland Ice Core Project (GRIP). Оценка амплитуды плейстоцен/голоценового потепления составила: 23±2 К.

В России первые геотермические оценки отдаленных климатических событий были сделаны на Урале по термограммам скважин СГ-4 [Булашевич и др., 1997; Demezhko, Shchapov, 2001] и «Ильменской-1» [Голованова и др., 2000] (см. рис. 3.4). Амплитуды голоценового потепления составили 9,5–12 К.

Пространственный анализ реконструкций по глубоким скважинам в Евразии и Гренландии [Demezhko et al., 2007] выявил интересную закономерность: амплитуда плейстоцен/голоценового потепления возрастает в направлении на северо-запад, а не строго с ростом широты, как можно было ожидать. Возникло предположение, что центр потепления был расположен в Северной Атлантике и амплитуды потепления закономерно уменьшались с увеличением расстояния от него. Путем минимизации невязки между реконструированными и модельными оценками были найдены координаты центра потепления (71,1° с.ш., 0,31° з.д.) и функциональная зависимость амплитуды потепления ΔT (К) от расстояния r (км): $\Delta T = 1{,}75 + 2{,}71 \cdot 10^4 \, r^{-1}$. Конфигурация поверхности невязки указывает на то, что реальный источник потепления существенно отличался от точечного и скорее всего был ближе к линейному. Форма осевой линии поверхности практически совпадает с теплыми течениями Северной Атлантики, указывая на них как на источник потепления (рис. 3.5). Полученная закономерность представляет интерес

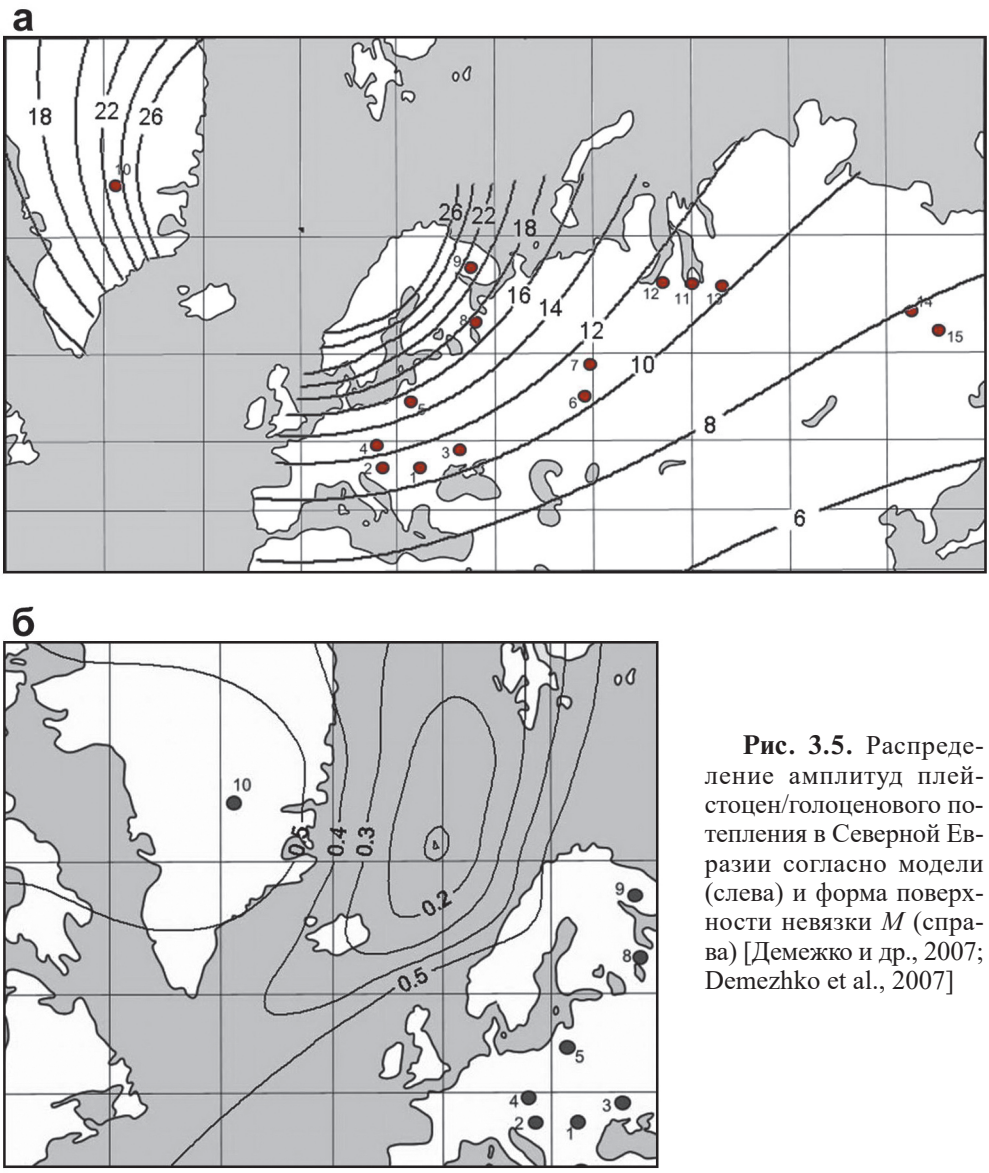


Рис. 3.5. Распределение амплитуд плейстоцен/голоценового потепления в Северной Евразии согласно модели (слева) и форма поверхности невязки *M* (справа) [Демежко и др., 2007; Demezhko et al., 2007]

и для решения традиционных задач геотермии, в частности для определения палеоклиматических поправок в измеренное значение плотности теплового потока [Голованова и др., 2008].

Модель, описывающая пространственное распределение амплитуд плейстоцен/голоценового потепления, вероятно, наименее надежна для Северной Европы, где высокая плотность изолиний не подкреплена достаточным объемом геотермических свидетельств. Кроме того, в конце последней ледниковой эпохи (в поздней висле, 25–12 тыс. л.н.) эту территорию занимал Скандинавский ледниковый щит, влияние которого на температуру земной поверхности не могло не нарушить вы-

явленную закономерность. В последние годы здесь был получен ряд геотермических реконструкций, позволивший оценить температурный режим в основании Скандинавского ледникового щита в поздней висле (рис. 3.6).

Первая группа оценок, полученных на восточной окраине региона (в центральной части Кольского полуострова, в Карелии, в северной Польше), обнаруживает экстремально низкие средние многолетние температуры: от –8 до –18 °С. Такой температурный режим указывает на отсутствие ледника бóльшую часть поздней вислы. По крайней мере, если ледник здесь и был, то относительно недолго (менее 8 тыс. лет в соответствии с разрешающей способностью метода), и/или мощность его была не столь значительна, чтобы оставить тепловой след, сохранившийся в современном температурном поле. При таких низких среднегодовых температурах в этих районах формировались мощные толщи многолетнемерзлых пород. Вторая группа оценок (Южная Норвегия, Южная Швеция, Южная Финляндия) свиде-

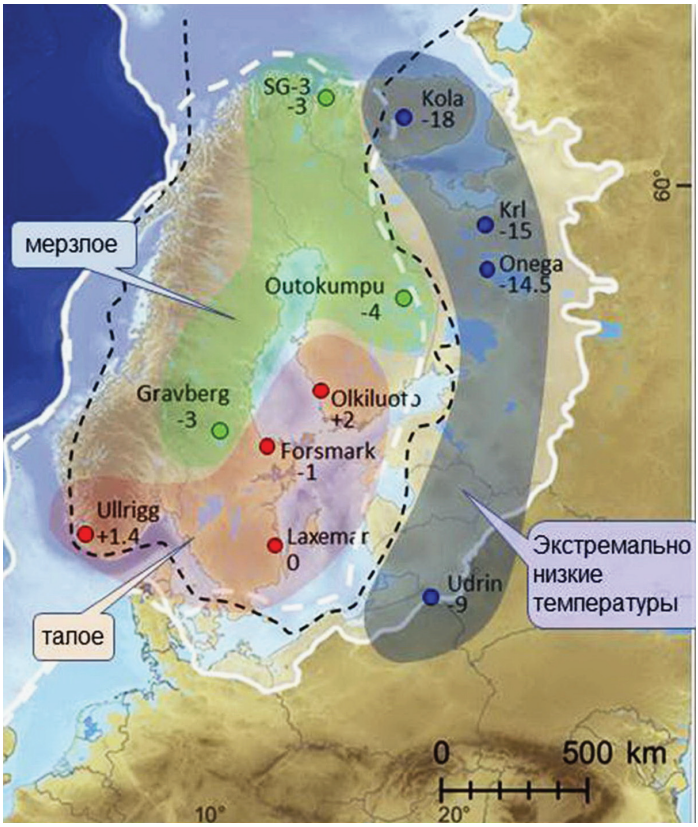


Рис. 3.6. Геотермические оценки температур в основании Скандинавского ледникового щита в поздней висле [Demezhko et al., 2019].

Белой сплошной линией ограничено максимальное распространение ледниковых покровов ок. 20 тыс. л.н. [по Hughes et al., 2016]. Цветные точки – скважины, цифры около скважин – температура в основании ледника

тельствует о наиболее теплых условиях в основании Скандинавского ледника: от –1 до +2 °С. Эти температуры превышали температуру плавления льда (с учетом давления), что, вероятно, определяло значительную горизонтальную динамику ледника. Третья группа оценок (Западная часть Кольского полуострова, Центральная Финляндия, Центральная Швеция) представляет промежуточные температурные условия, характерные для мерзлого основания ледника (–3 – –4 °С). Эти оценки приурочены к центральным, ледораздельным частям Скандинавского ледникового щита.

Пространственное распределение температур в основании Скандинавского ледника в поздней висле хорошо воспроизводит современную зональность температур земной поверхности в Гренландии, где районы с мерзлым основанием сосредоточены лишь вблизи ледоразделов, а в периферийных частях ледника недавно обнаружены обширные зоны с талым основанием. Вне ледникового щита в северной части Гренландии среднегодовые температуры земной поверхности значительно ниже нуля: от –6 до –12,1 °С. Талые зоны под Гренландским ледником нередко рассматривают как следствие современного глобального потепления, признак его интенсивного таяния и скорого распада. Сходство пространственной организации талых и мерзлых зон в основании Гренландского и Скандинавского ледниковых щитов позволяет считать их близкими аналогами. А поскольку теплое основание Скандинавского щита, согласно реконструкциям, сохранялось в течение нескольких десятков тысяч лет, нет причин предполагать, что Гренландский щит сейчас находится в неустойчивом состоянии.

Реконструкции тепловой истории

В последние годы геотермические данные все чаще используют при оценке энергетики климатических процессов [Beltrami et al., 2000, 2002; Beltrami, 2001; Demezhko et al., 2013 – *Bull.Geogr*; Демежко, Горностаева, 2014а – *ГПиБ*, 2014б – *ГиГ*; Demezhko, Gornostaeva, 2015 – *СР все ссылки из УГВ-2015*]. Для этой цели реконструируют историю изменений аномального теплового потока через земную поверхность. Сделать это можно двумя способами: заменив в существующих алгоритмах температурной инверсии граничное условие на поверхности с температуры на тепловой поток, либо трансформировать в историю теплового потока уже полученные температурные реконструкции. Интегральное соотношение, связывающее изменения поверхностных температуры и теплового потока, было получено в работе [Wang, Bras, 1999 – *ссылки из УГВ-2015*), а алгоритмы, реализующие его конечно-разностную аппроксимацию, предложены в работах [Beltrami et al., 2002; Bennett et al., 2008; Demezhko, Gornostaeva, 2015 – *ссылки из УГВ-2015*].

Палеоклиматическая информация, содержащаяся в историях изменения теплового потока, существенно отличается от традиционных температурных характеристик. Будучи энергетическим выражением климатических процессов, тепловой поток может быть непосредственно сопоставлен с потоками энергии в атмосфере

и на ее верхней границе. Совместный анализ данных о тепловом потоке и эмиссии парниковых газов позволяет оценивать антропогенный вклад в изменение теплового баланса на земной поверхности.

Исследования климатической системы Земли – одна из важнейших фундаментальных задач XX–XXI в. Повышенный интерес к этой проблеме стимулируется продолжающимся глобальным повышением среднегодовой температуры. Причины потепления (точнее, количественное соотношение различных факторов, как естественных, так и антропогенных) пока остаются предметом научных дискуссий. В то же время экономическая цена, казалось бы, чисто научных выводов весьма высока. От них напрямую зависят перспективы развития мировой экономики.

Один из подходов к решению этой задачи базируется на сравнении современного климата с его «нормальными» параметрами в те периоды, когда антропогенная нагрузка была заведомо ничтожна [Hansen, Lebedeff, 1987]. Так как данные прямых инструментальных измерений (метеоданные), в силу своей пространственной и временно́й ограниченности, не способны в одиночку обеспечить ее эффективное решение, резко возрастает научная значимость различных палеоклиматических свидетельств, в том числе геотермического. Роль палеоданных как предикторов климата сейчас признается даже более высокой, чем условных сценариев, получаемых на основе численных математических моделей [Кондратьев, 2002; Neumann-Mahlkau, 2002]. Эти обстоятельства и определили чрезвычайно быстрое развитие палеоклиматического направления в геотермии. Выйдя из недр «традиционной» геотермии, это направление не потеряло с ней связи, обогатив лучшим пониманием факторов и механизмов формирования теплового поля в верхней части земной коры, стимулировав развитие аппаратуры и методик измерений температур и теплофизических свойств горных пород.

Глава 4
Региональные исследования

Методика интерпретации и картирования геотермических данных

В методологическом отношении геотермия сильно отличается от других геофизических методов. Эти особенности определяются, с одной стороны, сложностью объекта исследования, тесным взаимодействием и переплетением экспериментальных схем и теоретических модельных представлений уже на уровне получения исходных данных, а с другой стороны, пока что относительно малым объемом доступных данных и ограниченностью современных знаний о процессах тепломассопереноса и о природе всех источников теплового поля.

Методологии геотермических исследований присуща сложная, многоуровенная архитектура.

Первый уровень образуют проблемы, непосредственно связанные с проводимым геотермическим экспериментом и получением данных о распределении температуры и теплофизических свойств среды в доступном для измерений интервале глубин. В отличие от измерений параметров гравитационного, магнитного или электрического полей Земли, геотермические измерения, проводимые на континентах в буровых скважинах или на акваториях в толще донных осадков, носят «индивидуальный характер». Этот факт обусловливается следующими моментами:

1) привязкой пунктов измерений на континентах к буровым скважинам, а значит, к объектам геологического поиска и разведки месторождений; на акваториях – их привязкой к местам распространения относительно мощного слоя донных осадков[1];

[1] Заметим, что ограничение мест возможного измерения теплового потока в океанах составляет не более 5% площади Мирового океана, где обнажаются породы 2-го и 3-го слоев земной коры.

2) сложным взаимодействием возмущений, вносимых в среду в процессе измерений (нарушения, связанные с процессом бурения скважины, с естественной и вызванной конвекцией, с техногенными процессами и т.д.);
3) сильным влиянием рельефа и структуры разреза в окрестности скважины (наличие структурно-теплофизических неоднородностей, анизотропии теплопроводности, проницаемых разломов, циркуляции подземных вод по трещинным зонам и т.д.);
4) влиянием остаточного тепла источников геологического прошлого (неостывшие магматические очаги, термические нарушения на поверхности скольжения блоков: экранирование глубинного потока аллохтонными пластинами и «фрикционное тепло», выделение или поглощение энергии за счет фазовых переходов).

В этих условиях получение геотермических данных, в отличие от ситуации с другими потенциальными полями Земли, когда измерения проводятся по площадям или профилям, включает в себя использование модельных представлений о структуре среды и физических процессах тепломассопереноса. Можно говорить о том, что само определение геотермических параметров осуществляется в результате довольно сложного интерпретационного процесса, в котором свою роль играют количественные методы анализа (расчет теплового поля в окрестности скважины, анализ изменчивости геотермических параметров по глубине и по латерали на основе статистической проверки значимости различий средних и дисперсий в выборках для интервалов глубин и для стратиграфических подразделений) и физические соображения, опирающиеся на эмпирическую основу (учет анизотропии теплопроводности, оценка влияния рефракции глубинного теплового потока, расчет влияния гидродинамических проявлений).

В процессе определения плотности теплового потока по традиционной, «раздельной» методике измерения геотермического градиента и теплопроводности последняя, как правило, определяется в лабораторных условиях на образцах пород той или иной формы и различного размера. Однако теплофизические свойства массива могут в действительности отличаться от значений теплопроводности, полученных для отдельных образцов из-за влияния естественных термодинамических условий и влажности, а также от теплопроводности in situ. Горные породы имеют различную степень кристаллизации, связанную с их возрастом, скоростью охлаждения в процессе образования. Они занимают положение от поликристаллических до аморфных структур, в зависимости от размеров зерен породообразующих минералов. С уменьшением величины зерна сокращается длина свободного пробега фононов, что приводит к снижению тепло- и температуропроводности. Таким образом, максимальные значения этих коэффициентов имеют породы кристаллической структуры, минимальные – аморфной. Так, в отличие от кристаллического кварца с теплопроводностью по осям 10,8 и 6,1 Вт/(м·К), у плавленного (аморфного) кварца теплопроводность (k) составляет всего 1,34 Вт/(м·К). Тепло- и температуропроводность (a) горных пород меняются при изменении направления теплового потока. Вдоль слоистости k и a выше, чем перпендикулярно им. Коэффициент анизотропии слоистых пород варьирует в преде-

лах 1,01–2,0. Исключение составляют слюды, у которых этот коэффициент достигает 6,0.

На тепловые свойства пород значительное влияние оказывают тип насыщающего флюида и соотношение различных фаз, зависящее от величины пористости. С ее увеличением k горных пород уменьшается, так как возрастает доля участия в теплопередаче низкотеплопроводной поровой среды (жидкостей или газов). Теплопроводность воды в 4 раза выше, чем нефти, и в 14–25 раз превышает теплопроводность природных газов и воздуха, поэтому k водонасыщенных пород больше, чем у нефтенасыщенных, у которых, в свою очередь, k намного больше, чем у газонасыщенных. Сравнение теплопроводности в воздушно- и водонасыщенном состоянии показывает, что приращение значений k зависит от пористости горных пород. Так, если пористость пород порядка 5% и ниже, то поправка в значения k за счет влажности не превышает единиц процентов; с ростом пористости влияние влажности на теплопроводность становится более существенным, достигая иногда 90%. Для большинства осадочных пород-коллекторов за счет полной насыщенности водой k увеличивается на 30%. Изучение зависимости тепловых свойств горных пород от их состава, внутреннего строения, а также других петрофизических характеристик в большинстве своем является корреляционным, что обусловлено невозможностью учета всех факторов, влияющих на исследуемые величины. В этой связи имеющиеся модельные представления о реальных горных породах могут быть использованы только для оценочных расчетов тепловых свойств. Для получения более достоверных данных требуются экспериментальные исследования.

Тепловые свойства горных пород можно определять различными методами: экспериментально в лаборатории или in situ, оценивать по корреляционным зависимостям между разными физическими свойствами пород, рассчитывать аналитически на моделях и т.д.

Экспериментальный подход к определению тепловых свойств горных пород более трудоемок, чем аналитический, но позволяет получать эффективные значения тепловых параметров пород с достаточно высокой точностью. Кроме того, экспериментальные данные являются критерием истины для теоретических моделей.

Методы измерений in situ не получили достаточно широкого распространения в силу очень больших методических трудностей. Однако в последние годы они очень широко применяются в морской геотермии для определения теплопроводности донных илов, где они доказали высокую достоверность и точность результатов.

Результаты измерений геотермических градиентов в скважинах и теплопроводности горных пород позволяют определять плотность кондуктивного потока тепла. Конвективный же вынос тепла, обусловленный движением флюидов, в большинстве случаев можно лишь оценить с большей или меньшей степенью точности. Поэтому определение полного теплового потока представляет собой сложную проблему и сталкивается с определенными трудностями.

При стационарном геотермическом режиме и отсутствии искажений за счет рельефа и/или структурно-геологических неоднородностей тепловой поток не

зависит от глубины измерений и, таким образом, является характеристикой географического пункта. Но из-за раздельного измерения геотермического градиента и теплопроводности при расчете теплового потока возможны несколько вариантов тренда геотермического градиента и теплопроводности по глубине. Рассмотрим некоторые из них:

1) Геотермический градиент постоянен по глубине (в пределах погрешности), геологический разрез состоит из однородной толщи пород, для которой коэффициент теплопроводности может быть рассчитан как среднее арифметическое из всех измерений по образцам. Тогда тепловой поток q равен произведению градиента G на среднюю теплопроводность k:

$$q = k \cdot G.$$

2) Геотермический градиент меняется по глубине, но без значимого тренда (естественно, предполагается сохранение знака градиента). Изменчива также и теплопроводность, но без видимой закономерности. В этом случае тепловой поток следует вычислять как произведение средневзвешенного градиента на средневзвешенную теплопроводность:

$$q = (\sum G_i z_i \cdot \sum k_i z_i)/\sum z_i^2,$$

где i – номер слоя, в котором измерен геотермический градиент и средняя теплопроводность.

3) Существует корреляция между значениями геотермического градиента и глубиной, а также между теплопроводностью и глубиной. При этом коэффициенты в уравнениях регрессии взаимно обратны. Тогда тепловой поток будет оставаться в статистическом смысле постоянным по глубине, так как увеличение (уменьшение) геотермического градиента компенсируется обратно пропорциональным уменьшением (увеличением) теплопроводности:

$$G_i = G_o \cdot (h_i/H);\ \ k_i = k_o \cdot (h_i/H)^{-1};\ \ q = k_o \cdot G_o.$$

4) Геотермический градиент монотонно изменяется с глубиной. Проверка с помощью статистических критериев показывает, что эта корреляция значима. Теплопроводность остается статистически постоянной для всего исследуемого разреза. В этом случае рассчитанный поинтервальный тепловой поток изменяется с глубиной. На первый взгляд кажется, что такое значение следует отбраковать, так как оно не может быть использовано как региональная характеристика теплового потока. Однако прежде всего необходимо оценить влияние факторов, искажающих глубинный тепловой поток, и в первую очередь влияние гидродинамического фактора, формирующего конвективную компоненту глубинного теплового потока. Во многих случаях применение аппарата численного моделирования позволяет оценить глубинную составляющую теплового потока. Естественно, эти расчеты вносят дополнительную погрешность, но все же помогают рассчитать тепловой поток в малоизученных районах, где имеется всего несколько скважин для проведения геотермических исследований.

На втором уровне интерпретации возникает вопрос о влиянии целого ряда факторов на результаты определения геотермических параметров. В первую очередь, это касается значений плотности глубинного теплового потока. Среди возмущающих факторов основную роль играют процессы рефракции тепла, геоморфологические особенности в пункте измерений, климатические вариации, влияние седиментации и эрозии, движение подземных вод в активной гидродинамической зоне. Методика учета этих факторов достаточно хорошо отработана, но неопределенность зачастую вносит недостаточная надежность принимаемых при расчетах начальных и граничных условий. Многочисленные примеры показывают, что неучет искажающих влияний может привести к ложному представлению о величине глубинного теплового потока, особенно при оценке его по одиночному измерению.

Существует целое направление работ при региональном описании геотермического поля – это теория поправок.

Среди различных поправок можно выделить две основные группы: стационарные и нестационарные факторы, искажающие фоновое тепловое поле. К стационарным факторам относится влияние рельефа, структурно-теплофизических неоднородностей, динамики подземных вод, крупного водоема. К нестационарным – влияние палеоклимата, осадконакопления и эрозии, горизонтальных тектонических движений, молодого вулканизма, фазовых переходов в зонах вечной мерзлоты, тепла тектонического трения и др.

Причины влияния на тепловой поток рельефа и структурно-теплофизических неоднородностей сходны по своей физической сути. Обе эти поправки связаны с отклонением геоизотерм от плоских поверхностей из-за изменения физических свойств среды на границах раздела слоев.

Поверхность Земли, а вернее поверхность «нейтрального слоя», можно принять за изотермическую. Тогда геоизотермы будут повторять формы рельефа, сгущаясь под впадинами и разрежаясь под поднятиями. Если форму рельефа в двухмерном сечении аппроксимировать телом правильной геометрической формы, то можно получить аналитическое решение для учета этого влияния. Например, для долины, имеющей в сечении вид дуги круга, распределение температур определяется из соотношения

$$T = \gamma_o z\{1 + 4l^2\alpha/[6\pi(x^2 + z^2)]\},$$

где γ_o – ненарушенный геотермический градиент, l – полуширина долины, z, x – соответственно вертикальная и горизонтальная координаты ($x = 0$ соответствует центру долины), α – половина центрального угла дуги. Существуют также решения для полуэллиптического, прямоугольного, призматического и других правильных сечений форм рельефа. Но сейчас геофизики не тратят время на поиск новых аналитических решений, так как развитая методика численного расчета позволяет «в лоб» промоделировать любую, сколь угодно сложную форму рельефа.

Расчеты, выполненные для учета поправки на рельеф, показывают, что затухание аномалии наблюдается на глубинах, в 5–7 раз превышающих амплитуду поднятия или впадины. На величину аномалии влияет также угол наклона по-

верхностей, образующих формы рельефа. При обычных для предгорий углов в первые градусы поправка не превышает первых процентов от фоновой величины градиента. Однако в некоторых случаях введение поправки необходимо, если, например, измерения проводятся на склоне горы или вулкана.

Приведем пример, где с помощью введения поправки удалось объяснить наблюдавшиеся вариации теплового потока на локальном участке и определить фоновый тепловой поток.

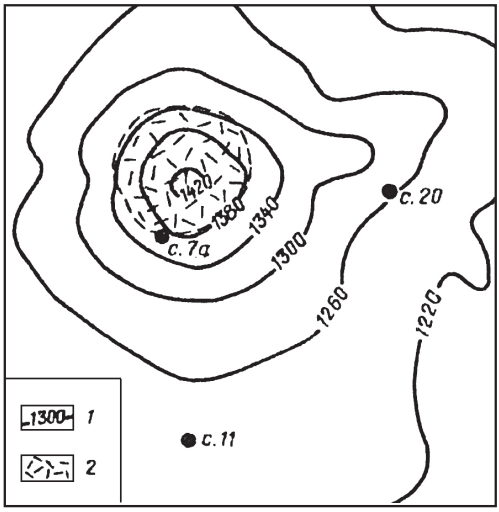


Рис. 4.1. Расположение исследованных скважин на горе Дзан-Ширэ: 1 – изогипсы; 2 – липариты жерловой фации

Участок Дзан-Ширэ в Хангайском поясе Центральной Монголии приурочен к одноименной горе, представляющей собой отпрепарированную эрозией жерловину раннемелового липаритового вулкана, залегающего среди палеозойских гранитоидов. Скважины, в которых проведены геотермические измерения, расположены на разных гипсометрических уровнях (рис. 4.1). При крутых склонах горы Дзан-Ширэ (15–20°) влияние рельефа становится выше погрешности и его необходимо учитывать. Наименьший геотермический градиент (13 мК/м) наблюдается в скважине, расположенной на высоте 1360 м. В скважине на высоте 1265 м отмечен градиент 18 мК/м, а в скважине с абсолютной отметкой устья 1245 м – 21 мК/м. Искажения за счет влияния рельефа мы оценивали двумя методами: численным и аналоговым. Рабочая схема численного расчета поправки для трехмерной модели по методу Джеффриса–Булларда описана в работе [А.Д. Дучков, Соколова, 1971], где приводится формула

$$g/g_н = 1/(A - 1) - [g'/g_н] \cdot [A/(1 - A)],$$

где g, $g_н$, g' – соответственно неискаженный, наблюденный и гипсометрический (4,5 мК/м) градиенты температуры, A – параметр, связывающий превышения рельефа и глубину скважин.

Рассчитанный по этой формуле неискаженный геотермический градиент оказался примерно одинаковым для трех скважин 20–21 мК/м. В результате численного моделирования учитывалось одновременно влияние рельефа и контрастной теплопроводности. Для расчета был выбран меридиональный профиль, пересекающий гору Дзан-Ширэ. Задача решалась для двух вариантов граничных условий. В первом варианте на нижней границе области моделирования поддерживалась постоянная температура, т.е. задавалось граничное условие 1-го рода, а во втором – на той же границе сохранялся постоянным тепловой поток (граничное условие 2-го рода). По теплофизическим свойствам в разрезе различаются два комплекса

с контрастными значениями теплопроводности: нижнемеловые липариты обладают высокой теплопроводностью, в среднем 4,45 Вт/(м·К), а биотитовые граниты ульдзагольского комплекса перми имеют меньшую теплопроводность – 2,59 Вт/(м·К). В результате моделирования в первом и во втором вариантах получено распределение температур в разрезе для ячеек размером 40×20 м. Учитывая теплопроводность каждой ячейки, рассчитаны значения вертикальной составляющей плотности теплового потока (q). Затем на трех уровнях вычислялось отношение $q/q_{гл}$, где $q_{гл}$ – глубинный тепловой поток, который во втором случае задавался как нижнее граничное условие, а в первом – рассчитывался по разности температур в самом нижнем слое моделируемой области. Этим можно объяснить несовпадение полученных графиков отношения $q/q_{гл}$ по профилям, но какому из них отдать предпочтение – варианту с граничными условиями 1-го или 2-го рода, решить трудно. Для этого нужно иметь данные по ряду скважин, расположенных на профиле, и оценивать постоянство того или иного геотермического параметра. В конкретном случае логично предположить соблюдение граничного условия 2-го рода, так как искажения температуры за счет контрастной теплопроводности и особенно за счет рельефа должны достигать относительной глубины 250–300 м, т.е. нижней границы области моделирования.

Значение глубинного теплового потока на участке Дзан-Ширэ составляет 45 мВт/м^2. Применим безразмерный параметр $q/q_{гл}$ для расчета глубинного теплового потока по стволу скв. 7а на отметке глубин 150 м. Произведение измеренного градиента температуры на коэффициент теплопроводности пород, взятых с этой глубины, дает значение плотности теплового потока, равное 58 мВт/м^2. Величина $q/q_{гл}$ составляет 1,3, т.е. глубинный теплопоток должен быть в 1,3 раза меньше – 44,6 мВт/м^2.

Таким образом, на этом примере демонстрируется возможность расчета глубинного теплового потока в скважинах на различных глубинных уровнях. В данном случае по всему стволу скважины тепловой поток постоянный – 45 мВт/м^2. Только при таком условии можно приписать данному пункту значение теплового потока и использовать его для дальнейшей интерпретации, в том числе и для картирования. Если же тепловой поток закономерно изменяется по глубине и введение поправок на стационарные искажающие факторы: рельеф, контрастную теплопроводность, вертикальную фильтрацию подземных вод и т.д., проделано, но не привело к постоянству теплового потока по глубине, то нужно искать нестационарный фактор, искажающий геотермическое поле, который действует в данном регионе. В противном случае приходится отказываться от использования таких точек измерений теплового потока.

Сущность искажений, вносимых в глубинный тепловой поток структурным фактором, заключается в рефракции стационарного поля вследствие сложной геометрии и контрастности (и анизотропности) теплофизических свойств природных объектов. Искажения наблюденного теплового потока появляются из-за неортогональности силовых линий восходящего потока к дневной поверхности. В конкретной обстановке влиянию этих факторов подвержены измерения в условиях складчатости, сбросов, надвигов, разломов, интрузий, соляных диапиров,

рудных тел, т.е. при сосуществовании подобных структурных форм и контраста теплофизических свойств в граничащих средах.

Аналитические методы учета структурного фактора сводятся в общем случае к решению уравнения Лапласа (без внутренних источников тепла) или уравнения Пуассона (при наличии источников). Применение аналитических методов довольно ограничено. Имеются решения уравнения Лапласа в условиях контраста теплопроводности лишь для простых геометрических форм [Карслоу, Егер, 1964; Корытникова, 1937; и др.]; в явном виде получены решения для тел более сложной формы в том случае, когда они описываются поверхностями эллиптической системы координат. Н.Н. Корытникова [1937] получила решение задачи о распределении температуры вокруг погребенного тела, иной относительно окружающей среды, теплопроводности при следующих предположениях: 1) стационарное распределение температуры; 2) в теплофизически однородном неограниченном пространстве помещено только одно тело иной теплопроводности, а если бы этого тела не было, то изотермические поверхности были бы горизонтальными плоскостями:

$$T = T_o - gz,$$

где T – температура, z – глубина (положительная ось z направлена вверх), T_o – температура на глубине $z = 0$, g – градиент, предполагаемый постоянным; 3) при $|x| \to \infty$ изотермы принимают вид плоскостей.

Полученные решения дают возможность рассчитать температуру любой точки полупространства ниже земной поверхности внутри и вне погребенного тела. Для вытянутого эллипсоида вращения соответственно:

$$T = T_o - 4gz/[4 + Z_o \cdot (\mu - 1)];$$

$$T = T_o - gz \cdot \{1 - [2(\mu - 1)a^2c]/[4 + Z_o \cdot (\mu - 1)\} \cdot \{[p^{-3} \cdot \ln[(c^2 + \eta)^{1/2} + p]/ [(c^2 + \eta)^{1/2} - p] - 2/p^2 \cdot (c^2 + \eta)^{-1/2}\},$$

где $Z_o = 2a^2c \cdot [-2/p^2c + p^{-3} \cdot \ln(c + p)/(c - p)]$, c – вертикальная, a – горизонтальная полуоси эллипсоида, $c^2 + \eta = 1/2 \cdot \{r^2 + z^2 + p^2 + [(r^2 + z^2 - a^2 - c^2)^2 + 4(c^2r^2 + a^2z^2 - a^2c^2)]^{1/2}$; $\mu = k_1/k_2$ – отношение коэффициента теплопроводности тела к коэффициенту теплопроводности окружающей среды.

Для сплюснутого полуэллиптического цилиндра, выходящего на плоскую дневную поверхность, также получено аналитическое решение [Lachenbruch, Marshall, 1966], имеющее большое значение при расчетах структурной поправки в морских измерениях теплового потока: подобным телом можно аппроксимировать линзы осадков, залегающих на акустическом фундаменте. Решение имеет вид

$$g_и/g_{гл} = 1 + (1 + \mu)/(d + \mu) \cdot \{d/(1 - d) \cdot [1 - l^2(d^2 - 1)/x^2]^{-1/2} - 1\}, |x| \geq l;$$

$$g_и/g_{гл} = \mu \cdot (d + 1)/(d + \mu), |x| < l,$$

где $g_и$ и $g_{гл}$ – измеренный и неискаженный, глубинный тепловые потоки, h и l – вертикальная и горизонтальная полуоси, $d = h/l$, $\mu = k_1/k_2$, k_1 и k_2 – коэффициенты теплопроводности соответственно внутри и вне эллипсоида.

Более универсальными являются численные методы решения задач теплопроводности. С помощью этих методов удается учесть одновременно рельеф и контрастную теплопроводность в сколь угодно сложном теплофизическом разрезе с различными граничными условиями и с наличием внутренних источников тепла. В геотермии (впрочем, так же как и в других геофизических методах) с появлением современных вычислительных средств почти полностью отказались от поисков аналитических решений уравнения теплопроводности. Осталась окончательно нерешенной задача разработки оптимального алгоритма решения для унификации всех геотермических расчетов. Таким образом, в настоящее время нет проблем для физического расчета тех или иных поправок в конкретных случаях. Речь может идти о задании точной независимой геологической информации для учета искажений фонового теплового поля.

В результате моделирования рассчитываются профили температуры и теплового потока на глубинных срезах и путем осреднения по профилю вычисляется фоновый тепловой поток. Докажем правомочность метода осреднения по профилю.

Рассмотрим тепловую неоднородность, находящуюся в среде с постоянной теплопроводностью. Пусть тепловой поток, входящий в эту область, равен g_o. Этот поток еще не претерпел искажений, поэтому может быть определен как фоновый, или глубинный. Если внутри искажающего тела объемом V нет источников тепла, то по теореме Гаусса

$$\int_V \mathbf{div} q \cdot dV = \int_{S_1} q_n \cdot dS + \int_{S_2} q_n \cdot dS = 0,$$

где g_n – нормально направленный тепловой поток к поверхности, положительное направление принято наружу области G; S_2 и S_1 – соответственно площади нижней и верхней поверхности области G. Изменив направление нормальной составляющей теплового потока с поверхности S_2 на обратное и приняв во внимание, что g_n на $S_2 = g_o$, получим

$$\int_{S_1} q_n \cdot dS = \int_{S_2} q_o \cdot dS = q_o S_2, \text{ отсюда } q_o = 1/S_2 \int_{S_1} q_n \cdot dS,$$

т.е., по определению, q_o является осредненной по площади величиной. Аналогично, для плоской задачи

$$q_o = 1/L \int_{L_1} q_n \cdot dL,$$

где L – длина профиля осреднения.

Для конечного разбиения имеем:

$$q_o = \sum_{i=1}^{n} q_n S_i / \sum_{i=1}^{n} S_i \text{ и } q_o = \sum_{i=1}^{n} q_n L_i / \sum_{i=1}^{n} L_i.$$

Итак, применяя описанную методику, мы получаем величину глубинного теплового потока на конкретных геологических объектах.

Тот же результат теоретически получается при статистической обработке представительных совокупностей геотермических данных. В этом случае среднее значение по региону адекватно фоновому тепловому потоку, а поверхностные искажения (аномалии) – дисперсии случайной величины. Но этот подход возможен лишь при региональных сопоставлениях. При интерпретации же конкретных геотермических измерений необходимо выяснить природу аномалий на основании детального изучения геологического строения участка. Правильная количественная оценка аномалий дает возможность оценить фон, т.е. выяснить величину глубинного теплового потока даже по единичным измерениям. Этот подход нам представляется однозначным в геотермически мало изученных регионах.

Колебания поверхностных температур приводят к изменениям температуры и геотермического градиента в приповерхностной зоне. Глубина проникновения поверхностных влияний зависит от продолжительности периода колебаний, их амплитуды и условий теплопередачи. При кондуктивном теплообмене годовые колебания затухают на глубине порядка 30–40 м. В том же случае, если приповерхностные слои обладают повышенной проницаемостью, обусловливающей конвекцию, глубина проникновения годовой волны может составлять сотни метров. Таким образом, перепад годовых температур при существующей погрешности измерений не ощущается на глубинах более 200–300 м, т.е. в глубоких скважинах. Тем не менее климатические колебания большего периода могут проникать и глубже. Мы ниже более подробно рассмотрим влияние климатических колебаний на измерения теплового потока.

Влияние процессов седиментации и эрозии на тепловое поле носит нестационарный характер. Физическая сущность процесса седиментации сводится к необходимости привлечения дополнительного тепла для нагревания осадков, а процесса эрозии – к удалению избыточного тепла во внешнее пространство. В первом случае тепловой поток с глубиной увеличивается, а во втором – уменьшается.

Величина искажения теплового потока при седиментации и эрозии зависит от скорости процессов, их продолжительности, тепловых свойств среды и генерации тепла. Расчеты по одномерной модели показывают, что искажения в 20% от величины глубинного теплового потока достигаются при скоростях и продолжительностях соответственно: 0,05 мм/год и 10^8 лет; 0,1 мм/год и $5 \cdot 10^7$ лет; 0,2 мм/год и $2{,}5 \cdot 10^7$ лет; 0,5 мм/год и 10^7 лет; 1 мм/год и $5 \cdot 10^6$ лет; 5 мм/год и 10^6 лет; 10 мм/год и 10^5 лет [Аширов, 1984].

Скорость седиментации и эрозии на континентах и в океанах изучена достаточно хорошо. Она варьирует от 0,001 до 0,1 мм/год в стабильных структурах континентов и океанов и от 1 до 5 мм/год в активных структурах континентов и переходных зон (глубоководные желоба).

В глобальном плане влияние процессов седиментации и эрозии несущественно, так как площадь районов с интенсивным проявлением этих процессов пренебрежимо мала по сравнению с площадью континентов или океанов, но при рассмотрении теплового режима конкретных участков предгорных прогибов, желобов, окраинных или внутренних морей, а также горных сооружений неучет данных факторов может привести к неправильной оценке глубинного теплового

потока. Например, измерения теплового потока в Западно-Туркменской впадине, где мощность осадочного чехла достигает 26 км, а скорость седиментации за четвертичное время – 2 мм/год, дали значения 25–35 мВт/м^2, а после введения поправки на седиментацию рассчитанные глубинные величины теплового потока оказались 32–48 мВт/м^2 [Галушкин, Смирнов, 1987].

Теоретически количественный эффект влияния эрозии должен быть таким же по абсолютной величине, как для седиментации, однако реально этот эффект сказывается в меньшей степени, так как эрозия происходит неравномерно даже в пределах одной складчатой системы, и при этом неравномерно удаляются из разреза поверхностные породы, имеющие наибольшие концентрации долгоживущих радиоактивных изотопов, что заметно влияет на радиогенную теплогенерацию [Royden, Hodges, 1984].

На этих примерах мы хотели бы продемонстрировать необходимость учета искажающих факторов в случае одиночных или групповых скважинных геотермических измерений. В случае же полигонных работ, когда измерения проводятся по равномерной сетке профилей, в некоторых случаях возможно применение традиционных для геофизики методов обработки данных – их трансформации путем осреднения, пересчета в верхнее полупространство и т.п.

На третьем уровне архитектуры возникает собственно проблема интерпретации геотермических данных с целью получения информации о структуре литосферы и геодинамических процессах. В ряде случаев интерпретация может быть проведена на основе стационарных или квазистационарных моделей (области древних щитов и платформ, талассократоны). В этом случае при некоторых упрощениях (в частности, при игнорировании конвективного теплопереноса) задача сводится к постановке известной обратной задачи для уравнения Пуассона. В отличие от классических задач теории интерпретации потенциальных полей, в постановке задачи для термического поля нам в большинстве случаев неизвестно ни распределение источников тепла, ни условие на нижней границе области, если она не достигнута бурением и соответствующими геотермическими измерениями. Поэтому традиционно пользуются или теоретическими представлениями о нахождении глубинных изотерм (например, допущение об ассоциации подошвы литосферы с изотермой солидуса базальта [Morgan, Sass, 1984]), или корреляционными представлениями (например, нахождение параметра экспоненты радиогенной модели из корреляции поверхностного теплового потока и поверхностной теплогенерации [Birch et al., 1968, и др.]).

Наиболее важное теоретическое и практическое значение имеет задача реконструкции палеотермических режимов активных в тектоническом отношении областей (рифтовых зон, областей внутриплитного магматизма, осадочных бассейнов, зон субдукции и коллизии и т.д.). В решении этой задачи на первый план выходят физические аспекты постановки задачи и использование тех или иных дополнительных данных, накладывающих ограничения на возможную эволюцию теплового режима литосферы (тектонические, геохимические, петрологические и др. данные). Математические постановки эволюционных задач и соответствующее численное моделирование позволяют сформулировать определенные выводы

относительно характера эволюции литосферы и связи теплового режима, магматизма и метаморфизма. Однако в силу ограниченности имеющегося комплекса информации эти выводы носят характер оценки вероятности данного физико-геологического сценария.

В качестве примера можно привести моделирование термического режима литосферы на этапе развития континентального рифтогенеза и на этапе структурной перестройки океанической коры в континентальную.

Обратная задача геотермии для континентального рифтогенеза решается на основе анализа взаимодействия поднимающегося мантийного плюма с веществом литосферы в рамках полной гидродинамической задачи или, в определенных условиях, в более простой модели термического утонения литосферы [Глико, Ровенских, 1985]. Критерием выбора оптимальных моделей служат данные по эволюции составов вулканических пород, изверженных в пределах рифтовой зоны, позволяющие получить оценки изменения во времени мощности литосферы. Решение краевых задач с использованием этой информации дает возможность провести реконструкцию палеотермического режима литосферы, т.е. определить возможную эволюцию глубинного теплового потока.

На этапе структурной перестройки палеоокеанической литосферы в переходную, а затем в континентальную происходит образование конвергентных зон, сопровождающееся формированием субдукционных, обдукционных и коллизионных структур, а также зон задугового спрединга. В конвергентных зонах термическое поле подвергается влиянию экранирующего эффекта аллохтонных пластин, который по своей природе является нестационарным, но продолжается от десятков до сотен млн лет, в зависимости от суммарной мощности шарьяжей – в этом случае наблюдаемый тепловой поток ниже глубинного, существовавшего в палеоокеанической литосфере; в зонах задугового спрединга глубинное тепловое поле искажается влиянием дополнительного тепла, вносимого конвективно в литосферу за счет внедрения разогретого мантийного вещества – в этом случае наблюдаемый тепловой поток также имеет нестационарную природу, но он выше глубинного, «доперестроечного» [Хуторской, 1996].

Приведенные примеры показывают, что тепловой поток, в отличие от других геофизических параметров (Δg, ΔT и др.), отражает не современные, а палеотермические источники. Это обусловливается низкой температуропроводностью литосферы и продолжительным процессом прохождения кондуктивного тепла через нее. Практически во всех типах геологических структур, кроме докембрийских платформ, мы имеем дело с нестационарным тепловым потоком. Время формирования термических источников можно определить, если на основании независимых данных задать их глубину, и наоборот, задав время «включения» источников по независимым геолого-геофизических данным, можно определить их глубину. На этом принципе основаны методы определения глубины «термической астеносферы», которая ассоциируется с изотермой солидуса мантийного вещества.

Взаимодействие литосферы и подстилающей ее астеносферы определяет все основные геодинамические проявления в сложной эволюционной истории Земли.

И в этом смысле роль геотермии для понимания закономерностей тектонического развития трудно переоценить.

Региональный тепловой поток – краткий обзор

Полученные к настоящему времени тысячи измерений теплового потока позволяют охарактеризовать геотермический режим практически любых структурно-формационных и возрастных зон земной коры. При анализе поля необходимо, как это не раз отмечалось, пользоваться вероятностно-статистическими методами, так как каждое измерение – это случайная величина.

Области докембрийской складчатости

Эти регионы довольно хорошо изучены в геотермическом отношении, однако весьма неравномерно. Много измерений в глубоких скважинах имеется на Канадском щите, на Восточно-Европейской, Индийской и Австралийской платформах. Недостаточно полно, хотя с нарастающей интенсивностью изучения, охарактеризован тепловой поток Бразильского щита, Африканской и Сибирской платформ. К областям докембрийской складчатости следует отнести также выступы архейских и протерозойских пород среди более молодых образований, на которых также имеются геотермические измерения.

В среднем тепловой поток древних платформ довольно однороден. Его значения изменяются от 35 до 55 мВт/м^2. Наибольшие вариации потока приурочены к зонам дислокаций фундамента, а также к экзогональным впадинам платформ с широким развитием солянокупольной тектоники.

Фундаменты древних платформ сложены архейскими и протерозойскими породами с возрастом 1,5–3,5 млрд лет, поэтому в отсутствие процессов тектонической активизации их тепловой поток формируется только за счет радиогенного тепла.

Мы подробнее рассмотрим тепловой поток платформ, расположенных на территории бывшего СССР, хотя другие перечисленные платформы характеризуются такими же особенностями геотермического режима, как на Восточно-Европейской или Сибирской платформах.

На *Восточно-Европейской платформе* измерения сконцентрированы на Балтийском, Украинском щитах, в Московской синеклизе, на Воронежском выступе, в Предуральском прогибе, в выступах фундамента среди палеозойских складчатых пород Урала (например, на Тараташском массиве), в экзогональных впадинах (Причерноморская, Придобруджинская, Прикаспийская, Северо-Германская, Тимано-Печорская). Большинство геотермических измерений выполнено в процессе производственного каротажа, т.е. в невыстоявшихся скважинах. Редкие

измерения сделаны после прекращения бурения в условиях равновесных температур.

Измерения на Балтийском щите приурочены к Кольскому полуострову (Печенгская мульда и Ловозерский массив) и к южной части российской и финской Карелии. Среднее измеренное значение для Печенгской мульды составляет 34 мВт/м^2, а с учетом поправки на оледенение – 38 мВт/м^2. В районе бурения Кольской сверхглубокой скважины по десяти скважинам получен тепловой поток 36 мВт/м^2, а в самой скважине отмечается увеличение теплового потока с глубиной от 36–40 мВт/м^2 в интервале 0–7 км до 48–52 мВт/м^2 в интервале 7–12 км. Причины такого поведения теплового потока однозначно не установлены, хотя можно говорить о влиянии нисходящего потока подземных вод в верхней части разреза, который снижает геотермический градиент. В районе Мончегорского плутона, представляющего собой внедрение ультраосновных пород в гнейсы кольской серии, тепловой поток с учетом палеоклиматической поправки составил 40± 3 мВт/м^2. В Риколатвинском районе он равен 31±3 мВт/м^2 также с учетом поправки на оледенение. Ловозерский и Хибинский щелочные массивы имеют палеозойский возраст последнего тектоно-магматического цикла, что отразилось в измеренных значениях теплового потока – 52–54 мВт/м^2.

В Московской синеклизе большинство измерений приурочено к Средне-Русскому авлакогену, представляющему собой узкий грабенообразный прогиб, заполненный терригенными породами рифея и нижнего венда. Значения теплового потока колеблются от 42 до 59 мВт/м^2 (среднее – 49 мВт/м^2). Сопоставление теплового потока со структурой фундамента и осадочной толщи Московской синеклизы свидетельствует о том, что они практически не связаны между собой. Средне-Русский авлакоген не выражен в тепловом поле, то же можно сказать и о немногочисленных разломных зонах в фундаменте.

На Воронежском выступе тепловой поток имеет определенные особенности. Так, в северной и центральной частях он изменяется от 33 до 47 мВт/м^2, но на Яковлевском месторождении получены значения 56–59 мВт/м^2. Авторы этих данных [Геотермические..., 1964] предполагают, что вариации связаны со структурным фактором, однако количественных оценок не приводят. Среднее значение теплового потока на Воронежском выступе составляет 44±4 мВт/м^2. На южном склоне выступа, в сторону Днепровско-Донецкой впадины, тепловой поток повышается до 46–62 мВт/м^2. Повышение теплового потока здесь связывается с наличием разломов в фундаменте и контактом с палеозойской структурой Большого Донбасса. В самой Днепровско-Донецкой впадине и в Донбассе зафиксированы умеренные значения тепловых потоков 40–50 мВт/м^2. Строение фундамента и осадочной толщи здесь мало влияет на распределение теплового потока. Не проявляется в тепловом поле погружение фундамента в юго-восточном направлении и перемещения отдельных блоков по разломам. На отдельных локальных структурах, приуроченных к соляным куполам или нефтегазоносным структурам, наблюдается повышение теплового потока до 55–65 мВт/м^2. Особенно заметное повышение потока отмечается в зонах пересечения глубинных разломов.

Тепловой поток на Украинском щите изменяется от 22 до 56 мВт/м^2 при среднем 36±9 мВт/м^2. Наблюдаемые вариации потока носят не случайный характер, а подчинены определенным закономерностям. В одних тектонических зонах преобладают низкие потоки, не превышающие 35 мВт/м^2, в других – повышенные, составляющие 38–45 мВт/м^2 [Кутас, 1978]. Распределение тепловых потоков зависит от истории развития отдельных блоков, в частности от степени метаморфической переработки и состава слагающих эти блоки пород. Низкие тепловые потоки соответствуют в основном блокам, сложенным наиболее древними и высокометаморфизованными образованиями, повышенные – зонам гранитизации.

В краевых (или экзогональных) прогибах Русской платформы тепловой поток изменяется от 40 до 60 мВт/м^2. Более высокие значения приурочены к тем районам и впадинам, которые подвергались тектонической активизации (например, Львовская, Придобруджинская), локальные аномалии объясняются или гидрогеологическим влиянием, или перераспределением тепла в высокотеплопроводных соляных куполах.

Соленосные толщи имеют глобальное распространение и составляют значительный объем осадочных отложений многих седиментационных бассейнов мира. Это уникальные по генезису и условиям залегания толщи, интенсивное формирование которых происходило на протяжении всего фанерозоя: от кембрия до современного этапа развития. Около половины нефтегазоносных провинций и областей приурочены к солеродным бассейнам. В их пределах широко распространены также термальные и промышленные воды и рассолы, сосредоточены колоссальные объемы галита и сильвинита, отмечаются месторождения серы, гипса и других полезных ископаемых. Совершенно понятно, почему, несмотря на длительную историю и достигнутые успехи в изучении солеродных бассейнов, интерес к их теоретическому изучению и практическому освоению все возрастает. Важное место в этих исследованиях принадлежит геотермии.

В *экзогональных впадинах Восточно-Европейской платформы* расположены Прикаспийский, Припятский и Северо-Германский солеродные бассейны. Они наиболее полно изучены методами бурения и геофизическими методами, в том числе геотермическими.

В осадочном чехле этих бассейнов вскрыты эвапориты девонского (Припятская впадина) и пермского (Прикаспийская, Северо-Германская впадины) возраста, имеющие форму куполов и штоков вследствие тектонической и гравитационной неустойчивости. Они представлены в основном каменной солью с редкими включениями сульфатов и прослоями разной мощности сульфатно-терригенных пород – аргиллитов, песчаников и ангидритов. Углы падения на бортах этих куполов изменяются от нескольких градусов до 75°, что связано с пластическим перемещением соли из межкупольных зон в ядра соляных массивов.

Купола, как правило, прорывают вышележащие отложения. В одних случаях из-за прекращения роста куполов вышележащие мезозойские породы остаются в горизонтальном залегании, в других – рост продолжается и образуется флексурообразный наклон надсолевых слоев, форма которого зависит от времени и скорости подъема соли. В плане купола имеют округлую, эллиптическую, удлиненную

или звездообразную форму. Округлая форма характерна для центральных частей впадин, а удлиненная – для ее бортовых зон [Журавлев, 1972].

Теплопроводность каменной соли очень высока. Она составляет 5,0–5,5 Вт/(м·К), значительно превышая теплопроводность вмещающих терригенных пород, которая составляет 1,6–2,2 Вт/(м·К). Такой резкий контраст теплопроводности при крутых углах наклона границ раздела сред обусловливает сильное перераспределение глубинного теплового потока. Как и другие потенциальные поля, он распространяется по пути наименьшего сопротивления, т.е. концентрируется в теле соляных куполов и соответственно разрежается в межкупольных зонах.

Таким образом, рефракция теплового потока – это главная причина неоднородности теплового поля в солянокупольных впадинах. Анализируя эмпирические данные, можно видеть, что положительные аномалии теплового потока над соляными куполами создаются в основном за счет структурно-теплофизических неоднородностей и присутствия «тепловодов» – толщ каменной соли. Следует, однако, оценить и другие возможные причины появления аномалий: генерацию тепла за счет радиоактивного распада и экзотермических реакций, выделение тепла при трении и за счет тепломассопереноса при галокинезе.

Если бы генерация радиогенного тепла была господствующим фактором, то в межкупольных зонах, где в терригенных породах выше содержание долгоживущих изотопов по сравнению с каменной солью, тепловой поток тоже был бы выше, что не подтверждается фактическими данными. Трудно представить и экзотермические реакции в данном разрезе, скорее наоборот, должны превалировать эндотермические процессы, в частности растворение галита [Хуторской и др., 2004]. Роль фрикционного тепла и тепломассопереноса оценивалась путем решения задачи об остывании горизонтального кругового цилиндра, имеющего размер поперечного сечения и теплофизические свойства такие же, как у соляного купола. Расчеты показали, что уже через 3 млн лет весь избыточный тепловой поток, генерированный фрикционным разогревом при подъеме солей, выделится, и соль будет иметь сегодняшнюю температуру. При другой постановке задачи можно установить, что величина дополнительного теплового потока составит 0,04 мВт/м^2 [Хуторской, 1982], т.е. на три порядка ниже фоновых его величин для рассмотренных бассейнов.

Прикаспийский бассейн традиционно выделяется в границах солянокупольной области. Его северо-западным ограничением служит предкунгурский тектоно-седиментационный уступ с амплитудой до 1500 м, который непрерывно протягивается в субмеридиональном направлении от г. Котельниково на юге через Волгоград до Саратова на севере, а далее резко поворачивает на восток, проходя по широте Уральска до Оренбурга. С востока впадина ограничена складчатыми структурами Урала, с юго-востока – Южно-Эмбинским палеозойским приразломным поднятием и с юго-запада – Донбасс-Туаркырской системой инверсионных поднятий [Волож, 1991]. В очерченных границах Прикаспийская впадина оформилась как замкнутый бассейн только к концу ранней перми, когда были образованы орогенный пояс Урала на ее восточных границах и инверсионное поднятие на месте Донбасс-Туаркырской рифтовой системы. До этого момента различные ее части

входили в состав разных седиментационных бассейнов. Западная половина впадины была составной частью осадочного бассейна, непрерывно развивавшегося с позднего рифея, а юго-восточная часть являлась вплоть до начала девона частью крупной орогенической области. В девоне и раннем карбоне всю территорию впадины занимала обширная область седиментации, которая в палеогеографическом отношении представляла собой шельфовую окраину глубоководного бассейна окраинноморского типа. Последний располагался перед фронтом зоны субдукции, разделявшей Восточно-Европейский континент и Уральский океан.

Информация о температурах в скважинах Прикаспийской впадины начала накапливаться еще в довоенные годы при разведке Южно-Эмбинской нефтеносной провинции. Здесь на месторождениях Доссор, Таскудук, Макат, Сагиз и некоторых других были пробурены скважины, в которых в 1938–1940 гг. были получены оценки температур на глубинах до 2 км. Первые же обобщения термометрических данных позволили сделать вывод о неоднородности геотермических градиентов и о приуроченности повышенных их значений к антиклинальным, а пониженных – к синклинальным структурам [Ковнер, 1941]. Несколько позже С.С. Ковнер, на примере Южно-Эмбинских структур [Ковнер, 1947] дал теоретическое обоснование применению терморазведки для поисков погребенных куполов.

Несмотря на массовую термометрию скважин Прикаспийской впадины, обобщений таких данных относительно мало. Можно указать на работы И.Б. Дальяна, Ж.С. Сыдыкова и др. по восточной части впадины [Дальян, Посадская, 1972; Дальян, Сыдыков, 1972], В.С. Жеваго – по центральной и восточной частям впадины [Жеваго, 1972], А.В. Дружинина – по западной части [Дружинин, 1961].

Основной объем фактических данных по геотермии региона был собран в период составления Геотермической карты СССР [Геотермическая..., 1972] и находился в архивах Лаборатории геотермии Геологического института АН СССР в виде копий термограмм. Этот материал, а также данные, опубликованные позднее, явились основой для наших исследований.

На первом этапе была сделана географическая привязка скважин, оценено время выстойки скважин после окончания бурения, проведена оцифровка термограмм и составлена база данных с графическим приложением. В результате этой работы была получена информация о температурах в 115 скважинах региона, в том числе в 16 глубоких (4 и более км) (рис. 4.2).

Структурно-теплофизические неоднородности создают в пределах Прикаспийской впадины латеральные и вертикальные вариации геотермического градиента и плотности теплового потока, поэтому оценка их фоновых значений путем простого осреднения данных затруднительна и должна идти по пути детального рассмотрения особенностей температурного поля буквально в каждой скважине.

Количественная оценка структурного эффекта в тепловом потоке может быть получена только с использованием цифровой вычислительной техники, так как реальные геологические объекты, в том числе и соляные купола, нельзя аппроксимировать телами простой геометрической формы и получать аналитическое решение уравнения теплопроводности по известным формулам [Корытникова, 1937, 1943; Глюзман, 1966]. В этом случае применима хорошо разработанная

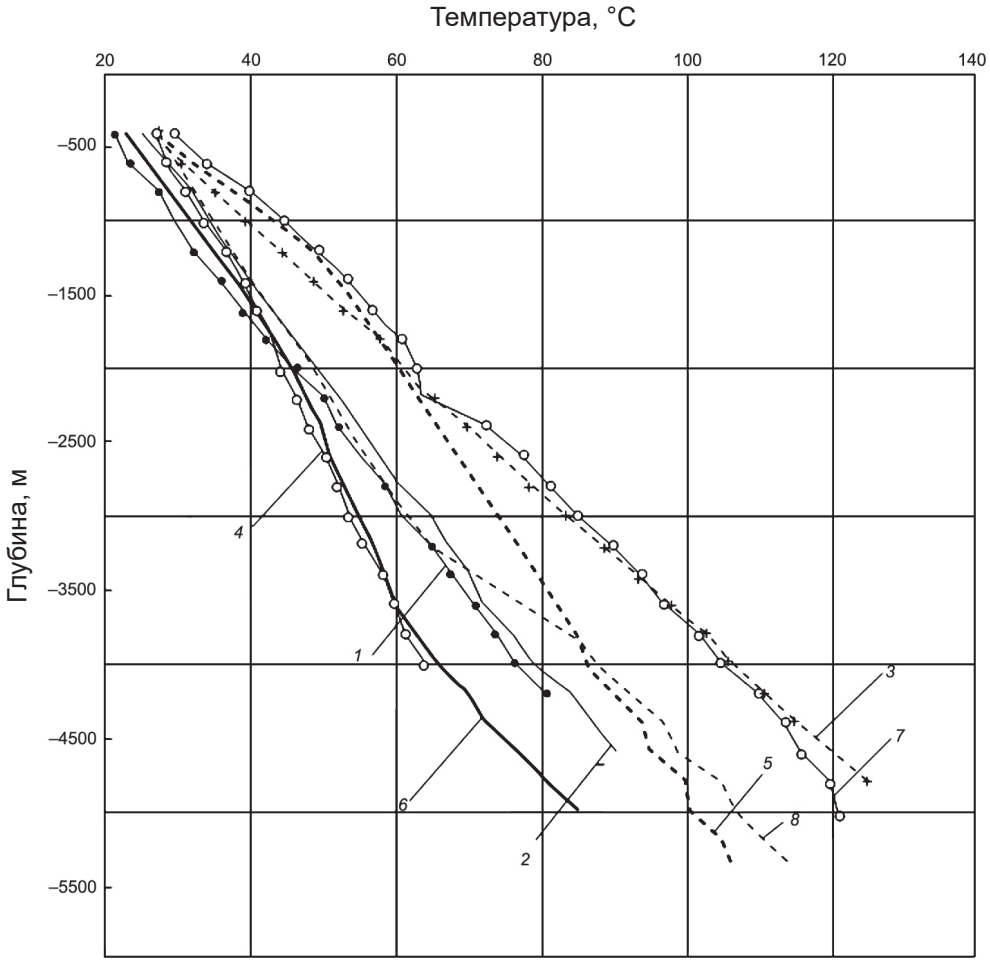


Рис. 4.2. Термограммы некоторых глубоких скважин в Прикаспийской впадине.
Скважины: 1 – Блаксай-89п; 2 – Каратюбе-34; 3 – Каратюбе-35; 4 – Кумсай-2; 5 – Биекджал-СГ2; 6 – Курсай-4; 7 – Аралсорская-СГ1; 8 – Ташлинская-25п

теория численного или аналогового метода решения [Любимова, Любошиц, 1975; Любимова и др., 1976; Фильчаков, Панчишин, 1961].

Определение величины глубинного теплового потока для куполообразных структур удобно проводить с помощью номограмм. Аргументом в выполненных расчетах является угол наклона борта купола, который варьировал в пределах 45–135°. Такой диапазон форм куполов охватывает практически все известные соляные структуры.

Вертикальная мощность принята одинаковой, а контраст коэффициентов теплопроводности μ равен 3:1 и 2:1.

Сравнение графика параметра $\theta = (T_{ц} - T_{min})/(T_{max} - T_{min})$ для центра кровли купола (рис. 4.3) и графика зависимости относительно теплового потока для той

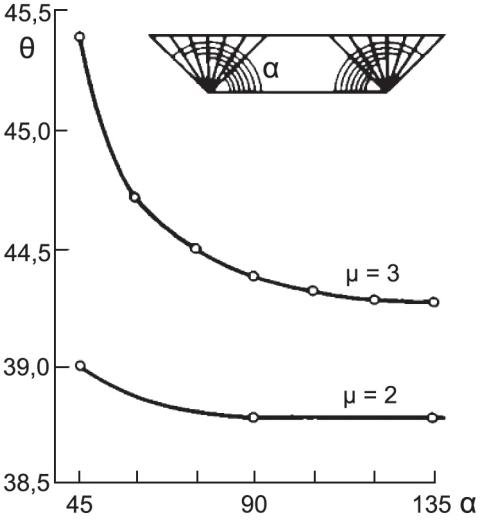


Рис. 4.3. Исследованные формы куполов (а) и зависимость параметра $\theta = (T_ц - T_{min})/(T_{max} - T_{min})$ (%) от угла наклона борта купола α (б); $T_ц$ – температура над центром купола; T_{min} – температура, соответствующая границе 0%; T_{max} – температура, соответствующая границе 100%; μ – отношение теплопроводности купола к теплопроводности окружающих пород

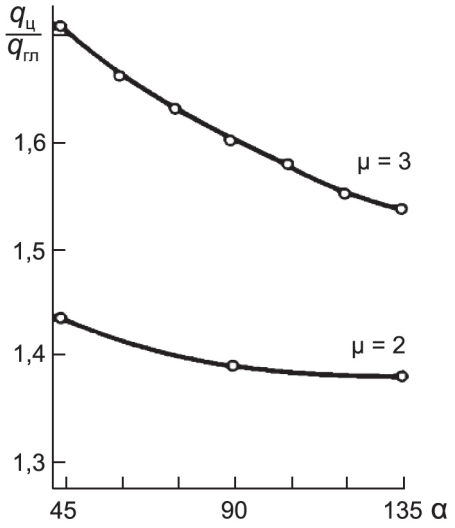


Рис. 4.4. Зависимость величины искажения глубинного теплового потока над центром купола от угла наклона α

же точки от угла наклона (рис. 4.4) показывает, что искажения заметны как в геотемпературном поле, так и в поле теплового потока.

На боковой стенке купола, как уже отмечалось, наблюдается максимальное увеличение теплового потока за счет «краевого эффекта» – концентрации силовых линий вблизи контрастной границы (рис. 4.5). Перераспределение теплового потока обусловливает минимум в менее проводящих породах вблизи стенки купола. График амплитуды пертурбации потока тепла представлен на рис. 4.6.

Таким образом, приведенные номограммы позволяют легко рассчитать величину глубинного теплового потока по измерениям в скважине, пробуренной в любой части соляного купола и за его пределами.

Заметим, что аномалии теплового потока не существовали бы в случае плоско-параллельного залегания солей. Но в условиях структурно-геологических неоднородностей, созданных галокинезом, тепловой поток испытывает заметную пертурбацию. Как эмпирически установлено, он в мульдах равен 45–52 мВт/м^2, а над соляными куполами увеличивается до 70–75 мВт/м^2.

Следует также учесть мозаичный характер тектонических неоднородностей во впадине, особенно в ее наиболее обширной центральной части, выделяемой как Центрально-Прикаспийская депрессия. Здесь купола имеют округлую форму, поэтому применение к ним методов двухмерной аппроксимации теплового поля вносит априорную погрешность. В первом приближении двухмерная аппроксимация распределения параметров теплового поля

возможна лишь в прибортовых частях впадины, где преобладающие соляные структуры – это соляные валы и гряды [Дальян, Посадская, 1972]. В связи с этим мы применили методы трехмерного моделирования и отображения геотермического поля для всей территории Прикаспийской впадины.

Основой для построения трехмерной картины распределения температур и других геотермических параметров явились данные о термометрии скважин, а также измерения теплопроводности основных литологических групп: терригенных пород, сульфатов, галита, вскрытых при бурении.

Для построения изотерм в трехмерной геометрии были использованы скважины с наиболее надежными (равновесными) данными о распределении глубинных температур и профили ГСЗ, вдоль которых методом двухмерного моделирования были рассчитаны глубинные температуры (рис. 4.7, А) [Хуторской и др., 2010].

Из анализа рис. 4.7, Б видно повышение температуры на глубинных срезах с северо-востока на юго-запад. Так, в восточной части впадины на границе с Мугоджарами, температуры на глубине 2 и 3 км составляют соответственно 40–45 и 60–65 °С, а в районе Южной Эмбы и Мангышлака на тех же глубинах – 55–60 и 70–75 °С. Это в первом приближении согласуется с выводом о снижении теплового потока в восточной части Прикаспийской впадины, причиной которого являются нестационарные процессы экранирования глубинного теплового потока, проявившиеся на Южном Урале и в Мугоджарах [Хуторской, 1996].

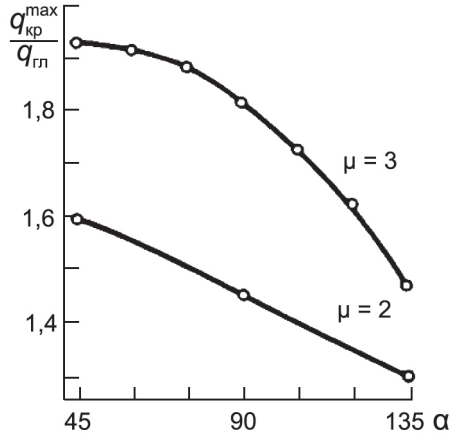


Рис. 4.5. Зависимость величины превышения теплового потока над краем купола по отношению к $q_{гл}$ от угла наклона α

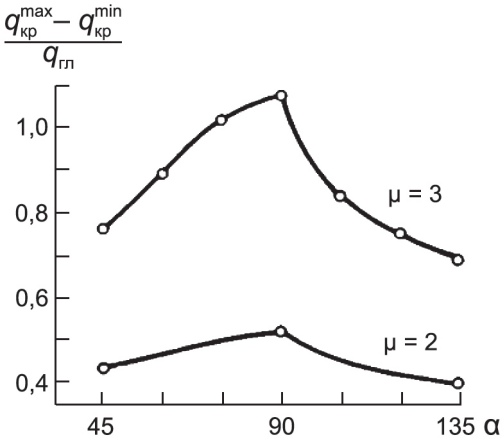


Рис. 4.6. Зависимость величины амплитуды «краевого эффекта» от угла α

Сходная картина наблюдается и в распределении геотермического градиента в интервале глубин 0–5 км. В том же юго-западном направлении его значения повышаются с 15 до 40–45 мК/м. Кажется, что уже на глубине 3–4 км величина градиента стабилизируется для всего региона на уровне 25–35 мК/м. Это явление можно интерпретировать по-разному. Во-первых, это можно объяснить стабильностью мощностей и теплопроводностей терригенных пород межкупольных впадин и под-

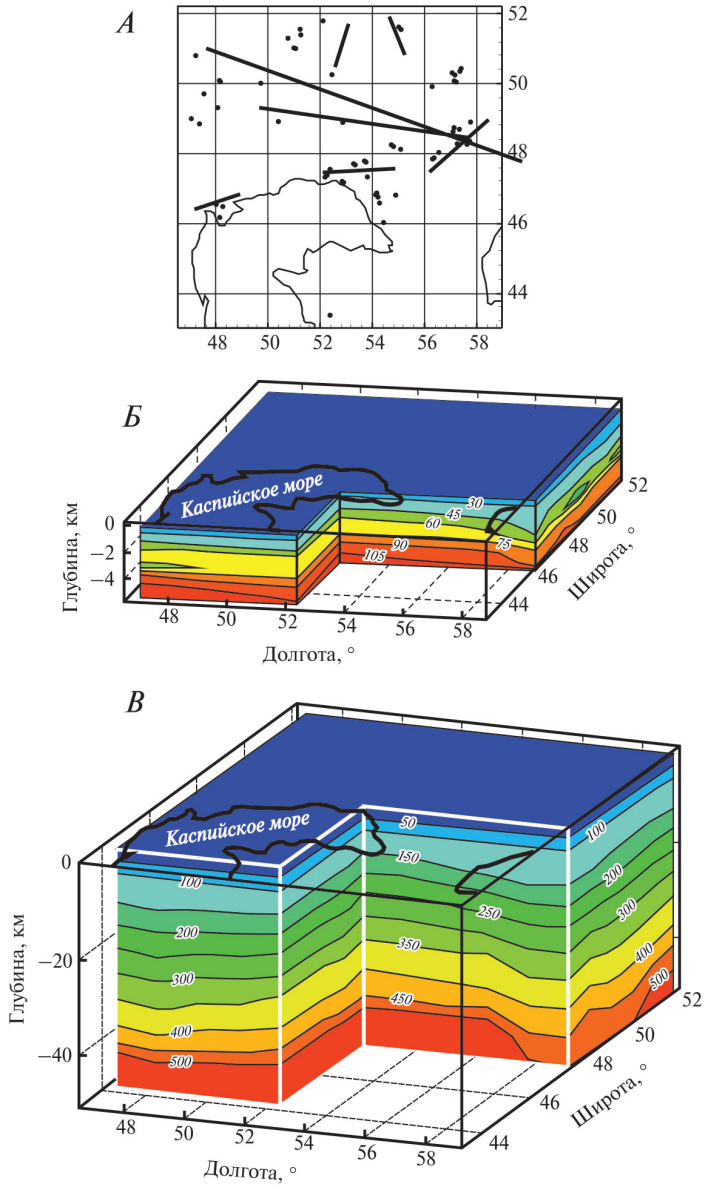


Рис. 4.7. Результаты моделирования температур в Прикаспийской впадине: А – расположение исследованных скважин и профили ГСЗ; Б – расчет температур в интервале глубин 0–5 км; В – то же, в интервале глубин 0–50 км

солевого комплекса. Во-вторых, можно принять точку зрения некоторых исследователей геотермии Урала [Kukkonen et al., 1997; Щапов и др., 1997], указывающих на повышение геотермических градиентов с глубиной на Южном и Среднем Урале по данным измерений в Уральской сверхглубокой скважине СГ-4, пробуренной на западном крыле Тагильского синклинория. Таким образом, величина геотермического

градиента в зоне сочленения Мугоджар и Прикаспийской впадины на глубинах более 3 км становится такой же, как и в центральной части впадины.

Другая трехмерная температурная модель была рассчитана для интервала глубин 0–50 км, включающего всю кору в Прикаспийской впадине (рис. 4.7, В). Для ее построения мы использовали данные о структуре и пластовых скоростях сейсмических волн вдоль профилей в пределах впадины [Сейсмические..., 1980; Неволин и др., 1993].

В соответствии с сейсмическим разрезом были приняты значения теплофизических свойств пород, которые использовались для расчета значений глубинных температур и теплового потока (табл. 4.1).

Таблица 4.1

Теплофизические параметры, принятые для моделирования геотермического поля

Структурно-формационный комплекс	Температуропроводность, $n \cdot 10^{-7}$, м^2/с	Теплопроводность, Вт/(м · К)	Теплогенерация, мкВт/м^3
Надсолевой комплекс терригенных пород	5,0	2,0	1,5
Каменная соль	12,0	5,3	0,4
Подсолевой комплекс терригенных пород	7,0	2,3	1,3
Метаморфический комплекс ($v_{гр}$ = 6,6 км/с)	8,0	2,5	1,5
Геофизический гранитно-метаморфический слой	6,0	2,5	1,8
Геофизический базальтовый слой	8,0	2,9	0,3
Эклогиты	10,0	3,2	0
Верхняя мантия	10,0	3,4	0

Как видно из таблицы, основными контрастными комплексами в разрезе являются соль и эклогиты. Появление последних в низах коры является отличительной особенностью Центрально-Прикаспийской депрессии [Волож, 1991]. Эклогиты ассоциируются с линзой высокоскоростных пород (7,9–8,1 км/с) мощностью до 10 км[1]. При моделировании на нижней границе разреза принимались граничные условия второго рода, т.е. задавался постоянный тепловой поток, значение которого было адекватно измеренному фоновому значению в глубоких скважинах этого региона за вычетом радиогенной теплогенерации в земной коре (см. табл. 4.1). Этот редуцированный тепловой поток составлял 23 мВт/м^2. На верхней границе

[1] Заметим, что ассоциация линзы высокоскоростных пород с эклогитами неоднозначна. Можно предложить и другое объяснение существования высокоскоростной линзы, например появление слэба океанической коры Уральского палеоокеана в низах коры впадины в результате субдукции.

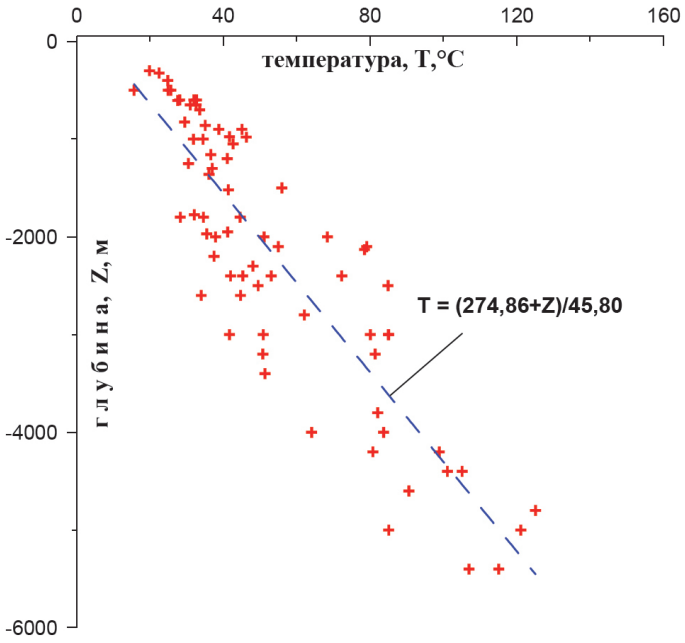


Рис. 4.8. Зависимость призабойной температуры от глубины забоя скважин в центральной и восточной частях Прикаспийской впадины

задавалась постоянная температура – температура «нейтрального слоя», которая была рассчитана из анализа зависимости забойных температур от глубины скважин. Линейный фитинг данных (рис. 4.8) позволил вывести формулу регрессии, связывающую температуру (T) и глубину забоя (Z): $T = (274{,}86 + Z)/45{,}80$ [Хуторской и др., 2004].

Если принять $Z = 0$, то $T = 6$ °С. Примерно такая температура была реально зафиксирована на «нейтральном слое» (на глубине 20–30 м) при термозондировании.

Температуры в земной коре до глубины 50 *км* проявляют ту же тенденцию, что и в интервале бурения скважин, т.е. они плавно увеличиваются в юго-западном направлении (см. рис. 4.7, В). В восточной части впадины на границе М температура составляет 400 °С, т.е. такая же, как и под складчатыми сооружениями Южного Урала и Мугоджар [Хуторской, 1996], а в Центрально-Прикаспийской депрессии, и особенно в районе Южной Эмбы, на М достигается температура 450–500 °С.

От меридиана Мугоджар в западном направлении изотермы, поднимаясь, образуют несколько куполов, вершины которых приурочены к районам Южной Эмбы, сора Мертвый Култук и Северного Мангышлака, а также Астраханского и Бузулукского сводовых поднятий (рис. 4.9).

Заметим, что отмечавшаяся нами ранее пространственная корреляция температурных куполов и зон промышленной нефтегазоносности в Печорском бассейне Баренцева моря и в Южно-Карской впадине [Хуторской и др., 2003] проявляется и

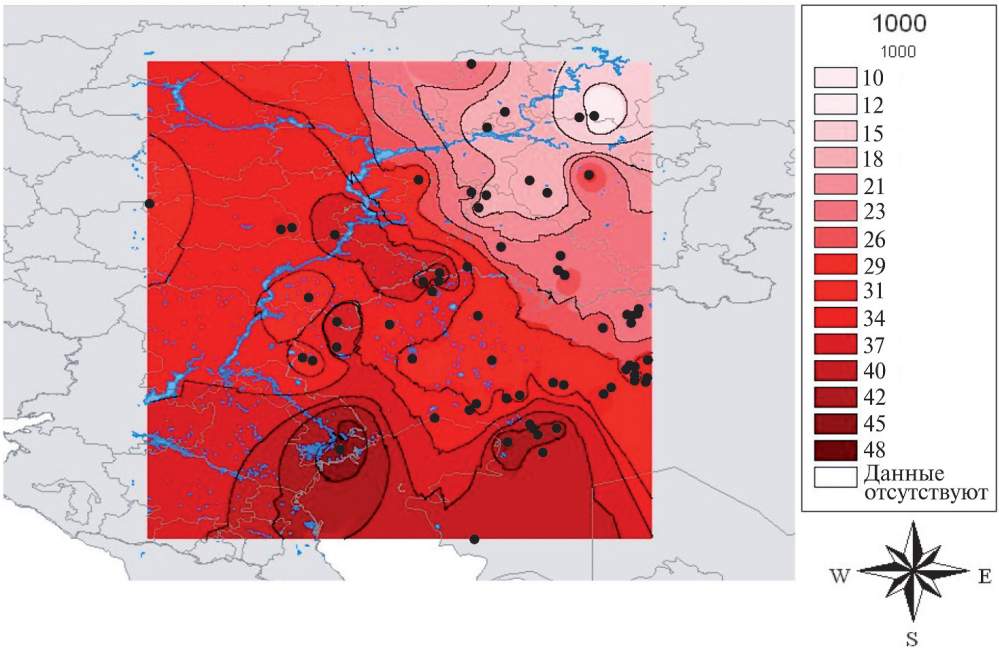


Рис. 4.9. Термотомографический срез – температура на глубине 1000 м в Прикаспийской впадине

в данном случае, так как названные районы России и Республики Казахстан – это районы интенсивной добычи углеводородного сырья.

Припятский субширотный бассейн расположен в одноименном прогибе между Белорусской и Воронежской антеклизами и разделяющей их Жлобинской седловиной на севере и Украинским щитом на юге. Протяженность его составляет 280 км и ширина до 150 км. Он входит в состав планетарного пояса разломов – Сарматско-Туранского линеамента, простирающегося в северо-западном направлении от отрогов Гиссарского хребта на востоке, проходя южнее Прикаспийской впадины, до Подлясско-Брестского прогиба на западе [Айзберг и др., 1971]. Этот линеамент как бы соединяет два крупнейших соленосных бассейна – Восточно- и Западно-Европейские.

Припятский прогиб ограничен с севера и юга мантийными разломами. Внутри него также прослеживается ряд субширотных разломов, некоторые из которых, особенно в северной части, имеют мантийную природу [Айзберг и др., 2007].

Прогиб сформировался в позднем палеозое. Он выполнен главным образом отложениями от среднедевонского до среднетриасового возраста. Максимальная мощность платформенного чехла составляет 5,5–6 км. В разрезе чехла выделяются две соленосные толщи верхнедевонского возраста – нижняя и верхняя, разделенные карбонатно-глинистой межсолевой толщей. Наибольшее развитие получила верхнесолевая толща. Ее максимальная мощность, достигающая 3 км, установлена вблизи северного борта прогиба [Айзберг и др., 2007]. В центральной

части мощность колеблется от 0,6 до 2,5 км, на юге она составляет 0,7–2 км. Мощность нижней соленосной толщи в несколько раз меньше, чем верхней. Верхняя солевая толща, в отличие от нижней, характеризуется ярко выраженной соляной тектоникой с хорошо развитыми соляными куполами, штоками и валами.

Накопление эвапоритовых толщ происходило в глубоководном трансгрессирующем море и сопровождалось активными блоковыми подвижками по субширотным разломам, а также проявлением вулканической деятельности в северо-восточной части прогиба и в прилегающих районах. Здесь сформировались осадочно-вулканогенные и щелочно-базальтовые формации, синхронные по времени образования с эвапоритовыми толщами [Геология Беларуси, 2001].

Таким образом, история развития, геологическое строение, характер разломной тектоники Припятского прогиба позволяют считать, что морской бассейн был средой для осадконакопления не только продуктов сноса материала с окружающей суши, но и в значительной мере глубинного вещества, поступающего в бассейн по проницаемым разломам, особенно в периоды накопления соленосных толщ. Некоторые разломы проявили свою активность не только в процессе развития Припятского прогиба, но и сохраняют ее до настоящего времени, что отражается в характере геотермического поля.

Геотермическая характеристика прогиба основывается на многочисленных измерениях температуры в скважинах (более 200 глубоких скважин). Основная часть скважин располагается в северной зоне прогиба. В меньшей степени изучен юг рассматриваемой структуры. В большинстве из них выполнен расчет теплового потока [Пархомов, 1985; Цыбуля, Левашкевич, 1990]. На рис. 4.10 приведены термограммы, измеренные в разных зонах: северной, центральной и южной. Можно видеть отличие конфигурации термограммы северной зоны (скв. Вишанская, Чкаловская, Озаричевская) от двух последних, что свидетельствует о различии в геотермической обстановке. Это находит отражение и в плотности теплового потока. Так, в южной прибортовой зоне он составляет в среднем 45–50 мВт/м^2, а в северной – 60–75 мВт/м^2.

Причины различия фоновых значений тепловых потоков в северной и южной частях прогиба обсуждаются в работе [Цыбуля, Левашкевич, 1990]. Авторы придают большое значение процессам рефракции теплового потока в условиях структурно-теплофизических неоднородностей и считают этот фактор решающим при объяснении латеральных вариаций в пределах одной и той же зоны. Например, на Речицком и Первомайском соляных куполах над апикальной и в прибортовой их частях тепловой поток достигает соответственно 124 и 106 мВт/м^2 при фоновом тепловом потоке для всей зоны 75 мВт/м^2. Однако, рассматривая вариации фонового теплового потока между зонами, отмечаются различный вклад радиогенной теплогенерации и разная степень проницаемости глубинных разломов для флюидов, создающий дополнительный адвективный приток тепла. Расчеты вклада радиогенного тепла показывают, что в северной части прогиба он составляет 29 мВт/м^2, а в южной – 13 мВт/м^2. Такие заметные различия радиогенной компоненты теплового потока объясняются, во-первых, величиной удельной теплогенерации (0,5–1,0 мкВт/м^3 в южной зоне, 1,5–2,0 мкВт/м^3 в северной зоне),

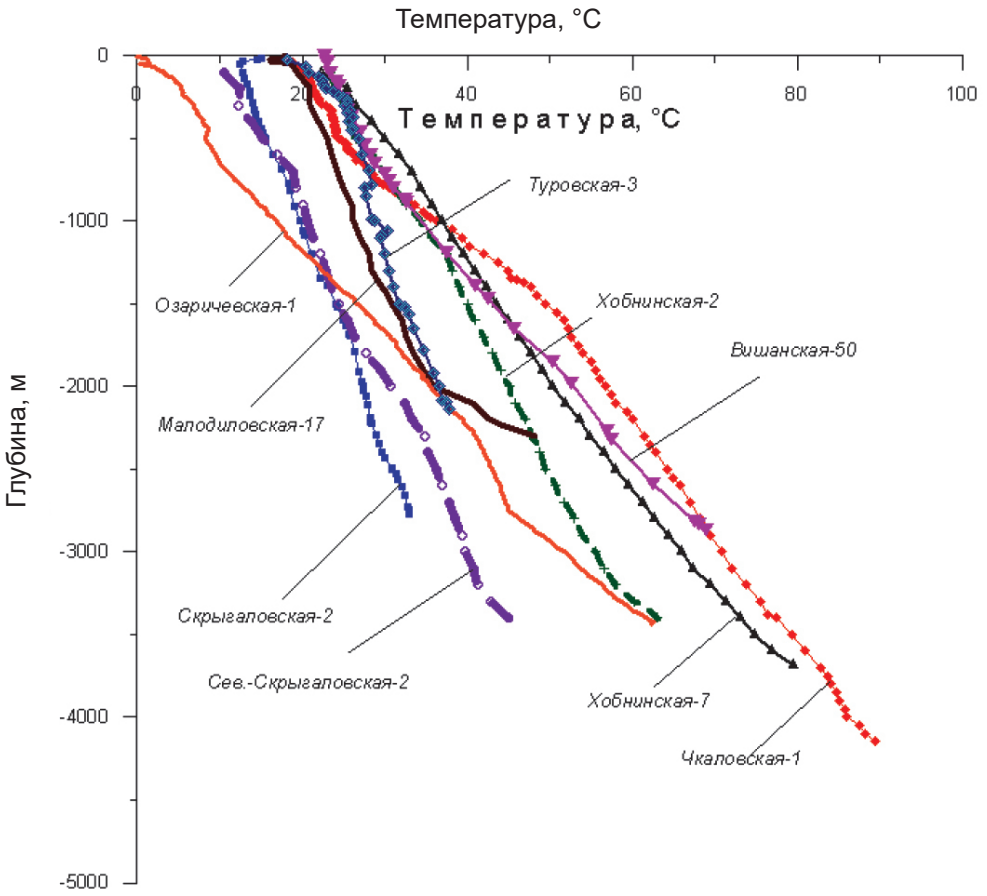


Рис. 4.10. Термограммы глубоких скважин Припятской впадины

во-вторых, утолщением гранитно-метаморфического слоя коры, дающего основной вклад в радиотеплогенерацию, именно в северной зоне прогиба. Остальная и большая часть фоновой величины теплового потока генерируется за счет его поступления из мантии и из нижней коры по проницаемым глубинным разломам, частота встречаемости которых в северной части прогиба заметно выше. Судя по геофизическим данным, эти глубинные разломы дренируют мантию.

В Припятском бассейне отчетливо видна связь соляных структур с разломами подсолевого ложа [Айзберг и др., 2007]. Подавляющее большинство верхнефранских и верхнефаменских соляных поднятий являются приразломными, располагаясь в поднятых крыльях разломов.

К настоящему времени в Припятском бассейне установлено 69 нефтяных месторождений. Нефтяные залежи приурочены в основном к подсолевым (преимущественно карбонатным) и межсолевым отложениям. Одной из характерных особенностей нефтеносности является приуроченность большинства нефтяных месторождений к северной зоне структурных ступеней. Здесь развита система из

четырех региональных разломов мантийного заложения, падающих на юг. Вдоль Северного краевого мантийного разлома открыты Прохоровское, Судовицкое, Березинское и Отрубовское месторождения. В непосредственной близости от этого разлома, вдоль Оземлинско-Первомайского глубинного мантийного разлома установлены Оземлинское, Южно-Оземлинское, Первомайское, Западно-Александровское и Южно-Александровское месторождения. Еще южнее, вдоль Речицко-Вишанского глубинного мантийного разлома расположены Восточно-Дроздовское, Борисовское, Вишанское, Давыдовское, Сосновское, Осташковичское, Тишковское и Речицкое месторождения. Еще семь месторождений открыты на опущенном крыле этого разлома. В зоне Червонослободского регионального мантийного разлома установлены Октябрьское, Северо-Домановичское, Казанское, Золотухинское, Малодушинское, Барсуковское и еще ряд небольших месторождений.

Важно отметить, что нефтяные месторождения приурочены к глубинным разломам субширотной ориентации и сосредоточены главным образом в пределах аномалии высокого теплового потока северной зоны. Впервые на взаимосвязь нефтеносности осадочного чехла и геотемпературного поля обращено внимание в работе [Гарецкий и др., 1990]. Авторы отмечали заметное повышение температур в Северной разломной зоне по сравнению с Южной бортовой разломной зоной. Это превышение по данным термометрии скважин составляло 20–25 °С на одноименных глубинах. В пределах самой Северной разломной зоны температура возрастает с запада на восток.

Количественная оценка температурного поля в Припятском бассейне проведена нами на основе трехмерного моделирования геотемпературного поля, технология которого описана выше. Основой для построения 3D-моделей явились данные о температурах в скважинах и теплопроводности горных пород разреза. Теплофизическая структура задавалась на основании результатов сейсмических профилирования и зондирования методами ГСЗ и МОВ-ОГТ вдоль серии профилей субмеридионального простирания [Гарецкий и др., 2000; Thibo et al., 2003].

Детальная изученность теплового потока и радиогенной его компоненты позволила задать на нижнюю границу области моделирования (глубина 6 км) редуцированный тепловой поток в соответствующих структурно-формационных зонах, а внутри области моделирования – распределение источников радиогенного тепла. На верхней границе, совпадающей с уровнем «нейтрального слоя», задавалась среднегодовая температура (8 °С) по данным скважинных измерений.

На рис. 4.11 показана 3D-температурная модель верхней части земной коры Припятского бассейна, а также расположение глубинных разломов и локализация нефтяных месторождений. Ясно выражена тенденция повышения температур в северном направлении. Так, на глубине 4 *км* в южной части прогиба температура составляет 45–50 °С, а в северной его части – 65–70 °С. На глубине 6 км соответственно 65–70 °С и 85–90 °С. Экстраполируя температуру в глубину, можно показать, что катагенетические $МК_{1–3}$ температурные условия для нефти (T = 120 °С) в северной части прогиба будут встречены на глубине 8,5–9,0 км.

Таким образом, мы отмечаем ту же тенденцию распределения температур в земной коре, которая была описана в Прикаспийской впадине: локализация не-

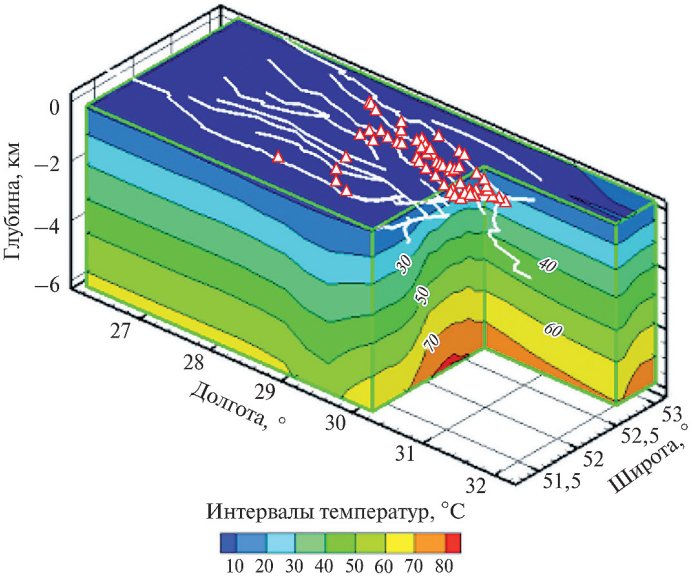


Рис. 4.11. Трехмерная температурная модель земной коры Припятской впадины.

Пунктирными линиями показано простирание глубинных разломов, треугольники – месторождения нефти

фтяных месторождений приурочена к «температурному куполу» – зоне подъема изотерм в осадочном чехле (см. рис. 4.9). В Припятской впадине «температурный купол» генетически связан с расположением глубинных разломов, по которым происходит дополнительный тепломассоперенос [Кудельский, Бурак, 1982]. Отсюда следует, что вероятной причиной формирования тепловых аномалий является поступление глубинных углеводородосодержащих флюидов по проницаемым разломам. Это обусловливает более высокий фоновый тепловой поток в северной части Припятского бассейна по сравнению с Прикаспийским бассейном, где признаков адвективного тепломассопереноса в настоящий момент мы не отмечаем.

Северо-Германский бассейн занимает среднюю часть Центрально-Европейского нефтегазоносного бассейна (ЦЕНБ). В его строении принимают участие фанерозойские отложения мощностью до 12–14 км. В подошве осадочного чехла залегают терригенно-карбонатные отложения девонского возраста, которые сменяются нижнекаменноугольными карбонатными породами. Верхний карбон и нижняя пермь представлены терригенными, часто красноцветными (Rotliegende) и грубозернистыми отложениями. Верхнепермские образования (Zechstein) сложены в низах терригенными или карбонатными породами, которые сменяются ангидритами или доломитами, далее каменной солью и ангидритами. Наиболее развита каменная соль в отложениях штрассфуртской свиты [von Wees et al., 2000].

В пределах ЦЕНБ выделяются следующие крупные структурные элементы: 1) Североморская синеклиза, расположенная на месте одноименного моря и прилегающих частей Восточной Англии, северо-запада ФРГ, Нидерландов и Дании; 2) Северо-Германская впадина; 3) Датско-Польский прогиб; 4) Балтийская синеклиза [von Wees et al., 2000].

Северо-Германская впадина примыкает к Североморской синеклизе. Для докайнозойского плана впадины характерно расчленение ее на ряд прогибов (трогов),

выраженных только в мезозойских отложениях. На западе впадины выделяется крупный Нижнесаксонский широтно вытянутый прогиб, восточнее его простираются небольшие прогибы: Ганноверский и Гифхорн соответственно субмеридионального и юго-западного простирания. На северо-западе Северо-Германской впадины выделяются два Гольштайнских прогиба, вытянутых в юго-западном направлении.

Для впадины в целом характерно развитие солянокупольных дислокаций (с солями цехштейнового (верхнепермского) возраста), образующих иногда протяженные, выходящие на поверхность линейно вытянутые соляные хребты [Bayer et al., 1999].

Северо-Германская впадина имеет сложную структуру, обусловленную пересечением на ее месте двух различных по направлению и времени проявления тектонических дислокаций (рейнской и герцинской), сопровождающихся значительными изменениями мощностей меловых, юрских и триасовых отложений и резким угловым несогласием в их залегании. Впадина имеет асимметричный профиль. Здесь мощность палеозойских отложений достигает 5 км, мезозойских – превышает 8 км. Для триасовых отложений характерны мощные (до 100 м) пачки каменной соли [Clausen, Pedersen, 1999].

Нефтегазоносность Северо-Германской впадины охватывает широкий стратиграфический интервал. Углеводороды обнаружены в палеогеновых, меловых, юрских, триасовых, пермских и каменноугольных отложениях. Отчетливо прослеживается преимущественная приуроченность газовых скоплений к пермским, триасовым, в меньшей степени каменноугольным отложениям, что обусловливает появление во впадине пространственной зональности в размещении нефтяных и газовых залежей.

В пределах административных границ Германии обнаружено несколько десятков в основном мелких месторождений нефти и газа. Месторождения нефти расположены в северной (месторождения Райнкенхаген, Гриммен, Лютов), юго-восточной (Губбен, Любен, Штааков) и юго-западной (Фаллштейн) частях Северо-Германской впадины, а газа – в юго-восточной [Бурштар, 1979].

Наиболее крупный погребенный Нижнесаксонский прогиб расположен на юге Северо-Германской впадины. Прогиб выражен лишь в отложениях от верхнего триаса до нижнего мела и особенно резко в верхнеюрских породах. На западе Нижнесаксонский прогиб замыкается на месте северо-восточного погружения Центрально-Нидерландского поднятия (склон Эмсланд), в пределах которого мощность юрских и триасовых отложений значительно сокращается [Mazur, Scheck-Wenderoth, 2005].

В средней части ЦЕНБ, на востоке Германии расположена наиболее низменная часть Северо-Германской впадины. Здесь в разрезах скважин вскрываются недислоцированные каменноугольные, девонские и ордовикские отложения.

Структура польской части бассейна определяется сочленением здесь докембрийской платформы (Балтийская синеклиза) на северо-востоке с эпигерцинской (Северо-Германская впадина) на юго-западе. Зона сочленения выражена погребенным краевым прогибом, примыкающим на северо-востоке к Балтийской синекли-

зе, и Среднепольским складчатым валом, выход которого на поверхность выражен на юго-востоке Свентокшискими горами. Рассматриваемая часть бассейна сложена преимущественно мезозойскими (мощность до 8 км) и палеозойскими (более 12 км) отложениями. Для разреза палеозойских отложений характерны мощные толщи (2500 м) соленосной перми. Большая часть выявленных в бассейне месторождений расположена в пределах Предсудетской моноклинали, где находятся 25 газовых (Отынь, Сенковице, Чеклин и др.) и шесть нефтяных и газонефтяных (Рыбаки, Поленцко, Нова-Суль и др.) месторождений, открытых после 1960 г. Продуктивны верхнепермские известняки и доломиты и нижнепермские песчаники.

Месторождения углеводородов пространственно тяготеют к зонам геотермических аномалий, т.е. проявляется та же тенденция, что и в двух первых бассейнах. Однако следует учесть, что в целом тепловой поток на территории ЦЕНБ выше, чем в Припятском и Прикаспийском бассейнах. По данным [Majorowicz et al., 2003], фоновый тепловой поток здесь составляет 80–85 мВт/м^2, в то время как в остальных бассейнах на этом уровне были аномальные значения.

Для количественной характеристики глубинного температурного режима Северо-Германского бассейна нами построена 3D-геотемпературная модель. Основой для ее построения явились данные о температурах в скважинах и теплопроводности пород разрезов, а также данные о структурно-геологической обстановке вдоль профилей ГСЗ [Majorowicz et al., 2003; Vosteen et al., 2004; Geluk, 1999].

Катагенетический температурный интервал МК$_{1–3}$ преобразования органического вещества в аномальной зоне профиля находится на глубинах 3,0–4,5 км (табл. 4.2), что весьма благоприятно для концентрации здесь месторождений углеводородов. Мы не исключаем возможности нахождения углеводородов и в северо-восточной части профиля, за пределами солянокупольной зоны, но здесь интервал катагенеза расположен уже на глубинах 6,0–6,5 км.

Таблица 4.2

Сравнение глубинных температур для Прикаспийского, Припятского и Северо-Германского бассейнов

Глубина, км	Температура, °С			
	Прикаспийский	Припятский	Вост. часть Северо-Германского	Зап. часть Северо-Германского
0–5	42 / 8–104	37 / 8–74	87 / 9–242	86 / 9–165
5–10	105 / 46–159	–	215 / 106–397	214 / 93–306
10–20	192 / 95–274	–	366 / 194–612	343 / 168–477

Примечание. В числителе дроби – среднее значение, в знаменателе – минимальное и максимальное значения температур.

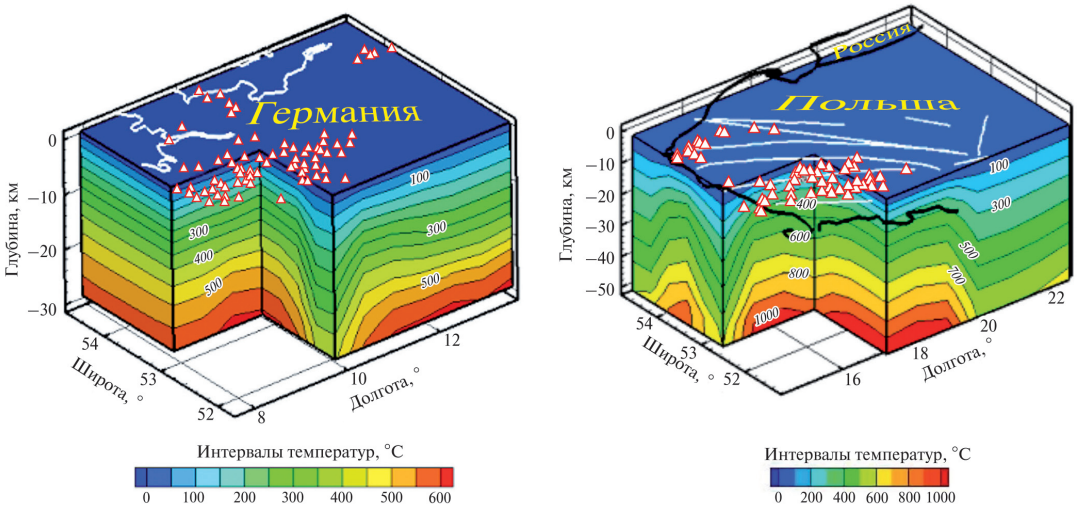


Рис. 4.12. Трехмерные температурные модели западной (слева) и восточной (справа) частей Северо-Германской впадины.
Треугольниками показана локализация месторождений углеводородов

Трехмерная модель глубинных температур для западной и восточной частей Северо-Германской впадины (рис. 4.12) демонстрирует наличие ярко выраженного «термического купола», приуроченного к разломам и зоне соляных куполов, где наблюдается наибольшая концентрация нефтяных месторождений [Хуторской и др., 2010].

Все рассмотренные солеродные бассейны испытали глубокое и устойчивое прогибание в позднем палеозое и накопление эвапоритовых отложений: солей и сульфатов, иногда с прослоями терригенных пород. Под действием гравитационных и тангенциальных сил соленосные толщи приобретали форму куполов, штоков и валов, прорывая или деформируя вышележащие отложения.

Галогенные отложения обладают аномально высокой теплопроводностью по сравнению с вмещающими терригенными породами. Сосуществование контраста теплопроводности и резких структурных границ между куполами и отложениями межкупольных зон создает условия для пертурбации глубинного теплового потока. Он концентрируется в теле солей, создавая над апикальными частями куполов и в их прибортовых частях резкие аномалии теплового потока, на 50–60% превышающие фоновый для данного района тепловой поток. Это одна из главных особенностей распределения геотермического поля в солянокупольных бассейнах.

Анализ площадного распределения соляных куполов и их формы показывает тесную связь с разломной тектоникой. Купола, как правило, располагаются вдоль осей разломов и имеют вытянутую форму в направлении их простирания. Только те из куполов, которые приурочены к центральным и наиболее опущенным частям впадин (Прикаспийский и Северо-Германский бассейны), имеют в плане изометричную или звездообразную форму.

Рассмотренные солянокупольные бассейны обладают высоким углеводородным потенциалом. Нефтяные месторождения встречены на различных глубинных уровнях и в разных структурных соотношениях с эвапоритовыми отложениями. Но общей тенденцией является корреляция локализации месторождений с разломными зонами и с зонами повышения температур в осадочном чехле.

Тепловой режим *Сибирской платформы* определяется существованием слоя многолетнемерзлых пород, т.е. горных пород с отрицательными температурами, имеющими в качестве минеральных включений лед. Чаще всего слой мерзлых пород залегает прямо с поверхности, но иногда бывает отделен от нее протаявшими породами.

Длительное (примерно 500 тыс. лет) существование мерзлых пород привело к охлаждению горных пород на глубину до 1–2 км. Температура поверхностного слоя в области мерзлых пород достигает 0 °С на юге платформы и –15 °С на побережье Северного Ледовитого океана, подчиняясь закону широтной зональности. Мощность зоны отрицательных температур определяется не только температурой поверхностного слоя, но и тепловым состоянием глубинных слоев Земли. Максимум такой зоны (1,0–1,5 км) наблюдается в Западной Якутии и коррелирует с областью очень низкого теплового потока (менее 21 мВт/м^2).

Обширный регион Сибирской платформы изучен в геотермическом отношении слабо, главным образом по периферии. Центральная часть – Тунгусская синеклиза – представляет собой почти «белое геотермическое пятно». Имеющиеся немногочисленные данные показывают, что здесь наиболее охлажденные горные породы и низкий тепловой поток, а также наиболее мощная мерзлая толща.

Западная и восточная окраины платформы имеют резко выраженные геотермические границы. Стык Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы характеризуется почти скачкообразным изменением всех геотермических параметров. В скважинах на левом берегу Енисея температура на глубине 3 км на 30–40 °С выше, чем на той же глубине на правом берегу. Тепловой поток на восток от Енисея также почти в 2 раза ниже, чем на запад.

Восточный стык платформы с мезозойской Верхоянской орогенной зоной менее контрастен из-за существования Приверхоянского прогиба, но достаточно четко выделяется как по температурам, так и по тепловому потоку, которые значительно выше восточнее прогиба.

Характерная особенность древней и наиболее приподнятой части Сибирской платформы – низкая температура ее недр и аномально низкий тепловой поток, не превышающий 21 мВт/м^2. В депрессионных частях платформы и температура, и тепловой поток повышаются в зависимости от возраста и длительности развития депрессий. В пределах Енисейско-Хатангского, Приверхоянского прогибов и Вилюйской синеклизы температуры на глубине 3 км достигают 60–75 °С, а тепловой поток повышается до 42 мВт/м^2.

Южная оконечность Алданского щита подверглась в мезозойско-кайнозойское время активизации и орогенезу, в результате чего образовался Становой хребет. В пределах хребта тепловой поток составляет 59 мВт/м^2.

Фоновый тепловой поток в южной части Сибирской платформы лежит в пределах 30–40 мВт/м^2, что полностью обеспечивается радиогенным теплом. Аномалии не превышают 30–50% от величины фона и обусловлены структурно-геологическими особенностями осадочного чехла и динамикой подземных вод.

Ярчайшей геотермической аномалией в пределах Сибирской платформы является аномалия Байкальского рифта, но его по целому ряду геолого-геофизических признаков следует выделить в особую зону континентального рифтогенеза со специфическим тепловым режимом.

Таким образом, мы видим, что области докембрийской складчатости в целом характеризуются низким тепловым потоком (30–50 мВт/м^2), который практически полностью обеспечивается радиоактивным распадом долгоживущих изотопов в земной коре.

Эпипалеозойские плиты

Эпипалеозойские плиты широко распространены на всех континентах и занимают большие площади. Только в пределах бывшего СССР они представлены Западно-Сибирской, Скифской и Туранской плитами. Кроме того, за пределами бывшего СССР можно назвать Центрально-Французский массив, Иберийскую Месету и др.

Тепловой режим каждой из названных плит имеет свои особенности, но в целом тепловой поток в них характерен для позднепалеозойских тектонических областей.

Рассмотрим тепловой режим «молодых платформ» на примере Западно-Сибирской плиты – наибольшей по размеру и по практической значимости. Тепловой поток плиты и по средней величине, и по амплитуде аномалий заметно отличается от теплового потока соседней докембрийской Сибирской платформы. Его средняя величина составляет 54 мВт/м^2, а температура на глубине 3 км – 80–120 °С. Однако в распределении теплового потока отмечаются некоторые особенности. В северной части плиты (севернее 56° с.ш.) зафиксирован высокий тепловой поток, который повышается с востока на запад, достигая в районе Березовских дислокаций, в Шаимском антиклинории и в Шеркалинском синклинории (нижнее течение Оби) 70–80 мВт/м^2. Высокий тепловой поток определен в западной части п-ова Ямал и вдоль Колтогоро-Уренгойской системы грабен-рифтов (более 60 мВт/м^2). Небольшой по площади район относительно высокого теплового потока намечается на юго-восточной оконечности плиты, примыкающей к Алтае-Саянской складчатой области: аномалии до 80–90 мВт/м^2 выделяются в Павлодарском Прииртышье и в Бийско-Барнаульской впадине.

Низкий тепловой поток (30–40 мВт/м^2) выявлен на юге Западно-Сибирской плиты. Аномалия ориентирована в широтном направлении, т.е. вкрест простирания основных тектонических структур фундамента плиты. Ширина аномальной полосы составляет на востоке 300–400 км; здесь она смыкается с аномалией

низкого теплового потока Салаира и Горловского прогиба. К западу эта полоса расширяется, захватывая весь юго-запад плиты, сопредельные с ней районы Северного Казахстана и Южный Урал.

Причины подобного распределения теплового потока трактуются исследователями по-разному. Их связывают или с выносом тепла по разломам, ограничивающим мезозойские грабен-рифты, или с приповерхностным разогревом («парниковый эффект») вследствие низкой теплопроводности осадочных пород чехла, или с влиянием вариаций климата в эпохи оледенений в Сибири, или с изменением генерации радиогенного тепла, или с формированием и деструкцией залежей углеводородов [Тепловое поле недр Сибири, 1987].

Анализируя геотермические данные, можно видеть, что тепловой поток коррелируется с возрастом складчатого фундамента. Герцинские складчатые блоки в фундаменте характеризуются в целом более высоким тепловым потоком по сравнению с более древними складчатыми системами: каледонидами, салаиридами и байкалидами.

Характеристику теплового поля *эпипалеозойских плит* опишем на примере Скифской и Туранской плит.

Тепловой поток Скифской плиты изучен в пределах Степного Крыма и в Предкавказье [Тектоника Евразии, 1966].

Степной Крым характеризуется сочетанием разновозрастных структур, формирование которых связано с многократными процессами тектонической активизации. В фундаменте выделяют наиболее древний (предположительно байкальский) комплекс, представленный метаморфизованными и дислоцированными сланцами. Он вскрыт на Новоцарицынском и Симферопольском поднятиях. Второй комплекс составляют метаморфизованные карбонатно-терригенные образования нижнего и среднего палеозоя с эффузивами спилито-диабазовой и андезитовой формаций. Третий комплекс – это карбонатно-терригенные отложения верхнего палеозоя и мезозоя. Продукты вулканизма, тяготеющие к этому комплексу, обнаружены на Октябрьской, Березовской и других структурах. Развитие вулканизма связано с заложением в раннем мезозое узких протяженных прогибов, выполненных терригенными образованиями. В конце юры в этих прогибах в результате складчатости сформировались валообразные поднятия.

Палеозойско-мезозойский фундамент перекрывается мощной толщей палеоцен-эоценовых осадочных отложений.

Неоднородность геологического строения этого региона отражается в геотермическом поле.

Тепловой поток (ТП) определен в 50 глубоких скважинах. Теплопроводность пород определена по результатам измерения керна из этих скважин. Теплопроводность палеозойских терригенных пород (песчаников и алевролитов) составляет 2,4–2,7 Вт/(м·К), известняков – 2,5–2,9 Вт/(м·К), сланцев – 2,5–3,0 Вт/(м·К). Мезозойские отложения характеризуются следующими значениями теплопроводности: песчаники – 2,4–2,8 Вт/(м·К), алевролиты – 1,6–2,5 Вт/(м·К), известняки – 2,3–2,6 Вт/(м·К). Теплопроводность неогеновых глин – 1,3–1,6 Вт/(м·К), песчаников – 1,6–2,0 Вт/(м·К) [Кутас, 1978].

ТП на территории Степного Крыма изменяются от 35 до 105 мВт/м^2. Низкие значения теплового потока наблюдаются в юго-восточной части полуострова: в районе Симферополя, к западу и северу от Индольского прогиба. Обширная территория Степного Крыма между Сивашским прогибом и Горным Крымом характеризуется ТП 50–60 мВт/м^2. В центре полуострова ТП увеличивается до 65–75 мВт/м^2. Зона высоких значений протягивается вдоль Тарханкутского полуострова.

Сопоставляя тепловой поток с геологическим строением и тектоникой региона, можно отметить, что пониженные значения соответствуют наиболее древним блокам земной коры. Аномально высокий ТП наблюдается в зонах проявления мезозойской тектонической активности и вулканизма. На формирование локальных аномалий большое влияние оказывают структурно-геологические неоднородности земной коры и движение подземных вод. Так, на Новоселовской и Красновской структурах эффект восходящего движения вод оценивается в 20–30 мВт/м^2, а структурный эффект – в 15 мВт/м^2 [Кутас, 1978]. Этим объясняется аномалия теплового потока в этих структурах, достигающая 105 мВт/м^2.

Основная закономерность распределения теплового потока на территории Предкавказья выражается в тесной связи геотермических параметров с геолого-тектоническим строением региона. Минимальными величинами теплового потока характеризуются докембрийский Ростовский выступ Русской платформы, альпийские краевые прогибы – Индоло-Кубанский и Терско-Каспийский, а максимальными – мегантиклинорий Большого Кавказа, Кавминводский, Майкопский выступы и Ставропольское поднятие, которое рассматривается как активизированная в кайнозое область.

Распределение теплового потока на территории Западного Предкавказья наиболее представительно изучено в Индоло-Кубанском прогибе и в зоне его сочленения с мегантиклинорием Большого Кавказа. В Индоло-Кубанском прогибе выполнено 14 определений теплового потока. Четыре измерения приурочены к южной бортовой зоне сочленения прогиба с мегантиклинорием Большого Кавказа, шесть – к локальным положительным нефтегазоносным структурам, четыре – к центральной погруженной части прогиба, где ТП составляет всего 39 мВт/м^2. Скорость седиментации за неоген-четвертичный период в осевой части прогиба оценивается как 0,1 мм/год. При этом величина искажения теплового потока за счет экранирующего эффекта седиментации достигает 20–25%. Таким образом, фоновый ТП из фундамента прогиба можно представить величиной 47–49 мВт/м^2, что не отличается от теплового потока Восточно-Европейской платформы. На антиклинальных структурах Индоло-Кубанского прогиба значения теплового потока варьируют от 49 до 64 мВт/м^2, причем девять из 14 значений лежат в пределах 50–57 мВт/м^2. Повышение теплового потока в этих структурах объясняется преимущественно рефракцией тепла в контрастных по теплопроводности толщах. Наиболее высокие значения теплового потока во внутренней зоне прогиба (до 64 мВт/м^2) отмечаются на Ново-Дмитриевском месторождении, где, по-видимому, происходит восходящая миграция флюидов, в том числе и углеводородов [Тепловой режим..., 1970]. На рис. 4.13 приведена трехмерная картина распределения температур в Западном Предкавказье.

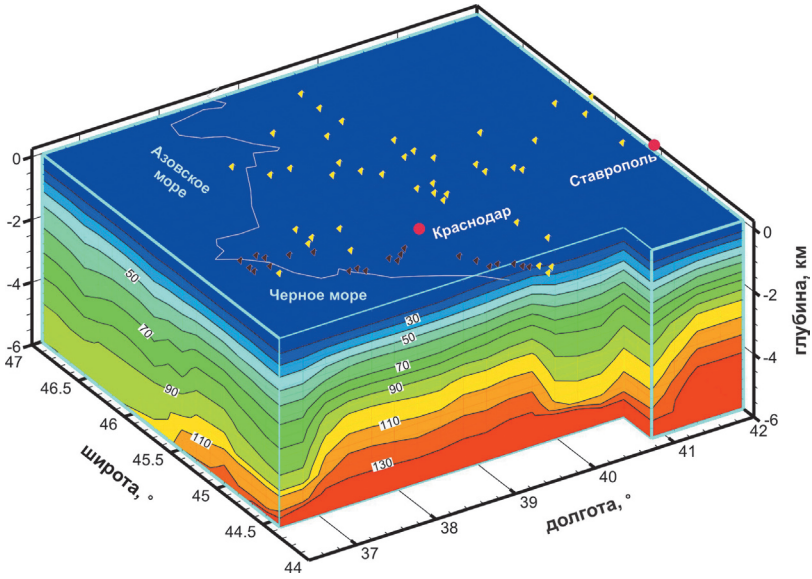


Рис. 4.13. Трехмерная термотомографическая модель Западного Предкавказья

Следует подчеркнуть отмеченное на рисунке наличие положительных аномалий температур с амплитудой +30 °С на глубине 4 км в районе Адыгейского выступа, которая продолжается в области Черного моря и Западно-Кубанского прогиба, а также зоны сочленения Армавиро-Невинномысского вала и Ставропольского свода. Температура, так же как и тепловой поток, увеличивается с северо-запада в юго-восточном направлении, достигая своих максимальных значений в области Западно-Кубанского бассейна и Ставропольского свода. Такое аномальное повышение температур приурочено к молодым структурам Кавказа и главным контролирующим разломам Западно-Кубанского прогиба, где сосредоточено основное количество месторождений углеводородов.

Можно высказать предположение о существовании здесь мантийного диапира. Эта идея не беспочвенна. Исследования изотопного отношения гелия под Эльбрусом [Поляк и др., 1998] показали, что именно здесь отмечается присутствие мантийной компоненты в структуре изотопного отношения гелия.

Отчетливо прослеживаются температурные аномалии в виде нескольких локальных куполов в северном и северо-восточном направлениях, имеющие вытянутую форму и совпадающие в тектоническом плане с Адыгейским выступом и Азовско-Каневским поясом поднятий (см. рис. 4.13). Там же расположены некоторые нефтегазоносные структуры. Месторождения отмечены красными точками на модели.

В Терско-Каспийском прогибе по восьми надежным определениям теплового потока его среднее значение составляет 37 мВт/м^2 (разброс данных от 27 до 46 мВт/м^2). Термическая аномалия 81 мВт/м^2 характеризует Октябрьское нефтяное месторождение. Геотермическая аномалия по данным [Геологическое изучение...,

2010] объясняется вулканизмом, продукты которого найдены в отложениях плиоцена.

Данные о тепловом потоке в пределах Майкопского выступа (71–90 мВт/м^2), Ставропольского свода (59–115 мВт/м^2) и Невинномысского вала (59–111 мВт/м^2) свидетельствуют о том, что ареал влияния тепловой аномалии этих структур намного превышает их геоморфологические проявления. Следовательно, эти аномалии имеют глубинную (по-видимому, мантийную) природу.

На Туранской плите ТП изучен в ее южной (Туркменской) части. Геотермические исследования стали проводиться здесь в связи с открытием крупнейших газовых месторождений (Ачак, Шатлык) и увеличением объема поисково-разведочного бурения. Особенности регионального теплового поля связаны с историей геологического развития. Однако выделяются аномальные участки повышения глубинных температур в зонах интенсивных платформенных дислокаций и понижения температур – в пределах газоносных площадей.

Максимальные глубины скважин, в которых проведены термометрические исследования, составляют 4800 м (скв. 1 – Сандыкачи) в пределах Мургабской впадины и 4060 м (скв. 1 – Бахардок) в пределах Бахардокской моноклинальной структуры. Температура на забое этих скважин равна соответственно 151 и 149 °С. Геотермический градиент в пределах осадочного чехла меняется в очень широких пределах – от 10 до 60–65 мК/м. Самые низкие значения градиента (10 мК/м) зафиксированы в соленосных пластовых отложениях верхней юры в юго-восточных районах Туранской плиты. В терригенных породах градиент составляет 26–60 мК/м и коррелируется с литологическим составом пород и с их теплопроводностью.

Специальные высокоточные измерения теплового потока в южной части Туранской плиты не проводились. Его оценки сделаны по результатам производственного термокаротажа в выстоявшихся глубоких скважинах. Относительная погрешность определения теплового потока составляет 15%. Здесь мы приведем описание тепловых потоков в отдельных структурах, полученных по немногочисленным определениям.

В центральной части Карабогазского свода ТП равен 71 мВт/м^2 по данным измерений в двух скважинах. На склонах сводового поднятия он составляет 59 мВт/м^2 (три определения). В Центрально-Каракумском своде максимальная величина теплового потока (71 мВт/м^2) наблюдается в скв. 4 – Топджульба, но и в остальных пяти скважинах этого свода ТП лежит в довольно узких пределах (63–70 мВт/м^2). Мургабская впадина характеризуется пониженными значениями теплового потока. В среднем, по пяти его определениям на структурах Захмет, Байрамали и Мары он равен 55 мВт/м^2. В Амударьинской зоне ступеней имеется одно определение теплового потока на структуре Сакар. Здесь он равен 59 мВт/м^2. В Карабиль-Бадхызской зоне эпиплатформенного орогенеза зафиксированы максимальные величины теплового потока в четырех скважинах. Он изменяется от 67 (скв. 1 – Кагазли) до 80 мВт/м^2 (скв. 5 – Карачоп). В Предкопетдагском прогибе вблизи его сочленения с Копетдагом зафиксирован относительно низкий тепловой поток, не превышающий 42 мВт/м^2, несмотря на то что это район наибольшей сейсмической активности [Аширов, 1984].

В целом, характеризуя ТП юга Туранской плиты, можно говорить о его связи со структурно-геологическими неоднородностями территории и с особенностями новейшего тектонического развития. Локальные пространственные вариации теплового потока объясняются влиянием поверхностных неоднородностей.

Не останавливаясь подробно на геотермической структуре в других эпипалеозойских плитах Евразии, отметим лишь, что тепловой поток в них также коррелируется с возрастом фундамента и с проявлениями более поздней тектономагматической активизации.

Фанерозойские складчатые пояса

Особенности теплового поля *фанерозойских складчатых поясов* рассмотрим на примере тектонотипа палеозойских поясов – Центрально-Азиатского складчатого пояса, который протягивается более чем на 6 тыс. км от Пай-Хоя на севере до Тянь-Шаня на юге, от Мугоджар на западе до Хингана на востоке.

Главной особенностью строения Центрально-Азиатского пояса является наличие складчатых зон «линейного и мозаичного типов», которые различаются не только геометрией зон, но и целым рядом характерных геолого-геофизических признаков, например различными типами складчатости, особенностями метаморфизма и металлогении. Главное же отличие заключается в существовании разных геодинамических механизмов преобразования океанической коры в континентальную в процессе тектонической эволюции складчатых зон. В линейных зонах преобладает аллохтонный механизм трансформации коры, который обусловлен мощными структурно-вещественными перестройками с образованием субдукционных и коллизионных структур – аналогов современных островодужных систем. В мозаичных – преобладает автохтонный механизм трансформации коры, при котором также образуются шарьяжно-надвиговые структуры, но они обладают меньшей мощностью, не выдержаны по простиранию и, как правило, разновозрастны в отличие от линейных зон, где такого рода шарьяжи прослеживаются на большие расстояния и являются одновозрастными. Автохтонный механизм трансформации обусловлен, в первую очередь, вещественной перестройкой коры за счет дифференциации мантийного материала при вертикальном тепломассопереносе.

Основной региональной особенностью геотермического поля Центрально-Азиатского пояса является принципиальное различие распределения теплового потока в линейных и мозаичных зонах пояса. В первых был обнаружен аномально низкий тепловой поток (20–35 мВт/м^2), который существенно меньше среднепланетарных значений для структур с тем же тектоническим возрастом (например, для позднепалеозойских структур – 48–55 мВт/м^2). Во вторых отмечалось закономерное увеличение теплового потока по мере омоложения возраста структур.

В Центрально-Азиатском поясе расположены тектонотипы линейных и мозаичных зон. Это соответственно Уральский складчатый пояс (включая Мугоджары) и Центрально-Казахстанская складчатая область. Для демонстрации различий их тектонической истории проведем сравнительный анализ этих поясов.

Уральский линейный складчатый пояс в раннем палеозое представлял собой структуру коры океанического типа. Образование гранитно-метаморфического слоя – индикатора становления континентальной коры – произошло здесь одновременно во всех зонах. В среднем карбоне в основном уже сформировался гранитно-метаморфический слой. Быстрый и почти одновременный процесс формирования гранитно-метаморфического слоя объясняется одновременным тектоническим скучиванием масс горных пород, интенсивными горизонтальными перемещениями, вызванными устойчивыми тангенциальными напряжениями в земной коре.

Историю изучения геотермии Урала можно разделить на два этапа. Первый из них закончился в 1968–1970 гг. и сопровождался единичными замерами температуры в шахтах и скважинах угленосных бассейнов. Обобщение полученных данных дало очень приблизительную картину геотермического поля региона на основе широких интерполяций. В материалах 1-й Уральской сессии Научного совета по комплексным исследованиям земной коры и верхней мантии представлена статья Ю.А. Ежова [1968]. В этой работе температура недр на глубине 1 км была оценена на основании измерений в Предуралье и Зауралье и литературных данных о тепловых свойствах пород. Результаты закартированы в масштабе 1:10 млн от пос. Берчогур на юге до г. Салехард на севере. Однако в пределах складчатого Урала в большинстве случаев распределение изотерм крайне предположительное, тем не менее автор отметил общее понижение температур в пределах складчатого пояса, что впоследствии подтвердилось.

Основные выводы данной работы сводились к следующему: а) геоизотермы параллельны генеральному простиранию складчатого Урала; б) почти для всей территории характерно слабое увеличение геотермического градиента с глубиной скважин, т.е. вогнутая форма термограмм; в) для скважин глубиной до 3 км получились значения геотермических градиентов в среднем: G = 17,3 мК/м для складчатого Урала и G = 48 мК/м для Зауралья; г) высокие температуры недр Зауралья объяснялись «экранирующим эффектом» за счет отложения низкотеплопроводных толщ мезозойско-кайнозойских осадочных пород.

Относительно низкие температуры недр складчатого Урала Ю.А. Ежов объяснял интенсивным выносом тепла через высокотеплопроводные дислоцированные породы и пояса гипербазитов, обнажающихся на поверхности. Какие-либо другие факторы, обусловливающие низкие температуры Урала, например влияние тектонических, геохимических или гидродинамических особенностей развития этого региона, им вообще не рассматривались. Как показали последующие исследования геотермического поля Урала, три последних вывода Ю.А. Ежова не подтвердились. Тем не менее для того времени это была исключительно полезная работа.

К первому этапу изучения геотермии Урала относится также обобщение результатов, приведенное на геотермической карте СССР масштаба 1:5 млн под редакцией Ф.А. Макаренко (1972). На врезке этой карты масштаба 1:25 млн приведена схема геотермических градиентов территории СССР, где Уральская складчатая область характеризуется значениями предполагаемых градиентов 10–15 мК/м. На другой врезке – карте тепловых потоков масштаба 1:30 млн Уральская складчатая область и почти вся Западная Сибирь оконтурены изолиниями теплового потока

1,2–1,6 ЕТП[1] (50–67 мВт/м^2). Это была первая публикация оценочных данных о тепловых потоках Урала, которая завершала первый этап изучения его геотермического поля.

В начале 70-х годов начался второй этап. Он связан с получением кондиционного фактического материала: температур в выстоявшихся буровых скважинах, теплопроводностей горных пород и целых структурных комплексов, теплового потока, радиогенной теплогенерации слоев земной коры Урала. Этот этап характеризовался изучением и расчетами влияния искажающих факторов на тепловое поле, построением стационарных и нестационарных геотермических моделей. Сначала работы велись Институтом геологии Башкирского научного центра АН СССР (В.Е. Сальников и др.) на Южном Урале, а с середины 70-х годов к ним подключились группы из Института геофизики УрО АН СССР (Ю.П. Булашевич, Ю.В. Хачай, В.А. Щапов и др.) (Южный и Средний Урал) и из Геологического института АН СССР (М.Д. Хуторской и др.) (Южный Урал и Мугоджары). Региональное описание геотермического поля Урала будет дано по результатам исследований этих трех групп, получивших практически всю имеющуюся на сегодняшний день информацию. В результате региональных работ была построена карта теплового потока Урала, на которой четко проявилась так называемая «уральская геотермическая аномалия» (см. рис. 5.22).

Традиционно подобное описание начинается с характеристики теплового поля наиболее древних блоков в складчатой структуре Урала. В силу своей разбуренности, таким геотермически изученным объектом является Тараташский массив, который относят к нижнему структурному ярусу Западно-Уральской метаморфической зоны [Добрецов и др., 1971]. Древние, архей-протерозойские породы массива обнажаются в южной части Уфимского амфитеатра. С востока массив примыкает к Тагило-Магнитогорскому мегасинклинорию, т.е. к западному борту Уральской эвгеосинклинали. Многие геологи [Келлер, 1973 и др.] обычно сопоставляют метаморфические комплексы Тараташского массива с древнейшими архейскими гранулитовыми метаморфическими толщами фундамента Русской платформы. На тектонической карте Урала [Тектоника..., 1977] тараташский архейский комплекс отнесен к структурам дорифейской континентальной коры, выходящим в блоковом поднятии среди более молодых рифейских образований.

В строении тараташского комплекса участвуют биотит-гранатовые и биотит-силлиманитовые гнейсы, мигматиты, кристаллические сланцы и железистые кварциты. Гнейсово-мигматитовую толщу прорывают довольно крупные древние интрузии габброидов и гранитоидов, например граниты рапакиви Бердяшского плутона с возрастом 1400 млн лет. Более молодые интрузии представлены многочисленными дайками диабазов и диоритов. Породы тараташского комплекса интенсивно деформированы. Здесь широко развиты многие структурные формы (складки течения, будинаж и т.п.). Данные абсолютной геохронологии по альфа-свинцовому методу определяют возраст тараташской свиты в 2600 млн лет. В то же время существуют абсолютные датировки в 3200 млн лет [Краснобаев и др.,

[1] 1 ЕТП = 1 мккал/см^2 · с = 41,87 мВт/м^2.

1965] по тому же методу. Тем не менее и та, и другая оценки дают основание для корреляции тараташской свиты с комплексом фундамента восточной части Русской платформы. По K–Ar-методу установлены также метаморфические циклы беломорского и карельского возрастов (1700–2000 млн лет) [Овчинников, 1963]. Скорее всего, породы Тараташского массива подверглись нескольким циклам метаморфизма, что и обусловило сложную структуру железорудных месторождений в пределах Тараташского массива.

Геотермические исследования в пределах массива проведены на двух объектах: на месторождениях «Куватал» и «Радостное». На Куватале рудное тело – железистые кварциты – представляют собой пластовую залежь с переменными углами падения (от 0 до 70°) мощностью 20–100 м. Вмещающие породы (биотит-гиперстеновые мигматиты, двупироксеновые кристаллические сланцы и метаультрабазиты тараташской свиты) и рудная залежь прорваны серией крутопадающих даек диабазов. Структура месторождения осложнена дизъюнктивными нарушениями, часто сопровождаемыми зонами интенсивной милонитизации. Месторождение «Куватал» довольно полно изучено в геотермическом отношении [Хуторской, 1982; Сальников, 1984; Булашевич, Щапов, 1979]. Здесь проведены высокоточные измерения температуры в шести скважинах. Максимально достигнутая глубина измерений – 1340 м (скв. 165) [Хуторской, 1982]. Выстойка исследованных скважин составляла от 6 мес (скв. 251) до 2 лет (скв. 1, 2 и 3) [Булашевич, Щапов, 1979] и даже до 4 лет (скв. 163 и 165) [Хуторской, 1982], поэтому, пользуясь методикой, предложенной В.Е. Сальниковым [1984], можно установить, что термический режим всех скважин находится в равновесии с режимом окружающих пород с точностью ±0,001 °С. На глубине 500 м температура по широтному профилю от скв. 165 до скв. 251 уменьшается с востока на запад: от 9,76 °С (скв. 165) до 9,13 °С (скв. 251), но на глубине 1000 м монотонный тренд в распределении температуры нарушается. Эти особенности распределения температуры можно объяснить наличием структурно-геологических неоднородностей, обладающих контрастной теплопроводностью и вследствие этого рефракцией теплового потока.

Хотя по теплопроводности слагающие разрез породы различаются незначительно, все же можно четко выделить три контрастных комплекса. Это тела железистых кварцитов, имеющие относительно высокую среднюю теплопроводность (k = 3,51 Вт/(м·К)), мигматиты и сланцы тараташской свиты архея (k = 3,0 Вт/(м·К)) и дайки диоритов и диабазов с относительно пониженной теплопроводностью (k = 2,51 Вт/(м·К)). Моделирование для расчета влияния рефракции показало уменьшение градиента температуры над кровлей роя даек и увеличение его над пластовым телом железистых кварцитов. В поле тепловых потоков, меняющихся в диапазоне от 24 до 42 мВт/м^2, на всех глубинных срезах (через 100 м по глубине) видна четкая корреляция минимумов ТП с направлением падения даек (рис. 4.14).

Пользуясь методом осреднения ТП по глубинным срезам, рассчитан фоновый ТП для данного разреза. Он составляет 33 мВт/м^2. По отдельной скв. 163 оценка средневзвешенного ТП дала результат 28 мВт/м^2. По-видимому, первая оценка более достоверна, так как учитывает измерения в трех, а не в одной скважине.

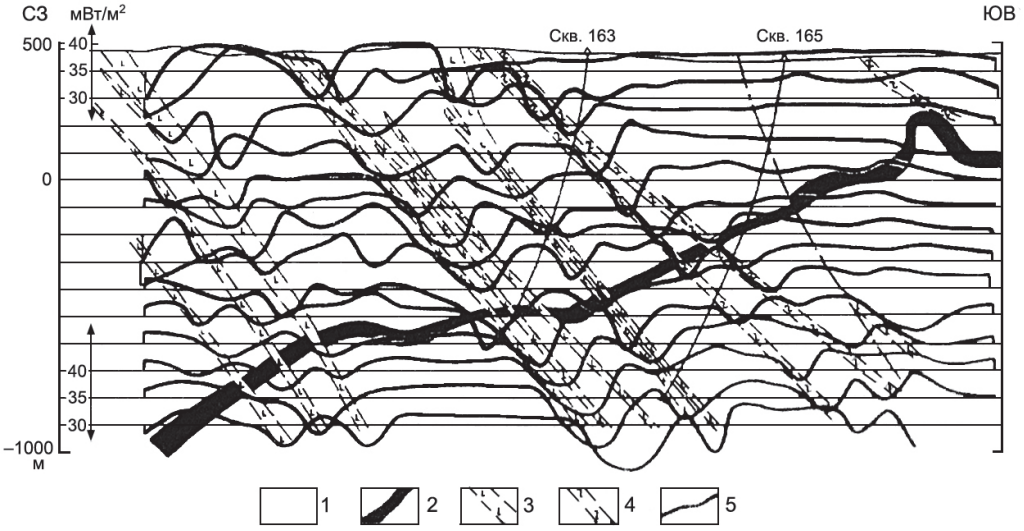


Рис. 4.14. Профили теплового потока на глубинных срезах в диапазоне абсолютных высот от 500 до –1000 м на месторождении Куватал (Тараташский массив)

1 – биотит-гиперстеновые мигматиты тараташской свиты; 2 – железистые кварциты; 3 – дайки диоритов и диабазов; 4 – зона интенсивной милонитизации; 5 – профили теплового потока (мВт/м²)

Месторождение «Радостное» приурочено к южному крылу Тараташской антиклинальной зоны и структурно связано с бельдишской зоной бластомилонитов на севере и Миасс-Тагоякской зоной бластомилонитов на юге. Скважины 010 и 018 на южном фланге участка вскрыли полимиктовые песчаники, конгломераты, брекчии, вишневые и зеленые алевролиты и песчаники навышской подсвиты, относящейся к айской свите верхнего протерозоя. Вскрытая мощность этой подсвиты более 1500 м. Скважина 014 на северном фланге вскрыла отложения тараташского комплекса архея, представленные кордиеритсодержащими гнейсами, пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами и магнетитовыми кварцитами верхней подтолщи куватальской толщи. В разрезе скважин выделяются многочисленные зоны милонитизации. Вторичные изменения пород связаны с эпидотизацией и рудными (магнетит, пирит) вкраплениями.

Геотермические измерения на этом участке проведены нами совместно с В.Е. Сальниковым в трех скважинах, которые упоминались выше (скв. 010, 014 и 018), причем в скв. 014 измерения были проведены в разное время трижды с целью эмпирического установления времени выстойки скважины. Бурение скважины было закончено 30 мая 1975 г., а измерения температуры в ней проведены 11 и 17 июня, а также 30 июля 1975 г. Первые два измерения отличаются друг от друга по степени дифференциации геотермических градиентов и по наклону термограмм, что свидетельствует о заметном влиянии техногенного фактора в невыстоявшейся скважине. Различия же между вторым и третьим измерениями менее существенны, по ним определяются одинаковые средние температурные

градиенты (11,7 мК/м). В скв. 010 измерения выполнены до глубины 920 м. Средний градиент по ней составляет 10,8 мК/м. В термограмме не встречено заметных отклонений от линейности (рис. 4.15), что свидетельствует о незначительности гидродинамического фактора. Этого нельзя сказать о термограмме по скв. 018, которая находилась в состоянии самоизлива, что и обусловило выпуклую форму термограммы в интервале 60–400 м. Ниже термограмма линейна, и в этом интервале градиент составляет 9,8 мК/м. Учитывая средние значения теплопроводности в скважинах (структурно-геологические неоднородности теплового потока здесь несущественны) соответственно 3,33; 3,46 и 3,10 Вт/(м·К), получаем значение теплового потока на месторождении «Радостное» 39, 35 и 30 мВт/м^2. Последнее определение можно отбросить как наименее точное, тогда средний ТП составит 37 мВт/м^2.

Круглогорское рудное поле приурочено к участку распространения эффузивно-осадочных отложений ирендыкской свиты (нижний девон) в Шариповской структурно-фациальной подзоне Тагило-Магнитогорского синклинория. На севере участок ограничен Таловским габбровым массивом, на юге – разломом по реке Иремень, на западе – докембрийскими отложениями Уралтауского мегантиклинория, на востоке – нижнепалеозойскими отложениями Ильменского мегантиклинория Восточно-Уральского поднятия. В строении подзоны, судя по геологической карте, а также из материалов дешифрирования аэрофотоснимков (В.В. Рябков, личное сообщение) выделяются терригенные отложения нижнего-среднего ордовика, вулканогенные – верхнего ордовика и вулканогенно-осадочные – среднего палеозоя, которые, в свою очередь, разделяются на девять свит: куликовскую

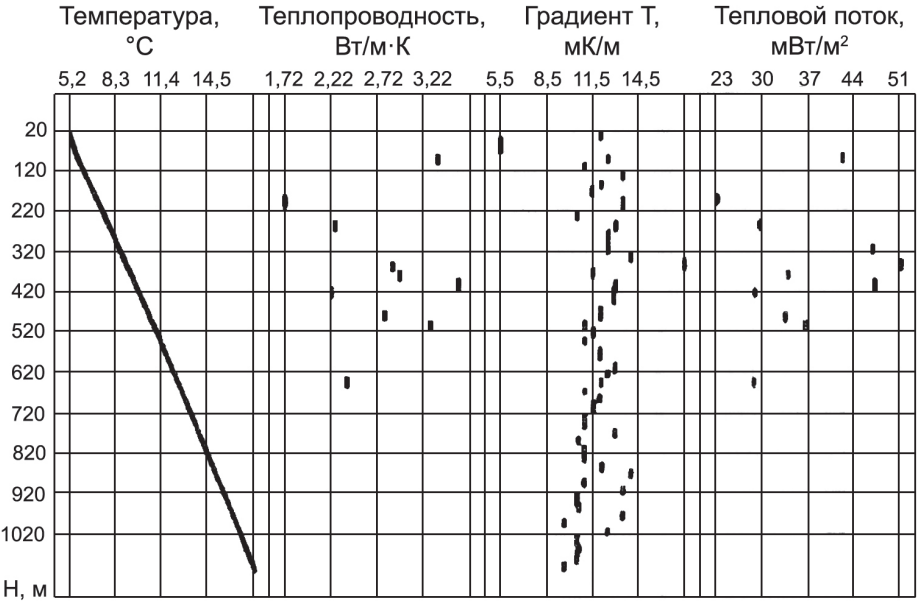


Рис. 4.15. Результаты геотермических измерений на участке «Радостный» (скв. 014)

(S kl), ирендыкскую (D ir), карламытарскую (D ef gv), улутаускую (D gv ul), мукасовскую (D gv mk), култубанскую (D fr kl), зилаирскую (D fm sl), березовскую (C t –v br), кизильскую (C v n ks); мезозойские отложения представлены корой выветривания мощностью до 40 м. Отложения подзоны прорваны одновозрастными интрузиями габброидов, апогарцбургитовых серпентинитов, локализующихся в пределах Вознесенско-Круглогорской антиклинали. Рудное поле с северо-запада окаймляется Колющинским разломом, а с юго-востока – Узынкирским поясом гипербазитов. Образования ирендыкской свиты в районе месторождения разделены на три толщи. Нижняя, преимущественно осадочная, карбонатная – мраморизованные светло-серые и белые известняки мощностью 400 м. Средняя, залегающая между средним и верхним рудоносными горизонтами, вулканогенная, сложена базальтовыми пироксен-плагиоклазовыми порфиритами с прослоями литокластических туфов, незначительно распространены дацитовые порфириты и их туфы (мощность 300 м). Верхняя толща – надрудная, осадочно-вулканогенная – базальтовые пироксен-плагиоклазовые порфириты с прослоями кристаллотуфов, мощность 300 м. Широко распространенные на участке габбро, серпентиниты и кварцевые диориты слагают крупный Круглогорский и небольшой Жмаевский массивы. Характер контакта Круглогорского массива с вмещающими породами весьма сложный – много апофиз и заливообразных карманов. Центральная часть массива представлена кварцевыми мезократовыми, реже лейкократовыми амфиболитовыми габбро. Серпентиниты распространены на всех рудных участках. Они слагают ряд секущих тел, иногда выходящих на дневную поверхность, и серию пластообразных тел, залегающих согласно с вмещающими породами и приуроченных к скарново-метасоматическим рудоносным зонам. Породы рудного поля слагают крупную Вознесенскую антиклиналь, к осевой части которой приурочено внедрение массива габбро. Простирание антиклинали северо-восточное и углы падения на крыльях от 10 до 70°. На северо-восточном склоне г. Круглой эта структура осложнена флексурным изгибом с переходом к северо-западному простиранию и углом падения на юго-запад 10–30°. Дизъюнктивные нарушения в основном субмеридионального направления обусловливают блоковую структуру месторождения. В восточной экзоконтактовой части Круглогорского габбрового массива расположена разведочная площадь «Медногорская». На участке развиты породы ирендыкской свиты, представленные пироксеновыми и пироксен-плагиоклазовыми порфиритами базальтового состава и их туфами. На этом участке широко развиты маломощные пластовые тела серпентинитов, образующие сложный контакт с габбровым массивом, с многочисленными апофизами, заливами и уступами.

На участке выполнены геотермические измерения в двух скважинах: Круглогорская-313 (до глубины 900 м) и Медногорская-325 (до глубины 800 м). Геотермический режим в скв. 313, судя по форме термограммы, чисто кондуктивный. Например, в интервале от 240 до 640 м геотермический градиент на любом 20-метровом интервале составляет 10 мК/м. В интервале от 780 до 900 м градиент незначительно выше (11,5–12,0 мК/м), что можно объяснить структурным эффектом за счет присутствия высокотеплопроводного рудного тела в указанном интервале



Рис. 4.16. Результаты геотермических измерений в скв. 325 («Медногорский»)

глубин. Термограмма по скв. 325 – типичный пример конвекции в скважине, являющейся искусственным каналом для движения подземных вод из одного водоносного пласта в другой. Приток вод осуществляется, по-видимому, на глубинах 240–320 м (рис. 4.16). По мере удаления от зоны притока темп охлаждения естественной жидкости, заполняющей скважину, уменьшается, и за счет этого постепенно увеличивается геотермический градиент. Максимальных значений он достигает тогда, когда на удалении от зоны притока встречается зона поглощения. Эта ситуация, по-видимому, встречена в скв. 325 на глубине 540–600 м. Ниже отметки 600 м до самого забоя геотермический градиент постоянный и в точности равен градиенту в скв. 313. В данном случае мы использовали значение градиента в интервале 600–800 м для оценки теплового потока.

По данным лабораторных определений [Сальников, 1984], теплопроводность слагающих рудное поле пород изменяется в широких пределах (от 1,8 до 6,0 Вт/(м·К)). Средние значения для основных комплексов составляют: а) порфириты базальтовые и андезито-базальтовые, а также туфы основного состава – 2,75; б) габбро, габбро-порфириты – 2,9; в) серпентиниты – 3,0; г) роговики и метасоматиты – 3,3; д) магнетитовые руды – 5,1 Вт/(м·К). Как видно из этих данных, в строении рудного поля присутствуют контрастные по теплопроводности комплексы, что в совокупности со сложной структурой рудного тела создает искажения теплового потока. Количественно эти искажения были рассчитаны с помощью моделирования.

В модели, кроме данных о теплопроводностях, учитывались температурные условия на верхней и нижней границах области моделирования, измеренные в

скв. 313, особенности структуры рудного тела, известные из бурения ряда скважин, и рельеф местности [Сальников, Хуторской, 1982]. Средняя величина теплового потока по результатам моделирования (29 мВт/м^2) совпадает со средневзвешенным значением, полученным по скв. 313 (30 мВт/м^2). Рудные тела фиксируются интенсивными (до 12 мВт/м^2) положительными аномалиями, причем они наблюдаются и в приповерхностной части разреза, где рудное тело приближено к дневной поверхности. Роговики и метасоматиты отмечаются увеличением вертикальной составляющей теплового потока на 2–3 мВт/м^2 по сравнению с вмещающими породами.

Отрицательные относительные аномалии до –4–6 мВт/м^2 наблюдаются на флангах рудного тела на расстоянии 60–100 м от него. Амплитуда аномалий, связанных с положительными формами рельефа, составляет –3 мВт/м^2. Над рудным телом наблюдаются положительные, а под рудным телом – отрицательные температурные аномалии. Их амплитуда достигает 0,2 °С. Однако на малых глубинах сказывается также влияние рельефа. Более четко взаимосвязь структуры теплового поля с особенностями геологического строения наблюдается с глубины 150 м и ниже. ТП на участке «Медногорском», определенный, как уже отмечалось, в интервале 600–800 м составляет 29 мВт/м^2, т.е. практически такой же, как и на Круглогорском.

Среди структурно-формационных зон Уральской складчатой области Тагило-Магнитогорский синклинорий (ТМС), в силу своей наибольшей разбуренности, оказался и наиболее полно изученным геотермически. Здесь имеется от широты Нижнего Тагила до широты Орска 17 изученных площадей [Сальников, 1984; Методические и экспериментальные..., 1983]. Геологическое строение и тектоническая история всех участков ТМС сходны, поэтому дадим лишь краткую характеристику одного из них – Подольского, территориально расположенного на юго-востоке Башкирии, вблизи р. Таналык.

Рудное поле Подольского месторождения приурочено к западному крылу Уртазымской синклинальной зоны Таналыкского антиклинория. На участке развиты эффузивные и пирокластические породы силура и нижнего девона (баймак-бурибаевская и ирендыкская свиты), перекрытые толщей туфогенно-осадочных образований среднего девона (улутауская свита) [Клемин и др., 1974]. Породы баймак-бурибаевской свиты (S b–br) представлены дацитовыми порфиритами и их брекчиями, значительно изменены гидротермально-метасоматическими процессами и минерализованы сульфидами. Залегающие выше плагиоклазовые порфириты и их брекчии с прослоями кремнистых туффитов отнесены к ирендыкской свите (D ir). Образования этих двух свит слагают куполовидную структуру, перекрытую залегающими почти горизонтально слоистыми туффитами, туфопесчаниками, кремнистыми и глинистыми сланцами улутауской свиты (D gv ul). Все породы прорваны субвулканическими телами дацитового состава.

Геотермические измерения выполнены в 15 скважинах до глубины 800–1060 м. Для исследований выбирались только достаточно «выстоявшиеся» скважины. Время выстойки обычно составляло 10–12 мес, т.е. в 2–4 раза превышало время бурения. При такой выстойке погрешность определения равновесных температур

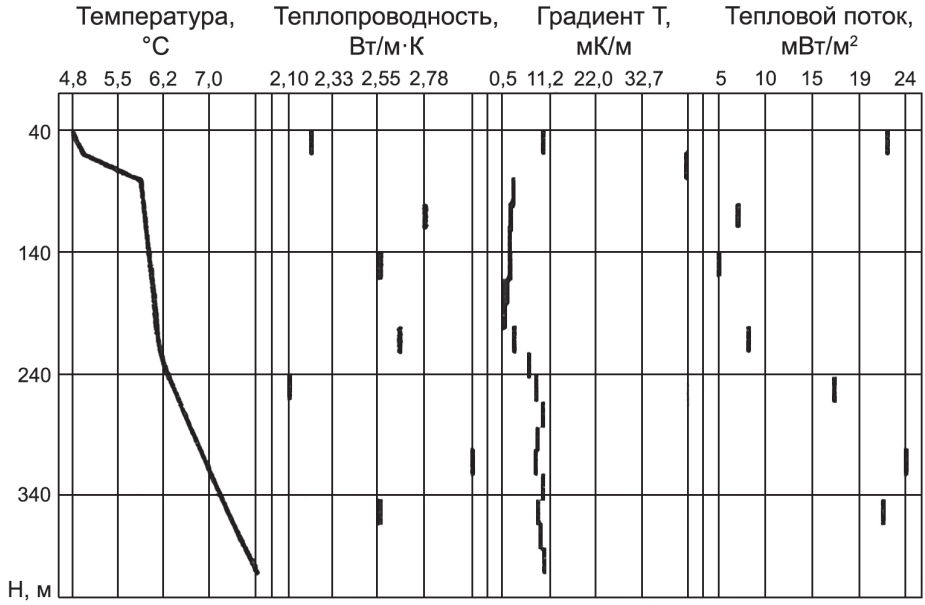


Рис. 4.17. Результаты геотермических измерений на участке «Подольский» (скв. 44)

не превышала ±0,03 °С. В большинстве скважин проявляется влияние гидродинамического фактора. Термограммы имеют нелинейный характер, на них можно отметить зоны притока и поглощения [Хуторской, 1996]. Особенно ярко восходящая фильтрация подземных вод вдоль ствола скважины видна на термограмме скв. 44 (рис. 4.17). Ниже водоносного горизонта на глубине 220 м термограмма линейна, т.е. гидродинамический фактор не искажает кондуктивное тепловое поле.

Геотермические градиенты, наблюдаемые в скважинах участка, изменяются от 7,8 до 8,6 мК/м. По величине теплопроводности выделяются четыре контрастных комплекса: образования S b–br имеют теплопроводность от 2,1 до 2,6 Вт/(м·К); в зоне околорудных изменений, в серицито-хлорито-кварцевых породах, теплопроводность повышается до 3,0 Вт/(м·К); в рудном теле, представленном прожилковыми сульфидными рудами, теплопроводность достигает 3,75 Вт/(м·К); теплопроводность туфогенно-осадочных образований улутауской свиты, в зависимости от состава и характера вторичных изменений, колеблется от 2,4 до 2,9 Вт/(м·К), однако эта толща залегает горизонтально и не вносит искажений в глубинный ТП.

Амплитуда аномалий вертикальной составляющей теплового потока определялась вычитанием из полученных при моделировании значений средней величины (20,8 мВт/м^2), характеризующей фоновый тепловой поток. Зона максимальных искажений вертикальной составляющей ТП (до +6–7 мВт/м^2) приурочена к крутопадающей части рудного тела. Эта зона со стороны висячего бока сопровождается отрицательными аномалиями интенсивности –4–5 мВт/м^2. На контакте рудного

тела с перекрывающими его порфиритами отмечаются наибольшие градиенты аномалий. При субгоризонтальном положении этого контакта в западной части разреза аномалии не превышают 2–3 мВт/м^2 . Отрицательная аномалия (до –4 мВт/м^2) приурочена к области выклинивания серицито-хлорито-кварцевых пород. Еще две зоны небольших отрицательных аномалий (0–3 мВт/м^2) совпадают с наклонными телами, обладающими пониженной теплопроводностью. Для температурных аномалий характерны положительные значения над рудным телом и отрицательные – под ним. Величина аномалий не превышает 0,03–0,06 °С.

Таким образом, аномалии теплового потока в 2–3 раза превышают погрешность его определения, т.е. для регистрации температурных аномалий с той же чувствительностью необходимо измерять температуру с погрешностью ±0,01–0,02 °С. Результаты моделирования теплового потока Подольского участка хорошо согласуются с реально наблюдаемыми величинами. Только в верхней части разреза, где сказывается влияние движения вод по трещиноватым зонам и стволам скважин, расхождения достигают величины, превышающей точность измерений. Это объясняется тем, что при моделировании задавался чисто кондуктивный теплоперенос.

К западной части ТМС приурочены самые низкие на Южном Урале значения теплового потока. Они укладываются в диапазон 19–26 мВт/м^2. В восточной части ТМС ТП несколько выше: 28–33 мВт/м^2 (участки Гусиха, Ащебутак), что, по мнению В.Е. Сальникова [1984], объясняется увеличением объема кислых пород с повышенным содержанием калия, вследствие чего увеличивается теплогенерация в верхней части коры. Однако даже локальное повышение теплогенерации в верхней части коры не может объяснить региональное понижение теплового потока во всей Уральской складчатой области. Очевидно, что здесь понижена и мантийная компонента теплового потока.

Восточнее ТМС располагается Восточно-Уральский антиклинорий, в пределах которого имеются измерения на трех участках. На самом северном из них – Течинском геотермические измерения проведены в скв. 885 до глубины 580 м. Скважиной вскрыта скарново-рудная зона, представленная эпидот-гранатовым скарном с магнетитом (до 50%) и редкой вкрапленностью пирита. Зоны магнетитового оруденения встречены в интервалах 0–19, 54–56, 350–400 и 470–520 м. Они рассеяны в разрезе и не могут быть выделены в какое-то тело ограниченных размеров. Это отражается и на результатах измерения теплопроводностей. Для всего разреза скважины их значения изменяются от 2,50 до 3,25 Вт/(м·К) (в среднем 2,75±0,32 Вт/(м·К)). Геотермический градиент в скважине практически постоянный по глубине и составляет 13,5 мК/м. Таким образом, ТП равен 37 мВт/м^2. Это почти в 1,5 раза выше, чем на участках в пределах ТМС.

Увеличение теплового потока в этой зоне коррелируется с общим ростом объема кислых пород и как следствие этого с повышенным содержанием теплогенерирующих элементов. Южнее, в пределах Восточно-Уральского антиклинория (участки Карабутак, Домбаровка) ТП составляет 32 мВт/м^2.

По-видимому, вариации значений в пределах одной структурно-формационной зоны связаны с колебаниями концентрации радиогенных элементов в слоях зем-

ной коры. На такую возможность указывается во многих аналитических работах [например, Васильева, 1972].

Продолжением ТМС на юге является Западно-Мугоджарский синклинорий (ЗМС), в пределах которого также имеются определения теплового потока на пяти участках. Все они приурочены к Зеленокаменной зоне Мугоджар, в которой находится большинство колчеданных месторождений и рудопроявлений. В строении зоны участвуют метаморфические образования верхнего протерозоя; вулканогенные, вулканогенно-осадочные, субвулканические, жильные и интрузивные породы силура и девона, которые в ряде мест перекрываются терригенными отложениями нижнего карбона и рыхлыми мезозойско-кайнозойскими образованиями. Позднепротерозойские метаморфиты (борлинская свита) представлены двуслюдяными, реже биотитовыми плагиогнейсами, слюдяными и слюдяно-кварцевыми сланцами с прослоями графитовых и мусковитовых кварцитов. Мощность свиты до 600 м. В основании разреза вулканогенных пород залегает толща лав, преимущественно базальтового состава, мощность которой по геолого-геофизическим данным составляет 2,5–4,0 км. Эта толща представлена подводными лавовыми фациями афировых базальтов с различной степенью раскристаллизованности. По мнению А.А. Абдуллина [1973] и многих других исследователей, эти образования относят к единой свите силура, названной мугоджарской. Однако в Южных Мугоджарах эти отложения разделяют на мугоджарскую и куркудукскую свиты [Злотник-Хоткевич, Петрова, 1979]. Наиболее практически значимой является верхняя толща мугоджарской свиты. Она дифференцированная, в ней отмечаются частая перемежаемость средне- и крупнозернистых долеритов, гиалобазальтов и гиалокластитов с флюидальными и брекчиевыми лавами липаритов, перлитами, кварцевыми порфирами и кремнями. Мощность этой толщи не превышает 800 м. В основном все промышленные колчеданные месторождения и подавляющее большинство рудопроявлений приурочены к верхней толще.

Изученные участки в пределах Зеленокаменной зоны относятся к трем крупным группам месторождений Мугоджар: Берчогурской, Верхне- и Среднеорской. В первой из них получены данные для участка «Юбилейный» в трех скважинах. Интервал глубин исследований в скважинах – от 20 до 460 м. Все скважины имели выстойку более двух лет. Приустьевые температуры (на глубине 40 м) колеблются от 7,43 до 7,90 °С, что обусловлено различием гипсометрических отметок и разной экспозицией склонов. Геотермические градиенты рассчитывались на интервалах глубин 20 м и колебались по отдельным скважинам в пределах 10–16%. Значимой корреляции между геотермическими градиентами и глубиной не наблюдалось, т.е. можно принять средние значения градиента по каждой скважине. Теплопроводность наиболее полно охарактеризована для пород из двух скважин на этом участке. В разрезе скв. 1005 встречаются базальтовый и диабазовый порфирит с сульфидной минерализацией в отдельных интервалах, начиная с глубины 130 м. Подобные породы вскрыты и в скв. 1010, но здесь, кроме того, встречаются еще туфы основного состава, прослои которых имеют мощность до 20 м. Теплопроводность всех типов пород изменяется от 2,10 до 3,09 Вт/(м·К) при среднем и стандартном отклонении 2,44±0,34 Вт/(м·К). По отдельным скважинам средние

значения теплопроводностей незначительно различаются: в скв. 1005 – 2,56; в скв. 1007 – 2,84 и в скв. 1010 – 3,09 Вт/(м·К).

Исходя из этих данных, получаем, что тепловые потоки составляют соответственно 21, 21 и 24 мВт/м^2. Расхождение значений теплового потока по отдельным скважинам незначительно превышает погрешность измерений, поэтому можно принять, что среднее его значение для всего участка составляет 22 мВт/м^2.

К верхнеорской группе месторождений относится участок «Лиманный», на котором исследованы три скважины. Все они имеют выстойку около двух лет, т.е. практически достигли теплового равновесия. Во всех скважинах отмечается переменный по глубине геотермический градиент. Небольшие отклонения от линейности термограммы приурочены к различным интервалам глубин скважин, где сказывается влияние гидродинамических процессов. Средние значения градиентов по скважинам варьируют от 10,3 до 12,4 мК/м, но не коррелируются с глубиной скважин. Теплопроводность пород вскрытой верхней толщи мугоджарской свиты, представленной лавокластитами основного состава, порфиритом и окварцованным базальтом, составляет: 2,60±0,44 (лавокластиты и порфириты), 2,71±0,45 Вт/(м·К) (базальты).

При незначительном контрасте теплопроводности и субгоризонтальном залегании слоев величина поправки на рефракцию теплового потока соизмерима с погрешностью измерений [Хуторской, 1982], поэтому ее можно не учитывать, т.е. измеренный ТП равен его фоновому значению для всего участка и составляет 29 мВт/м^2.

Среднеорский рудный район особенно интересен для региональной характеристики теплового поля в связи с тем, что он относится к непосредственному обрамлению Кимперсайского массива. Поэтому на описании геологической позиции и геотермических условий этого района остановимся более подробно. Район располагается в пределах Восточно-Магнитогорской зоны ТМС, в составе которой, в свою очередь, выделяются Приорская и Домбаровская подзоны, разделенные между собой Борлынским глубинным разломом. В пределах района развиты тектоно-вулканические структуры, отражающие первично-вулканические формы рельефа и осложненные блоковой тектоникой. Одной из таких структур является Средне-Орская вулканотектоническая депрессия, которая прослеживается вдоль всего Средне-Орского рудного района в субмеридиональном направлении и в своей центральной части срезается гранитоидами Ащилысайского массива. По простиранию эта структура прослежена на расстоянии более 40 км при ширине 1–4 км. Центральная и южная части Средне-Орской вулканотектонической депрессии сложена пирокластическими и эффузивными образованиями милыашинской свиты нижнего девона. При этом в отдельных случаях устанавливается, что пирокластическими образованиями сложены в основном вершины сопок, а на их склонах и в пониженных участках обнажаются породы базальтовой толщи.

В развитии вулканических построек большую роль играют породы субвулканической фации, слагающие различные по составу, морфологии и возрасту силлы, лакколиты, дайки и т.д. Эти тела образуют крупную зону субмеридионального простирания. К ней приурочены месторождения «50 лет Октября»,

«Приорское». Морфология колчеданных залежей и внутреннее строение субвулканических тел, в сочетании с разрывными нарушениями, определяют структурно-морфологические особенности месторождений и рудных тел. Таким образом, в пределах рассматриваемого района развиты не складчатые структуры, связанные с проявлением пликативных деформаций, а тектоно-вулканические, отражающие первично-вулканические формы рельефа. Впоследствии эти формы рельефа были осложнены разломами, крупнейшими из которых являются Приорская и Борлынская разломные системы, вытянутые в меридиональном и северо-восточном направлениях и расположенные соответственно в западной и восточной частях территории.

Геотермические исследования в Приорской подзоне выполнены на рудопроявлениях Сарыоба и Талдысай, а также на двух указанных месторождениях. Выстойка исследованных скважин составляла от 1 до 3 лет, что, как уже указывалось, вполне достаточное время для установления равновесных температур. Практически во всех скважинах наблюдаются линейные термограммы, что позволяет использовать среднее по скважине значение геотермического градиента для расчета теплового потока. Исключение составляет скважина на участке Сарыоба, имеющая вогнутую форму (рис. 4.18). Предполагая, что такой вид термограммы вызван нисходящей фильтрацией подземных вод по стволу скважины, была введена соответствующая поправка на влияние конвективного теплопереноса, методика расчета которой описана в [Хуторской, 1996], и рассчитано значение кондуктивного теплового потока. В Приорской подзоне наблюдаются такие же низкие геотермические градиенты, как и в других участках Зеленокаменной зоны Мугоджар.

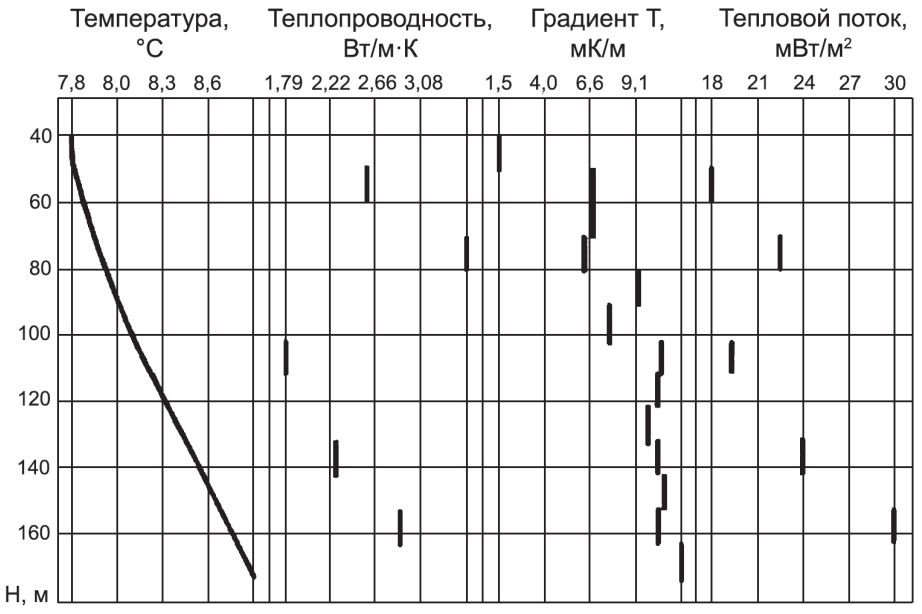


Рис. 4.18. Результаты геотермических измерений в скв. 6253 (Сарыоба)

Теплопроводность пород подзоны изменяется в довольно узких пределах, что объясняется однообразием вскрытых литологических комплексов. Это переслаивающаяся толща базальтов, андезито-базальтов и туфов основного состава. Их теплопроводность составляет от 1,80 до 3,53 Вт/(м·К). Для каждого участка определено среднее значение теплопроводности, которое учитывалось при расчетах теплового потока.

В пределах Домбаровской подзоны исследованы участки Аномальный, Теренсайский и Аул-Кумакский. По геологическому строению и истории развития эта подзона не отличается от Приорской. Характер геотермического поля здесь имеет те же особенности, что и в более южной подзоне.

Таким образом, все изученные структуры ТМС и ЗМС характеризуются аномально низким тепловым потоком, менее 30 мВт/м^2, т.е. границы этих синклинориев могут быть оконтурены изолинией 30 мВт/м^2. Эта зона имеет меридиональное простирание и протягивается от широты Нижнего Тагила до широты пос. Берчогур. Такая обширная региональная аномалия связана, по-видимому, с глубинными геодинамическими процессами, происходившими в литосфере Урала на протяжении всей ее тектонической истории.

Специфическим тепловым потоком отличаются изученные нами Кимперсайский и Халиловский ультраосновные массивы. Они протягиваются в меридиональном направлении вдоль западного борта ТМС и ЗМС. Кимперсайский массив приурочен к одноименному антиклинорию, входящему в состав Центрально-Уральского мегантиклинория и является его южным окончанием. К северу на его продолжении находится антиклинорий Уралтау. К югу Кимперсайский антиклинорий сужается и перекрывается вулканогенно-осадочными породами верхнего палеозоя; с запада он ограничивается Косистекско-Аксуйским синклинорием; с востока, по Главному Уральскому разлому граничит с ЗМС. Значительная часть антиклинория сложена рифейскими и кембрийскими отложениями, смятыми в сложные разнопорядковые складки и метаморфизованные в фации эпидот-амфиболитовых и зеленых сланцев. В его центральной части, параллельно восточному контакту Кимперсайского массива, отмечается Хабарнинско-Кимперсайский разлом крутого юго-западного падения. Этот разлом делит антиклинорий на два крупных блока – юго-западный и северо-восточный. К первому из них приурочены наши измерения теплового потока.

Кимперсайский офиолитовый комплекс играет главенствующую роль среди всех магматических образований антиклинория и представляет собой один из крупнейших офиолитовых комплексов в Главном поясе альпинотипных габбро-гипербазитовых массивов Урала [Ефимов, 1984]. По результатам геолого-геофизических исследований установлено, что массив в южной половине имеет форму лакколита, в центральной и северной частях – это пластовое тело трещинного типа с крутым западным падением. По гравиметрическим данным, полученным В.И. Сегаловичем [Москалева и др., 1990], мощность массива составляет 6–8 км в западной части и до 16 км – в юго-восточном блоке. Локальный гравитационный максимум юго-восточного блока тяготеет к Главному Уральскому разлому. Авторы объясняют его происхождение влиянием избыточных масс «подводящего

канала», по которому, вероятно, происходило проникновение ультрабазитов в верхние слои земной коры. Глубина до центра тяжести условного объема оценивается в 23–25 км. Максимум силы тяжести в северном блоке менее интенсивен, и площадь, занимаемая аномалией, имеет значительно меньшую площадь. Его природа также объясняется наличием «подводящего канала», тяготеющего к зоне регионального Хабарнинско-Велиховского разлома.

Наличие у Кимперсайского массива «корней», которыми он связан с глубинными слоями земной коры и, по-видимому, верхней мантии, устанавливается сейсмическими [Соколов и др., 1974], а также, как будет показано, геотермическими методами. Возраст ультраосновных пород по данным абсолютных датировок – нижний девон (И.И. Маслова, личное сообщение, 1990). В разбуренной части ультраосновного массива встречены серпентинизированные перидотиты и дуниты с плотностью 2,6–2,7 г/см^3. Однако, учитывая наличие гравитационного максимума, предполагается, что нижняя часть ультрабазитов не подвергалась серпентинизации и имеет плотность 3,2–3,3 г/см^3.

Халиловский гипербазитовый массив расположен между Главным Уральским глубинным разломом на западе и Новокиевским надвигом на востоке. Массив представляется как факколитообразная интрузия продольного типа, имеющая, вероятно, питающий канал в районе Новокиевского гравитационного максимума. Большая часть площади массива сложена серпентинитовыми гарцбургитами. Мощность гарцбургитового горизонта колеблется от 500 до 1000 м. В южной части массива выделяется трапециевидный тектонический блок, сложенный полосчатым дунит-лерцолит-гарцбургитовым комплексом. Серпентиниты сопровождаются серией дериватных образований основного состава: габбро, габбро-диабазы, габбро-диориты. Области развития гарцбургитов характеризуются аномалиями силы тяжести от 0 до –7 мГл, которые локализованы в южной, западной и северной частях массива. В восточной и центральной частях поле монотонно и довольно быстро возрастает, достигая максимума (приблизительно 100 мГл) в «эпицентре» вблизи пос. Новокиевка. Многие исследователи связывают это явление с выводным каналом интрузии [Ефимов, 1984; Москалева и др., 1990].

Магнитное поле массива резко дифференцировано, представлено знакопеременными аномалиями (±200 нТ) небольших размеров по латерали (200×300 м). Пестрый рисунок магнитного поля обусловлен степенью изменений ультрабазитов и неравномерной насыщенностью магнитными минералами. Таким образом, можно видеть, что существующие геологические и геофизические данные свидетельствуют о наличии глубоких корней ультраосновных тел на Кимперсайском и Халиловском массивах. Это, по-видимому, основная причина, обусловившая различия геотермического поля собственно массивов и их обрамления, в частности Зеленокаменного пояса, который находится в аллохтонном залегании [Перфильев, 1979; Руженцев, 1976; Соколов и др., 1974].

В пределах юго-восточного блока Кимперсайского массива изучено пять участков (№№ 1–5 в табл. 4.3). Во всех без исключения скважинах наблюдается сходное распределение геотермических градиентов с глубиной. Примерно до глубины 160–180 м они монотонно увеличиваются, а ниже становятся постоянными. Этот

факт, вероятно, можно объяснить нисходящим движением подземных вод в трещиноватых и милонитизированных зонах внутри серпентинизированных ультрабазитов верхних частей разреза, которые вскрыты бурением.

Таблица 4.3

Результаты геотермических измерений на Кимперсайском и Халиловском массивах

№ п/п	Участок, число изученных скважин	Координаты		Абс. высота устья, м	Интервал измерений	T_{min}–T_{max}, тип термограммы*	Геотермический градиент, мК/м	Теплопроводность, Вт/(м·К)	ТП, мВт/м²	
		с.ш.	в.д.						измер.	исправл.
1	Алмаз-Жемчужина, 4	50,213	58,416	390	20–500	6,83–13,45, кЛ	14,1	2,49	35	35
2	20 лет КазССР, 1	50,25	58,487	390	20–860	6,82–21,01, Вг	19,0	2,23	42	42
3	40 лет КазССР, 1	50,282	58,445	400	20–520	7,21–14,79, Вг	17,0	2,37	40	43
4	Шахта «Центр.», 2	50,176	58,458	400	20–360	6,65–11,09, Вп	14,4	2,56	37	37
5	Зап. Залежь, 8	50,183	58,397	410	30–630	7,18–16,14, кЛ	16,7	2,38	40	40
6	Малохалиловский, 2	51,456	58,142	420	30–420	7,04–12,24, Вг	15,2	2,44	37	38

* Типы термограмм: Л – линейная, кЛ – кусочно-линейная, Вп – выпуклая, Вг – вогнутая.

По геотермическим данным, принимая модель одномерной фильтрации, скорость нисходящего движения вод на участке «40 лет КазССР» оценивается в $3{,}3 \cdot 10^{-7}$ см/с в интервале глубин 40–200 м, а на участке «Западная залежь» – $1{,}2 \cdot 10^{-7}$ см/с на интервале 40–160 м. В обеих скважинах ниже указанных интервалов скорость фильтрации уменьшается в 15–20 раз, т.е. конвективный фактор в них пренебрежимо мал. Большинство скважин исследованы до глубин более 200 м, поэтому для оценки фонового геотермического градиента и теплового потока рассматривался тепловой режим неискаженной фильтрацией части скважин.

Об однородности кондуктивного теплового потока на исследованных участках Кимперсайского массива говорят измеренные температуры на каком-то фиксированном глубинном уровне в разных скважинах. Температура на глубине 200 м меняется в сравнительно узких пределах: 8,77–8,84 °С («Алмаз–Жемчужина»), 8,82 °С (шахта «Центральная»), 9,02 °С («20 лет КазССР»), 9,02–9,21 °С («Западная залежь»), 9,29 °С («40 лет КазССР»). Даже учитывая погрешность гра-

дуировки термодатчиков, мы видим, что горизонтальные градиенты температур пренебрежимо малы, так как участки находятся в пределах 6-км окружности.

Постоянство градиентов по глубине в скважинах позволяет провести их латеральное пространственное сопоставление. Из табл. 4.3 видно, что геотермические градиенты изменяются в узких пределах – от 14 до 17 мК/м. Исключением является скв. 79п, сложенная относительно низкотеплопроводными серпентинизированными дунитами, что и обусловило локальное повышение градиента. Наши геотермические исследования на Малохалиловском участке являются первыми вообще на Халиловском гипербазитовом массиве.

По своему техническому состоянию только три из них были пригодны для измерений температуры. Скв. 603 пройдена нами до 420 м, скв. 572 – до 270 м и скв. 602 – до 100 м. Две последние скважины пройдены не до забоя, так как их ствол был обрушен. Выстойка скв. 603 после окончания бурения составляла 8 мес, а скв. 572 – 15 мес, т.е. это время было достаточным для измерения температуры в скважинах с точностью ±0,02 °С. В двух скважинах (603 и 572), которые мы будем в дальнейшем анализировать, температуры на глубине «нейтрального слоя» (40 м) различаются на 0,3 °С (соответственно 7,04 и 7,34 °С), что объясняется различием гипсометрических уровней: альтитуда устья скв. 603 на 40 м выше.

Геотермические градиенты, рассчитанные для каждого 20-метрового интервала глубин, непостоянны. В скв. 603 они изменяются от 9,7 до 20,5 мК/м, а в скв. 572 – от 10,6 до 15,7 мК/м. Однако в их распределении по глубине нет какой-либо определенной тенденции: термограммы имеют кусочно-линейный вид, что, вероятно, связано с локальными вариациями теплопроводности пород, слагающих разрез скважин, или с локальной трещиноватостью, обусловливающей местную фильтрацию подземных вод. Уверенно можно говорить об интервалах фильтрации в скв. 603 между 150 и 170 м и 200–220 м. В связи с этим рассчитаны средние градиенты по скважинам. Они составляют 15,2±2,2 мК/м (скв. 603) и 13,4±1,4 мК/м (скв. 572), причем градиенты по последней скважине более стабильны, что объясняется ее большим временем.

Проверка статистической значимости различий средних градиентов по скважинам с использованием критерия Стьюдента показала, что $t < t_{кр}$, т.е. гипотеза о разнородности выборок не подтвердилась. Поэтому для всего участка мы вправе оценить средний градиент, который использован для расчета теплового потока. Он равен 15,2 мК/м.

Рассмотрим более подробно распределение теплопроводности ультрабазитов, вскрытых на Кимперсайском и Халиловском массивах, так как для этого типа пород имеется весьма мало литературных данных. Во всех исследованных скважинах встречается относительно узкий спектр пород. Это серпентинитизированные дуниты, перидотиты и гарцбургиты. Только на участке «Шахта “Центральная”» встречаются дайки габбро-амфиболитов Тыгашасайского комплекса, внедрившиеся в толщу серпентинитовых дунитов, которые вскрыты на месторождениях «20 лет КазССР», «40 лет КазССР» и «Западная Залежь». Средние значения и стандартные отклонения от среднего для участков составляют соответственно 2,23±0,17 Вт/(м·К) (n = 18), 2,37±0,22 Вт/(м·К) (n = 19) и 2,38±0,13 Вт/(м·К) (n =

25). Как видно из приведенных данных, по теплофизическим характеристикам породы довольно однородны, и их средние значения на 20% ниже приводимых в литературе сводок по серпентинитизированным породам [Физические…, 1984]. Несколько выше теплопроводность серпентинитизированных перидотитов из скв. 191 – 2,49±0,47 Вт/(м·К) (n = 15), и гарцбургитов из скважин Малохалиловского участка – 2,44±0,39 Вт/(м·К) (n =17). Высокая теплопроводность зафиксирована у хромитовых руд, представительная коллекция которых отобрана по скв. 639. Значение теплопроводности равняется 5,91±0,39 Вт/(м·К) (n = 11).

Контраст теплопроводности между телом хромитов и вмещающими породами обусловливает рефракцию глубинного теплового потока, величина которой учитывалась с помощью численного моделирования процесса кондуктивной теплопередачи в стационарном режиме с помощью программы TERMGRAPH [Хуторской, 1996].

Тепловой поток на Кимперсайском и Халиловском массивах заметно выше, чем в структурах, обрамляющих их в Приорской и Домбаровской подзонах. В скважинах Кимперсайского массива он изменяется от 35–37 мВт/м^2 (участки «Алмаз–Жемчужина» и «Шахта Центральная») до 42 мВт/м^2 («20 лет КазССР»). Для Малохалиловского участка оценка теплового потока имеется только в скв. 603, из которой отобраны образцы керна. Тепловой поток здесь составляет 37 мВт/м^2, т.е. такой же, как на некоторых участках Кимперсайского массива.

Рассмотрим возможную эволюционную модель геотермического поля Урала, объясняющую особенности теплового потока в ультраосновных массивах и на их обрамлении.

Линейные складчатые зоны, тектонотипом которых является Урал, характеризуются аллохтонным механизмом преобразования коры, т.е. наличием крупных структурных перестроек в переходных зонах от палеоокеана к палеоконтиненту. Эти структурные преобразования выражались в формировании зон субдукции и коллизии, которые надежно реконструируются по целому комплексу геологических и геофизических данных. Численное моделирование тепловой эволюции литосферы в зонах палеосубдукции, т.е. в современных линейных поясах, показало возможность возникновения аномально низкого теплового потока за счет нестационарных тепловых эффектов: образования литосферных надвигов большой мощности и «экранирования» глубинного теплового потока. Эти воздействия существуют не бесконечно долго, но при погружении всей палеоокеанической литосферы (мощностью 60–70 км) в зоне субдукции нестационарный эффект в тепловом поле длится 250–300 млн лет, что позволяет говорить о том, что современный ТП отражает геодинамическую и структурную перестройку, происходившую в позднем палеозое.

Расчеты показывают, что эффект «экранирования» снижает глубинный ТП в 2 раза [Хуторской, 1985]. Этим можно объяснить аномально низкие тепловые потоки в Зеленокаменной зоне Урала, которая, как установлено по геологическим данным [Перфильев, 1979; Руженцев, 1976], надвинута на меланократовый фундамент и офиолиты Центрально-Уральского поднятия. По геофизическим данным также устанавливается зона субдукции палеозойского возраста [Соколов и др., 1974].

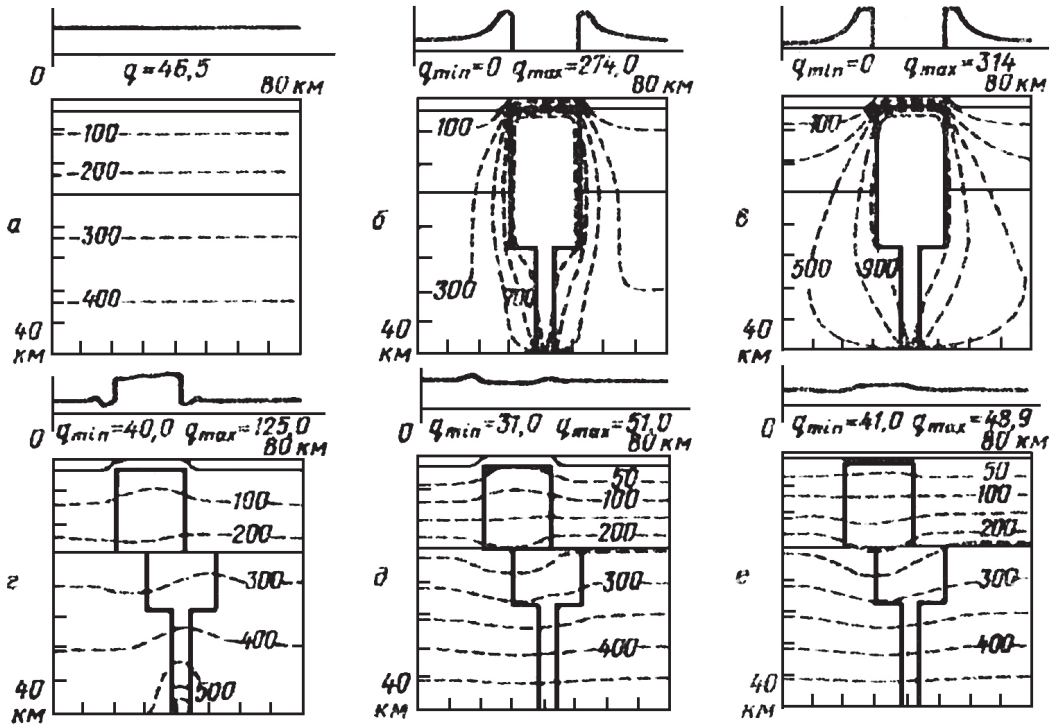


Рис. 4.19. Термическая эволюция литосферы в районе развития интрузии ультрабазитов при флексурном сдвиге верхней части интрузивного тела.

Пунктирные линии – изотермы, °С; сплошные – структурные границы (пояснения в тексте); профили теплового потока показаны для верхнего 1-километрового слоя литосферы. Модели соответствуют геологическому времени: а – 400 Ма, б – то же, после внедрения интрузии, в – 370 Ма, г – 320 Ма, д – 250 Ма, е – 160 Ма

Остается, однако, необъясненной природа относительного повышения теплового потока в ультрабазитовых массивах. Для объяснения этого факта было выполнено численное моделирование процесса внедрения и последующей трансформации тела ультрабазитов. Расчеты делались для двух сценариев эволюции интрузии. В первом сценарии предполагалось внедрение в кору тела, разогретого до температуры солидуса перидотита, сохранение в течение некоторого геологического времени термической активности подводящего магматического канала, затем его остывание и одновременное смещение тела интрузии в горизонтальном направлении вместе с образующимся шарьяжем, но без полного отрыва верхней части интрузии от ее корней. Во втором сценарии происходит полный отрыв верхней части интрузии от ее корней и ее перемещение, т.е. «видимая» часть ультрабазитового массива становится бескорневой.

В обоих случаях на следующих шагах моделировалось образование сводового поднятия Уралтау и его последующая эрозия. Схема обоих сценариев показана на рис. 4.19 и 4.20.

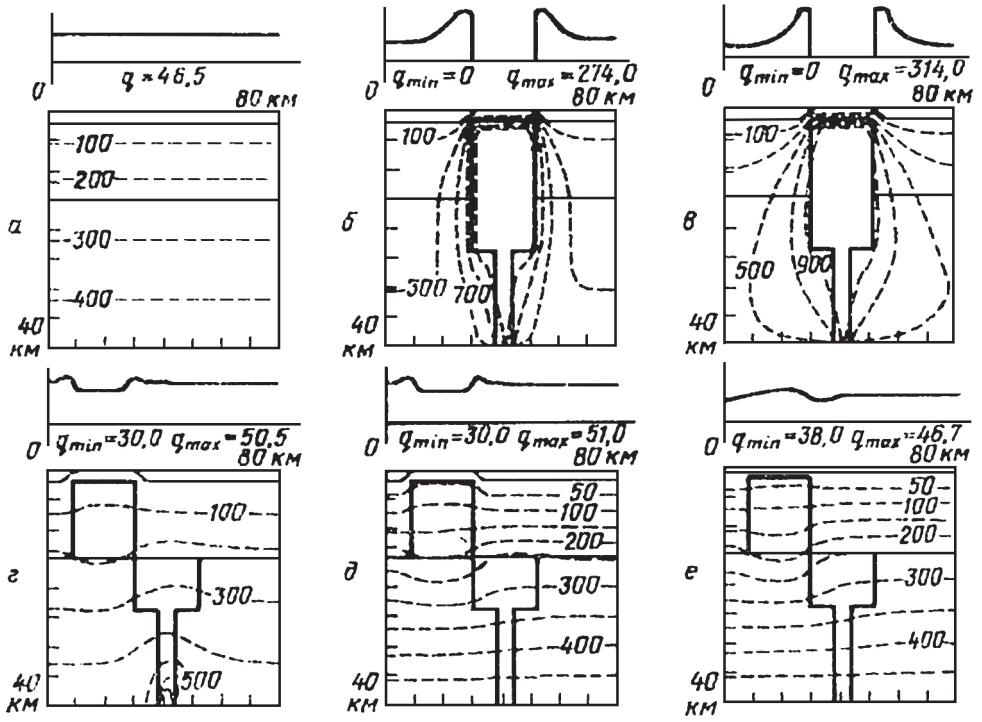


Рис. 4.20. То же, что на рис. 4.19, но при полном отрыве верхней части интрузивного тела

Момент внедрения принимался за начальный и относился к абсолютному времени 400 млн лет назад (граница нижнего и среднего девона, что соответствует абсолютным датировкам возраста ультрабазитов). Граничные температурные условия принимались на основании результатов «предыдущего (минус–первого)» шага моделирования для плоскопараллельной модели литосферы, состоящей из «гранитно-метаморфического» слоя мощностью 10 км с температуропроводностью $5{,}15 \cdot 10^{-7}$ м^2/с и теплопроводностью 2,5 Вт/(м·К), «базальтового» слоя мощностью 35 км с теплофизическими параметрами соответственно $9{,}72 \cdot 10^{-7}$ и 2,6, верхней мантии мощностью 55 км до подошвы литосферы с теплофизическими параметрами $13{,}3 \cdot 10^{-7}$ и 3,0. На подошве литосферы задавалась температура 1200 °С, а на поверхности «нейтрального слоя» – 5 °С. Палеоклиматические изменения в процессе геологической эволюции не учитывались.

Полученная в результате расчета на этом временном шаге температура подошвы коры задавалась на следующем временном шаге как нижнее граничное условие. Внедрившаяся интрузия ультрабазитов имела частично расплавленное состояние, т.е. внутри нее устанавливался адиабатический температурный градиент, а теплофизическим свойствам приписывались их эффективные значения, учитывающие конвективный теплоперенос: температуропроводность $13{,}3 \cdot 10^{-7}$ м^2/с и теплопроводность 10 Вт/(м·К).

После момента внедрения 30 млн лет в модели поддерживалась температура 1000 °С внутри интрузии, что вызывало, естественно, разогрев верхней части коры. Например, температура 300 °С в момент внедрения существовала на глубине 30 км, а через 30 млн лет эта изотерма переместилась на глубину 11 км.

На следующем шаге моделирования, последовавшем через 50 млн лет после предыдущего (320 млн лет назад), рассматривалось «разветвление» сценариев: в первом случае амплитуда шарьирования была такой, что верхняя часть интрузии лишь флексурно сдвинулась, но сохранила структурную связь с подводящим каналом, а во втором – она полностью оторвалась от нижней части, т.е. стала «бескорневой» (рис. 4.20). Для обоих сценариев в основании подводящего канала в это время поддерживалась температура солидуса.

Во втором случае наблюдалось более резкое уменьшение теплового потока на поверхности по сравнению с первым, что связано с изоляцией начинающей остывать интрузии от ее подводящего канала. Расчетные значения теплового потока над интрузией в первом и во втором случаях составляют соответственно 149 и 130 мВт/м^2.

В это же время началось образование сводового поднятия высотой 2 км, которое также обусловило уменьшение теплового потока. Следующий временной шаг относился к времени 250 млн лет назад, т.е. через 70 млн лет после предыдущего. В это время в Мугоджарах и на Южном Урале закончились активные коллизионные процессы и была сформирована континентальная кора. Снижение геодинамической активности обусловило кристаллизацию и остывание подводящего канала. Через 70 млн лет после «выключения» подвода тепла существование канала выразилось в превышении теплового потока над фоновым уровнем для подошвы коры на 6 мВт/м^2, т.е. вполне могло бы быть объяснено только структурным эффектом.

Таким образом, основным источником, формирующим нестационарное тепловое поле в верхней части коры, являлись процессы горизонтальных смещений по плоскости шарьирования, образование сводовых поднятий и их последующая эрозия. В результате численного моделирования показано, что в обоих сценариях стационарный режим наступил только 160 млн лет назад, т.е. в средней юре. Однако даже в условиях установившихся температур фоновый ТП оставался аномально низким (32–35 мВт/м^2). Над телом интрузии после пенепленизации сводового поднятия он составлял 42–44 мВт/м^2.

Таким образом ТП, рассчитанный в результате моделирования, практически совпадает с его наблюдаемыми значениями.

В геосинклинальных поясах мозаичного типа процесс преобразования океанической коры в континентальную растягивается на длительное время и характеризуется постепенным наращиванием гранитно-метаморфического слоя от периферии к центру пояса.

Постепенное и длительное формирование гранитно-метаморфического слоя в Центральном Казахстане, продолжавшееся с позднего рифея до конца палеозоя, коррелируется с постепенным увеличением глубинного теплового потока от периферии мозаичного пояса к его центру.

Специальные геотермические исследования в палеозоидах Центрального Казахстана начались в середине 70-х годов. А до этого времени сведения о геотемпературном поле собирались попутно, в процессе промыслового термокаротажа разведочных скважин.

Период изучения геотермии Казахстана можно условно разделить на три этапа. Первый этап (1950–1965 гг.) – сбор и обработка термокаротажных диаграмм, определение по ним геотермического градиента, априорно искаженного техногенными влияниями, и на основании этого расчет глубинных температур, оценка термального метаморфизма каустобиолитов [Гаврилова, 1968; Думлер, 1969]. Работы на этом этапе были сосредоточены в Карагандинском угольном бассейне, Джезказганской впадине и Павлодарском Прииртышье.

На втором этапе (1965–1975 гг.) были составлены первые карты-схемы температур на различных глубинных срезах и схемы теплового потока для территорий Центрального Казахстана [Жеваго, 1972; Голицын, Лятыф-Заде, 1975]. Геотермическими измерениями были охвачены не только осадочные бассейны Центрального Казахстана (Караганда, Экибастуз, Джезказган, Тениз), но и многие рудные месторождения, приуроченные к выходам складчатого основания (Аксу, Бестюбе, Жайрем, Каражал, Акжал, Аккудук и др.). Однако ТП рассчитывался без учета теплофизических неоднородностей разреза скважин. Значения теплопроводности, взятые из справочников по физическим константам, часто не соответствовали реальному распределению теплопроводности. Несмотря на это, приведенные обобщения геотермических данных имели большое научное значение, так как, во-первых, они показали связь теплового режима и тектонического строения Казахстана, а во-вторых, на основании палеотемпературных моделей позволили реконструировать условия метаморфизма углей. М.В. Голицын и Я.А. Лятыф-Заде [1975] выделили три геотермические области, совпадающие со структурными элементами первого порядка: 1) область низких температур, приуроченная к каледонидам Северного Казахстана; 2) умеренных температур, приуроченная к средне- и верхнепалеозойским впадинам (Карагандинская, Джезказганская, Тенизская) на палеозойском складчатом основании; 3) повышенных температур, относящаяся к Джунгаро-Балхашской складчатой зоне и к наложенным впадинам на герцинском основании (Тургайская, Иртыш-Зайсанская). В.С. Жеваго, анализируя геотермические градиенты, пришел к выводу, что «...в палеозойских и допалеозойских структурах Центрального Казахстана наблюдается различная плотность тепловых потоков. В породах верхнего и среднего палеозоя, образующих второй структурный этаж, ТП выше, чем в отложениях нижнего палеозоя и докембрия» [Жеваго, 1972, с. 83]. Примененная им методика расчета геотермических градиентов как частного от деления среднего теплового потока (принимаемого априорно) на среднюю (а не измеренную) теплопроводность вызывает серьезные возражения с точки зрения современной методики сбора и обработки геотермических данных, но для того этапа материал, безусловно, представлял определенный интерес.

Третий этап изучения геотермического режима начался в середине 70-х годов и был связан с необходимостью картирования теплового потока территории СССР

и создания геотермической модели литосферы [Смирнов, 1980]. На этом этапе целенаправленно проводились измерения теплового потока в выстоявшихся скважинах, классифицированы геотермические аномалии на рудных месторождениях с целью разработки теоретических и экспериментальных основ терморазведки, оценен вклад радиотеплогенерации в глубинный ТП на основании измерений содержания U, Th и K в горных породах, проводилось стационарное и нестационарное геотермическое моделирование [Калашников, 1986; Смыслов и др., 1979; Дучков и др., 1978; Сальников, Хуторской, 1982; Хуторской, 1982, 1985, 1996; Методические..., 1983; Бекжанов, Калашников, 1985]. Сейчас значения теплового потока в Центрально-Казахстанских палеозоидах надежно определены более чем в ста скважинах. В большинстве из этих скважин отобран керновый материал для измерений теплопроводности. Таким образом, ТП в них рассчитан по оптимальной методике, когда геотермический градиент, вычисленный по дискретным высокоточным измерениям температуры, умножался на коэффициент теплопроводности, определенный по образцам керна из тех же скважин. На некоторых участках керн не отбирался, так как перед исследователями не стояла задача определения теплового потока [Гаврилова, 1968], но полученные кондиционные температурные данные были использованы для его расчета.

Рассмотрим тепловой режим этого региона более подробно. Внутри палеозоид Казахстана сохранилось несколько докембрийских массивов, среди которых геотермические исследования проведены на Кокчетавском, Ичкеольмесском и Бурунтавском. Уже к началу фанерозоя на всех этих массивах сформировалась континентальная кора, показателем которой являются гранито-гнейсовые купола, образовавшиеся в два этапа. Ко времени 1,4 млн лет на Кокчетавском массиве уже обнаруживаются признаки сиалической коры, в раннем-среднем рифее существование океанической и переходной коры типа развитой островной дуги, в позднем рифее полный профиль земной коры континентального типа, а в венде признаки ее деструкции [Тектоника Северной..., 1980]. Синхронно с Кокчетавским массивом развивался гранитно-метаморфический слой на Ичкеольмесском массиве. Между ними располагался Восточно-Кокчетавский синклинорий, осложненный на северо-востоке района Байлюстинской синклинальной зоной. Таким образом, блоки Кокчетавского и Ичкеольмесского массивов представляют собой древние ядра континентальной коры, а располагающийся между ними Восточно-Кокчетавский синклинорий характеризует самые ранние этапы палеозойской складчатости.

Процесс нарастания земной коры, увеличения ее мощности продолжался, вероятно, в течение всего палеозоя, вследствие пространственно унаследованной гранитизации и палингенеза в древних гнейсовых куполах, что явилось причиной становления здесь автохтонных «каледонских» гранитоидов [Розен, 1976]. Формирование гранитоидов в пределах Кокчетавского блока было вызвано, очевидно, термической активизацией, выразившейся в подъеме ближе к поверхности границы солидуса мантийного вещества. Как будет показано ниже, в районах проявления раннепалеозойской гранитизации несколько повышен ТП по сравнению с районами, где этот процесс не выражен.

Геотермические исследования проведены на Кокчетавском массиве в пределах Васильковского участка, на Ичкеольмесском – на участке «Кварцитовые Горки», на Бурунтавском – на участке Акбакай.

На Васильковском участке развита система трещин северо-восточного (35°) простирания с падением на северо-запад под углом 75–80°. Трещины являются путями фильтрации подземных вод. Такие горизонты хорошо проявляются на термограммах. Например, в скв. 1027 приток подземных вод наиболее интенсивен в интервале глубин 120–240 м, в скв. 1030 в интервале 120–280 м, в скв. 1040 в интервале 120–180 м. Ниже названных интервалов температура монотонно увеличивается с глубиной, достигая на глубине 300 м 9,98 °С (скв. 1030), 10,18 °С (скв. 1040) и 10,32 °С (скв. 1027); на глубине 400 м 12,24, 12,34 и 12,63 °С соответственно, на глубине 500 м 14,35 (скв. 1030) и 14,85 °С (скв. 1027), на глубине 600 м 16,35 °С (скв. 1030) и 17,00 °С (скв. 1027). На забое скважины отмечаются температуры 16,75 °С (скв. 1030, глубина 620 м), 23,25 °С (скв. 1027, глубина 900 м), 12,76 °С (скв. 1040, глубина 420 м). Глубина активной гидродинамической зоны в каждой из скважин различна, что связано с рельефом местности и с геологическим строением. Максимальная ее глубина отмечается в скв. 1030 – 280 м. Ниже этой глубины во всех скважинах существует приблизительно линейное нарастание температуры с глубиной, что позволяет рассчитать геотермические градиенты. Они равны 21,3 в скв. 1030, 21,6 в скв. 1027 и 21,6 мК/м в скв. 1040. Среднее значение коэффициента теплопроводности пород участка составляет 2,34 Вт/(м·К) (n = 11). Соответственно значение теплового потока по скважинам: скв. 1030 – 50 мВт/м^2, скв. 1027 – 51 мВт/м^2 и скв. 1040 – 51 мВт/м^2.

На участке «Кварцитовые Горки» измерения проводились через 1,5–2 года после окончания бурения. Во всех скважинах с глубины 240 м идет монотонное и линейное нарастание температуры с глубиной. Геотермический градиент составляет 13,5–14,0 мК/м. Но выше глубины 240 м отмечаются искажения геотермического градиента, связанные с активными инфильтрационными процессами в стволе скважин. Особенно они заметны в скв. 680, где в интервале 120–200 м градиент меняется от –29 до +42 мК/м. В интервалах 140–150 и 170–180 м он отрицательный, что может быть обусловлено притоком относительно холодной воды с меньшей глубины. Заметим, что в этих интервалах глубин залегает тонко переслаивающая свита алевролитов и песчаников, которая трещиновата и хорошо проницаема по плоскостям напластования. Теплопроводность образцов практически однородна по всему стволу скважин и составляет 2,91±0,43 Вт/(м·К). ТП равен 36–39 мВт/м^2. На сочленении Бурунтавского массива и новообразованной ордовикской коры получен большой объем геотермической информации. По данным Ю.А. Калашникова (личное сообщение, 1988), ТП изменяется от 30 до 84 мВт/м^2, в среднем составляя 46±13 мВт/м^2 (n = 19).

В Селетинском синклинории на участке Бестюбе была исследована глубокая скважина № 503, температура в которой измерена до глубины 1150 м (рис. 4.21). До измерения скважина находилась в состоянии покоя 65 сут. В верхней части скважины до глубины 150 м наблюдаются скачки значений геотермического градиента, связанные с фильтрацией в активной гидродинамической зоне, а ниже этой

глубины температура линейно нарастает без каких-либо искажений. Геотермический градиент практически постоянный по всему стволу скважины и составляет 13,2 мК/м. Разрез скважины сложен однородной по теплофизическим свойствам толщей аргиллитов и алевролитов, о чем можно судить по термограмме: на ней не отмечаются вариации геотермического градиента, связанные, как правило, с контрастом теплофизических свойств. Значение коэффициента теплопроводности составляет 2,97±0,46 Вт/(м·К). ТП равен 39 мВт/м^2. Это значение можно считать глубинным, так как поверхностные искажения пренебрежимо малы.

Месторождение Акбеит расположено в юго-восточной части Калмыккульского синклинория в зоне его сочленения с Новочеркасским антиклинорием. Геотермические измерения проведены в скв. 319, находившейся в состоянии «покоя» после окончания бурения 7 мес. В разрезе скважины не встречено контрастных по теплопроводности толщ. Ее среднее значение составляет 2,91±0,33 Вт/(м·К) (n = 6). Измерения температуры показали, что ниже 200 м наблюдается практически постоянный геотермический градиент (см. рис. 4.21). В интервале 200–300 м он составляет 11,5 мК/м, в интервале 340–440 – 10,6 мК/м, в интервале 360–460 – 10,8 мК/м. Среднее по стволу скважины в интервале 200–480 м равно 11,0 мК/м. Значение теплового потока, определенное как произведение средних величин теплопроводности и геотермического градиента, составляет 32 мВт/м^2. Это значение ниже, чем измерено на Бестюбе, что может объясняться более древним возрастом структуры на участке Акбеит.

Участок Алпыс расположен в пределах Майкаин-Экибастузского антиклинория восточной части Центрального Казахстана. Скважины, в которых проведены геотермические измерения, пробурены в гидротермально измененных метасоматитах, представленных кварцитами, яшмокварцитами, серицитизированными породами, а также туфами и туфопесчаниками верхней туфогенно-осадочной толщи верхнего ордовика. Теплопроводность пород изменяется от 1,64 до 1,76 Вт/(м·К) (туфы и брекчированные яшмокварциты) до 5,06–5,91 Вт/(м·К) (кварциты и вкрапленные руды), однако четкого разделения на контрастные по теплопроводности толщи сделать нельзя. Так, у туфов теплопроводность изменяется от 1,76 до 3,86 Вт/(м·К), встречены яшмокварциты с теплопроводностью 1,64 и 2,23 Вт/(м·К), теплопроводность кварцитов меняется в пределах 15–20% (от 5,05 до 5,91 Вт/(м·К)). В связи с этим оптимальным является назначение для всей исследованной толщи среднего значения коэффициента теплопроводности. Он составляет 2,66±0,79 Вт/(м·К) (n = 8), в выборке не учтены значения теплопроводности кварцитов, в весовом отношении занимающих малую долю разреза. Характер распределения геотермических градиентов коррелирует с геологическим разрезом: по градиентам могут быть надежно установлены границы распространения туфов, кварцитов и метасоматитов. Наибольшим градиентом характеризуются глубины, на которых вскрыты туфы. Они, кстати, имеют наименьшую теплопроводность. В зоне распространения серицит-кварцевых пород геотермический градиент несколько ниже, но зато выше теплопроводность. Таким образом, расчет теплового потока можно проводить по способу 2 (см. раздел «Методика интерпретации…»). Для участка Алпыс вычисленный по этой методике ТП составляет 38 мВт/м^2.

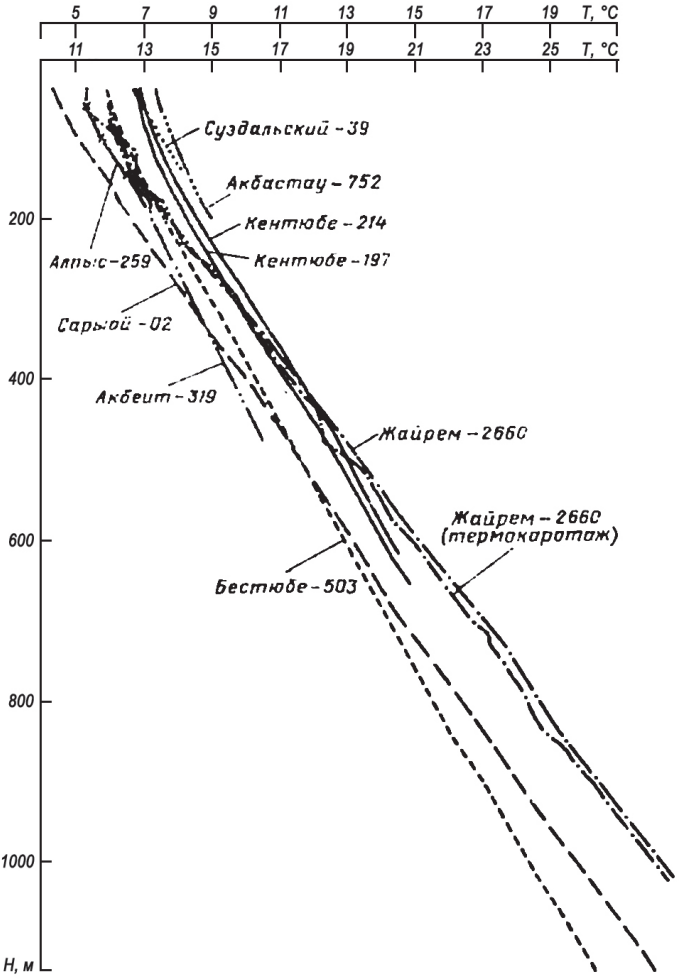


Рис. 4.21. Результаты измерения температур в некоторых скважинах структур раннепалеозойской консолидации.

Для скважин Жайрем и Сарыой – нижняя шкала температур, для остальных – верхняя

Участки Жайрем и Сарыой приурочены к Атасуйскому рудному району с широко известными стратиформными железо-марганцевыми и свинцово-цинковыми месторождениями. Геотермические исследования проводились в двух глубоких скважинах с достаточно большой «выстойкой» после окончания бурения. Так, скв. 2660 на участке Жайрем бурилась с февраля по сентябрь 1976 г., а измерения в ней проводились 21 июля 1977 г., скв. 02 на участке Сарыой бурилась с октября 1976 г. по май 1977 г., а измерения проводились 24 июля 1977 г. Пользуясь методикой для расчета времени выстойки, определяем, что в скв. 2660 глубинный геотермический градиент может быть определен с точностью 2%, а в скв. 02 с точностью 5%. Это допустимые погрешности для расчета глубинного теплового потока. Разрезы скважин сложены в основном углистыми аргиллитами визейского

возраста. Разрез довольно однороден, о чем свидетельствует и однородность теплофизических свойств. Коэффициенты теплопроводности составляют: на Жайреме 3,09±0,23 Вт/(м·К), на Сарыое 3,09±0,30. Температурные измерения в скв. 2660 проведены от глубины 60 м до забоя на глубине 1020 м. Термограмма имеет линейный характер с небольшими осложнениями на глубинах 100–140 и 720–740 м, связанными, по-видимому, с локальными перетоками подземных вод (см. рис. 4.21). Температура изменяется от 11,23 °С на глубине 60 м до 33,08 °С на забое. Геотермический градиент составляет 18,5 мК/м. ТП 56 мВт/м^2. В скв. 02 температура изменяется от 10,24 °С на глубине 40 м до 27,56 °С на забое, на глубине 1140 м (см. рис. 4.21). Градиент температуры составляет 16,5 мК/м, ТП 53 мВт/м^2.

Группа фосфоритовых месторождений Жанатасской группы (Герес, Кистас, Кокджон, Кесиктюбе) расположены на Каратауском антиклинории в северо-западных отрогах Тянь-Шаня. Хребет Большой Каратау сложен в основном палеозойскими породами, и лишь в осевой части хребта и по северо-восточному его склону вскрываются протерозойские отложения, занимающие незначительную площадь. Отложения протерозоя и палеозоя смяты в разнонаправленные системы складок преимущественно северо-западного простирания, которые осложнены серией разрывных нарушений. Вдоль северо-восточного склона хребта проходит зона глубинного (Главного Каратауского) разлома. В депрессии между Большим и Малым Каратау развиты отложения юры. По периферии хребта складчатые комплексы перекрыты чехлом слабодислоцированных мезозойских и кайнозойских отложений Чуйской и Сырдарьинской впадин. Таким образом, геосинклинальный процесс развития Каратау завершился в основном в каледонский этап. В герцинский этап Каратау представлял собой «полуплатформу» (термин Д.Г. Сапожникова) и испытывал неравномерное погружение вследствие перемещения блоков каледонского складчатого основания. На герцинских структурах в дальнейшем заложились и развивались альпийские и новейшие структуры. Интенсивные тектонические движения герцинского этапа привели к возникновению горной страны. В дальнейшей геологической истории развития Каратау намечаются мезозойско-палеогеновый (альпийский) и неоген-четвертичный (неотектонический) этапы. Новейший тектонический этап характеризуется преобладанием поднятий над процессами денудации, приведшими к формированию новейшей структуры и современного низко- и среднегорного рельефа Большого Каратау. В разных скважинах на глубине от 300 до 750 м вскрыты пластовые фосфориты, относящиеся к кровле чулактауской свиты нижнего кембрия. Ниже пласта фосфоритов мощностью 20–50 м залегают так называемые «нижние доломиты». Над кровлей фосфоритов происходит скачок геотермического градиента. Так, в скв. 578 (Кесиктюбе) в толще «верхних доломитов» он составляет 12–13 мК/м, а на кровле фосфоритов, на глубине 420–450 м – 5–8 мК/м. Этот скачок градиента не может объясняться изменением теплопроводности, так как у фосфоритов данной скважины она меньше, чем у доломитов. По-видимому, фосфориты обладают большей трещиноватостью, что обусловливает активизацию гидродинамических процессов в них. Судя по характеру термограмм, это нисходящая фильтрация подземных вод. Термограмма по скв. 561 (Кесиктюбе) имеет линейный характер (рис. 4.22), так как целиком про-

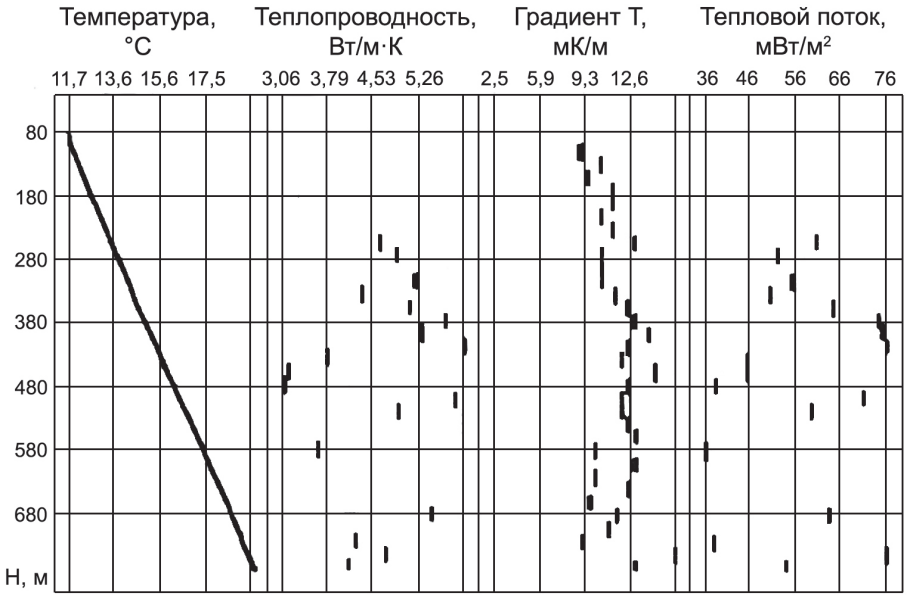


Рис. 4.22. Результаты геотермических измерений на участке Кесиктюбе (скв. 561)

бурена по толще «верхних доломитов». Геотермический градиент в этой скважине составляет 12,5 мК/м. Примерно тот же градиент в скв. 477 (Кокджон) – 12,4 мК/м. Значения тепловых потоков на месторождениях Каратауской группы составляют 62 мВт/м^2 на Кистасе и Кокджоне, и 56 мВт/м^2 на Кесиктюбе.

Участок Акбастау приурочен к одноименной зоне с позднесилурийским гранитно-метаморфическим слоем. Геотермические исследования на участке проведены в пяти неглубоких скважинах (максимально достигнутая глубина 210 м). Температура в скважинах изменялась от 7,28–7,46 °С на глубине 40 м до 8,92 °С на глубине 210 м. Таким образом, геотермический градиент в среднем составлял 11 мК/м. Теплопроводность пород айдомбанской свиты, вскрытой скважинами, составляла 2,93±0,33 Вт/(м·К). ТП равен 32 мВт/м^2.

Резюмируя геотермические данные по каледонидам Центрального Казахстана, можно заключить, что ТП изменяется в относительно узких пределах от 32 до 62 мВт/м^2. Среднее значение и стандартное отклонение составляют 44,4±11,6 (n = 27). Это может свидетельствовать об одновозрастности структур и о сходстве глубинных термических источников и мощности литосферы в каледонидах Центрального Казахстана.

Измерения теплового потока в позднепалеозойских структурах Центрального Казахстана приурочены к двум частям позднепалеозойской складчатой системы Казахстана: Джунгаро-Балхашской (ДБ) и Иртыш-Зайсанской (ИЗ). В ДБ области нами измерен ТП на участках Северный Катпар, Кентюбе, Акчатау, Борлы, Каратас, Прибрежное, Актогай. Кроме того, большой объем геотермической информации для этой зоны был получен другими авторами [Бекжанов, Калашников, 1985].

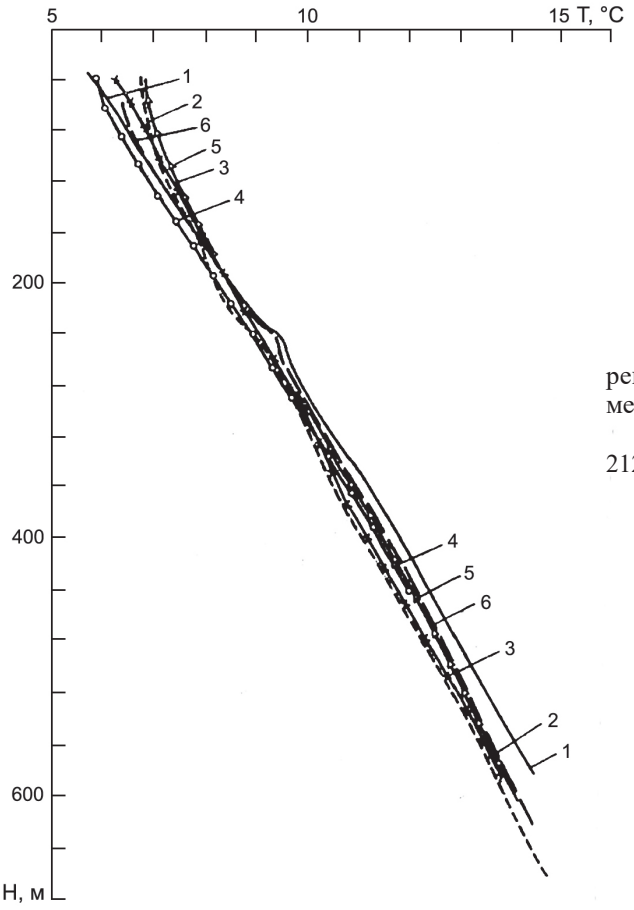


Рис. 4.23. Результаты измерения температуры в скважинах месторождеия Кентюбе
Скважины: 1 – 180, 2 – 197, 3 – 212, 4 – 213, 5 – 214, 6 – 215^{бис}

Месторождение Кентюбе относится к восточной группе скарново-магнетитовых месторождений Успенской зоны и находится вблизи сочленения Чингизского антиклинория и Северо-Балхашского синклинория [Курбанов, 1967; Металлогения..., 1982]. Геотермические измерения на месторождении выполнены в шести скважинах до забоя (рис. 4.23).

Температура в устье скважин колеблется от 5,78 °С (скв. 180) до 6,82 °С (скв. 214) и определяется различиями гипсометрии устьев скважин, а также глубиной залегания поверхности грунтовых вод. Почти во всех случаях температура нарастает с глубиной по кусочно-линейному закону без заметных искажений. Незначительные искривления термограммы, отмечаемые в скв. 180 и 215^{бис}, на глубине 240 м, обусловлены, по-видимому, гидродинамическим фактором. Температура на глубинных уровнях следующая: 200 м 8,12–8,48 °С, 400 м 11,33–11,69 °С, 600 м 13,70–13,96 °С. Средний геотермический градиент по скважинам составляет: 12,6 (скв. 212), 13,3 (скв. 215^{бис}), 14,0 (скв. 197), 14,5 (скв. 213 и 214) и 15,1 мК/м (скв. 180). Теплофизический разрез месторождения включает пять основных комплексов с различающимися средними значениями коэффициентов

теплопроводности: мартитовые и магнетитовые руды (k = 4,89±0,21, n = 6); скарноворудная зона (k = 3,76±0,52, n = 15); скарнированные роговики (k = 2,52±0,24, n = 15); углисто-кремнистые сланцы (k = 2,65±0,58, n = 13); диоритовые дайки (k = 2,96±0,24 Вт/(м·К), n = 11). Проверка значимости различий средних значений в выборках показала, что при данных дисперсиях различие теплопроводностей первой и второй выборок незначимо, следовательно, их нужно объединить в единую группу. Тот же результат получен при проверке различий в выборках 3–5, т.е. скарнированные роговики, углисто-кремнистые сланцы и диориты по теплопроводности могут быть объединены в единую группу. Однако различие между двумя созданными «объединенными» группами статистически значимо, что дает основание для расчета влияния структурно-геологических неоднородностей в условиях двух контрастных комплексов. Разрезы, построенные вкрест простирания южного крыла синклинальной складки, сходны между собой по структурным формам, поэтому выводы о характере геотермического поля, сделанные по одному из разрезов, будут аналогичны и для других разрезов. В результате численного моделирования рассчитаны температуры в разрезе и профили теплового потока на различных глубинных срезах (от 50 до 500 м) (рис. 4.24).

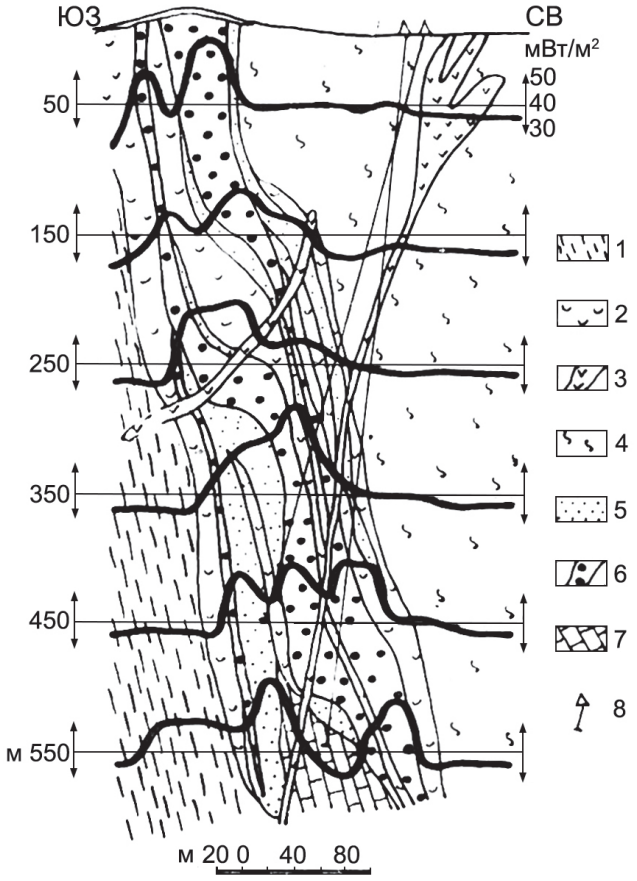


Рис. 4.24. Профили теплового потока (толстые линии) на глубинных срезах через 100 м на месторождении Кентюбе.

1, 2 – роговики: 1 – пироксен-плагиоклазовые, 2 – скарнированные, k = 2,46±0,16 Вт/(м·К); 3 – дайка диабазовых порфиритов и диоритов, k = 2,96± 0,25 Вт/(м·К); 4 – ороговикованные углисто-кремнистые сланцы, k = 2,63±0,31 Вт/(м·К); 5 – скарноворудная зона, k = 3,82±0,28 Вт/(м·К); 6 – руды, k = 5,03±0,15 Вт/(м·К); 7 – скарнированные мелкозернистые известняки (теплопроводность не определялась); 8 – скважины

Из рис. 4.24 видно, что ТП перераспределяется в слоях различной теплопроводности, концентрируясь в рудных телах и скарноворудной зоне. Здесь значения вертикальной составляющей теплового потока достигают 65–70 мВт/м^2. Подобные высокие значения прослеживаются для всей мощности рудной зоны, так как залегание слоев субвертикальное. Во вмещающих породах ТП заметно ниже (37–44 мВт/м^2). Таким образом, высокотеплопроводная рудная толща является концентратором глубинной тепловой энергии за счет ее оттока от относительно низкотеплопроводных вмещающих пород. Количественно глубинный теплопоток может быть оценен при осреднении его значений на любом из горизонтальных профилей. Для данного участка он равен 37–39 мВт/м^2.

Месторождение Северный Катпар находится в пределах Успенской тектонической зоны, на сочленении Жаман-Сарысуйского антиклинория и Успенского синклинория. Температура измерена в двух скважинах центральной части рудного поля (скв. 12 и 31). Ее значения различаются только в приустьевой части, составляя на глубине 60 м 7,62 °С (скв. 12) и 7,84 °С (скв. 31); на глубине 80 м 8,14 и 8,21 °С соответственно. Эти различия можно объяснить влиянием гидродинамических процессов в коре выветривания мощностью до 80 м, развитой на поверхности месторождения и представленной светлыми глиноподобными породами. Уже на глубине 100 м температуры в скважинах практически не различаются (8,53 и 8,57 °С). Отбор образцов для измерения теплопроводности проводился как из упомянутых скважин, так и из скв. 33, расположенной рядом со скв. 31. Получена информация о теплопроводности четырех разновидностей карбонатных пород, а также скарновых рудоносных жил. Значение же теплопроводности биотитовых гранитов принято по измерениям аналогичных гранитов, вскрытых на месторождении Акчатау, которое будет описано ниже. Средние значения теплопроводностей составили (в Вт/(м·К): для светло-серых массивных известняков 2,80; для мраморов и мраморизованных известняков 3,20; для темно-серых углистых известняков 3,36; для полосчатых массивных известняков 3,72; для скарновых жил 3,57; для мелкозернистых биотитовых гранитов 3,00. Осредняя значения теплового потока на глубинных срезах, мы получаем его фоновую величину для всего участка, которая составляет 67 мВт/м^2.

Рудное поле Акчатау, приуроченное к участку сопряжения Шетского антиклинория с Токрауским и Акжал-Аксоранским синклинориями, рассматривалось нами выше при описании объектов с аномально высокими значениями радиогенной теплогенерации. Поэтому здесь мы дадим только краткую характеристику особенностей перераспределения теплового потока в условиях структурно-теплофизических неоднородностей, связанных с повышенной теплопроводностью грейзеновых тел. Распределение температур в скв. 97 на участке «Северный» и в скважинах 247 и 249 на участке «Аксай» показаны на рис. 4.25.

Отдельные «скачки» в значениях градиента температуры связаны с изменением литологии пород, а значит и с контрастом коэффициентов теплопроводности. Так, например, в скв. 137 на глубине 320 м наблюдается скачок значения градиента температуры от 29 мК/м в верхнем комплексе до 16,5 мК/м в нижнем. Именно на этой глубине находится контакт толщи дацитовых туфов с теплопроводностью k =

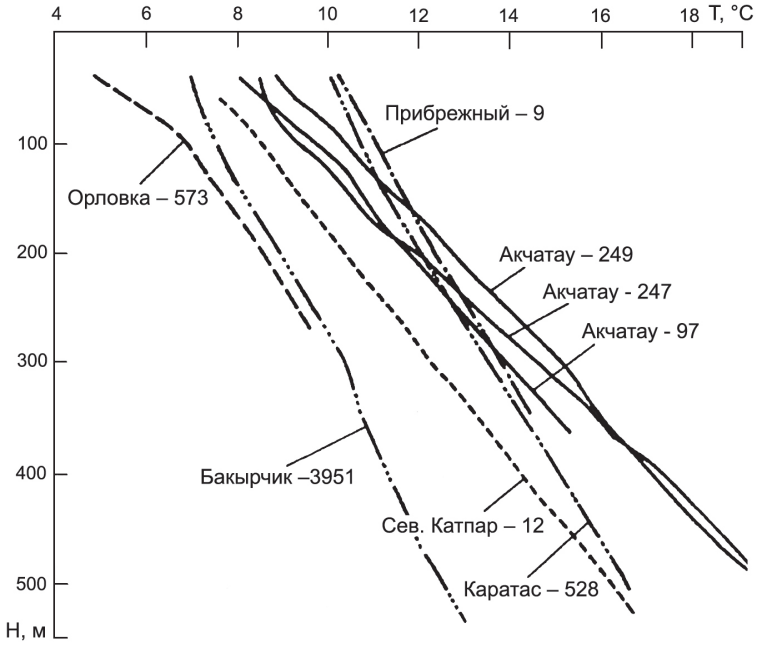


Рис. 4.25. Результаты измерения температуры в некоторых скважинах структур позднепалеозойской консолидации

2,44 Вт/(м·К) и грейзенового купола с $k = 4{,}1$ Вт/(м·К). Сосуществование сложной геометрии рудной толщи и заметного контраста теплопроводности вызывает искажения глубинного теплового потока, которые учитывались с помощью численного моделирования. Расчет проводился для реальных значений коэффициентов теплопроводности горных пород месторождения Акчатау (табл. 4.4).

Минимальной из встреченных здесь значений является теплопроводность эффузивных аналогов кислых и средних пород: липаритов, дацитов, андезитов и их туфов (около 2,5 Вт/(м·К)). Несколько большая теплопроводность у гранитов, причем крупнозернистые граниты лучше проводят тепло, чем мелкозернистые. Наибольшую теплопроводность из всех пород, представленных в разрезе месторождения Акчатау, имеют грейзены, однако из-за неоднородности состава их теплопроводность отличается большой дисперсией. Например, для образца с богатой вкрапленностью пирита получено значение 5,74 Вт/(м·К), а для образца с преобладанием мусковита – 2,30 Вт/(м·К). Форма залегания рудных тел на участках «Северный» и «Аксай» известна по данным бурения, а граничные температуры – по данным наших измерений. В результате моделирования получены профили теплового потока для различных срезов в интервалах глубин 50–300 м [Хуторской, 1996]. Глубинный ТП перераспределяется в слоях различной теплопроводности, концентрируясь в зоне грейзенизации и особенно в рудном теле. Здесь значения на некоторых глубинных срезах достигают 96 мВт/м^2 при фоновом тепловом потоке в однородной толще гранитов 62 мВт/м^2, т.е. при контрасте теплопрово-

Таблица 4.4

Коэффициенты теплопроводности горных пород на месторождении Акчатау

Номер скважины, участок	Породы	Число измерений	Теплопроводность и СКО, Вт/(м·К)
38, Северный	Ороговикованные песчаники и алевролиты	12	3,07±0,19
	Грейзен	6	3,96±0,14
	Мелкозернистый гранит	15	2,57±0,41
	Крупнозернистый гранит	7	2,97±0,26
247, Аксай	Дациты и их туфы	14	2,44±0,33
	Мелкозернистый гранит	17	3,00±0,55
249, Аксай	Андезиты	6	2,67±0,21
	Липариты	11	2,57±0,29
	Мелкозернистый гранит	16	2,79±0,45
	Грейзен	5	4,09±1,17

дности 1,5:1 и субвертикальном залегании рудного тела искажения глубинного теплового потока достигают 50–60%. Концентрируясь в хорошо проводящем теле, создается дефицит плотности теплового потока в смежной толще вблизи границ. Это отмечается «расплывчатыми» минимумами вблизи контактов с рудным телом, амплитуда которых составляет 5–6 мВт/м^2. Горизонтальная компонента теплового потока близка к нулю во всей среде, кроме зоны контакта с рудным телом. Но и здесь ее значение не превышает 10 мВт/м^2. Средний ТП, рассчитанный по всем глубинным срезам моделируемой области на участке «Северный», составляет 64 мВт/м^2. В то же время поток, измеренный по скв. 38, равен 77 мВт/м^2. Расхождение можно объяснить тем, что скв. 38 пробурена вблизи грейзеновой жилы, а ее нижняя часть, от глубины 200 м до забоя, лежит в пределах рудного тела. В результате моделирования установлено, что это расхождение вызвано влиянием структурно-теплофизических неоднородностей на глубинный ТП.

Для участка Аксай характерны рудные тела в форме минерализованных куполов, которые приурочены к эндоконтакту гранитного интрузива. Грейзеновый купол перекрыт 300-метровой толщей дацитов и их туфов. В строении разреза сочетается субвертикальное и куполообразное расположение контрастного тела. По теплофизическим свойствам выделяются три типа горных пород: андезиты, дациты и их туфы (k = 2,44±0,21 Вт/(м·К)); граниты (3,0±0,55); грейзены (4,10± 0,65 Вт/(м·К)). Здесь отмечаются максимальные величины ТП, до 97 мВт/м^2, вблизи контакта рудного тела с вмещающими породами, а в приконтактовой, смежной с рудным телом зоне ТП несколько понижен относительно фонового значения.

Глубинный ТП на участке Аксай составляет 75 мВт/м^2. На глубине 320 м проходит субгоризонтальная граница интрузива с толщей дацитов и дацитовых туфов, поэтому, несмотря на контраст теплопроводности, на этой границе не происходит искажения теплового потока. В пределах однородной толщи эффузивов на разном удалении от контакта с интрузией можно наблюдать, как все особенности теплового потока, связанные с пертурбацией его в структурно-неоднородной среде, постепенно затухают с удалением от границы, однако аномальность поля все же сохраняется. При отношении теплопроводности грейзенов и эффузивов 1,7:1 искажения теплового потока для данной геометрии разреза ощутимы на удалении до 40 м от контакта, но при более чем двукратном контрасте теплопроводности и субвертикальном залегании рудного тела аномалии теплового потока будут прослеживаться и на большем удалении от контакта (например, на месторождении Кентюбе). Таким образом, существует возможность терморазведки слепых рудных тел по измерениям теплового потока в неглубоких скважинах. Как показывают теоретические расчеты и прямые геотермические измерения [Сальников, Хуторской, 1982], чувствительность поля теплового потока к структурно-геологическим неоднородностям выше чувствительности геотемпературного поля, поэтому модификация терморазведки «по тепловому потоку» может быть использована в геологоразведочной практике наряду с традиционными методами изучения аномального температурного поля.

Месторождения южной части Токрауской впадины: Борлы, Каратас и Прибрежное находятся в пространственной близости и сходны по геологическому строению между собой. На всех трех рассматриваемых участках геологическая однородность разреза обусловливает линейность термограмм. В наиболее глубокой скв. 528 (Каратас) температура на глубине 500 м достигает 16,75 °С (см. рис. 4.25). Температурные градиенты составляют: Борлы (скв. 112 и 121) 17,5 мК/м, Каратас (скв. 528) 16 мК/м, Прибрежный (скв. 9) 15 мК/м. Средняя теплопроводность на участках соответственно равна: 2,74 (n = 6); 3,00 (n = 16); 3,20 Вт/(м·К) (n = 15). Таким образом, на всех участках южной части Токрауской впадины ТП равен 48 мВт/м^2.

Участки Актогай и Айдарлы приурочены к Кондар-Тасойганской зоне медно-порфировых месторождений, расположенной в южной части Баканасского синклинория, фрагмента Прибалхашско-Илийского вулканического пояса. Скважины, в которых проводились геотермические исследования, приурочены к участкам Айдарлы (скв. 454 и 423) и Актогай (284, 217 и 103). Они вскрывают кварцевые диориты, среднезернистые, роговообманково-биотитовые, гидротермально измененные. Изменения представлены интенсивной, но неравномерной кварцсерицитовой переработкой пород до образования тонко-среднезернистого кварц-серицитового агрегата. На разных глубинах в скважинах встречаются разломы, по которым наблюдается брекчирование и окварцевание пород. Температурное зондирование скважин показало, что геотермические градиенты в них обычно стабильны. Они составляют в среднем: скв. 454 –14,8 мК/м; скв. 423 – 14,5; скв. 284 – 13,6; скв. 217 – 13,2 мК/м, т.е. изменяются в пределах погрешности измерения геотермического градиента. На этом основании можно приписать участкам еди-

ное значение 14,0 мК/м. Незначительные искривления термограмм (например, в скв. 423 интервал 420–460 м, в скв. 284 интервал 560–620 м) можно объяснить влиянием гидродинамического фактора, т.е. теплопереносом водой, перетекающей из одного пласта в другой или по стволу скважины, или по проницаемым разломам. Эти искажения носят локальный характер и не сказываются при расчете теплового потока. Теплопроводность кварцевых диоритов, определенная методом оптического сканирования, равна 3,40±0,43 Вт/((м·К)). Таким образом, ТП на рассмотренных участках составляет 48 мВт/м^2, т.е. такой же, как и на других участках Северного Прибалхашья. Определения теплового потока другими авторами по структурам Северного Прибалхашья показали очень близкие значения [Бекжанов, Калашников, 1985]. Так, на Восточном Коунраде получено значение 48 мВт/м^2, на месторождении Саяк 44–49 мВт/м^2.

Алтае-Саянский регион занимает осевое положение в структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса и простирается между Казахстан-Северотяньшаньской областью на юго-западе и юго-западным краем Сибирской платформы на северо-востоке. На востоке этот регион постепенно переходит в Монголо-Охотскую складчатую область, в структуре которой преобладают северо-восточные простирания и нарастает объем проявлений мезозойского тектогенеза [Хаин, 1979].

Эта складчатая область достаточно гетерогенна и состоит из элементов (складчатых геосинклинальных систем), отличающихся не только по времени окончания геосинклинального развития, но и по условиям заложения геосинклинальных прогибов на континентальной или на вновь образованной океанической коре.

Основная закономерность строения и истории развития Алтае-Саянского региона – это омоложение складчатых систем по мере перемещения с северо-востока на юго-запад, от края Сибирской платформы к Иртыш-Зайсанской зоне [Кузнецов, 1954, 1966]. На востоке описываемая область охватывает структуры, закончившие свое геосинклинальное развитие в конце докембрия. С запада к ним примыкают салаиро-каледонские образования, среди которых выделяются зоны ранней консолидации (салаирские) и зоны, геосинклинальное развитие которых продолжалось вплоть до силура (каледонские). В западной части области, переходной к Иртыш-Зайсанской системе, геосинклинальный режим сохранялся в течение всего девона (раннегерцинские структуры [Кузнецов, 1966]) и, наконец, собственно Иртыш-Зайсанскую систему относят к поздним герцинидам, где геосинклинальный этап продолжался весь карбон, а образование орогена происходило в перми.

Иртыш-Зайсанская складчатая зона иногда рассматривается как самостоятельная тектоническая единица и не включается в состав Алтае-Саянского региона. С тем же успехом она может быть отнесена к Центрально-Казахстанским палеозоидам. Относительно Иртыш-Зайсанской зоны Алтае-Саянская и Центрально-Казахстанская области симметричны. В связи с этим мы привели Иртыш-Зайсанский фрагмент как на геотермической карте Центрально-Казахстанского региона, так и на аналогичной карте Алтае-Саянского региона (см. рис. 4.23 и 4.24).

Большинство измерений в регионе сделано группой новосибирских геотермиков, возглавляемых А.Д. Дучковым [Дучков, Соколова, 1974; Дучков и др.,

1978; Тепловое поле недр Сибири, 1987; Пузанков и др., 1989], поэтому в данном разделе приводится обзор литературы, посвященной геотермическому и тектоническому изучению региона.

Самая древняя кора ранне- и среднепротерозойского возраста обнажается в пределах Тувино-Монгольского блока. Однако здесь имеется лишь пять надежных определений теплового потока, которые показали его повышенные значения от 46 до 76 мВт/м^2. Такое повышение уровня теплового потока, как считают авторы измерений [Пузанков и др., 1989], позволяет предположить влияние континентальной рифтогенной активизации Байкальской рифтовой зоны. О прогретости недр этого района свидетельствуют также проявления кайнозойского базальтового вулканизма и многочисленные выходы термальных вод. Тот же уровень теплового поля наблюдается в Хубсугульской впадине, хотя там также возраст коры среднепозднепротерозойский, затронутый новейшей активизацией.

Таким образом, в пределах Алтае-Саянского региона невозможно охарактеризовать ТП протерозоидов, так как они активизированы в кайнозое. Оценки мантийной компоненты теплового потока (на основе радиогеохимических исследований) показывают, что именно она повышена в пределах Алтае-Саянского региона; этот факт традиционно ассоциируется с мантийным диапиризмом.

Каледониды, занимающие наибольшую площадь в регионе, достаточно полно охарактеризованы в Кузнецко-Прителецкой и Хакасско-Западно-Тувинской тектонических зонах. В общей сложности здесь имеется 36 определений теплового потока. Средние значения соответственно составляют 45 и 47 мВт/м^2, что практически не отличается от приводимых среднемировых данных (46±3 мВт/м^2) для каледонских структур [Смирнов, 1980]. Горношорско-Мартайгинский разлом является границей между зоной средних (46–55) восточнее и пониженных (17–33) значений теплового потока западнее.

Низкими значениями теплового потока характеризуется Салаирский антиклинорий, Горловский прогиб и прилегающие территории. В контуре района выполнено 11 измерений [Дучков и др., 978], среднее значение теплового потока составляет 24 мВт/м^2. Авторы, однако, предполагают, что некоторое занижение значений может быть связано с движением подземных вод в зоне активного водообмена, так как измерения выполнялись в скважинах небольшой глубины. В связи с этим более приемлемым для данного района является значение 30 мВт/м^2. Аномально низкие для герцинид Салаира тепловые потоки могут быть объяснены снижением интенсивности генерации радиогенного тепла в земной коре. Так, в Салаирском кряже на четырех участках теплогенерация определена в 0,9 мкВт/м^3 [Пузанков и др., 1989], в то время как в соседних участках Кузнецкого Алатау и Горного Алтая эти значения по их оценкам соответственно 1,06 и 1,58 мкВт/м^3. Оценки коровой компоненты теплового потока показывают, что она составляет 20–25 мВт/м^2, т.е. «мантийная» компонента теплопотока также снижена до 5–10 мВт/м^2.

Возможная причина аномалии мантийного теплового потока – его экранирование аллохтонными надвиговыми пластинами значительной мощности. Слагающие Салаир складки образуют дугу общего северо-западного простирания, выпуклую

и надвинутую к северо-востоку в сторону позднегерцинского межгорного прогиба Кузнецкого Алатау. На северо-западе структуры Салаира окаймляются простирающимися в северо-восточном направлении структурами позднегерцинской Колывань-Томской складчатой зоны, отделяясь от них узким позднегерцинским Горловским прогибом.

Салаирское сооружение формировалось в течение нескольких этапов, и постепенно падала его «геосинклинальность» и разрасталось ядро [Хаин, 1979]. На поздний силур-живет приходится даже фаза квазиплатформенного развития. Тем не менее совершенно очевидна значительность девон-раннекарбоновых погружений и решающая роль герцинских движений в окончательном оформлении структуры Салаира, в котором решающую роль играли надвиги. По наиболее крупному из них Гурьевскому надвигу линейно-складчатое кембрийское ядро надвинуто на менее деформированные девонские отложения северо-восточного крыла антиклинория. В этой зоне широко развит кливаж. Породы в зонах разломов нередко метаморфизованы до стадии глаукофановых и зеленых сланцев, что свидетельствует об условиях низких температур и высоких давлений [Фомичев, 1967].

На величину глубинного теплового потока в условиях надвигообразования влияют мощность аллохтонной пластины и время, прошедшее с момента надвигания [Хуторской, 1996]. Если Салаирские надвиги образовались в конце герцинского этапа, т.е. 270–300 млн лет назад, то ввиду нестационарности и инерционности кондуктивного тепла импульс от теплового источника на кровле автохтона обеспечит аномалию пониженного теплового потока в том случае, если мощность надвинутой пластины будет составлять не менее 50 км. Таким образом, следует предположить, что в структурной перестройке Салаира в позднем палеозое участвовала вся земная кора или даже верхи мантии. При этом вероятнее всего, что по мере надвигания к северо-востоку аллохтонная пластина расслаивалась, и верхняя, видимая часть была обдуцирована на девонские отложения, а пластина большей мощности субдуцирована под них.

Повышенным тепловым потоком (в среднем 53–55, а местами до 70–80 мВт/м^2) характеризуются Кузнецкий и Минусинский межгорные прогибы, образование которых связывают с герцинским циклом тектогенеза. В Кузнецком прогибе большинство значений превышает 50 мВт/м^2, однако северная и северо-западная части территории характеризуются меньшим тепловым потоком. В юго-восточной части района (Южный прогиб, Терсинско-Ерунакское поднятие) на некоторых участках ТП составляет 62–80 мВт/м^2. На Заломненском участке, несколько севернее, отмечается значение 71 мВт/м^2. В Минусинском прогибе имеются определения на 10 участках. В Южно-Минусинской впадине повышенные значения (62 мВт/м^2) приурочены к зоне Абакано-Ужурского разлома, выделяемого в фундаменте прогиба по геофизическим данным [Сурков и др., 1973]. Вне зоны разлома ТП значительно ниже, в среднем 42 мВт/м^2. Как отмечает автор этих исследований А.Д. Дучков [Тепловое поле недр Сибири, 1987], полоса повышенных тепловых потоков приурочена к зоне наиболее крупных нефтепроявлений Южно-Минусинской впадины, однако их природа остается невыясненной. Предполагается, что это может быть связано с остаточным теплом

магматического очага на позднегерцинском этапе тектогенеза или даже в начале мезозоя, так как к триасу относятся проявления базальтового вулканизма [Сурков и др., 1973].

Основной объем информации о геотермическом поле Иртыш-Зайсанской складчатой системы получен для этой зоны геотермиками ИГиГ СО АН СССР [Тепловое поле недр Сибири, 1987] и КазИМС [Калашников, 1986]. Некоторые участки зоны исследованы нами [Хуторской, 1996]. Это участки Бакырчик, Суздальский, Орловка, Таргын, Малеевский и Лениногорский (см. рис. 4.25).

Участок Бакырчик располагается в пределах юго-западного крыла Калба-Нарынского мегантиклинория, протягиваясь относительно узкой полосой вдоль Западно-Калбинского разлома. Структурно-тектонический план района сформировался в герцинскую тектоно-магматическую эпоху. К ней приурочены наиболее крупные складчатые структуры района: Алайгырская (Вторая Игоревская) антиклиналь и Дельбегетейская синклиналь. Многочисленные разрывные нарушения имеют характер надвигов, сбросов, взбросо-сдвигов, трещин скола. Западно-Калбинский, а также Северо-западный разломы относятся к разрывным нарушениям первого порядка. Ко второму порядку относятся Кызыловская зона смятия, Параллельная зона и Куслинский разлом, представленные серией субпараллельных трещин. Сейсморазведкой МОВ установлено, что разломы прослеживаются на глубину 3–3,5 км и имеют крутое (70–80 град.) северо-западное падение (Западно-Калбинский и Северо-западный разломы), пологое (45–50 град.) южное (Караузенский разлом), пологое (30–45 град.) северное (зоны Параллельная и Кызыловская).

На участке измерены температуры в четырех скважинах. Они вскрывают песчано-алевролитовую толщу, относящуюся к трем свитам: аркалыкской (средний и верхний визе), калбинской (серпуховского возраста) и буконьской (башкирского возраста). Это довольно однородная толща, о чем свидетельствует и анализ ее теплопроводности. Среднее значение и стандартное отклонение составляют 2,86±0,26 Вт/(м·К). Трещиноватость разреза, наличие большого количества разломов и микротрещин обусловливают отклонения термограмм от линейного вида. Особенно заметно это проявляется на термограмме по скв. 3951 (см. рис. 4.25), где имеются явные зоны активных гидродинамических процессов в интервалах 300–340 и 420–460 м. В других изученных скважинах этот тип искажений проявлен меньше. По-видимому, фильтрация подземных вод охватывает весь разрез, вскрытый скв. 3951; об этом свидетельствует общее снижение геотермического градиента по сравнению со средним его значением для других скважин. Так, в скв. 3951, в интервале 100–200 м G = 14,6 мК/м, а в интервале 300–400 м G = 11,8 мК/м; в скв. 3960 G = 17,4 мК/м (интервал 100–200 м) и G = 16,2 мК/м (интервал 200–300 м). ТП на участке Бакырчик составляет 46 мВт/м^2.

Отметим, что, по данным А.Д. Дучкова [Каталог данных..., 1985; Тепловое поле..., 1987], на участке Бакырчик ТП составляет 40 мВт/м^2. Это расхождение объясняется различием средних значений теплопроводности. По результатам наших измерений средняя теплопроводность составляет 2,86 Вт/(м·К), а в отмеченных работах принято значение 2,65 Вт/(м·К).

Еще одна оценка геотермических параметров по участку Бакырчик приведена в работе [Бекжанов, Калашников, 1985]. Авторы оценивают геотермический градиент в 16,2 мК/м, т.е. практически тот же.

Участок Суздальский расположен западнее Бакырчика, фактически на самом западе Калба-Нарынской зоны. По-видимому, его можно с той же вероятностью отнести и к Чарской зоне. В пределах участка скважинами вскрыты отложения намюра-башкирского яруса среднего карбона, относящиеся к кокпектинской свите. Они сложены углисто-глинистыми алевролитами с прослоями и линзами песчаников и известняков. Исходя из состава и места в истории геосинклинального развития, А.А. Моссаковский [1975] относит эту свиту к нижней молассовой формации, отвечающей моменту формирования складчатых зон ранней консолидации. Другие исследователи [Кумпан и др., 1969] называют ту же формацию морской молассово-угленосной. Хотя в разрезе формации перемежаются конгломераты, алевролиты, аргиллиты и песчаники, иногда некоторые типы пород начинают преобладать. Именно такова, по-видимому, ситуация на участке Суздальский, где, как уже сказано, аргиллиты слагают весь вскрытый разрез, т.е. по крайней мере 200–250 м. Зоны минерализации и рудные тела представляют собой относительно узкие пласты мощностью 20–30 м, связанные с тектоническим дроблением, трещиноватостью и окварцеванием по Бельтерекскому разлому. Они имеют падение на юго-восток под углом 50–60°.

Геотермические исследования проведены в двух скважинах (33 и 39). Измерения температуры выполнены лишь до глубины 140 м, так как нижняя часть ствола скважин, находившаяся уже в минерализованной зоне, по техническому состоянию оказалась непригодна для измерений. Определения теплопроводности выполнены по образцам, отобранным по всему стволу скважин. Как видно из рис. 4.25, термограммы практически линейны, что объясняется однородностью исследованного разреза. Геотермические градиенты составляют 13,0 (скв. 33) и 13,5 мК/м (скв. 39). Средняя теплопроводность пород оценена по 20 образцам. По литологической приуроченности их можно отнести к двум группам: алевролиты углистые, не затронутые рудной минерализацией, и те же породы, но с признаками рудной минерализации и вторичных изменений. Теплопроводность первой группы пород составляет 2,99±0,45 Вт/(м·К), а второй 3,07±0,26 Вт/(м·К). Как показала проверка разнородности выборок по критерию Стьюдента, они статистически неразличимы, т.е. всю совокупность данных можно объединить в единую выборку с теплопроводностью 3,02±0,39 Вт/(м·К). Это значение принималось для расчета теплового потока, который составлял 41 мВт/м^2.

Участок Орловка расположен в северо-западной части Прииртышского рудного района на сочленении двух крупных региональных структур: Рудного Алтая и Иртышской зоны смятия, граничащих по Иртышскому разлому. В пределах района находится Березовский разлом второго порядка, по которому происходит надвигание юго-западной полосы блоков ордовика – среднего девона (эйфеля) на породы среднего-верхнего девона и нижнего карбона Алейского антиклинория [Рыбин, Феклистов, 1982]. В геологическом строении Орловского рудного поля участвуют метаморфические породы палеозоя, вулканогенно-осадочные отло-

жения среднего-верхнего девона, континентальные отложения карбона, а также интрузии различного возраста. Район полностью покрыт рыхлыми отложениями кайнозоя, мощность которых колеблется от 80 до 140 м. Подошва этих отложений хорошо «отбивается» по термограммам скв. 570 и 573 (см. рис. 4.25), где заметны, во-первых, резкий скачок градиента, связанный с переходом от низкотеплопроводных рыхлых пород кайнозоя к более плотным литифицированным породам палеозоя, во-вторых, искривление термограммы, объяснимое фильтрацией подземных и метеорных вод в рыхлых осадках. Линейные участки термограмм, несмотря на неоднородность пород в скважинах, наблюдаются в скв. 570 со 120 м, в скв. 573 со 160 м, а в скв. 569 с 80 м. Под рыхлыми отложениями в скважинах вскрыты вулканогенно-осадочные породы среднего-верхнего девона, относящиеся к автохтонному блоку Березовского надвига. Эти породы представлены в верхней части туфами смешанного состава серо-зелеными, массивными; ниже андезито-дацитовыми порфиритами, темно-зелеными с массивной или брекчированной текстурой. Искривления термограмм связаны с существованием рыхлых пролювиальных отложений, имеющих мощность 25 м (скв. 569), 75 м (скв. 570) и 92 м (скв. 573), а также с терригенными отложениями палеозоя: в скв. 570, в интервале 75–120 м и в скв. 573, в интервале 92–165 м встречается переслаивание черных углисто-глинистых сланцев и мелкозернистых песчаников серого цвета, мощность прослоев от 20–50 см до 1,5–2 м. Если принять во внимание только линейные участки термограмм по скважинам, то значения геотермических градиентов составят в них: 19,5 (скв. 370), 19,8 (скв. 569), 17,3 мК/м (скв. 573).

Теплопроводность определена по 20 образцам, представляющим все разновидности пород (кроме рыхлых отложений). Их средние значения и стандартные отклонения составляют: углисто-глинистые сланцы 2,47±0,59 Вт/(м·К) (n = 7), туфы 2,83±0,28 Вт/(м·К) (n = 5), мелкозернистые песчаники 3,20±0,25 Вт/(м·К) (n = 3) и андезито–дацитовые порфириты 2,61±0,21 Вт/(м·К) (n = 5). Выборки статистически неразличимы, поэтому для расчета теплового потока принимается общее среднее по теплопроводности k = 2,71 Вт/(м·К) (S = 0,57). Учитывая измеренные градиенты, получаем ТП 53 (скв. 570), 54 (скв. 569), 47 мВт/м^2 (скв. 573), т.е. в среднем по участку 51 мВт/м^2.

Участок Таргын относится к Урунхайскому рудному полю, которое приурочено к экзоконтакту Ешкульмесского гранитного массива и находится в ю.-в. части Караган Сарыозекской пегматитоносной зоны. Она входит в состав Калба Нарымский структурно-фациальной зоны. Разрез выполнен отложениями такырской свиты верхнего девона – нижнего карбона, представленными алевролитами, песчаниками, реже углистоглинистыми сланцами. Мощность этих отложений составляет 1300–1800 м. Такырская свита является вмещающей средой для гранитных интрузий и на контакте с ними в широкой зоне превращена в андалузит-силлиманитовые сланцы. Среди магматических образований широкое развитие имеют породы кунушского и калбинского интрузивных комплексов, прорывающих отложения такырской свиты. Кунушский интрузивный комплекс (верхний карбон – нижняя пермь) представлен мелкими интрузивными массивами и дайками кислого состава плагиогранит-порфиров; они образуют протяженные тела (до

6 км) при мощности первые десятки метров и залегают субсогласно со сланцеватостью. Калбинский интрузивный комплекс (нижняя пермь) прорывает и отложения такырской свиты, и дайковый кунушский комплекс. Он представлен мелко- и среднезернистыми мусковитовыми гранитами. В районе проявилась интенсивная складчатость с развитием разрывной тектоники.

По времени и характеру складчатости можно выделить два этапа ее развития: герцинский и альпийский. Все породы герцинского этапа смяты в крупные складки, осложненные более мелкой складчатостью. Во время альпийского этапа деформаций произошли подвижки по обновленным разрывам северо-западного и субширотного простирания. Например, по Караган-Сарыозекскому разлому юго-западный блок опущен на 100 м по отношению к северо-восточному. Одна из наиболее крупных складок, развитых на крыльях генеральной многоканальной структуры, носит название Урезихайской синклинали. Она имеет линейную форму и простирается в северо-западном направлении. К этой структуре, а точнее, к относящимся к ней разломам приурочены редкометальные месторождения. Разведочные скважины пробурены именно на этих разломах [Губайдуллин и др., 1984]. Они вскрывают отложения такырской свиты, представленные алевролитами, тонкозернистыми песчаниками и роговиками. Интрузивные породы предоставлены кварц-мусковит-альбитовыми пегматитами, вскрытыми в скв. 228 в интервалах 523–535, 581–601 и 701–709 м. Изучение теплопроводности проведено по 30 образцам керна, взятого из трех исследованных скважин (14 образцов из скв. 228, 8 из скв. 241 и 8 из скв. 242). Все образцы относятся к такырской свите и по литологическому составу представляют собой песчаники или алевролиты.

В распределении коэффициентов теплопроводности отмечается их однородность по отдельным скважинам. Проверка по критерию Стьюдента (t) статистического различия средних между парами скважин показала, что во всех парах $t < t_{кр}$, т.е. средние теплопроводности по скважинам не различимы. На этом основании взята средняя теплопроводность по участку 2,62±0,43 Вт/(м·К). Измерения температуры в скважинах участка показали, что геотермический градиент вниз по стволу уменьшается (рис. 4.26). Это уменьшение довольно плавное, но все же выходящее за пределы погрешности измерений. Одной из возможных причин уменьшения градиента с глубиной является наличие восходящей фильтрации подземных вод.

Принимая одномерную модель фильтрации, аналитически рассчитана ее скорость и значения исправленных геотермических градиентов в скважинах. Скорости фильтрации очень низкие. При таких скоростях доля конвективного тепломассопереноса не превышает первых процентов. Откорректированные градиенты температуры в скважинах составляют: 17,2 (скв. 228), 13,1 (скв. 224) и 10,3 мК/м (скв. 242). Таким образом, тепловые потоки соответственно 45, 34 и 27 мВт/м^2.

Различие геотермических градиентов и тепловых потоков в скважинах одного участка частично объясняются влиянием рельефа местности. Так, скв. 228 расположена в низине, и уровень подземных вод достигает в ней устья, скв. 241 расположена на 150 м выше по склону, а еще на 50 м выше по склону находится скв. 242. Однако количественные оценки влияния фактора рельефа показывают,

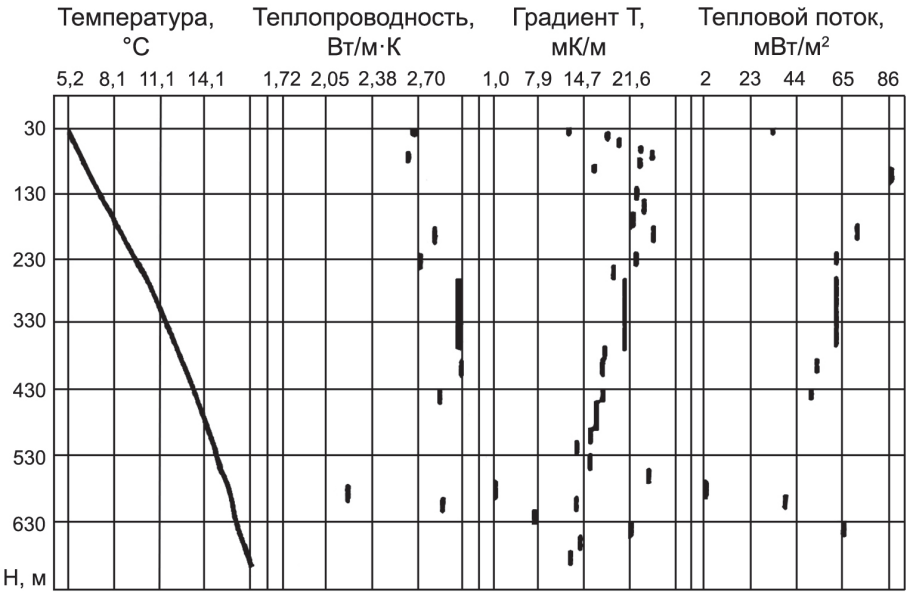


Рис. 4.26. Результаты геотермических измерений в скв. 228 (уч. Таргын)

что поправки составляют всего 7–8%, т.е. исправленные значения для скв. 241 равно 36 мВт/м^2, для скв. 242 – 30 мВт/м^2, а для скв. 228 – 41 мВт/м^2.

Отвлечемся ненадолго от описания регионального геотермического поля для краткого комментария. Не первый раз мы встречаемся с ситуацией, когда по отдельным скважинам участка рассчитанные значения теплового потока не совпадают. Такое наблюдалось на Кесиктюбе, Кентюбе, Акчатау. Даже учет всех возможных искажающих факторов не приводил к единообразию тепловых потоков. Однако, по-видимому, мы не должны в этом случае говорить о наличии «сверхлокальных» источников тепла под какой-то из исследованных скважин. Это нелепое и наивное предположение, так как влияние даже «точечного» теплового источника (в геологическом, а не в физическом понимании его природы) создает те же аномалии в пределах всего участка. Поэтому правильнее было бы объяснять некоторое расхождение тепловых потоков неточным введением поправок на поверхностные искажения, а также аппаратурной погрешностью наблюдений. Действительно, во многих случаях мы аппроксимируем рельеф простой геометрической формой (ровный склон, треугольная вершина и т.п.) или придаем ему смысл одно- или двухмерной неоднородности. На самом деле это часто трехмерная неоднородность со сложными формами второго или более высокого порядка. То же можно сказать о точности учета структурно-геологических неоднородностей, где погрешности обусловлены сложностью формального описания контактов геологических сред с контрастной теплопроводностью, конечностью разбиения модели на дискретные ячейки при численном или аналоговом расчете поправок и другими причинами. При учете влияния фильтрации мы, как правило, принимаем модель одномерной (восходящей или нисходящей) фильтрации, а в природе она более сложная. Пере-

чень возможных погрешностей может быть продолжен, но, к сожалению, их достаточно точный учет невозможен.

Таким образом, при факторном анализе теплового поля приходится сознательно вводить дополнительную погрешность ради приближения среднего значения откорректированного теплового потока к фоновому. Это нам необходимо для дальнейшей интерпретации данных уже в региональном или глобальном масштабе. Поэтому расхождения теплового потока на локальном участке при решении не поисково-разведочных, а фундаментальных проблем следует преодолевать, осредняя тепловой поток, приписывая ему среднее значение и указывая в этом случае стандартное отклонение.

Возвращаясь к участку Таргын, получаем, что среднее значение теплового потока: неисправленного составляет 35±9 мВт/м^2, а исправленного – 36±5 мВт/м^2. Смысл введения поправок уже в том, что при этом уменьшается величина среднеквадратичного отклонения для всего участка, однако единичное значение теплового потока для скважины имеет большую погрешность, чем в случае анализа измеренной величины.

Два следующих участка, которые будут описаны здесь, относятся к Рудно-Алтайской складчатой зоне. Она занимает переходное положение между каледонидами Горного Алтая и поздними герцинидами Зайсанской системы; от последней она отделена крупным глубинным разломом – Иртышской зоной смятия, обладающей довольно значительной шириной (10–15 км). Рудно-Алтайская зона возникла в эйфельский век на каледонском фундаменте, общем с горноалтайским. В это время на раздробленном каледонском основании началось накопление вулканогенно-терригенной формации. С самого начала герцинского этапа развития Рудного Алтая его площадь была расчленена на поднятия и прогибы. Первые служили ареной интенсивного преимущественного кислого вулканизма, т.е. являлись вулканическими дугами, во вторых – междуговых морях – происходило накопление мощной (2–4 км) толщи терригенных карбонатно-глинистых осадков флишоидного типа. С середины визе началось общее поднятие Рудного Алтая и завершилось формирование его складчатой структуры, в общих чертах намеченной еще раньше. В позднем палеозое (средний–верхний карбон) формировались орогенные прогибы, выполненные континентальной угленосной моласcой с подчиненными кислыми вулканитами. Герцинское развитие Рудного Алтая завершается становлением калбинского комплекса калиевых гранитоидов. Этот комплекс пользуется наибольшим распространением.

Участок Малеевский, на котором обнаружено полиметаллическое оруденение, расположен на юго-западном и западном склонах одноименной горы. Он находится в пределах северной части Ревнюшинской структуры, так называемого Ревнюшинского блока, ограниченного на юге р. Бухтармой, на востоке Ларихинской зоной разломов, на севере и западе крупными интрузиями гранитоидов. Изученная площадь сложена вулканогенно-осадочными и терригенно-осадочными отложениями среднего девона и нижнего карбона, разделенными на ревнюшинскую, маслянскую, хамирскую, тургусуйскую и ларихинскую свиты. Скважины вскрыли отложения, относящиеся только к маслянской и хамирской свитам. Мас-

лянская свита имеет эйфельский возраст и представляет собой монотонную толщу известняково-глинистых алевролитов, аргиллитов и алевропелитов мощностью 400–550 м. Хамирская свита относится к среднему живету, залегает согласно с отложениями маслянской свиты и представлена в основном терригенными ритмично переслаивающимися породами флишоидного типа. В пределах свиты выделяются межпластовые залежи порфиритов. Мощность свиты 1200–1800 м.

Геотермические измерения на участке проведены в двух скважинах, которые вскрыли отложения хамирской свиты в интервале 0–410 м (песчаники, алевролиты, порфириты), а также маслянской свиты в интервале 410–660 м (переслаивание кремнисто-глинистых и глинистых алевролитов с многочисленными субпластовыми порфиритами, составляющими до 80% объема толщи). С глубины 585 м до забоя скважины вскрыта рудная зона, представленная галенитом, сфалеритом, пиритом и халькопиритом. На термограмме скв. 4069 (рис. 4.27) хорошо заметен контакт рудной зоны с вмещающими породами. Перегиб термограммы, т.е. уменьшение геотермического градиента в пределах рудной зоны, приурочен примерно к кровле рудной зоны. Влияние структурной неоднородности распространяется в некотором ореоле относительно контрастной границы [Сальников, Хуторской, 1982]. Именно этим объясняется то, что перегиб термограммы находится на глубине 520–530 м, а кровля рудной зоны на глубине 585 м.

Геотермические градиенты в надрудной толще составляют 21–22 мК/м, а в рудной – 12–13 мК/м. Учитывая, что кровля рудной толщи расположена субгоризонтально, т.е. искажения теплового потока за счет его пертурбации невелики, можно оценить теплопроводность рудного комплекса, даже не проводя ее прямых измерений. Необходимость такого расчета возникает часто, так как подавляющее количе-

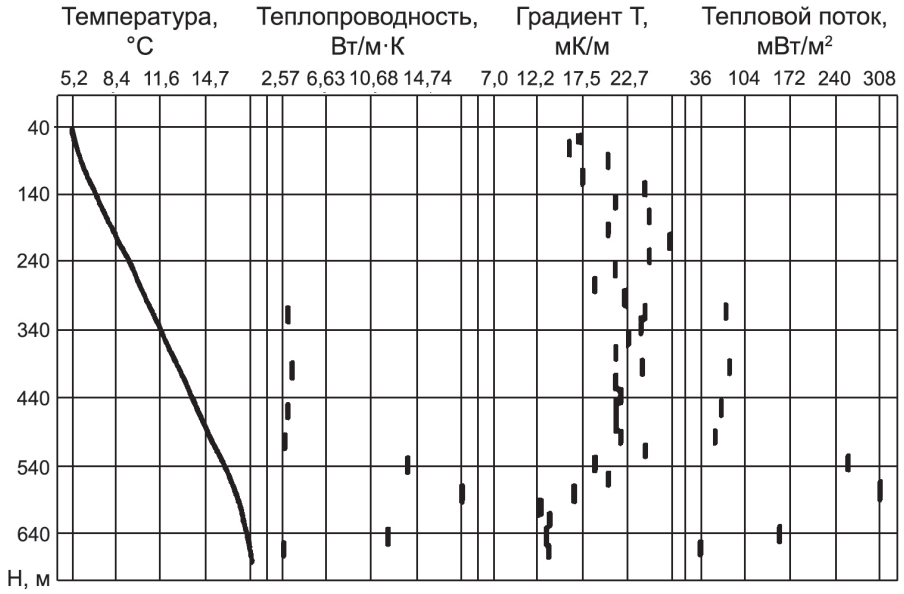


Рис. 4.27. Результаты геотермических измерений на участках: Малеевский, скв. 4069

ство рудного керна идет на опробование непосредственно в геолого-разведочных партиях и не удается отобрать образцы в кернохранилищах для теплофизических измерений. В стационарном случае ТП в рудной и вмещающей толщах совпадает, поэтому: $G_{рудн} \cdot k_{рудн} = G_{вмещ} \cdot k_{вмещ}$. Отсюда $k_{рудн} = [G_{вмещ}/G_{рудн}] \cdot k_{вмещ}$. В нашем случае, учитывая, что для участка $k_{вмещ} = 2{,}94 \pm 0{,}29$ Вт/(м·К) ($n = 9$), получим, что $k_{рудн} = 5{,}39$ Вт/(м·К). Это значение совпадает со многими оценками теплопроводности полиметаллических руд [Физические свойства..., 1984], хотя дисперсия этой величины очень велика, от 2,2 до 45 Вт/(м·К).

У четырех отобранных на участке, но в других скважинах образцов руды была измерена теплопроводность. Она составила 7,42; 20,15; 18,80 и 20,90 Вт/(м·К). Однако эти значения, по-видимому, нельзя использовать для расчета теплового потока, так как рудная зона представляет собой не мономинеральную форму, а состоит из большого количества относительно низкотеплопроводных зон, сложенных вмещающими породами. Поэтому приведенная оценка характеризует интегральную теплопроводность и именно ее следует применять в геотермических расчетах. Учитывая измеренную и рассчитанную теплопроводность, ТП на участке Малеевский составит 65 мВт/м^2.

Участок Новолениногорский приурочен к Лениногорскому рудному полю и расположен в осевой части Синюшинского антиклинория. Рудное поле представляет собой субширотную межвулканическую депрессию, выполненную вулканогенно-осадочными отложениями девона. Оруденение (полиметаллическое) пространственно связано с областью сочленения Лениногорского рудного поля (в его юго-восточной части) с Успенско-Карелинской зоной смятия. В строении участка выделяются три структурных этажа: первый нижнепалеозойский, второй верхнепалеозойский и третий кайнозойский. Первый структурный этаж сложен метаморфическими сланцами кварц-эпидот-серицит-хлоритового состава. Их вскрытая мощность составляет 600 м. К контакту метаморфической толщи с девонскими породами второго структурного этажа приурочены основные запасы полиметаллических руд. Девонские отложения начинаются с песчано-сланцевой толщи нижнего девона, залегающей на сланцах с угловым несогласием. Толща образовалась в результате размыва подстилающих пород в приповерхностных условиях. Ее мощность до 80 м. Выше залегает лениногорская свита среднего девона, представленная эффузивами липаритовых порфиров с маломощными прослоями туфогенных пород. Согласно на ней залегают углисто-кремнисто-известковистые алевролиты, относящиеся к крыковской свите. Еще выше с угловым несогласием залегают породы ильинской свиты эйфельского возраста, состоящие из вулканомиктовых гравелитов и песчаников, а также известковистые алевролиты и известняки с остатками криноидей. Мощность последней свиты от 50 до 300 м. Выше согласно залегают одновозрастные породы сокольской свиты, представленные глинистыми, углистыми и кремнистыми алевролитами, в меньшей степени песчаниками. В южной части участка породы сокольской свиты выходят на дневную поверхность. Мощность ее составляет 300–400 м. Кайнозой верхнего структурного этажа представлен континентальными отложениями четвертичной большереченской свиты. Мощность этих отложений 200–230 м. Магматические

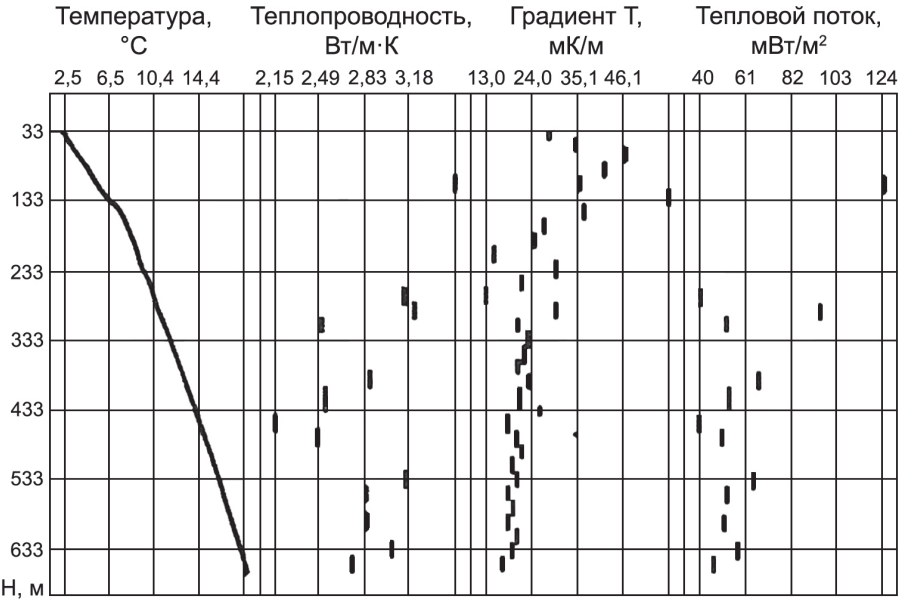


Рис. 4.28. Результаты геотермических измерений на участке «Ново-Лениногорский» (скв. 1538)

породы на участке составляют более 70% разреза, причем преобладают породы субвулканической фации: лейкобазальтовые порфириты, липарит-дацитовые порфиры (ильинская свита), альбитофиры. На участке широко представлены различные формы пликативной тектоники, но дизъюнктивные формы практически не встречаются.

Геотермические исследования проведены в двух скважинах до глубины 700 и 660 м. В скв. 1538, ниже подошвы активной гидродинамической зоны, находящейся, судя по термограмме (рис. 4.28), на глубине 150 м, наблюдается примерно постоянный геотермический градиент. Его значение составляет 21,0±4,2 мК/м. Теплопроводность определялась по образцам пятнистых альбитофиров, интенсивно окварцованных. Они вскрыты практически во всем разрезе скважины, что обусловливает относительно низкую дисперсию теплопроводности. Среднее значение и стандартное отклонение равны 2,72±0,28 Вт/(м·К). ТП в данной скважине оценивается в 57 мВт/м^2.

В скв. 1545 стабильные градиенты устанавливаются также с глубины 150 м. Среднее его значение несколько ниже 20,8±2,7 мК/м. Однако теплопроводность по этой скважине составила 3,09±0,39 Вт/(м·К). Этот фактор обусловил более высокий ТП 64 мВт/м^2.

Главный искажающий фактор на участке – это влияние активной гидродинамики в верхних 150 м разреза. Для расчета фонового теплового потока этот интервал исключался из рассмотрения. Ниже этой отметки локальные искажения теплового потока, например, за счет структурно-геологических неоднородностей, ниже погрешности определения теплового потока, о чем свидетельствует малая дисперсия

теплопроводности. Таким образом, осредняя рассчитанные по скважинам тепловые потоки, можно оценить фоновый для участка. Он равен 60 мВт/м^2.

Проанализируем общий характер распределения теплового потока в Алтае-Саянской зоне. Как видно из изложенного, нельзя построить единой модели уменьшения теплового потока по мере удревнения тектонического возраста структур Алтае-Саянского региона. Мы наблюдаем повышенные (более 60 мВт/м^2) и пониженные (менее 40 мВт/м^2) значения в докембрийских и палеозойских областях. Вариации теплового потока в отдельных структурах (например, в Иртыш-Зайсанской зоне и др.) можно отчасти объяснить влиянием локальных факторов, таких как неоднородность поверхностной теплогенерации вследствие различий геологического строения участков исследований, тепломассопереносом за счет движения подземных вод в зонах активного или замедленного водообмена или влиянием геоморфологических и структурно-геологических неоднородностей. Но даже, учитывая перечисленные факторы, фоновые тепловые потоки на отдельных участках не укладываются в рамки монотонного тренда: ТП-возраст тектонических структур. Очевидно, что причины этого лежат глубже как в смысле идеологии, так и в буквальном смысле.

На формирование глубинного теплового потока влияют мантийные неоднородности, тектоническая эволюция и механизм преобразования коры. Алтае-Саянский регион испытал многократные тектонические активизации, поэтому тепловое поле – это результат суперпозиции действия тепловых источников разной интенсивности, располагавшихся, по-видимому, на различных глубинах. Эти источники создавали нестандартные тепловые поля, которые существовали ограниченное время, определявшееся глубиной источника тепла. Теория теплопроводности позволяет рассчитать это время. Нестационарное влияние коровых источников тепла палеозойских этапов тектогенеза уже прекратилось. Однако действие тепловых процессов в верхней мантии и на подошве литосферы еще ощущается, и это может быть одной из причин возникновения аномалий низкого теплового потока в Салаире и Горловском прогибе, о чем уже упоминалось выше. Та же причина – влияние нестационарных процессов теплопереноса за счет крупнейших структурных перестроек в литосфере может обусловливать аномалии фонового теплового потока в других палеозойских поясах. Особенно ярко это проявляется в линейных складчатых зонах.

Мы не можем исключить и другой возможной причины появления аномалий низкого теплового потока – снижение теплогенерации в поверхностном слое коры. На этот фактор обращают внимание некоторые исследователи [Сальников, 1984; Тепловое поле..., 1987]. Однако расчеты показывают, что в линейных складчатых зонах уменьшена не только коровая, но и мантийная компонента теплового потока, что не может быть объяснено только недостаточной теплогенерацией.

Рассмотрим особенности термического поля на территории Монголии, входящей ключевым звеном в Центрально-Азиатский складчатый пояс.

Хотя география разведочного бурения в *Монголии* с каждым годом расширялась, но основная часть скважин была все же приурочена к восточной половине страны (примерно восточнее 100° в.д.). Это связано со многими экономическими и

геологическими причинами: наличием железных и автомобильных дорог, энергетических ресурсов, меньшей пересеченностью рельефа, широким развитием магматических пород различного состава и т.п. Однако несколько десятков измерений теплового потока в скважинах – это недостаточное их количество для регионального описания геотермического режима такой обширной территории, поэтому были использованы косвенные методики оценки теплового потока. К ним относятся измерение теплового потока на акватории озера Хубсугул с помощью морской геотермической аппаратуры, а также расчет теплового потока по геохимическим показателям: анализируя изотопное отношение гелия в пробах спонтанных газов, можно из корреляционного соотношения вычислить ТП. На территории Монголии имеется около 300 источников со спонтанной газовой фазой, поэтому такой способ изучения теплового потока представляется весьма перспективным для этого региона.

Тем не менее огромные пространства Монгольского и Гобийского Алтая, Котловины Больших Озер, наложенных кайнозойских впадин остались практически не охваченными геотермическими исследованиями.

Геотермические параметры, измеренные на каждом участке, подвергались тщательному анализу, учитывались все факторы, заметно искажающие глубинный ТП. Однако в некоторых случаях трудно учесть влияние искажающих факторов, так как для этого требуется дополнительная информация, получаемая независимыми методами. Поэтому пришлось разделить имеющийся материал на несколько классов точности.

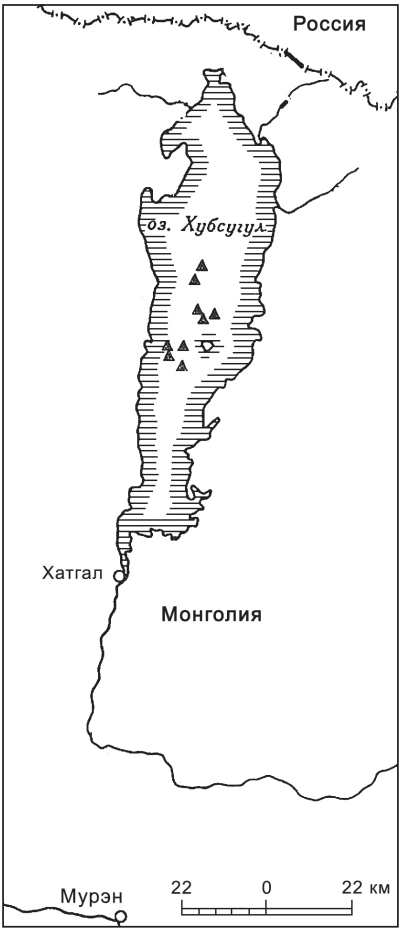


Рис. 4.29. Схема геотермической изученности Прихубсугулья.

1 – измерения теплового потока в скважинах; 2 – места отбора проб для определения изотопного отношения гелия; 3 – станции измерений теплового потока на оз. Хубсугул

К первому классу (А) относятся значения теплового потока, вычисленные по результатам замеров в скважинах со спокойным гидрогеологическим режимом, для которых влияние стационарных искажений: рельефа и контрастной теплопроводности мало́ или точно учитывается; для этих скважин имеется также представительный материал по теплофизическим свойствам. Погрешность определения теплового потока в классе А не превышает 10%. Ко второму классу (В) мы относим те определения, в которых остается неучтенным тот или иной фактор, или для которых коэффициент теплопроводности взят из значений на соседних

участках со сходным геологическим строением. Погрешность в этом случае составляет 10–20%. К классу (С) отнесены все определения теплового потока по изотопному отношению гелия и измерения в озере Хубсугул. Погрешность этих значений оценивается в 20–25%.

Начало геотермических работ в Монголии было положено сотрудниками Института Мерзлотоведения СО АН СССР С.И. Заболотником и Ю.Г. Шасткевичем, выполнившими измерения температур в скважинах в связи с изучением мощности многолетнемерзлых пород [Заболотник, Шасткевич, 1969]. Ими был проведен термокаротаж в различных районах Монголии. В дальнейшем четыре определения геотермического градиента, выполненные в наиболее глубоких скважинах с минимальным влиянием искажающих факторов, послужили материалом для оценки плотности теплового потока [Шасткевич, Заболотник, 1975]. Авторы рассчитали величину плотности теплового потока в Северной, Центральной и Южной частях Монголии. По их данным эти значения лежат в пределах 50–67 мВт/м^2. Наши исследования, как показано ниже, проведенные по более густой сети измерений, выявили большую дифференциацию значений теплового потока.

Геотермические исследования в Прихубсугулье включали измерения теплового потока в скважинах на участках Буринхан и Ардаг, на акватории озера Хубсугул, а также гелиево-изотопное опробование шести аршанов: Улхэн, Булнай, Обони, Дэлгэрбулаг, Билютыйн и Чжилгэ (рис. 4.29).

Территория Прихубсугулья относится к верхнерифейско-кембрийскому Восточно-Саянскому массиву. Крупнейшими структурными элементами массива являются геосинклинальные прогибы: Бусингольский, Дархатский и Хубсугульский. Они относятся к Байкальской рифтовой зоне, вписываясь в границы юго-западной части Саяно-Байкальского сводового поднятия [Флоренсов, 1960]. Наиболее погруженной частью Хубсугульского прогиба является впадина озера Хубсугул, представляющая собой грабен длиной 130 км и шириной 35 км. Максимальная глубина озера 240 м, а абсолютная отметка уреза воды 1645 м над уровнем моря. Хубсугульскую впадину относят к рифтовым структурам, часто проводя аналогию между ней и впадиной озера Байкал [Зорин и др., 1982; Molnar, Tapponier, 1975]. Однако Е.В. Девяткин [Мезозойская..., 1975] считал Хубсугульский рифт более молодым образованием на основании того, что он не скомпенсирован осадками.

Геотермические измерения на дне глубоких озер основываются на предположении о том, что сезонные температурные изменения вблизи границы «дно–вода» невелики [Hänel, 1970; Голубев, 1982]. В противном случае необходимо знать закон изменения придонных температур во времени. Высокое гипсометрическое положение озера Хубсугул и его большая удаленность от Мирового океана обусловливают его суровые климатические условия. Средняя многолетняя температура воздуха на побережье озера (пос. Хатгал) составляет –6 °С [Богданова и др., 1976]. Озеро расположено в зоне островной мерзлоты. Сведения о температуре воды озера очень немногочисленны и относятся в основном к безледному периоду. Согласно имеющимся данным, максимальная температура в поверхностном слое воды в открытой части озера не превышает 10 °С. На глубине 100 м в различные сезоны года она меняется от 3 до 4 °С.

Нами проведены измерения в девяти пунктах; их положение указано на рис. 4.29 и в табл. 4.5. В пяти пунктах получены вертикальные температурные разрезы воды. Эти разрезы представлены на рис. 4.30. Приведенные в табл. 4.5 геотермические данные по остальным четырем станциям (ст. 5, 6, 7, 8) характеризуют температуру воды в одном или нескольких метрах выше дна. Пункты, показанные на рис. 4.29, отстоят друг от друга не более чем на 15 км и характеризуют температурный режим наиболее глубоководной части озера. Из полученных результатов следует, что в июле характерно понижение температур в водной толще, начиная с поверхности и почти до самого дна. В нескольких метрах от дна придонные воды в вертикальном направлении становятся близки к изотермическим. В зимний период толщина придонного изотермического слоя возрастает (ст. 3, 4). Из этих данных можно сделать вывод, что независимо от времени года наиболее низкие температуры наблюдаются в наиболее глубоких местах озера. Это же характерно и для других озер [Hänel, 1970] и, в частности, для Байкала [Голубев, 1982].

Таблица 4.5

Результаты геотермических исследований на оз. Хубсугул

№№ станций	Координаты		Глубина, м	Придонная температура, °С	Заглубление нижнего датчика, м	Геотерм. градиент, мК/м	Теплопроводность, Вт/(м·К)	ТП, мВт/м^2
	с.ш.	в.д.						
Июль 1980 г.								
1	50°57`	100°24`	230	3,52	1,4	75	1,2	83
2	50°59`	100°23`	220	3,53	1,8	50	1,1	60
Февраль 1982 г.								
3	51°00`	100°20`	180	3,62	0,8	74	1,0	74
4	51°00`	100°23`	215	3,63	1,8	83	1,0	83
5	51°10`	100°27`	215	3,67	1,8	120	1,0	120
6	51°07`	100°27`	209	3,68	1,6	113	1,0	113
Июль 1982 г.								
7	51°00`	100°28`	218	3,54	1,3	130	1,0	130
8	51°00`	100°31`	205	3,56	1,2	500	1,0	500
9	51°01`	100°33`	155	3,56	1,0	0	1,0	0

Такая особенность термического режима многих озер связана, по-видимому, с изменениями плотности пресных вод в зависимости от давления и температуры. Как известно, при атмосферном давлении и температуре 4 °С плотность пресной воды максимальна. С увеличением глубины (давления) температура максимальной плотности воды понижается со скоростью 2,1 К/км. Эта теоретически рассчитанная зависимость представлена на рис. 4.30. Как видно из рисунка, распределение

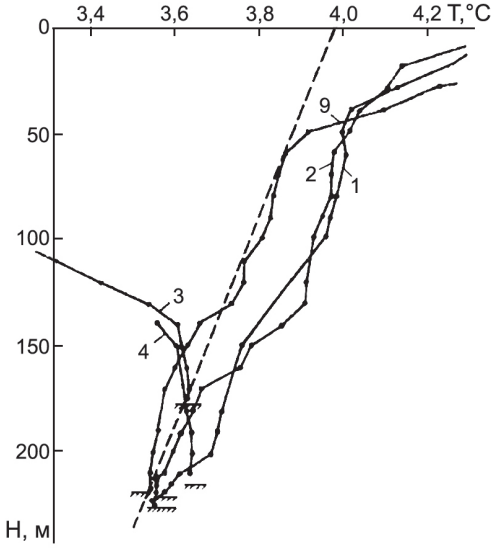


Рис. 4.30. Вертикальные температурные разрезы воды оз. Хубсугул.

Дата измерений: 1, 2 – 25.07.80; 3, 4 – 18-19.02.82; 9 – 31.07.82. Прерывистая прямая линия – температура пресной воды, при которой ее плотность максимальная

температур в Хубсугуле по вертикали таково, что придонные воды в течение всего года имеют максимальную плотность из возможных на данной глубине. Это увеличивает их вертикальную устойчивость и тем самым ухудшает условия проникновения ко дну сезонных температурных вариаций.

Температуры воздуха на побережье Хубсугула максимальны в июле, минимальны в январе, и годовые вариации их достигают 40 °С. Эти вариации проникают на большие глубины с некоторым опозданием. Поскольку соответствующих количественных наблюдений здесь не проводилось, рассмотрим эти запаздывания на примере другого озера Байкала, близкого к Хубсугулу по гидрометеорологическому режиму. Согласно многолетним данным, температурный максимум в поверхностных слоях воды на Байкале наблюдается в июле, а на глубину 250–300 м приходит лишь в декабре–январе, т.е. почти через полгода. Температурный минимум на указанных глубинах наблюдается в июле–августе, то есть тоже смещается на полгода [Голубев, 1982]. Такой же сдвиг во времени температурных измерений с глубиной выявлен и на высокогорном озере Иссык-Куль [Хуторской и др., 1990]. По нашим данным, зимние температуры придонных вод Хубсугула выше их летних величин на 0,08–0,1 °С.

С учетом этого, а также рассмотренных выше параметров можно полагать, что приход температурных максимума и минимума к границе дно–вода в глубоководной части озера происходит в январе и июле соответственно, а температуры у дна в первом приближении изменяются по закону: $T = T_{ср} + A \cdot \sin(2\pi t/p)$, где p – период колебаний, равный 1 году, A – амплитуда колебаний 0,05 °С, t – время, $T_{ср}$ – среднегодовая температура придонных вод Хубсугула, которую для района наших работ можно считать равной 3,58 °С. Эти синусоидальные температурные волны будут распространяться в донные отложения и изменять величину наблюдаемых геотермических градиентов.

В случае синусоидальных колебаний температур на поверхности дна температуры в осадках на глубине z в момент времени t, с учетом невозмущенного геотермического градиента g, могут быть оценены по формуле [Карслоу, Егер, 1964]

$$T(z,t) = T_{ср} + gz + A \cdot \exp(-P) \cdot \sin(2\pi t/p - P) = T_{ср} + gz + \Delta T(z,t),$$

а измеренный температурный градиент в донных илах из выражения

$$g_{изм} = g - A/z \cdot \exp(P)[\sin(2\pi t/p - P) + \cos(2\pi t/p - P)] = g - \Delta g(z,t),$$

где $P = z[(\pi/ap)^{1/2}]$, a – температуропроводность илов. Температуропроводность донных грунтов была принята равной $0{,}3 \cdot 10^{-6}$ м^2/с. Даже столь небольшие сезонные колебания температур у дна водоемов, которые приняты для Хубсугула (±0,05 °С), обусловливают существенные искажения геотермического градиента.

Следует подчеркнуть, что, если принятая схема запаздывания сезонных температурных волн соответствует фактическому термическому режиму у дна озера, то измеренные на Хубсугуле в летний период температурные градиенты должны быть завышенными, а в зимний период заниженными относительно их искаженных величин. Сезонные вариации градиента максимальны вблизи поверхности дна, а на глубинах внедрения зонда 1,0 и 1,5 м они не превышают ±30 и ±16 мК/м соответственно. Для других периодов года климатические влияния будут меньше по абсолютной величине.

Теплопроводность донных осадков была измерена in situ летом на двух станциях. В остальных случаях величина коэффициента теплопроводности принималась или с учетом этих измерений, или по косвенным определениям теплопроводности по влажности. Зависимость теплопроводности от влажности рассчитывалась по формуле

$$1/k = 0{,}268 + 0{,}0169 \cdot W,$$

где W – весовая влажность в %, k – теплопроводность в Вт/(м·К). Грунтовые колонки были отобраны вблизи станций 1–4. В интервале глубин от 0 до 30–50 см грунт был представлен мягкими серо-зелеными алевролито-глинистыми илами с влажностью 80–50%. Величина теплопроводности этих илов, согласно формуле, составляет 0,7 Вт/(м·К). Ниже этого слоя в интервале изученных глубин 50–96 см находились плотные серо-голубые глины, имеющие весовую влажность 30–35% и соответственно теплопроводность 1,2–1,0 Вт/(м·К).

На станции 1 в донный грунт были заглублены два датчика термозонда на глубину 1,4 и 0,6 м. Третий датчик находился в 0,2 м выше дна. Теплопроводности, измеренные нижним и верхним датчиками, здесь оказались соответственно равными 1,4 и 1,2 Вт/(м·К). На станции 2 в осадки было погружено три датчика на глубины 1,8, 1,0 и 0,2 м. Измеренные коэффициенты теплопроводности соответственно равны 1,4, 1,0 и 0,8 Вт/(м·К). Теплопроводность осадков для всех других станций (ст. 3–9) не измерялась, а была принята равной 1,0 Вт/(м·К). Несомненно, что это вносит значительную ошибку в конечный результат определения величины теплового потока. Поэтому оценки теплового потока на станциях 5 и 6, где определений теплопроводности не проводилось, относятся к более низкому классу точности по сравнению с остальными точками.

В теплофизическом отношении выявляется двухслойность донных осадков озера Хубсугул. Теплопроводность верхнего слоя грунтов толщиной около 0,5 м в 1,5 раза меньше теплопроводности расположенных под ними более плотных осадков. Подобная двухслойность осадков обнаружена и на большинстве станций на Байкале. Для этого озера резкая смена типа донных отложений по глубине объясняется различными условиями осадконакопления: нижние, более плотные осад-

ки накапливались в условиях мелководного Байкала [Голдырев, 1982]. Скорости седиментации в Байкале и Хубсугуле существенно различаются. Для открытых районов Байкала она составляет в среднем 0,04 мм/год. Основную долю осадков, отлагающихся на дне озер, выносят реки. Площадь водосбора для Байкала почти в 20 раз превышает площадь акватории озера, для Хубсугула эти площади различаются лишь в 2 раза. В соответствии с этим и скорость седиментации на Хубсугуле при прочих равных условиях, видимо, на порядок ниже, чем на Байкале. Поэтому можно считать, что поправка к тепловому потоку за счет отложений осадков на Хубсугуле не должна превышать первых процентов.

Полученные величины тепловых потоков приведены в табл. 4.5. Из этой таблицы следует, что в пределах группы станций 1–4, расположенных в относительной близости друг от друга, ТП меняется мало и в среднем составляет 75 мВт/м^2. На станциях 5 и 6, расположенных в 30 км севернее, ТП примерно в 1,5 раза выше. Очень резкие колебания значений потока зафиксированы на станциях 7, 8 и 9, расположенных на одном профиле в 8, 12 и 14 км от восточного берега. Очень большой температурный градиент на ст. 8 и нулевой на ст. 9 могут быть обусловлены лишь причинами локального характера. Наиболее вероятная из них – это гидротермальная циркуляция.

Исключая из статистики экстремальные значения по указанным двум станциям для семи пунктов измерений, ТП на Хубсугуле составляет 95±26 мВт/м^2. Остается необъясненной причина нелинейности нарастания температуры с глубиной на ст. 1 и 2 (см. рис. 3.32). Не исключено, что и в других пунктах дна озера существует подобное распределение температур по глубине. Если такое изменение градиентов не компенсируется соответствующим увеличением теплопроводности, то указанные в табл. 4.5 величины глубинных кондуктивных тепловых потоков не следует считать достоверными. Возможная причина обнаруженного нелинейного нарастания температур с глубиной – восходящая фильтрация подземных вод. Субаквальная разгрузка подземных вод на Хубсугуле должна составлять существенную часть в водном балансе озера. На это указывают большие модули стока в окрестностях озера. Особенно они велики на западном и юго-западном побережье, где распространены сильно закарстованные известняки. Здесь вода из многих ручьев и рек с приближением их к озеру полностью или частично теряется и переходит в подрусловой сток. Разгрузка подземных вод может происходить не только в прибрежной, но и в глубоководной части озера.

Участки, на которых проведены определения теплового потока в скважинах, расположены вблизи оз. Хубсугул. Участок Ардаг находится в 5 км от западного берега озера. Устья скважин на 150–200 м превышают гипсометрическую отметку уреза воды. На этом участке измерения проводились дважды. Первая оценка [Шасткевич, Заболотник, 1975] дала значение теплового потока 58 мВт/м^2. Мы проводили повторно наблюдения на этом участке. Результаты измерений представлены на рис. 4.31. Как видно из рисунка, от устья скважины до глубины 100 м отмечаются отрицательные температуры, а на забое температура равна 1,84 °С. Средний геотермический градиент по этой скважине составляет 20 мК/м [Хуторской и др., 1990]. Бурение осуществлялось в карбонатных породах хубсугульской

серии верхнего рифея – нижнего кембрия [Ильин, Зайцев, 1978]. Коэффициенты теплопроводности этих пород равны 3,22±0,49 Вт/(м·К). Таким образом, значение теплового потока составляет 64 мВт/м^2.

Большой объем исследований выполнен на фосфоритовом месторождении Буринхан, расположенном в южной части Хубсугульского прогиба [Зайцев, Ильин, 1981]. В строении прогиба Н.С. Зайцев и А.В. Ильин выделяют пять структурных комплексов: протерозойский, вендкембрийский, позднепалеозойско-мезозойский, мезозойский и кайнозойский, отложения которых подвергались разной степени складкообразования. Наибольшее практическое значение имеет вендкембрийский комплекс, к которому приурочены крупные промышленные залежи пластовых фосфоритов. Этот комплекс отчетливо разделяется на две серии: дархатскую терригенно-эффузивную и хубсугульскую в основном карбонатную.

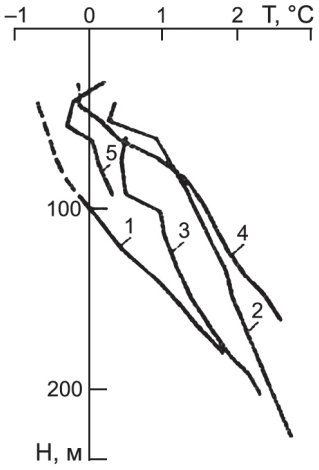


Рис. 4.31. Термограммы по скважинам Прихубсугулья.

1 – скв. 5 (Ардаг); 2–5 – участок Буринхан: 2 – скв. 1, 3 – скв.207, 4 – скв. 225, 5 – скв. 219

На Буринханском месторождении встречаются отложения преимущественно хубсугульской серии, часто прорванные интрузиями тэсского (нижний–средний девон) и селенгинского (пермь) комплексов. В толще известняков и доломитов развит мощный карст. Из-за этого при бурении скважин происходила потеря бурового раствора (до 2 м^3 в смену). После окончания бурения в карстовые пустоты фильтровались метеорные воды, которых в районе месторождения Буринхан выпадает более 400 мм/год. Нисходящая фильтрация искажает распределение температур, связанное только с кондуктивным теплопереносом. Это хорошо заметно на термограммах (см. рис. 4.31). Если скорость движения воды направлена вниз, как в данном случае, то термограмма имеет выпуклость у оси глубин [Огильви, 1959]. Воспользовавшись вычислительной схемой [Лялько, Митник, 1978], мы определили скорость вертикальной фильтрации (v) и значение глубинного геотермического градиента. Значение исправленного геотермического градиента по скв. 207 составляет 21,8 мК/м и соответственно ТП 63 мВт/м^2. Аналогичным образом введена поправка по скв. 225, где значения градиента температуры и теплового потока равны 27 мК/м и 66 мВт/м^2. На геотермическом разрезе, построенном по наблюденным значениям температуры, отмечается зона сезонного промерзания. Температура в скв. 219 на глубине 50 м составляет –0,3 °С. Это экстремальное значение. Таким образом, в верхних 100–150 м разреза скважин действуют одновременно три фактора, искажающие глубинный ТП: фильтрация подземных вод, теплота фазовых переходов в зоне отрицательных температур и влияние рельефа, которое, кстати, на порядок меньше двух первых искажающих факторов.

Геотермические измерения в Хубсугульском прогибе по скважинам и расчет теплового потока по изотопному отношению гелия, результаты которого описаны

ниже, показывают, что эта структура характеризуется повышенным тепловым потоком. Очевидна генетическая связь процессов кайнозойского рифтогенеза Байкала и Хубсугула с геотермическим режимом недр. Физические модели, адекватные наблюдаемому тепловому полю, неоднократно обсуждались [Зорин, Лепина, 1984; Голубев, 1982; Зорин и др., 1982]. Это так называемые модели «трещинной интрузии», «астеносферного диапира» и «большой дайки». С учетом новых геотермических данных в последующем было показано, что Байкальская аномалия распадается на ряд более мелких, обусловленных гидротермальной разгрузкой, не связанной, по-видимому, с интрузивными телами [Тепловое поле недр..., 1987]. Как для Байкальской, так и для Хубсугульской впадины несомненна большая роль гидротермальной конвекции в механизме теплопотерь верхних горизонтов земной коры.

Байкальско-Хубсугульская рифтовая зона имеет периклинальное погружение в районе излучины р. Эгийн-Гол и не прослеживается в геотермическом поле южнее Болнайского разлома. Однако в Центральном Хангае известны кайнозойские вулканы Хануй, Тарят, Дзара-Толгой, а также обширные поля базальтоидов. Это дало основание Ю.С. Геншафту и А.Я. Салтыковскому [1979] считать, что поверхность астеносферы под Центральным Хангаем приближена к поверхности Земли (рис. 4.32), хотя это и не подтверждается данными сейсмологии [Рогожина,

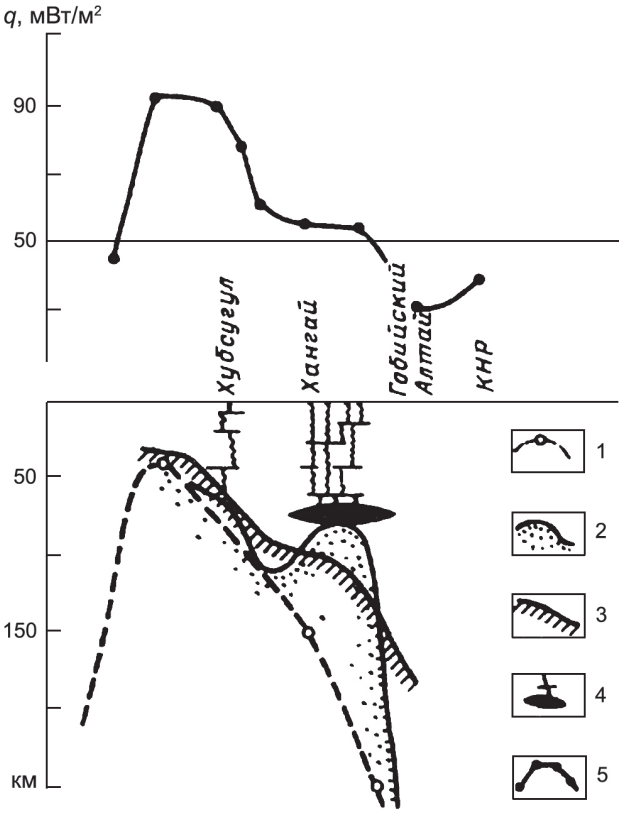


Рис. 4.32. Глубинное строение Монголии по меридиану 100° в.д. [Геншафт, Салтыковский, 1979] с добавлениями авторов.

1 – положение слоя пониженных скоростей поперечных волн [Рогожина, Кожевников, 1979]; 2 – положение кровли астеносферы по [Геншафт, Салтыковский, 1979]; 3 – положение кровли астеносферы по геотермическим данным; 4 – вулканические очаги и проницаемые зоны в литосфере; 5 – профиль теплового потока вдоль меридиана 100° в.д.

Кожевников, 1979]. По результатам определения изотопного отношения гелия в Центральном Хангае мы также не можем сделать вывод о недавнем привносе мантийного материала с ювенильным гелием в земную кору [Поляк и др., 1979], а следовательно, о наличии астеносферного выступа. В спонтанных газах, отобранных в Центральном Хангае, отмечается повышение не изотопного отношения, а абсолютного содержания He. Это явный признак наличия «коровых» разломов, не дренирующих мантию [Поляк, 1988].

Таким образом, проведенные исследования позволяют говорить о существовании узколинейной аномалии, пик которой проходит через Байкал, Тункинскую впадину и Хубсугул. Эта аномалия на юге «обрезается» Болнайским швом, который в данном случае можно ассоциировать с трансформным разломом. Комплексные геофизические исследования, которые, к сожалению, в Прихубсугулье пока не проводились, помогли бы установить важные количественные характеристики и понять современную геодинамику южного замыкания Байкальской рифтовой зоны.

Основной объем информации о тепловом потоке *Хангай-Хэнтэйской зоны* получен из анализов изотопии гелия спонтанных газов. Этот материал будет освещаться в специальном разделе. Измерения в скважинах проведены на четырех участках: Эрдэтуин-Обо, Шанд, Харчулун и Их-Хайрхан. Два первых располагаются в Орхонском прогибе, вблизи медно-молибденового месторождения Эрдэнэт.

На участке Эрдэнэтуин-Обо определение теплового потока выполнено Ю.Г. Шасткевичем и С.И. Заболотником [1975]. По их данным, геотермический градиент составляет в среднем 15 мК/м, а коэффициент теплопроводности 2,5 Вт/(м·К). Нами более детально изучалась теплопроводность пород этого участка и установлено, что среднее значение несколько выше 2,70±0,37 Вт/(м·К). Учитывая это значение, ТП на участке равен 40 мВт/м^2.

На Шанде измерения температуры проведены нами в двух скважинах в интервале от 20 до 340 м (рис. 4.33). Отмечается выдержанный по глубине геотермический градиент. В скв. 17 до забоя и в скв. 22 до глубины 280 м он составляет 16 мК/м, а ниже в скв. 22 – 20 мК/м. Сопоставление с геологическим разрезом объясняет такой скачок: он связан с изменением литологии и с соответствующим контрастом теплопроводности, средние значения которой составляют: 2,50±0,19 (скв. 17) и 2,70±0,33 (Вт/(м·К) (скв. 22). Таким образом, на участке Шанд получены значения теплового потока 41 (скв. 17) и 43 мВт/м^2 (скв. 22), что хорошо согласуется с тепловым потоком на Эрдэнэтуин-Обо.

Участки Их-Хайрхан и Харчулун расположены в южной части Хэнтэйского синклинория, вблизи его торцового сочленения с Западно-Хэнтэйским синклинорием и Северо-Гобийской впадиной. Значения тепловых потоков, определенные на участках [Шасткевич, Заболотник, 1975] составляют 65–67 мВт/м^2.

Наибольшее число определений теплового потока выполнено в *Керуленской зоне*. На Северо-Керуленском поднятии это участки Бэрх, Дэльгэрхан, Дунд-булаг, Ундур-Цаган-Обо, Дзан-Ширэ и Нарингэйн-Гол; кроме того, в том же регионе отобраны газовые пробы на аршанах: Зуртийн, Яргач-булаг, Ундур-Цаган-булаг, Урт,

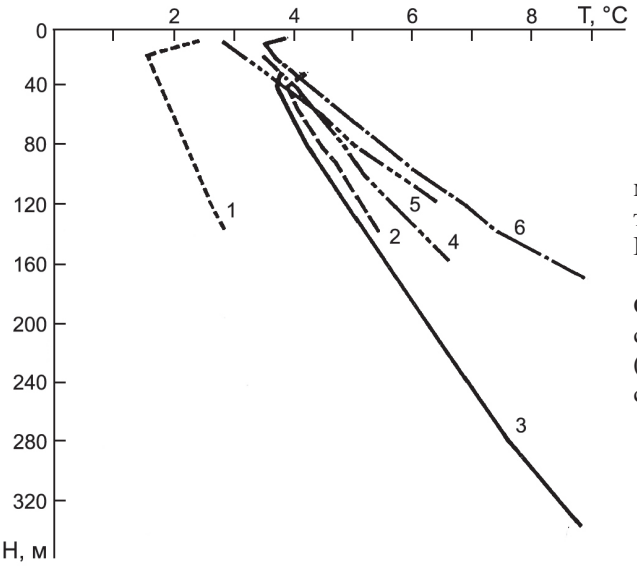


Рис. 4.33. Результаты измерения температуры в некоторых скважинах Центральной Монголии.

Участки: 1 – Эрдэнэтуин-Обо (скв. Б-11); 2, 3 – Шанд (2 – скв. 17, 3 – скв.22); 4 – Харчулун (скв. 176); 5, 6 – Их-Хайрхан (5 – скв.103, 6 – скв. 123)

Даши-Чингыйн. На Южно-Керуленском блоке – это участки Бороундур и Цаган-Элигени, а также опробование источника на курорте Дундын-Амралт.

Выступы Керуленского блока сложены протерозойскими гнейсами и кристаллическими сланцами, метаморфизованными до амфиболитовой фации (нижний структурный этаж), палеозойскими вулканогенными и метаморфизованными вулканогенно-осадочными отложениями среднего структурного этажа, представленными в нижней части роговообманковыми порфировидными гранитами, адамеллитами и гранодиоритами ульдзагольского комплекса нижней перми, выше по разрезу встречаются триасовые гранитные интрузии Бороундурского комплекса. На Бэрхе вскрыта средне-верхнеюрская и верхнеюрско-нижнемеловая туфоалевролитовая толща верхнего структурного этажа.

В структурном отношении положение участков Дэльгэрхан и Бэрх сходно. Оба они приурочены к северному борту Олон-Нурской вулканотектонической депрессии позднемезозойского возраста. Рудные тела Дэльгэрхана локализуются в трещинах, сопровождаются многочисленными апофизами и мелкими сателлитами. Генеральное простирание жил северо-восточное, хотя встречается и субмеридиональное. Рудные тела Бэрхинского участка залегают в гранитоидах, которые на северо-востоке граничат по сбросу с вулканогенно-осадочными породами цаганцабской свиты. Несмотря на пространственную близость этих участков (между исследованными скважинами 12 км), их геологический режим существенно различен.

На Дэльгэрхане температура измерена в двух скважинах (рис. 4.34). В приустьевой части скважин наблюдается незначительное расхождение температур, связанное с различными отметками уровней грунтовых вод и с влиянием экспозиции склонов. Так, в скв. 141 на глубине 40 м отмечена температура 4,92 °С, а в скв. 176 на той же глубине 5,25 °С. На глубине 100 м – соответственно 5,73 и

5,97 °С. Значение геотермического градиента в интервале 40–100 м составляет 13 мК/м. В скв. 176 ниже 100 м наблюдаются резкие колебания значений геотермического градиента, связанные, по-видимому, с притоком подземных вод на глубинах около 120 и 140 м; по геологическим данным на этих глубинах отмечаются зоны дробления пород. В значениях коэффициентов теплопроводности комплексов не наблюдается сильного контраста. Так, теплопроводность роговообманковых порфировидных гранитов составляет 2,58±0,24, а даек диабаза, прорывающих эту толщу, 2,88±0,19 Вт/(м·К). В этом случае, как показывает опыт предыдущих расчетов [Хуторской, 1982], искажения глубинного теплового потока за счет структурно-геологических неоднородностей не превышают погрешности наблюдений. Плотность теплового потока, определенная по обеим скважинам на Дэльгэрхане, равняется 34 мВт/м^2.

На Бэрхе (скв. 200) геотермический градиент составляет 25 мК/м (см. рис. 4.34) и, несмотря на несколько меньшую теплопроводность пород в разрезе (2,32±0,44 Вт/(м·К)) по сравнению с Дэльгэрханом, ТП существенно выше 51 мВт/м^2. Ниже будет показано, что примерно такие же значения теплового потока характерны для некоторых других структур Керуленского блока. Это, вероятно,

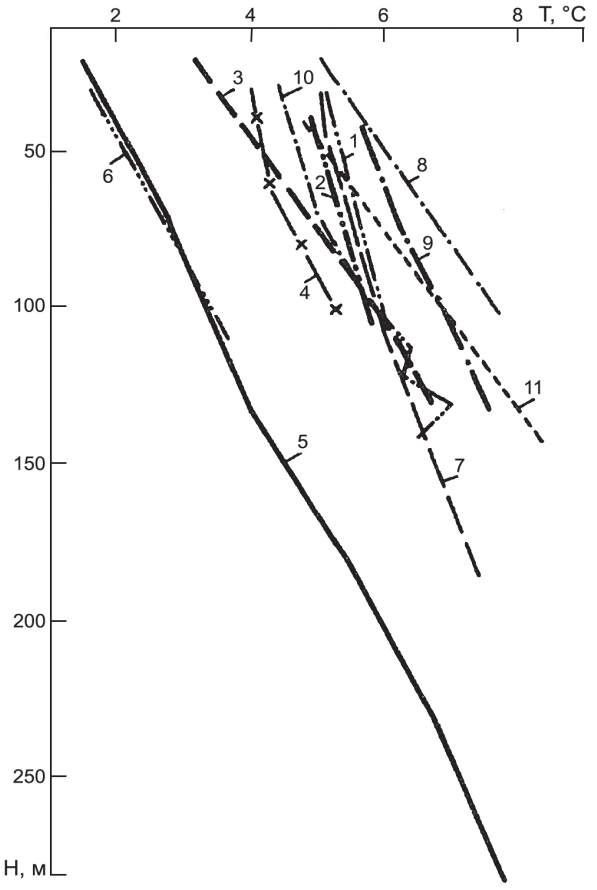


Рис. 4.34. Результаты измерения температуры в некоторых скважинах Керуленской зоны.

Участки: 1, 2 – Дэльгэрхан (1 – скв. 176, 2 – скв. 141); 3 – Бэрх (скв. 200); 4 – Дунд-Булаг (скв. 21); 5 – Ундур-Цаган-Обо (скв. 28); 6 – Нарингыйн-Гол (скв. 10); 7 – Дзан-Ширэ (скв. 20); 8–10 – Бороундур (8 – скв. 218, 9 – скв. 717, 10 – скв. 37г); 11 – Цаган-Элигени (скв. 216)

свидетельствует о тектонической и магматической активизации, одинаковой по времени и интенсивности в различных частях Керуленского блока, хотя можно обсуждать альтернативное решение – локальную активизацию разломов, по которым осуществляется тепломассоперенос. Для участка Бэрх это объяснение вполне вероятно, так как по геологическим данным именно к разломам приурочено флюоритовое оруденение с абсолютным возрастом 120–135 млн лет по калиево-аргоновому определению [Кошелев, 1985]. К разломам северо-восточного и особенно северо-западного простираний приурочены также многочисленные выходы слабоминерализованных вод, разгружающихся в районе Бэрха.

Участок Дунд-булаг расположен в северной части Северо-Керуленского выступа. На этом участке обнаружено рудопроявление флюорита, представленное кварц-флюоритовой жилой, приуроченной к разломам северо-западного (300–320°) простирания в туфо-алевролитах нижней перми. Выполненные на участке измерения температуры в скважинах показывают, что геотермический градиент составляет 35 мК/м (скв. 17) и 26 мК/м (скв. 21) (см. рис. 3.36). Между окончанием бурения скв. 21 и моментом измерения прошло лишь 9 сут, поэтому была внесена поправка в измеренное значение градиента за счет неустановившегося термического режима. Значение исправленного градиента в скв. 21 составляет 30 мК/м. По теплофизическим свойствам породы на этом участке разделяются на две группы: туфоалевролиты с коэффициентом теплопроводности k = 3,13±0,33 Вт/(м·К) и жильный кварц с k = 2,27±0,18 Вт/(м·К). Измерения температуры проведены в толще туфоалевролитов, поэтому для расчета плотности теплового потока принято первое значение. ТП на участке Дунд-булаг составляет 100 мВт/м^2.

Разведочные площади Нарингыйн-Гол и Джаргалантуин-Гол находятся в юго-восточном Хэнтэе между одноименными реками. В тектоническом плане они приурочены к Джаргалантуинской грабен-синклинали [Зоненшайн, 1972], имеющей в плане коленообразную форму. Простирание структуры меняется с субширотного на западе до субмеридионального на востоке. В строении грабен-синклинали принимают участие верхнепермские, триасовые и нижнеюрские отложения. Они несогласно перекрывают или нижнепермские эффузивы, или нижнепалеозойские гранито-гнейсы. По-видимому, один из выходов нижнепалеозойских гранито-гнейсов находится на участке Нарингыйн-Гол, где скважинами они были вскрыты на глубине 18 м под четвертичными отложениями. Терригенные и эффузивные отложения прорваны гранитами юрского возраста, относимыми к модотинской серии. Эти граниты прослеживаются в скважинах на участке Джаргалантуин-Гол. Структура грабен-синклинали, как и других структур Керуленской зоны, подчинена двум взаимно перпендикулярным структурным направлениям: субширотному и субмеридиональному. Ограничение грабен-синклинали на юге образовано крутопадающими сбросами и сдвигами, а на востоке – надвигами, падающими на восток под углом 35–40°. В результате этого палеозойские граниты надвинуты на мезозойские отложения. Однако суммарная мощность надвинутых пластин и чешуй оказалась незначительной (первые км).

Геотермические исследования проводились на обоих участках, но из-за плохого технического состояния скважин на Джаргалантуин-Голе измерения тем-

пературы удалось провести лишь в интервале 40–65 м (скв. 14), поэтому ТП в данной скважине не оценивался. Остановимся на описании геотермического поля участка Нарингыйн-Гол. В скв. 10 температура измерена в интервале 20–90 м (см. рис. 3.36). На глубине 20 м она составляет 1,40 °С, а на 90 м – 3,06 °С. Среднее значение геотермического градиента равно 24 мК/м. В интервале глубин 30–80 м термограмма представляет собой абсолютно прямую линию. Это доказывает отсутствие вертикальной фильтрации и теплофизических неоднородностей. Теплопроводность нижнепалеозойских гранито-гнейсов, пройденных скважиной, измерена методом подвижного источника. Несмотря на малую выборку, можно считать ее представительной для всего однородного разреза. Среднее значение 2,54 Вт/(м·К) было использовано для расчета плотности теплового потока. Он составляет 61 мВт/м^2.

Участок Ундур-Цаган-Обо располагается в пределах Прикеруленского регенерированного прогиба, представляющего собой синклинорий, разбитый и ограниченный по краям продольными разломами первого порядка. Кроме крупных разломов существует более дробная сеть разломов субмеридионального и северо-восточного простирания. Один из таких разломов делит участок Ундур-Цаган-Обо на два блока (рис. 4.35). Он хорошо выражен в рельефе и в геофизических полях. К нему же приурочены углекислый источник, смещение контура штокверка, зона интенсивного дробления. Вблизи этого разлома, в 50 м на юг от выхода источника, была пробурена структурно-параметрическая скважина, в которой проведены геотермические исследования.

На термограмме (см. рис. 4.34) хорошо заметны две зоны резкой дифференциации геотермического градиента. Одна на глубине 130–150 м, а вторая на глубине 230–250 м. Как показывает сравнение термограммы с геологическим разрезом, первая зона приурочена к разлому в толще габбро-диабазов, а вторая – к контакту габбро-диабазов со сланцами царгингольской свиты. Среднее значение геотермического градиента изменяется от 20 мК/м в сланцах до 30 мК/м в габбро-диабазах. Следовательно, значение глубинного теплового потока в данном случае необходимо вычислять с учетом влияния рельефа и структурно-геологических неоднородностей разреза. Величина искажения глубинного теплового потока оценивалась методом моделирования. На рис. 4.35 представлен график отношения поверхностного теплового потока к глубинному по профилю, на котором находится скв. 28. Зона максимального наблюденного теплового потока, превышающего глубинный на 20–30%, приурочена к понижению в рельефе. Минимум поверхностного теплового потока отмечается в районе вершины горы Ундур-Цаган-Обо. Над сланцами фиксируется незначительное понижение наблюденного теплового потока (до 10%), наложенное на более заметное влияние рельефа. Значение измеренного теплового потока в скважине составляет 84 мВт/м^2. Учитывая влияние рельефа и контрастной теплопроводности, это значение следует уменьшить на 12%. Таким образом, глубинный ТП на участке Ундур-Цаган-Обо составит 74 мВт/м^2.

Участок Дзан-Ширэ приурочен к одноименной горе, представляющей собой отпрепарированную эрозией жерловину раннемелового липаритового вулкана, залегающего среди палеозойских гранитоидов. По данным венгерских геологов

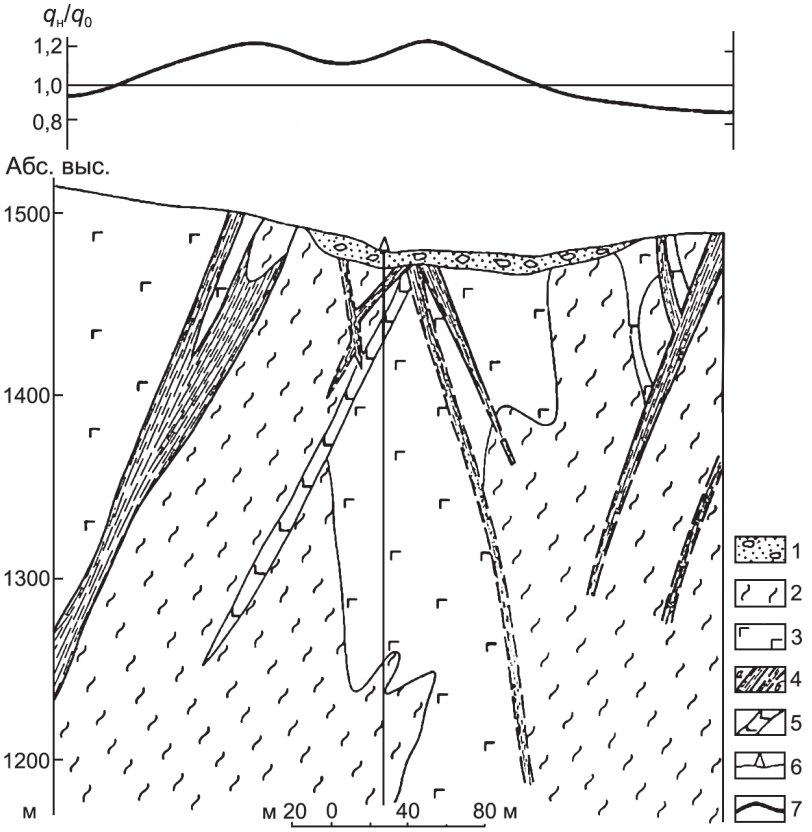


Рис. 4.35. Геологический разрез и геотермическое моделирование на участке Ундур-Цаган-Обо.

1 – четвертичные отложения; 2 – сланцы царьгингольской свиты; 3 – габбро-диабазы; 4 – зоны дробления (а – установленные, б – предполагаемые); 5 – дайка андезитобазальтов; 6 – скв. 28; 7 – график искажений глубинного теплового потока $q_н/q_0$

Э. Баллы и И. Тота, изучавших этот район в связи с поиском полиметаллических руд, в его строении участвуют домеловые и нижнемеловые вулканические породы.

Скважины, в которых проведены геотермические измерения, расположены на разных гипсометрических уровнях (см. рис. 4.1). Выше мы привели расчет влияния рельефа и рассчитали значения фонового теплового потока на этом участке, который составляет 45 мВт/м^2.

Бороундурский рудный район расположен в пределах Восточно-Монгольского вулканического пояса в южной части Керуленского блока. Системой разломов северо-западного и северо-восточного простираний район разбит на ряд выступов и впадин. Выступы сложены в основном протерозойскими и палеозойскими метаморфическими породами, интрузиями и эффузивами, а впадины вулканогенно-осадочными образованиями мезозоя. Бороундурское месторождение

флюоритов располагается на сочленении Бороундурского выступа протерозойско-нижнепалеозойского фундамента и Алаг-Цабской вулканотектонической впадины. Выступ состоит из пород трех структурных этажей: верхнепротерозойского, палеозойского и нижнемезозойского. Первый этаж сложен метаморфическими породами северогобийской серии и гранитами среднегобийского комплекса, второй – кислыми вулканитами перми и гранитоидами бороундурского комплекса триаса. Образования прибортовой части Алаг-Цабской впадины представлены вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами цаганцабской свиты, относящейся к верхней юре-нижнему мелу. Эти породы представляют третий структурный этаж. В юго-восточной части района прослеживается фрагмент четвертого нижнемелового структурного этажа, сложенного терригенными породами дзунбаинской свиты. Складчатые деформации пород выделенных структурных этажей и ярусов имеют различный план и интенсивность. Наиболее сложно дислоцированы верхнепротерозойские метаморфические образования нижнего структурного этажа. Вулканогенные породы среднего этажа смяты также довольно интенсивно; преимущественное простирание складок северо-восточное, углы падения крыльев складок до 50°. Породы верхнего структурного этажа залегают моноклинально, имея падение в сторону осевых частей депрессии. Углы падения 5–15°. Рудное поле имеет сложное блоковое строение. Основные разрывные структуры – субрегиональные разломы Западный и Южный [Кошелев, 1985]. С севера рудное поле ограничено разломами второго порядка: Северным и Восточным, протяженностью более 20 км.

Интенсивный тектогенез происходил, очевидно, в условиях термической активизации, о чем свидетельствуют геотермические данные. Измерения температуры проведены в шести скважинах (см. рис. 4.34). Различие температур в приустьевой части скважин можно объяснить, во-первых, разным гипсометрическим уровнем устьев скважин, во-вторых, различными отметками уровня воды в скважинах (в скв. 17г 17 м, в скв. 7г 9 м, в скв. 218 14 м, в скв. 717 18 м), в-третьих, влиянием различной экспозиции склонов, поскольку скв. 7г и 717 находятся на юго-восточном склоне пологой возвышенности, скв. 218 – на восточном, а скв. 17г, 34г и 37г – на западном. Величина среднего геотермического градиента по скважинам изменяется от 19 (скв. 17г) до 38 мК/м (скв. 7г). Значение градиента температуры в нижней призабойной части скважин составляет 28–30 мК/м (скв. 37г, 218, 717 в интервале от 70 до 130 м).

По теплопроводности породы участка Бороундур разделяются на три основных группы: туфогенные песчаники и щелочные эффузивы с теплопроводностью k = 3,23±0,17 Вт/(м·К), основные и средние эффузивы цаганцабской свиты (k = 1,88±0,20 Вт/(м·К)) и флюоритовые жилы мощностью 2–3 м (k = 3,30±0,22 Вт/(м·К)). Контакты между эффузивными толщами разной теплопроводности в основном горизонтальные, мощность флюоритовых жил относительно невелика, поэтому структурно-геологические неоднородности разреза не вносят существенных искажений в величины теплового потока. Исходя из этого, значения фонового теплового потока на Бороундуре составляют 80–88 мВт/м^2.

Участок Цаган-Элигени находится на восточном фланге той же Алаг-Цабской впадины и по своему строению и составу пород и руд аналогичен Бороундуру.

Площадь участка сложена андезито-базальтами, их туфобрекчиями и базальтовыми порфиритами цаганцабской свиты. На площади Цаган-Элигени проявляются фрагменты дугообразных и радиальных разломов. В некоторых из радиальных разломов залегают рудные тела.

Скважина 116, в которой проведены измерения, вскрыла базальты и андезито-базальты цаганцабской свиты. Из рис. 4.34 видно, что геотермический градиент в этой скважине колеблется от 31 до 42 мК/м. Наиболее устойчивое значение градиента, принятое для расчета теплового потока в интервале 80–130 м, составляет 34 мК/м. Теплопроводность пород в этом интервале равна 1,80±0,16 Вт/(м·К), и, следовательно, плотность теплового потока 62 мВт/м^2. Судя по этим данным, Алаг-Цабская впадина характеризуется повышенными значениями теплового потока. Расчеты глубинных температур показывают, что под этой впадиной может находиться выступ астеносферы, кровля которого располагается на глубине 50 км. Цепь подобных выступов, по-видимому, прослеживается в северо-восточном направлении через весь Восточно-Монгольский вулканический пояс, которому свойственны повышенные значения теплового потока.

ТП измерен на пяти участках в восточном секторе *Южно-Монгольского герцинского складчатого пояса.* С запада на восток это следующие объекты: Таван-Толгойт, Их-Шанхай, Шутэн, Цаган-Субурга (Сервен-Сухайт) и Оюут.

Угольное месторождение Таван-Толгойт расположено к северу от Баян-Обинского грабена в межгорной депрессии, ограниченной с севера хребтом Их-Шанхай, а с юга поднятием Хачиг-Ула. Угольные пласты находятся в осадочно-метаморфической толще верхнего мела-палеогена, представленной чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов и гравелитов. Геотермические измерения выполнены на южном борту пересыхающего озера Улан-Нур в шести скважинах, но только в трех из них возможно определение фонового геотермического градиента. Основными факторами, нарушающими геотермическое поле в скважинах на Таван-Толгойте являлись остаточное тепло бурения, фильтрация подземных вод и, по-видимому, экзотермический процесс окисления угольных пластов. Причем два последних фактора генетически тесно связаны между собой.

Средние значения геотермических градиентов составляют: скв. 437 – 9,7; скв. 489 – 15; скв. 600 – 12 мК/м (рис. 4.36). По величине коэффициентов теплопроводности терригенная толща Таван-Толгойта довольно однородна. Так, среднее значение для песчаников k = 1,4±0,33; для алевролитов 1,68±0,41; для аргиллитов 1,50±0,32 Вт/(м·К). Для расчета теплового потока с достаточной степенью точности можно принять, что теплопроводность равна 1,62±0,29 Вт/(м·К). Таким образом, получим следующие значения теплового потока: 16 (скв. 487), 21 (скв. 489) и 19 мВт/м^2 (скв. 600).

Основными тектоническими элементами на участке Их-Шанхай являются Гоби-Хинганская (Манлайская) вулканогенная структурно-формационная зона и Южно-Гобийская (Улан-Ульская) терригенно-вулканогенная структурно-формационная зона. Скважины вскрывают только отложения первой из зон. Это вулканические и вулкано-пирокластические субаэральные образования дусинобинской свиты (C–P ds), а также многофазные гранитоиды мандахского комплекса позднего

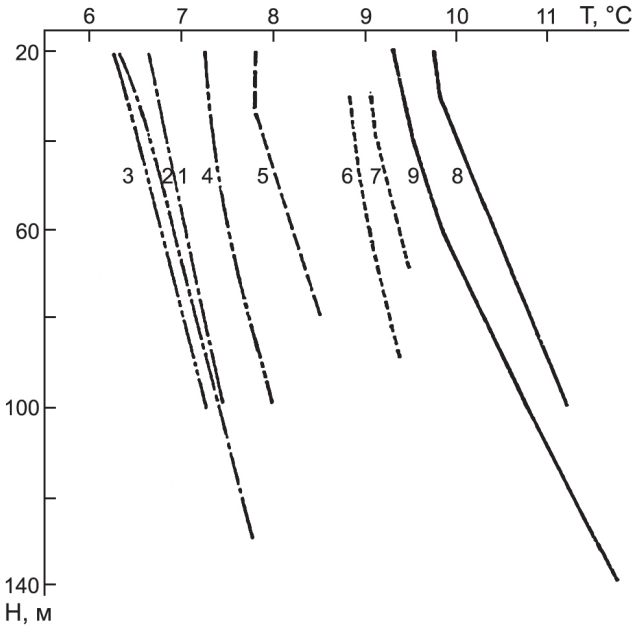


Рис. 4.36. Результаты измерения температуры в некоторых скважинах Южно-Монгольского герцинского пояса.

Участки: 1 – Таван-Толгойт (скв. 487); 2 – то же (скв. 489); 3 – Их-Шанхай (скв. 2); 4 – то же, (скв. 4); 5 – Оюут (скв. 102); 6 – Шутен (скв. 20); 7 – то же, (скв. 18); 8 – Цаган-Субурга (Сэрвен-Сухайт) (скв. 140); 9 – то же (скв. 11)

карбона – ранней перми. В двух скважинах проведены измерения температуры и определены коэффициенты теплопроводности горных пород. В скв. 2 отмечается постоянный по глубине геотермический градиент, равный 12 мК/м. На глубине 20 м температура равна 6,27 °С, а на глубине 90 м 7,15 °С. В скв. 4 значения градиента температуры возрастают от 5 мК/м на глубине 20–30 м до 13 мК/м на 90–100 м (см. рис. 4.36). Это, очевидно, связано с нисходящей фильтрацией подземных вод в трещиноватой зоне. По геотермическим данным была рассчитана скорость вертикальной фильтрации и «неискаженный» геотермический градиент. Они соответственно равны $(1{,}25\pm0{,}23)\cdot10^{-6}$ см/с и 12,4 мК/м. Верхняя часть коры на участке Их-Шанхай сложена эффузивами и интрузивными породами среднего состава: андезитом, диорит-порфиром, гранодиоритом, а также брекчиями, в состав которых входят те же породы. Значения теплопроводности этих пород лежат в сравнительно узких пределах от 2,43 до 3,36 Вт/(м·К); при среднем и стандартном отклонении: 2,76±0,06 Вт/(м·К). Таким образом, ТП составляет 34 мВт/м^2.

Участок Шутэн расположен в той же Манлайской структурно-формационной зоне Южно-Монгольских герцинид. Интрузивный магматизм в пределах Шутэнской магматической кольцевой структуры представлен многофазным Шутэнским гранитоидным массивом кольцевого строения, который вместе с вулканогенными образованиями дусинобинской свиты составляет единую комагматическую вулкано-плутоническую ассоциацию. Геологический разрез на участке Шутэн сложен осадочными, вулканогенно-осадочными и морскими геосинклинальными отложениями их-шанхайской свиты нижнего карбона (Cis), вулканическими и вулкано-пирокластическими субаэральными образованиями дусинобинской

свиты, а также многофазными гранитоидами мандахского комплекса. Разведочные скважины, пробуренные на участке, вскрыли метасоматически измененные диорит-порфиры и плагиограниты. Температура измерена в трех неглубоких скважинах (до 80 м) (см. рис. 4.36). Однако выдержанность геотермического градиента по глубине дает основание использовать его значение для расчета теплового потока. В скв. 18 и 30 геотермический градиент составляет в среднем 14 мК/м. В скв. 20, после введения поправки за счет нисходящей фильтрации подземных вод, значение градиента температуры составило 15,8 мК/м. Отбор образцов для определения коэффициентов теплопроводности на Шутэне не проводился из-за отсутствия керна, но по геологическим данным известно, что породы из пробуренных скважин на Шутэне аналогичны диорит-порфиритам участка Их-Шанхай. Для расчета теплового потока можно принять значение 2,83 Вт/(м·К) – среднее для диорит-порфиритов. ТП участка Шутэн при этом допущении составляет: 39 мВт/м^2 (скв. 18 и 30) и 44 мВт/м^2 (скв. 20).

Банатитовый массив Цаган-Субурга представляет собой лакколит, достигающий в поперечнике 15 км. Он сложен однообразными мелко- и среднезернистыми граносиенито-диоритами. На периферии массив переходит в межформационные тела, залегающие среди конгломератов верхнего девона – нижнего карбона.

На массиве Цаган-Субурга в Северном Гоби обнаружены самые высокие из измеренных в Монголии температуры на устье скважин. Так, в скв. 140 на глубине 20 м температура составляла 9,77 °С (измерение проводилось 12.08.81), в скв. 11 на той же глубине 9,30 °С (измерения проводились летом 1967 г.) [Заболотник, Шасткевич, 1969]. Незначительные расхождения приустьевых температур мы связываем с различием абсолютных высот устьев скважин. Значения геотермического градиента в скв. 140 в интервале 30–100 м составляют 20–21 мК/м, а в скв. 11 в интервале 60–180 м 23–25 мК/м. По образцам керна, отобранным из скважин на участке Сервен-Сухайт (скв. 140 и 127), были определены коэффициенты теплопроводности. Судя по этим измерениям, граносиениты обладают относительно невысокой теплопроводностью (1,79±0,34 Вт/(м·К)). ТП, определенный по скважине 140, составляет 36–38 мВт/м^2. Если то же значение коэффициентов теплопроводности принять для расчета теплового потока по скв. 11, то получатся несколько большие значения 41–44 мВт/м^2. Однако первая оценка является более достоверной, так как все геотермические параметры для ее получения измерены в одной и той же скважине.

Участок Оюут расположен в западной части Сухэбаторской подзоны Южно-Монгольских герцинид. Геотермические исследования удалось провести в одной скважине № 102 (см. рис. 4.36). Несмотря на незначительный интервал исследований, можно все же определить значение геотермического градиента, который сохраняется постоянным по всему стволу скважин и равен 14 мК/м. Значения абсолютных температур здесь несколько ниже, чем на Цаган-Субурге (от 7,8 до 8,4 °С). Это объясняется, во-первых, более северным расположением участка Оюут и, во-вторых, различием гипсометрических отметок (район Оюут расположен на 100 м выше, чем Цаган-Субурга). Теплопроводность разреза изучена по образцам гранодиоритов, взятых из скв. 102. Коэффициенты теплопроводности

пород изменяются от 1,12 до 2,67 Вт/(м·К) при среднем значении и стандартном отклонении 2,0±0,45 Вт/(м·К). ТП на участке Оюут равен 28 мВт/м^2.

В результате изучения геотермического поля в восточной части Южно-Монгольского герцинского пояса выявлены низкие значения теплового потока (от 16 на Таван-Толгойте до 39–44 мВт/м^2 на Шутэне). Такие тепловые потоки существенно ниже среднего значения для позднепалеозойских структур по мировой выборке, которое составляет 54±10 мВт/м^2 [Поляк, Смирнов, 1968]. Однако аномально низкие величины тепловых потоков отмечаются и в других линейных геосинклинальных поясах позднего палеозоя: на Урале [Сальников, 1984; Хуторской, 1996], в Аппалачах [Roy et al., 1968; Sass et al., 1981], в Салаире и Горловском прогибе [Дучков и др., 1978]. Очевидно, что причина, вызывающая понижение наблюдаемого теплового потока, связана с механизмом тектонической перестройки земной коры, единым, по-видимому, для всех перечисленных линейных поясов.

Применение гидрохимических исследований подземных флюидов для решения геотермических задач

Геотермальная активность реализуется не только в форме идущего из недр кондуктивного теплового потока, но и в виде гидротермальной и вулканической деятельности, отвечающей конвективному механизму теплопередачи. Глобальное изучение гидротермальных процессов показало, что определенные особенности состава *подземных флюидов* тесно связаны с геотермическими условиями их формирования. Поэтому изучение этих особенностей также дает информацию о тепловом режиме недр, которая дополняет результаты прямых термометрических наблюдений и служит основанием для прогноза глубинных геотермических условий в недостаточно изученных районах.

Территория Монголии изобилует источниками термоминеральных вод. Многие из них расположены в неразбуренных районах, где прямых данных о распределении глубинных температур и теплового потока пока не получено. Поэтому мы рассмотрели некоторые геохимические характеристики подземных флюидов, связанные с тепловым режимом недр, и вытекающие из них представления о региональной специфике геотермических условий: 1) концентрация во флюидах некоторых минеральных компонентов, зависящая от температуры взаимодействия в системе «вода–порода»; 2) изотопный состав гелия, отражающий участие тепломассопотока из мантии в тепловом режиме недр.

Пробы воды и спонтанно выделяющегося газа были отобраны из 33 источников Прихубсугулья, Хангай-Хэнтэйской зоны и Керуленского блока. Эти пробы предназначались для химанализа с целью определения концентраций компонентов-геотермометров: SiO_2, Na^+, K^+, Ca^{2+}. В пробах газа определялся их общий состав и отношение концентраций изотопов $^3He/^4He$.

Экспериментально установлена зависимость содержания некоторых характерных компонентов гидротерм (так называемых геотермометров) от температуры.

Зная количество или соотношение таких компонентов в поверхностных термопроявлениях, можно вычислить глубинные (базовые) температуры и выявить наиболее перспективные участки для использования гидротермальных ресурсов. Одним из самых распространенных химических геотермометров является кремнеземный, или Si-геотермометр. Это связано с тем, что растворимость кремнезема, находящегося в растворе в виде молекул $Si(OH)_4$ сильно зависит от температуры и мало от содержания других ионов в широком диапазоне pH; кремнезем обычно медленно выпадает в осадок. В низкотемпературных (ниже 140–150 °C) малодебитных системах количество растворенного кремнезема в воде определяется растворимостью халцедона:

$$t, °C = 1051{,}1/(4{,}655 – \lg SiO_2) \cdot 273{,}15,$$

где концентрация SiO_2 дана в мг/л. Указанные равновесия не характерны, как отмечалось в работе [Paces,1975], для углекислых вод, в которых содержание кремнезема контролируется равновесием не столько с твердыми фазами SiO_2 (кварц, халцедон), сколько с алюмосиликатами. Температура, рассчитанная по Si-геотермометру, прогнозирует ее величину в наиболее глубоких частях гидротермальных систем. По представлению Г. Бёдварссона [Bödvarsson, 1961], это циркуляционные системы инфильтрационных вод, нагреваемых региональным фоновым тепловым потоком в ходе конвекционного цикла, глубина которого, называемая базовой глубиной гидротермальной системы, предполагается не превышающей 2–3 км.

Таким образом, расчетные значения температуры будут отвечать базовой глубине, т.е. характеризовать базовую температуру. Такая модель полностью применима к артезианским бассейнам термальных вод, но является принципиально иной в мобильных областях, где флюиды могут нагреваться не только региональным кондуктивным тепловым потоком, но и поступающими из глубины теплоносителями (магмой или высокотемпературным глубинным флюидом). В таком случае расчетные температуры характеризуют уровень, на котором глубинный теплоноситель оказывает воздействие на подземные воды. В разбуренных системах такого рода (Исландия, Камчатка) температуры, отвечающие расчетным, часто фиксируются уже в пределах верхних 1–2 км, а иногда первых сотен метров разреза.

Нами были получены результаты определения базовых температур по 28 азотным термопроявлениям. Их расположение показано на рис. 4.37. В пространственном распределении оценок Si-температуры азотных терм явной закономерности нет. Вместе с тем эти оценки позволяют сделать вывод о глубине формирования термальных вод, разгружающихся в том или ином источнике. Для этого нужно воспользоваться результатами прямых геотермических измерений, описанных выше. Например, значение градиента температуры в районе Худжиртэ составляет 22 мК/м. Предполагая универсальность этой величины для всей зоны и исходя из полученных оценок $T_{расч}$, можно оценить базовую глубину циркуляции в системах азотных терм. При полном соответствии условий их формирования модели Бёдварссона (т.е. при нагреве их только региональным геотермическим полем без дополнительных локальных тепловых источников) эта

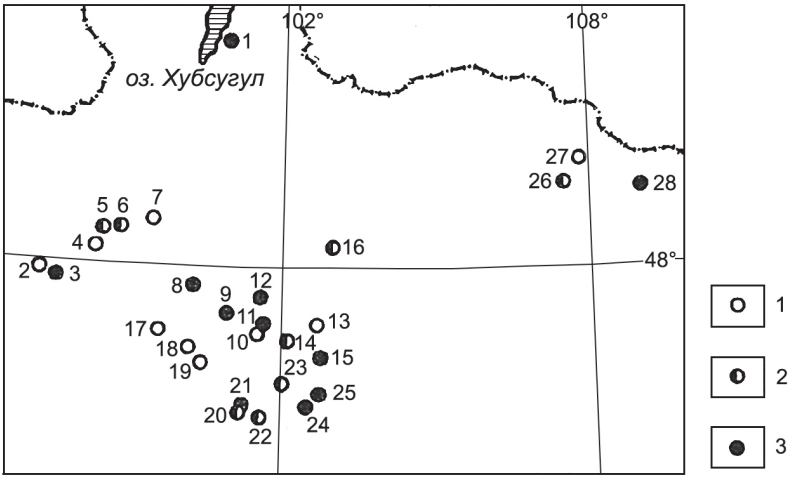


Рис. 4.37. Схема прогнозных глубинных Si-температур термальных вод Монголии
1–3 – расчетные температуры, °С: 1 – <82; 2 – 82–97; 3 – >97

глубина должна составлять 3,7–4,4 км в тех случаях, когда $T_{расч} = T_{ср.расч.} \pm 1{,}96 \cdot S/n$, где $T_{ср.расч.}$ – среднее значение в выборке из n элементов по региону, S – среднеквадратичное отклонение. В тех случаях, когда $T_{расч} > T_{ср.расч.} + 1{,}96 \cdot S/n$, можно говорить о наличии дополнительного теплового питания от локальных источников магматических тел, сохранивших избыточную температуру.

Пространственно очаги разгрузки этих систем (на рис. 4.37 закрашенные кружки) находятся в районах проявлений четвертичного щелочного вулканизма Прихубсугулья и Северного Хангая, а также в области позднепалеозойского известково-щелочного вулканизма западного склона Хэнтэя, так что предположение о дополнительном тепловом питании вполне правдоподобно. Подтверждением этого, по-видимому, является и повышение изотопного отношения гелия в пробах спонтанного газа, отобранных из источников Прихубсугулья (Булнай) и Северного Хангая (Халун-Усу), приуроченных к районам развития четвертичного вулканизма.

С помощью изотопно-гелиевых данных может быть получена информация о глубинном тепловом потоке [Поляк, 1988], особенно в районах, недоступных для прямых измерений из-за отсутствия скважин. В Байкальской и Тункинской впадинах были выявлены аномалии мантийного He [Ломоносов и др., 1976]. Поэтому было важно проследить эти аномалии на территории Монголии. Региональные исследования показали, что величина отношения $^3He/^4He$ в подземных флюидах является устойчивой региональной меткой: она практически одинакова в пределах одного региона во флюидах разного типа (газах горячих и холодных минеральных источников, пластовых водах, углеводородных залежах, эманациях грязевых вулканов), но существенно различается в разных регионах, отражая их тектоническую специфику. Эта величина варьирует в зависимости от возраста гранитно-метаморфического слоя [Поляк, 1988]. Минимальные значения $^3He/^4He = 10^{-8}$,

характерные для древних стабильных платформ, соответствуют чисто радиогенному He, образующемуся в земной коре. Максимальные отношения (10^{-5}), определенные в газах областей современного вулканизма, отражают примесь первичного He, сохранившегося в подкоровых геосферах, и является прямым вещественным индикатором современной разгрузки тепломассопотока из мантии в земную кору. Промежуточные значения отношения $^3He/^4He$ отражают либо постепенное стирание исходной изотопно-гелиевой метки мантийного вещества, вошедшего в состав коры, либо контаминацию корового He дополнительной порцией мантийных дериватов при повторной тектоно-магматической активизации.

Анализ данных по изотопному отношению He в термоминеральных источниках Монголии (табл. 4.6) показал, что концентрация и изотопный состав в спонтанных газах аршанов варьирует в широких пределах: содержание He составляет 20–1000 ppm, а значения отношения $^3He/^4He$ различаются почти в 30 раз. Величины этих параметров обратно пропорциональны, что ясно указывает на коровую природу повышения концентраций He.

Таблица 4.6

Результаты изотопного анализа газов из источников МНР

№№ на рис. 3.39	Источник	*T*, °C	He, об.%	$^3He/^4He \times 10^{-8}$	Преобладающий компонент газового состава	ТП, мВт/м^2
1	Улхэн-Аршан	7	0,014	>290	CO_2	77
2	Булнай	47	0,574	46	CO_2	64
3	Билютыйн-Булак	5	0,018	77	N_2	68
4	Ходжулин-Халун-Аршан	35	0,240	11	N_2	54
5	Чулуту-Аршан	44	0,970	12	N_2	55
6	Халун-Ксу-Аршан	80	0,549	26	N_2	60
7	Худжуртэ-Халун-Аршан	44	0,722	13	N_2	55
8	Яргач-Булак	1	0,024	30	N_2	61
9	Урта-Аршан	4	0,003	190	CO_2	74
10	Дундын-Амралт-Аршан	10	0,237	13	N_2	55
11	Оргил-Аршан	2	0,002	110	CO_2	70

Максимальное отношение $^3He/^4He = 290 \cdot 10^{-8}$ установлено в источнике Улхэн (см. табл. 4.6 и рис. 4.37), расположенном южнее оз. Хубсугул. Эта величина на два порядка больше фоновой для докембрийской коры, слагающей данный блок, и прямо указывает на присутствие в исследованном газе значительной примеси мантийного гелия. Много выше фоновой для докембрийской коры величина изотопно-гелиевого отношения в источниках Булнай и Билютыйн-булак (см. рис. 4.29), разгружающихся непосредственно в рифтовой впадине оз. Хубсугул.

В Тункинской впадине значение $^3He/^4He$ в подземных флюидах увеличивается, достигая на востоке впадины мантийного значения 10^{-5} [Ломоносов и др., 1976]. Такая пестрота величин изотопно-гелиевого отношения вдоль простирания Байкальской рифтовой зоны, типична не только для Байкальского, но и для Африкано-Аравийского континентального рифта [Поляк, 1988].

Южнее Улхэна, в азотных термах Северного Хангая величина $^3He/^4He$ в газах термоминеральных источников резко снижается до $(11–13)\cdot10^{-8}$. Такие значения свойственны позднепалеозойской коре, слагающей это горное сооружение. Поэтому создается впечатление о замыкании в районе Болнайского разлома Байкальской рифтовой зоны, трассируемой аномально высокими значениями $^3He/^4He$. Такой же вывод был сделан из анализа распределения теплового потока [Хуторской и др., 1990].

В источниках северо-восточной Монголии изотопно-гелиевое отношение в целом выше, чем в хангайских. Эти источники находятся в Керуленской зоне, где в ранне- и позднепалеозойской коре широко развиты фрагменты мезозойских вулкано-плутонических образований. Повышенное для палеозойской коры значение отношения $^3He/^4He = 30\cdot10^{-8}$ в источнике Яргач-булак сформировалось, очевидно, в результате смешения He этой коры с мантийным He во время позднеюрско-раннемелового цикла тектогенеза или даже более позднего. Подобная картина наблюдается и в Забайкалье [Прасолов и др., 1984].

Еще большие значения в Оргил-Аршане $(110\cdot10^{-8})$ и тем более в Урта-Аршане $(190\cdot10^{-8})$, намного превышающие среднюю величину изотопно-гелиевого отношения (например, для позднепалеозойской коры она составляет $(36{,}2\pm24{,}6)\cdot10^{-8}$), могут быть связаны с проявлениями только более молодого, чем позднепалеозойский, магматизма. Отсюда следует, что дополнительное количество ^3He в кору этого блока было привнесено во время кайнозойской тектоно-магматической активизации, не проявившейся на поверхности в виде вулканизма.

Региональные вариации значений отношения $^3He/^4He$ в земных газах совпадают с вариациями теплового потока q(He). Установленная [Поляк и др., 1979] эмпирическая зависимость между этими параметрами аппроксимируется следующим уравнением:

$$q(\text{He})[\text{мВт/м}^2] = 6{,}94\cdot\ln(^3\text{He}/^4\text{He}) + 165{,}1.$$

Наличие этой связи позволяет по величине изотопно-гелиевого отношения в газовой фазе аршанов получить оценки теплового потока. Этот метод приобретает особенно важное значение для Монголии, которая отличается большим количеством термоминеральных источников и невозможностью провести прямые геотермические измерения из-за отсутствия скважин. Наши исследования ряда аршанов позволили уточнить и расширить представления о тепловом режиме Прихубсугулья и Хангая. В пунктах изотопно-гелиевого опробования по приведенной формуле рассчитаны величины теплового потока, а в нескольких точках вблизи источников значения были получены непосредственными измерениями в скважинах (табл. 4.7). Сравнение кондуктивного теплового потока $q(T)$ с q(He) показало, что расхождения в двух случаях из трех составляют 20%, а для района

Прихубсугулья (Буринхан-Улхэн) отмечается почти идеальное совпадение результатов.

Таблица 4.7

Сравнение данных теплового потока по температурным (q_T) и изотопно-гелиевым оценкам ($q_{3He/4He}$), мВт/м²

Объект	Координаты		q_T	$q_{3He/4He}$
	с.ш.	в.д.		
Ундур-Цаган	47°52`	110°10`	74	–
Яргач	47°50`	110°06`	–	61
Буринхан	49°46`	99°56`	78	–
Улхэн	50°04`	100°03`	–	77
Бороундур	46°16`	109°15`	71	–
Дундын-Амралт	46°11`	109°21`	–	55

Одной из возможных причин расхождений является влияние нестационарных геодинамических процессов на измеряемый ТП. К ним относятся: неотектоническое воздымание, эрозия, образование надвигов, глубокая фильтрация подземных вод. Эти факторы, искажая измеряемый ТП, никак не влияют на изотопный состав Не, что позволяет получать не искаженное приповерхностными возмущениями значение q(Не).

Закономерности распределения теплового поля как отражение тектонической истории складчатых зон

Фоновый тепловой поток в Монголии изменяется в широких пределах: от 16–20 мВт/м² в Южно-Монгольском поясе герцинид до 90–120 мВт/м² в глубоководной части оз. Хубсугул.

Мы выделяем три типа регионального распределения теплового потока:

а) узкая линейная положительная аномалия, связанная с Хубсугульской частью Байкальской рифтовой зоны;

б) область закономерно изменяющегося теплопотока в зависимости от времени последней тектоно-магматической активизации в Центральной Монголии;

в) зона аномально низкого теплового потока в Южно-Монгольском герцинском поясе (рис. 4.38).

В Прихубсугулье высокие тепловые потоки приурочены к оси оз. Хубсугул (более 90 мВт/м²). При удалении от оси к западу и востоку на 15 км ТП падает до 55–60 мВт/м², т.е. градиент убывания теплового потока по латерали составляет 2 мВт/м²·км, что говорит о локальности аномальной зоны. Подобное распределение теплового потока наблюдается в Байкальской впадине, где значения в оси оз.

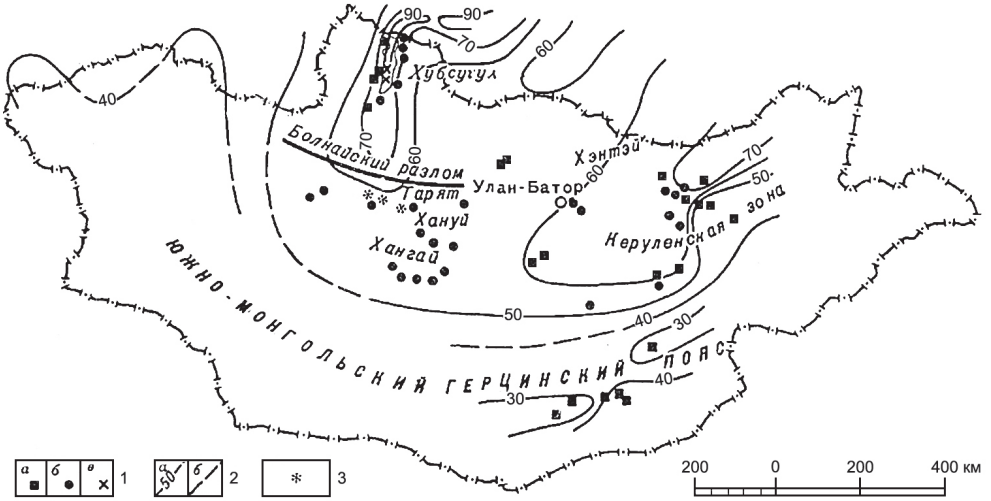


Рис. 4.38. Схема теплового потока МНР.

1 – пункты геотермических исследований: а – скважины; б – источники, в которых отбирались пробы спонтанного газа; в – оз. Хубсугул; 2 – изолинии теплового потока, мВт/м^2: а – установленные уверенно; б – предполагаемые; 3 – четвертичные вулканы Северного Хангая. Изолинии на сопредельной территории РФ проведены в соответствии с данными [Дучков и др., 1982]

Байкал и на побережье различаются в 2 раза [Голубев, 1982]. Это можно объяснить как перераспределением глубинного тепла подземными водами [Голубев, 1987], так и внедрением разогретой дайки в земную кору Байкальской впадины примерно 4–5 млн лет назад [Голубев, 1982; Зорин, Лепина, 1984]. Узколинейный подъем разогретого мантийного вещества, вероятно, произошел и под Хубсугулом, что подтверждается геотермическими и изотопно-геохимическими данными.

Континентальный рифтогенез в Прихубсугулье начался в плиоцене и продолжается до настоящего времени, судя по возрасту щелочных базальтов, изливавшихся на восточном берегу оз. Хубсугул [Мезозойская..., 1975]. Байкальско-Хубсугульская рифтовая зона имеет периклинальное погружение в районе излучины р. Эгийн-Гол и не прослеживается в геотермическом поле южнее Болнайского шва. Однако в Центральном Хангае известны кайнозойские вулканы Хануй, Тарят, Дзара-Толгой, а также обширные поля базальтоидов [Девяткин и др., 1973]. Значительный объем кайнозойских базальтов приурочен к широтной зоне Северо-Хангайских разломов [Геншафт, Салтыковский, 1979], игравших важную роль в размещении магматических образований более ранних этапов развития Монголии. Кайнозойский рифтогенез вызвал активизацию этих зон на значительные расстояния в стороны от главной вулканической области [Эндогенные..., 1984]. Северо-Хангайскую зону разломов можно ассоциировать с современными поперечными, или трансформными разломами океана. В этом случае отрезок этой зоны между 100 и 102° в.д. является активной частью трансформного разлома, лежащего между осями рифта.

На севере Хубсугульская геотермическая аномалия сочленяется с узкой полосой повышенного теплового потока Тункинской и Байкальской впадин [Тепловое поле недр Сибири, 1987]. Возникновение в кайнозое рифтовых структур на древней континентальной коре объясняется с позиции тектоники плит коллизией Индостанской и Евразийской плит [Molnar, Tapponier, 1975]. Образование ортогональных узких поясов расширения, как правило, сопровождает коллизию плит. Это можно проследить на примере Рейнского грабена относительно Альп или грабенов Раф-Крик-Кентукки относительно Южных Аппалач [Эндогенные…, 1984]. Таким образом, Хубсугульскую впадину можно отнести к рифтовой зоне и обсуждать для нее тепловую модель внедрения «большой дайки», как это сделано для Байкальской впадины и Провинции Бассейнов и Хребтов [Зорин, Лепина, 1984].

Второй тип регионального распределения теплового потока наблюдается в Центральной Монголии, включающей Хангай-Хэнтэйскую и Керуленскую зоны. Это сложно построенные мозаичные области, в которых встречаются участки с разновозрастной континентальной корой, сформировавшейся в основном автохтонным способом [Тектоника Северной..., 1980]. Автохтонный механизм преобразования коры присущ мозаичным геосинклинальным поясам, где зависимость теплового потока от возраста тектонической перестройки установлена уверенно [Поляк, Смирнов, 1968; Hamza, Verma, 1969; Chapman, Furlong, 1977]. Однако, если превалирует структурная перестройка, а вещественные преобразования лишь подчинены ей, то происходит искажение геотермического поля. Оно уже не отвечает «модели остывания тела», а подчиняется другой модели, которая во времени приводит к большим расхождениям значений теплового потока с моделью «остывания». Во всех областях с преимущественно аллохтонным механизмом преобразования коры отмечаются пониженные значения теплового потока, не соответствующие тепловому потоку с тем же «временем включения источника», но для областей автохтонного преобразования.

К областям с аллохтонным механизмом формирования коры относятся системы глубоководных желобов и островных дуг, а также их древние аналоги – линейные геосинклинальные пояса [Руженцев, 1976]. Следовательно, данные теплового потока, относящиеся к одновозрастным структурам, различающимся по механизму их формирования, нельзя считать однородными. Их следует анализировать независимо, и учитывать ту геологическую обстановку, которую они отражают. Если же проигнорировать это правило, то можно прийти к необоснованным заключениям об отсутствии вообще связи теплового потока и возраста тектонических событий. Именно такой вывод был сделан Р. Рао и его соавторами на основании статистической обработки всех известных данных теплового потока на континентах [Rao et al., 1982]. Авторы продемонстрировали, что распределение данных теплового потока в зависимости от тектонического возраста не подчиняется нормальному закону распределения, поэтому нельзя установить строгую статистическую корреляцию между тепловым потоком и возрастом тектонических событий.

В статьях [Morgan, Sass, 1984; Смирнов, 1984] доказывается, что авторы нарушили главный принцип равновероятного сопоставления данных – принцип однородности. Однако подобный «холодный душ» лишний раз напомнил, что

при выделении однородных групп теплового потока нужно руководствоваться не только возрастом формирования земной коры континентов, но и механизмом этого формирования. П. Морган и Дж. Сасс [Morgan, Sass, 1984] считают, что нарушение нормального тренда в зависимости: ТП–тектонический возраст континентов объясняется тремя факторами: влиянием эрозии, седиментации и латеральными неоднородностями поверхностной теплогенерации. Причем два первых фактора распространяются по времени на интервал так называемой тепловой релаксации, который может быть рассчитан по формуле: $t(L)=L^2/4a$, где L – мощность континентальной литосферы, a – температуропроводность. При мощности континентальной литосферы 100–150 км $t(L)$ изменяется от 100 до 250 млн лет. На этом основании авторы сделали вывод, что временной интервал осреднения данных теплового потока должен составлять не менее 250 млн лет.

При таком способе элиминирования поля происходят фильтрация аномалий и выделение фоновых значений, отвечающих тому или иному интервалу геологической истории. Однако этот прием неприменим для мезозойско-кайнозойской истории развития континентальной литосферы. Этим объясняется большая дисперсия данных теплового потока в мезозойских и особенно в кайнозойских провинциях [Sclater et al., 1980].

По мнению авторов настоящей работы, к этим трем факторам обязательно следует прибавить четвертый – влияние процессов надвигообразования на тепловое поле. Как было нами показано [Хуторской, 1996], мощность аллохтона и время «тепловой релаксации» взаимосвязаны. Если же вспомнить, что аллохтонный механизм преобразования коры обусловлен процессами субдукции, коллизии литосферных блоков, т.е. крупномасштабными надвигами (они сопровождаются образованием шарьяжных структур, которые картируются с поверхности), то можно объяснить аномально низкие значения тепловых потоков в линейных геосинклинальных поясах. Тепловые процессы в подобных структурах нестационарны, но время существования нестационарности в случае перестройки всей коры измеряется сотнями млн лет, т.е. захватывает интервал от среднего палеозоя до наших дней.

Спектр возрастов отдельных блоков коры довольно широк. Например, Идэрская, Дзабханская, Хархиринская зоны сложены позднепротерозойской корой, а Ононский грабен и почти весь Южно-Керуленский блок относятся к структурам со средне- и позднемезозойской корой [Тектоника Монгольской..., 1974]. Диапазон изменений возраста континентальной коры растягивается более чем на 800 млн лет, что позволяет проанализировать зависимость между тепловым потоком и возрастом тектогенеза для Центральной Монголии.

В корреляционном анализе участвовало 45 значений теплового потока, определенного в скважинах или по отношению $^3He/^4He$, относящихся к 19 различным участкам. На тех участках, где измерения проводились в нескольких скважинах, рассчитывалось среднее по участку. Интервал временного осреднения данных теплового потока составлял 120 млн лет, что соответствует примерно продолжительности тектонической эпохи.

На рис. 4.39 показано среднее и стандартное отклонение от среднего теплового потока, приписанное середине каждого временного интервала. Для интер-

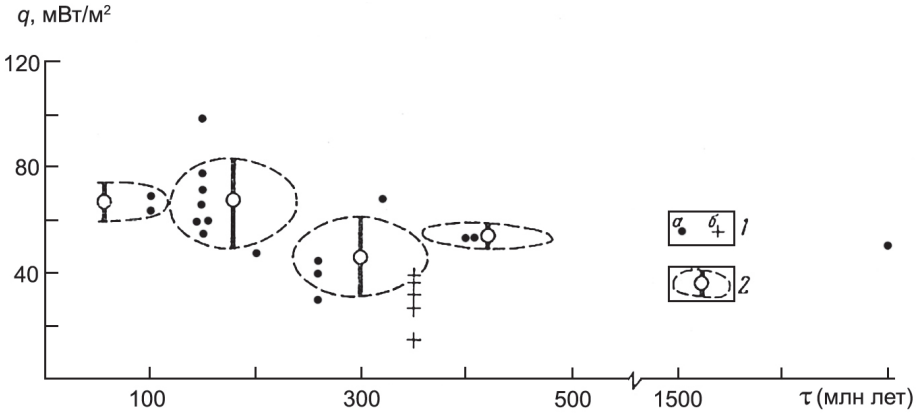


Рис. 4.39. Соотношение теплового потока (q) и возраста тектонических структур (τ)
1 – значения теплового потока на участках: а – Центральной Монголии, б – Южно-Монгольского пояса; 2 – среднее значение и СКО теплового потока для интервала временного осреднения

вала 0–120 млн лет среднее и стандартное отклонение составляют 68±4 мВт/м^2 (2 участка), для интервала 120–240 68±16 (8 участков), для интервала 240–360 47±16 мВт/м^2 (4 участка) и для возраста коры более 360 млн лет 56±3 мВт/м^2 (4 участка). Заметим, что одна точка, относящаяся к позднепротерозойскому блоку, имеет то же значение теплового потока, что и три точки, лежащие на позднекаледонской коре.

Полученное распределение теплового потока не типично для глобально установленной его зависимости от возраста последнего цикла тектоно-магматической активизации [Поляк, Смирнов, 1968; Sclater, Francheteau, 1970]. Как известно, в этой зависимости ТП уменьшается по мере «удревнения» тектонического возраста, или, как выяснилось впоследствии [Хуторской, 1982], возраста континентальной коры. В полученной зависимости минимум теплового потока относится к структурам с позднепалеозойской корой. Если проигнорировать этот результат, то в остальном данные подчиняются глобальной закономерности, даже более того: средние значения теплового потока для Центральной Монголии совпадают со статистически рассчитанным потоком для структур соответствующего возраста по глобальной выборке [Смирнов, 1980]. Но мы не имеем права не проанализировать полученный результат, во-первых, потому, что статистическая проверка различий средних в выборках для интервалов 120–240 и 240–360 млн лет, проведенная с помощью критерия Стьюдента, показала их значимое различие, во-вторых, потому что этот результат получен для участков, находящихся в различных структурно-формационных зонах, отстоящих друг от друга более чем на 500 км, т.е. исключается влияние локально проявляющего фактора, а в-третьих, подобный феномен известен для других структур с позднепалеозойской корой (Южный Урал, Аппалачи, Салаир, Южно-Монгольский пояс) [Хуторской, 1996]. Но в отличие от Центральной Монголии – мозаичной геосинклинальной области, перечисленные

регионы относятся к линейным поясам, для которых установлен преимущественно аллохтонный механизм формирования коры [Тектоника Северной..., 1980].

Процесс тектонического скучивания, «сдваивания» первичной коры, образования надвигов, характерный для аллохтонного механизма, приводит к нестационарному искажению теплового поля, время действия которого зависит от суммарной мощности аллохтонных пластин, перемещенных во время формирования коры [Хуторской, 1985]. Очевидно, некоторые блоки позднепалеозойской коры Центральной Монголии также сформированы аллохтонным способом. Обсуждая эту модель, необходимо назвать и другие процессы, вызывающие понижение теплового потока, например эндотермическое влияние метаморфизма или тепломассоперенос в зоне активного водообмена. Рассмотрение модели «надвигов» как причины понижения теплового потока объясняется тем, что на данном этапе изученности эта модель больше других подтверждается независимыми геологическими наблюдениями и палеотектоническими реконструкциями, свидетельствующими, что поздний палеозой явился временем мощной структурной перестройки коры на всей территории Монголии [Коваленко и др., 1983; Зоненшайн и др., 1990].

Распределение теплового потока в Центральной Монголии связано со структурно-вещественной перестройкой «первичной» континентальной коры, происходившей как за счет внедрения разогретого мантийного материала в кору и последующего его остывания (PR–C, MZ), так и за счет надвигания коромантийных блоков на одновозрастный автохтон (C–P).

Третий тип регионального распределения теплового потока наблюдается в Южно-Монгольском герцинском поясе. На всех изученных участках получены аномально низкие значения тепловых потоков (см. рис. 3.40). Как уже отмечалось, это характерный признак линейных геосинклинальных поясов [Хуторской, 1996]. Мы объясняем этот феномен влиянием субдукции океанической (или обдукции континентальной) литосферы в момент формирования коры линейного пояса. В Южно-Монгольских герцинидах подобная геодинамическая обстановка подтверждается особенностями вулканизма [Коваленко и др., 1983]. Вещественным результатом процесса субдукции явились известково-щелочные вулканиты ранне- и среднекаменноугольного возраста с типичной для краевых вулканических поясов петрохимической зональностью. Толщина субдуцирующей плиты (или суммарная мощность субдуцирующих расслоенных пластин) должна превышать 50 км. В этом случае в современном тепловом потоке будет проявляться минимум, связанный с позднепалеозойской структурной перестройкой.

Термическая эволюция литосферы Северного и Южного мегаблоков Монголии протекала по-разному. В Северном мегаблоке происходила деструкция протоконтинентальной коры, вызванная многократными (ранний–средний карбон, поздний карбон – ранняя пермь, поздняя пермь – ранний триас, ранний–верхний мел) внедрениями разогретого мантийного вещества в узкие рифтоподобные зоны, и его остыванием. При этом энергия доставлялась к поверхности конвективным и кондуктивным путем. Конвективный тепломассоперенос вызвал непродолжительное пиковое повышение суммарного теплопотока в зонах деструкции (пример подобного рода мы видим в Хубсугульской зоне), а кондуктивный теплопоток мед-

ленно снижался по мере кристаллизации и остывания внедрившегося в литосферу расплавленного мантийного вещества.

Таким образом, глубинный ТП отражает крупные структурно-вещественные перестройки литосферы Монголии, происходившие с позднего палеозоя.

Зоны континентального рифтогенеза

К складчатым поясам могут быть отнесены *зоны современных континентальных рифтов*, характеризующихся большими градиентами вертикальных и горизонтальных движений и проницаемыми разломами, ограничивающими рифтовые зоны.

«Р и ф т о в ы е з о н ы (и рифтовые пояса, в которые они объединяются) представляют собой обширные … полосовидные области повышенного, нередко и очень высокого термического режима, в которых происходит подъем нагретого мантийного материала…». Такое определение рифтовым зонам дал Е.Е. Милановский [1985, с. 6], подчеркивая одни из основных признаков таких структур: высокий тепловой поток и активный тепломассоперенос.

Наряду с этими признаками следует, безусловно, отметить, что зоны современных континентальных и океанических рифтов характеризуются большими градиентами вертикальных и горизонтальных движений и наличием проницаемых разломов, ограничивающих рифтовые зоны.

В геотермическом отношении наиболее изучены Байкальская рифтовая зона, рифт Шаньси в Китае, Рейнский грабен в Германии, грабен Викинг в Северном море, рифт Кентукки на востоке США, рифт Грегори в Восточной Африке.

Рифтовые зоны представляют большой интерес для геологов. Они позволяют ретроспективно представить себе начальные фазы формирования современных океанов, осадочных бассейнов, трансформных разломов и других крупных структур литосферы. Не менее интересны они и для геофизиков, потому что характеризуются контрастными и аномальными полями.

В качестве примера рассмотрим закономерности теплового потока в некоторых рифтах Северной Евразии: в Байкальском рифте, к которому относятся крупнейшие впадины зоны: Байкальская, Хубсугульская, Тункинская, Верхнеангарская, Муйская и Чарская, а также целый ряд более мелких впадин; в рифте Шаньси-Ляохэ на территории Китая и в Иорданском рифте на территории Израиля и Иордании.

Байкальская рифтовая зона является наиболее хорошо геотермически изученной областью Центрально-Азиатского складчатого пояса. Однако в наземной ее части имеется лишь около 70 определений теплового потока. Они выполнены в глубоких скважинах (до 2000 м), пробуренных в Баргузинской, Усть-Селенгинской, Тункинской впадинах, а также в относительно мелких (~400 м) скважинах в Хубсугульской впадине и на отдельных хребтах. Основная информация о тепловом потоке зоны получена на оз. Байкал (более 350 измерений) [Голубев, 1972] и оз. Хубсугул (около 20 измерений) [Хуторской и др., 1991].

В Южной и Средней впадинах Байкала наблюдается закономерное изменение теплового потока вкрест озера: в полосе, примыкающей к западному берегу, тепловой поток не превышает 60 мВт/м^2. Такие же значения зафиксированы и по скважинам, примыкающим к западному берегу. Ширина полосы пониженного теплового потока в южной части озера составляет 5–7 км, в средней – она расширяется до 15–20 км. К юго-восточному берегу тепловой поток возрастает до 80–100 мВт/м^2. В этом же направлении возрастают и амплитуды аномалий. Так, наряду с высокими значениями теплового потока у восточного берега встречаются и аномально низкие (15 мВт/м^2). Это можно объяснить экранированием глубинного теплового потока оползневыми массами, турбидными потоками, а также гидротермальной циркуляцией.

Максимальный тепловой поток измерен в Тункинской впадине (рис. 4.40), а если говорить об акваториальной части БРЗ, то в пределах южной и средней впа-

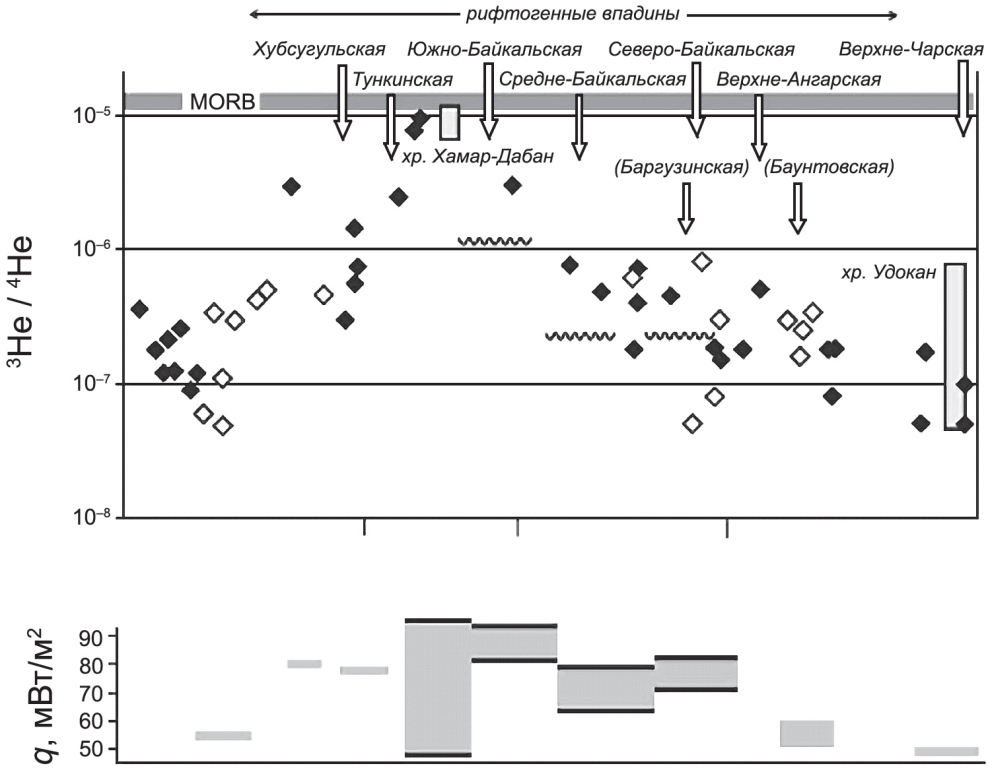


Рис. 4.40. Распределение величин отношения ^{3}He/^{4}He и плотности теплового потока вдоль простирания Байкальской рифтовой зоны [Поляк, 1988].

Черными ромбами показаны значения изотопно-гелиевого отношения в газах гидротерм, лежащих вблизи оси рифтовой зоны, светлыми – на прилегающих участках (например, в Баргузинской и Баунтовской впадинах). Данные по породам показаны заштрихованными столбиками соответственно диапазонам значений изотопно-гелиевого отношения, указанным в работе [Друбецкой, Грачев, 1987]. Волнистыми линиями показаны уровни значений отношения ^{3}He/^{4}He в газах, растворенных в воде оз. Байкал

дин Байкала. Измерения в районе Посольской банки дали значения 165 мВт/м^2, что в 2–3 раза выше, чем в других частях озера. На Посольской банке почти полностью отсутствуют рыхлые осадки, а по трещинам в отложениях песков и глин эоцена-олигоцена разгружаются горячие подземные воды. В сторону Академического хребта тепловой поток несколько снижается (до 70–90 мВт/м^2), но он все же выше, чем в западной части озера (в среднем 55 мВт/м^2).

В северной части озера отмечаются узкие положительные аномалии теплового потока у западного и восточного берегов и относительно низкие и устойчивые значения в центре акватории. Вблизи западного берега зафиксирована рекордная для всего Байкала аномалия – 474 мВт/м^2. Ее форма, амплитуда, повышение придонных температур и термограмма в осадочных породах позволяют однозначно заключить, что аномалия обусловлена разгрузкой гидротерм на дно озера.

В осевой части Байкальской континентальной рифтовой зоны фиксируется повышенный тепловой поток (100–120 мВт/м^2) и наблюдаются асимметричные латеральные его вариации как вкрест, так и по простиранию рифта. Эти вариации коррелируют с изменением изотопного отношения гелия, что должно свидетельствовать либо о разной степени деструкции континентальной плиты, либо о разновозрастности процессов ее раскрытия. Проникновение разогретого глубинного материала в верхние горизонты коры происходит вследствие разрыва ее сплошности. Такую модель рифтогенеза принято называть пассивной; при этом обстановка растяжения формируется за счет процесса *pull-apart* и обусловлена коллизией в удаленном Гималайском поясе.

Возникновение в кайнозое рифтовых структур на древней континентальной коре объясняется с позиции тектоники плит коллизией Индостанской и Евразийской плит. Основные формы рельефа Центральной Азии: протяженные субширотные хребты Тянь-Шань, Нань-Шань и Лунг-Меншань образовались в зонах мощных сдвиговых и надвиговых деформаций, сокращения площади и утолщения коры. Одновременно происходило образование нормальных сбросов с расширением коры, таких как система рифтовых впадин Байкальской зоны или грабены Шаньси. Образование ортогональных узких поясов расширения, как правило, сопровождает коллизию плит. Это можно проследить на примере Рейнского грабена относительно Альп или грабенов Раф-Крик-Кентукки относительно Южных Аппалач [Зоненшайн и др., 1990].

Значительную часть территории континентального Китая занимает древняя Северо-Китайская платформа, становление консолидированного фундамента которой закончилось в архее – нижнем протерозое [Huang Chi-cheng, 1978; Ma, 1987]. Но в фанерозое и верхний ярус платформы, и фундамент испытывали многократную тектоно-магматическую активизацию, особенно интенсивную в позднем мезозое и кайнозое, когда на стабильных блоках появились активные разломы, образовались наложенные впадины и рифтовые зоны, заполненные терригенными осадками, флишевыми толщами, иногда продуктами щелочного вулканизма [Huang Chi-cheng, 1978].

В это время на северо-востоке Китая образовалась Восточно-Китайская рифтовая зона, состоящая из многочисленных рифтовых грабенов (Шаньси, Бохай,

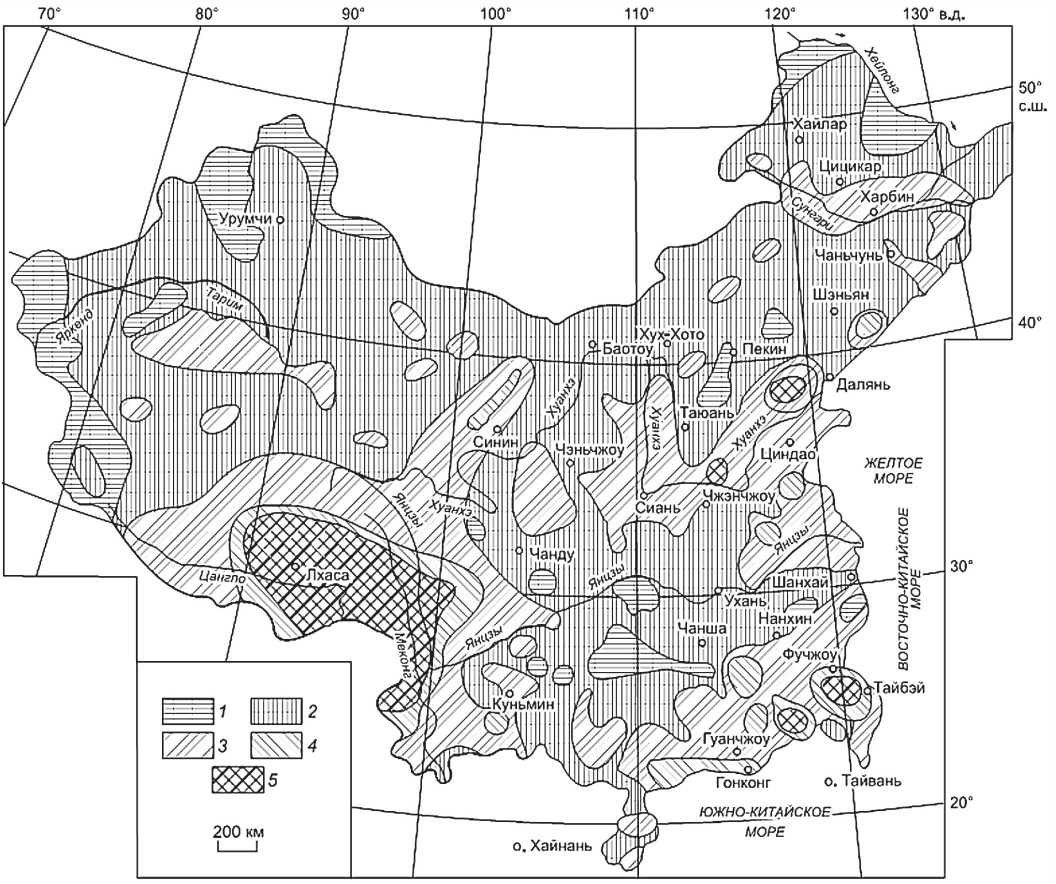


Рис. 4.41. Современная геотермальная активность литосферы континентального Китая

1–5 – геотермальная активность (мВт/м^2): 1 – слабая (<40), 2 – умеренная (40–60), 3 – повышенная (60–80), 4 – высокая (80–100), 5 – очень высокая (>100) (в рамке показана зона континентальных рифтов Шаньси-Ляохэ)

Ляохе, Хуанхе и др.) и разделяющих их поднятий (рис. 4.41). В рифтовых впадинах в эоцене и олигоцене накопились толщи континентальных отложений мощностью до 3–6,5 и даже до 10–12 км (Бохайский рифт), в которых, по данным бурения, имеются потоки и линзы толеитовых и субщелочных базальтов мощностью до 0,5–2 км, погребенные вулканические аппараты и рои даек, приуроченные к сбросам [Милановский, 1991].

Тепловой поток в рифтовых впадинах Шаньси и Ляохэ составляет 69–71 мВт/м^2 [Hu et al., 2000]. Это незначительно выше, чем среднее значение для всего Северо-Восточного блока Китайской платформы (59±3 мВт/м^2). Геотермальную активность континентальных рифтов подтверждает наличие спонтанно разгружающихся термальных источников [Лысак, 2009]. Однако их температура относи-

тельно невысока (до 60 °С). В других тектонических провинциях Китая встречены источники с температурой разгрузки 80–95 °С.

Вариации геотермальной активности на территории континентального Китая генетически обусловлены тектонической активизацией верхних горизонтов литосферы в зонах подъема астеносферных диапиров и уменьшением толщины земной коры, с конвективным выносом глубинного тепла по активным разломам, среди которых наиболее термически активны кайнозойские сбросы и сбрососдвиги, характерные для рифтовых впадин; менее активны – надвиги и сдвиги.

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

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

Анализ термического состояния земных недр и его сопоставление с вариациями других геодинамических параметров свидетельствуют об активной роли внутриземного тепла при тектонических перестройках в литосфере Китая, так как выявленным геотермальным аномалиям соответствует повышение интенсивности современных тектонических движений, разломообразование, уменьшение толщины земной коры и литосферы в целом, тепловая и геодинамическая эволюция разновозрастных геологических структур.

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

В наши дни никаких активных геодинамических проявлений в этих районах не наблюдается. Значит, если верить авторам библии, РИ на территориях Израиля и Иордании прошел активную стадию своего развития 3 тыс. лет назад. Но свидетельства его тектонических проявлений до сих пор видны в геофизических аномалиях, в том числе в характере теплового поля.

Морфологической особенностью так называемого Иорданского рифта является то, что для него характерны сдвиговые дислокации. По существу, это трансформ-

ный разлом между типичным рифтом Красного моря и небольшим Пальмирским поясом сжатия на территории Сирии. Севернее этот трансформный разлом сочленяется с печально знаменитым Восточно-Анатолийским разломом [Smit et al., 2010], куда мигрировал РИ, обладая концентрацией энергии, как в моделях "propagating fissing". Как видно из рис. 4.42, к северу от Тивериадского озера постепенно увеличивается тепловой поток, что подтверждает предложенную модель [Ben-Avraham et al., 1978].

Тепловой поток в РИ выше, чем фоновый вне зоны рифта. На западном берегу Иордана он составляет 60–63 мВт/м², а на восточном – 80–82 мВт/м². Заметим, что на территории Израиля, Палестины и Иордании фоновые значения оцениваются

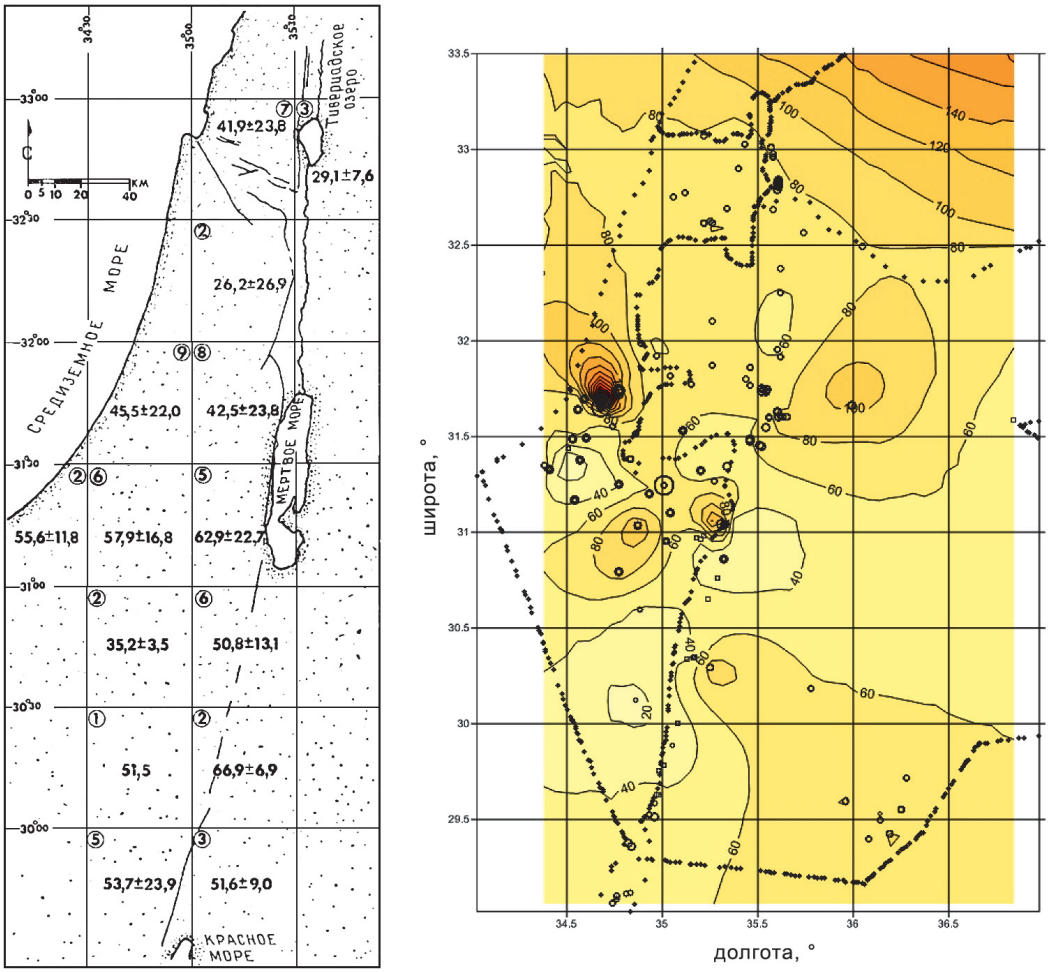


Рис. 4.42. Региональный тепловой поток в Израиле.

Слева – карта построена методом осреднения измерений по квадратам 0,5×0,5° [Экштейн, 1982]; справа – карта теплового потока в изолиниях (мВт/м²). Кружками показана локализация пунктов измерения (диаметр кружков пропорционален значению теплового потока)

как 52±17 мВт/м² [Экштейн, 1982], но единичное измерение в районе Тель-Авива (скважина Тамар-9) составляет 463 мВт/м². В этой скважине геотермический градиент, измеренный в доломитовых известняках в интервале глубин 80–120 м, равнялся 130±30 мК/м. Можно предположить, что такая аномалия связана с гидродинамическим фактором. Это подтверждают результаты гидрогеологических исследований, установивших, что доломитовый водоносный горизонт пронизывается потоком горячих вод, поднимающихся под действием гидравлического давления по проницаемому разлому [Eckstein, 1978].

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

Реология земной коры и наличие дактильной нижней коры вдоль РИ доказываются изучением ксенолитов основного и ультраосновного состава, содержащих метасоматический флюид [Nasir, 1992]. Переход от ригидной к дактильной реологии, по мнению этого автора, осуществляется на глубине 27 км – верхней границе расположения гипоцентров землетрясений.

Такая оценка глубины реологического перехода в РИ подобна тем, которые были ранее приведены для Байкальской [Солоненко и др., 1993] и Восточно-Африканской рифтовых зон [Shudofsky et al., 1987]. Однако другие исследователи [Aldersons et al., 2003; Salamon et al., 2003], соглашаясь с оценкой глубины гипоцентров землетрясений, считают, что перехода от ригидной к дактильной литосфере на этой глубине не существует. Они мотивируют это расчетами глубинных температур под Мертвым морем. Экстраполируя температуру на глубину с учетом наблюдаемого теплового потока при средней теплопроводности литосферы 3,0 Вт/(м·К), на уровне 27 км получена оценка температуры 400–410 °С. Авторы [Aldersons et al., 2003] считают, что при такой температуре вязкость литосферы не уменьшается, а гипоцентры располагаются в широком диапазоне глубин – от 27 до 35–40 км. Обсуждая проблему сейсмичности РИ и «прочности литосферы» [Janssen et al., 2007], утверждается, что сейсмичность не является однозначным показателем длительной прочности. Горизонтальные флексурообразные смещения блоков коры без разрыва сплошности могут происходить и при пониженной вязкости вещества. При этом, однако, крайне редко происходят сейсмические события с магнитудой более 4,0 [Ito, 1990; Кочарян, 2016].

Характеризуя в целом тепловой поток в области рифта Иордана, можно сказать, что он подвержен влиянию гидродинамических процессов, обусловленных относительно близким расположением областей питания и разгрузки, что объясняет неоднородность значений кондуктивного теплового потока (см. рис. 4.42). Асимметричное распределение теплового потока относительно РИ объясняется асимметричным проявлением сдвиговых деформаций. Как отмечается в [Smit et

al., 2010], амплитуда горизонтального сдвига на правом фланге РИ больше, чем на левом. Это коррелируется с характером теплового поля. Как отмечалось выше, тепловой поток справа от оси РИ больше, чем слева.

Области альпийской складчатости

По характеру теплового поля области континентального кайнозойского рифтогенеза сходны с *областями альпийской складчатости*, в которых образование континентальной коры завершилось к середине неогена, а тектономагматическая активность продолжается и в настоящее время. Области альпийской складчатости в геотермическом отношении изучены неравномерно. Например, Карпаты, Альпы, Кавказ, Крым, Копет-Даг охарактеризованы довольно полно, в то время как Иранское нагорье, Анатолия, Балканы, Динариды, Памир недостаточно изучены. Как уже отмечалось, степень геотермической изученности зависит от количества разведочных скважин на той или иной территории, что, в свою очередь, обусловливается экономическим потенциалом стран. Поэтому тектонические области, относящиеся к развитым странам, характеризуются лучшей геолого-геофизической изученностью.

Рассмотрим геотермическое поле некоторых регионов альпийской складчатости.

Неоднородность глубинного строения и тектонической истории Кавказа отражается в его тепловом потоке. Он изменяется от 13 до 100 мВт/м^2. Наибольшие величины потока характеризуют центральные приподнятые части складчатых систем, а наименьшие – области прогибания и интенсивного осадконакопления. Зоны максимальных потоков приурочены к структурам транскавказского направления: Ставропольскому поднятию, Минераловодскому выступу, Аджаро-Триалетии, Армянской глыбе. В этих районах средний тепловой поток составляет 80–85 мВт/м^2. Прилегающая с севера к Кавказскому региону платформенная область, Грузинская глыба и некоторые другие стабильные участки характеризуются средними значениями теплового потока (42–60 мВт/м^2), а районы прогибания и мощного четвертичного осадконакопления (Нижне-Куринская низменность, Кахетия, Колхида) – наименьшими. Велика при этом роль тектонического фактора. Так, в Индоло-Кубанском прогибе не встречены низкие значения теплового потока из-за влияния складчатой системы Большого Кавказа и Ставропольского поднятия, а средние значения в центре Терско-Каспийской впадины обусловлены Терско-Сунженским поднятием. В Армении высокие значения отмечаются в области развития гранитоидов с повышенным содержанием радиоактивных элементов и с активной верхней мантией, вызывающей новейшую тектоно-магматическую перестройку.

Структуры Кавказа обладают большой тектонической неоднородностью, что обусловливает также неоднородность теплового поля. Из-за этого на границах тектонических зон длительное время существуют полосы резких горизонтальных температурных градиентов. Они создают термоупругие напряжения, которые

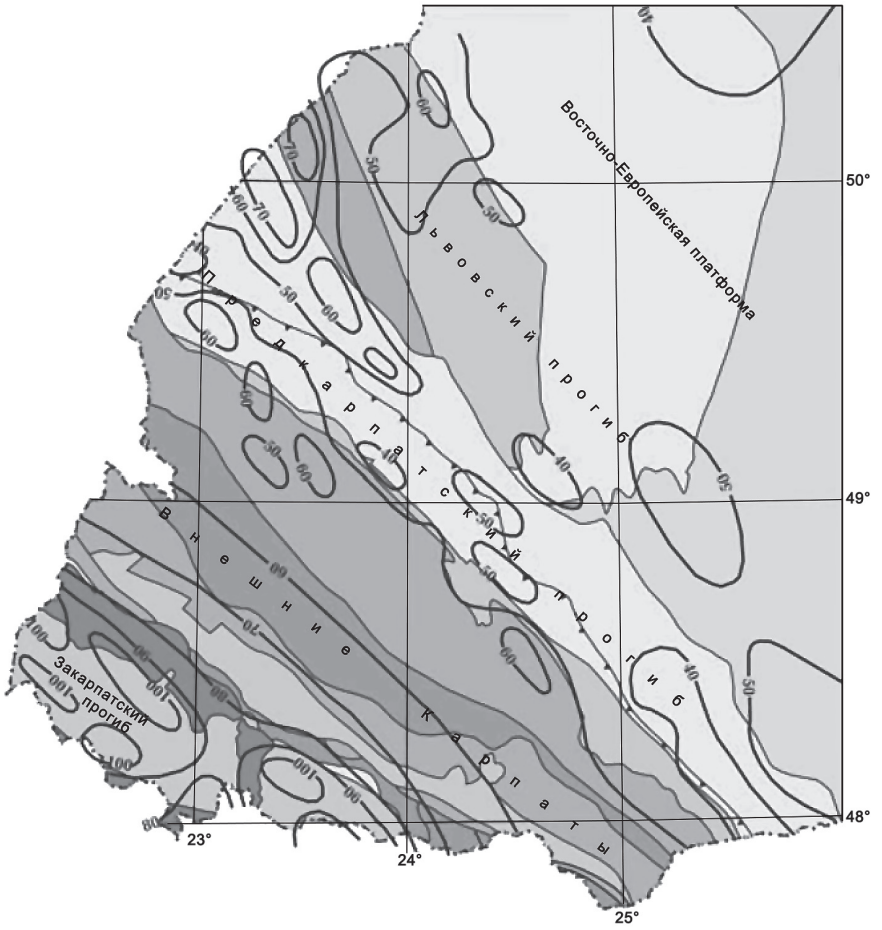


Рис. 4.43. Тепловой поток (мВт/м²) в Украинском секторе Восточных Карпат [Кутас, 2014]

обусловливают живучесть глубинных разломов кавказского и транскавказского простираний.

Карпатский регион хорошо изучен в геотермическом отношении усилиями ученых Украины, Чехии, Венгрии и Польши. Геотермическое поле отражает тектонические особенности строения Карпат, в которых выделяют несколько крупных тектонических подразделений: Предкарпатский передовой прогиб, Внешние (Флишевые) и Внутренние Карпаты и внутрикарпатские впадины.

Тепловое поле в Предкарпатском прогибе неоднородно (рис. 4.43). Величина теплового потока составляет 29–70 мВт/м², но в большей части территории прогиба преобладают потоки 38–46 мВт/м² при среднем значении 45 мВт/м². Характерной особенностью строения внутренней зоны прогиба является наличие надвигов значительной амплитуды, образовавшихся в конце миоцена (12–15 млн лет назад). Это определяет изменчивость распределения теплового потока в зависимости от

глубины. В автохтонном блоке тепловой поток составляет 50–55 мВт/м^2, в то время как в аллохтонном – 33–40 мВт/м^2.

Складчатые Карпаты – это наиболее слабо изученная зона региона. Измерения теплового потока выполнены в Скибовой зоне Восточных Карпат и в нескольких скважинах Западных Карпат. В Скибовой зоне тепловой поток постепенно увеличивается от края этой зоны к центру, от 50 (в Береговой Скибе) до 70 мВт/м^2 (в Оровской Скибе). На границе с Закарпатским прогибом потоки достигают значений 70–75 мВт/м^2. Во Внутренних Карпатах тепловой поток определен в Малой Венгерской впадине, в Восточно-Словацком и Закарпатском прогибах, где он составляет 55–100 мВт/м^2. В наложенных впадинах Южных Карпат тепловой поток несколько понижен из-за влияния процесса седиментации и структурного фактора. Он составляет 45–65 мВт/м^2. Таким образом, в Складчатых Карпатах более высокие значения теплового потока приурочены к внутренним зонам, в которых проявляется интенсивная магматическая деятельность, а низкие – к внешним зонам – от Южных Карпат до Чешского кристаллического массива.

В Закарпатском прогибе тепловой поток изменяется от 80 до 115 мВт/м^2. Пониженные значения получены в Солотвинской впадине (80–85 мВт/м^2), более высокие (80–100 мВт/м^2) – в Мукачевской и самые высокие (100–115 мВт/м^2) – в Восточно-Словацкой (Кошицкой) впадине.

Две последние впадины характеризуются наличием взбросов, вулканизмом, отложением молодых вулканогенно-осадочных толщ и по своему строению и истории развития близки к Паннонской впадине. Эти впадины, по меткому выражению

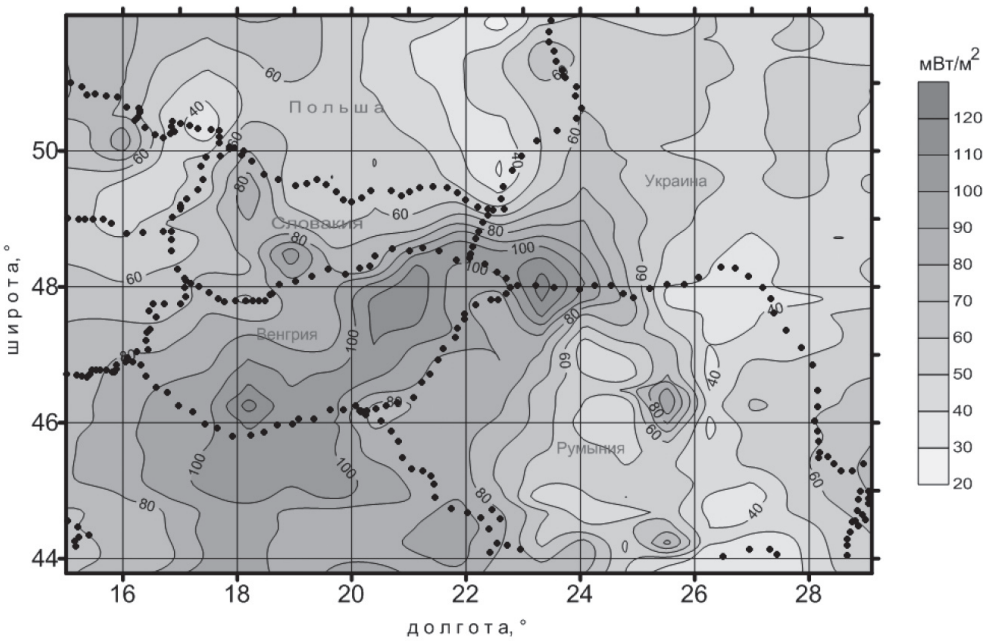


Рис. 4.44. Карта теплового потока Центральной Европы

Ф. Хорвата, называют «горячим пятном Европы». Паннонская впадина окружена горными сооружениями Динарид, Восточных и Западных Карпат. Она заполнена толщей неогеновых моласс, мощность которых достигает 5–6 км. Активизация вулканизма совпадала с периодом усиления тектонической деятельности. Вулканические очаги приурочены к нарушениям фундамента и особенно к краевым глубинным разломам. В Паннонской впадине зафиксированы очень тонкая земная кора мощностью не более 30 км и высокий тепловой поток (рис. 4.44). Среднее значение составляет 102 мВт/м^2. Относительно пониженные потоки приурочены к Задунайскому среднегорью (80–100 мВт/м^2) и к Венскому бассейну (50–60 мВт/м^2). Наиболее высокие потоки совпадают с участками максимальной вулканической активности.

Таким образом, тепловое поле Карпат отличается значительным разнообразием. Геотермическое поле коррелирует с особенностями тектонического строения, в нем можно выделить две крупные зоны: Внутренние Карпаты и прилегающие части межгорных депрессий со средним тепловым потоком 82 мВт/м^2, Предкарпатский прогиб и прилегающие древние массивы со средним потоком 50 мВт/м^2.

Характеризуя в целом тепловое поле альпийских геосинклиналей, мы видим, что оно сильно дифференцировано, но тепловой поток заметно выше в эвгеосинклинальных зонах с проявлениями вулканизма, чем в миогеосинклинальных, где вулканизм отсутствует.

Области тектоно-магматической активизации

Тепловой поток, отражая время последней стадии тектоно-магматической активизации, повышается в областях, затронутых вторичными циклами тектонической активности. Он уже не коррелируется с возрастом континентальной коры, более древней по сравнению с возрастом новейших процессов. *Области тектоно-магматической активизации* характеризуются современными проявлениями вулканизма, повышенной сейсмичностью, большими градиентами неотектонических движений. Одним из признаков проявлений новейшей активизации является повышение геотермальной активности. В таких областях появляются многочисленные гидротермальные проявления с высокотемпературными источниками минеральных вод, и повышается кондуктивный тепловой поток.

Области мезозойско-кайнозойской тектоно-магматической активизации обрамляют палеозойские складчатые пояса Северной Евразии. К ним относятся горные сооружения Тянь-Шаня, Северного Памира, Алтае-Саянская зона, Хангай и Хэнтэй в Монголии и др.

Рассмотрим геотермический режим Тянь-Шаня, обрамляющего Центрально-Казахстанскую область с юга и эволюционно развивавшегося как по сценарию мозаичных зон (Северный Тянь-Шань), так и по сценарию линейных зон (Южный Тянь-Шань).

Средние значения градиентов, определенные в скважинах на глубине около 1 км, составляют 25 мК/м, а диапазон их изменений – 7–40 мК/м (рис. 4.45). Сред-

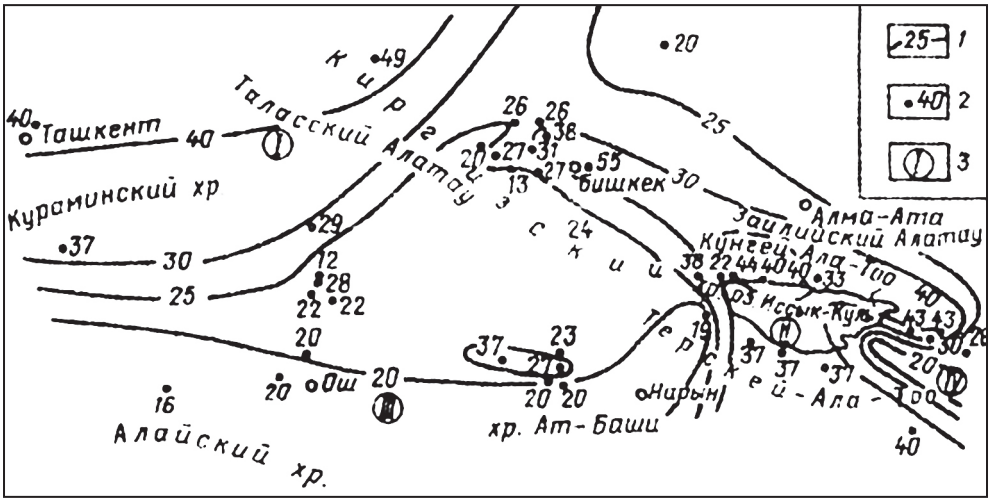


Рис. 4.45. Схема геотермических градиентов в верхней части консолидированной земной коры Тянь-Шаня [Шварцман, 1985]

1 – изолинии геотермических градиентов (мК/м); 2 – значения градиентов; 3 – аномальные зоны градиентов: повышенных (I – Таласо-Чаткало-Кураминская, II – Восточно-Киргизская; пониженных (III – Фергано-Нарынская, IV – Пржевальская)

ние значения теплового потока равны 55 мВт/м^2 при диапазоне 16–134 мВт/м^2. Северный Тянь-Шань характеризуется самым высоким тепловым потоком. Зоны повышенных потоков имеют выраженные северо-восточные простирания в Западном Тянь-Шане и северо-западные – в Восточном. В широтном направлении выделены чередующиеся аномальные зоны северо-западного простирания: Пржевальская – пониженного и Восточно-Киргизская – повышенного теплового потока.

Максимальные значения теплового потока достигают 134 мВт/м^2 в Восточно-Киргизской зоне и до 108 мВт/м^2 – в Западно-Киргизской, минимальные – 16 мВт/м^2 – в Пржевальской и 23 мВт/м^2 – Чуйско-Нарынской. Площади с повышенным, более 60 мВт/м^2, потоком занимают около 60% всей территории Тянь-Шаня, с пониженным, менее 40 мВт/м^2 – не более 20%. Аномальные зоны охватывают разнородные по геологическому строению структуры Северного, Срединного и Южного Тянь-Шаня, что свидетельствует о современных процессах активизации в недрах.

В пределах аномальных зон выделяются аномалии второго порядка, отражающие неоднородности теплового поля изученных территорий. В Восточно-Киргизской – это Северо-Чуйская, Кунгейская и Барскаунская аномалии повышенного потока. Кроме Кунгейской, имеющей простирание, близкое к субширотному, остальные вытянуты в северо-западном направлении. В пределах акватории оз. Иссык-Куль выделены небольшие по площади Западно- и Южно-Иссык-Кульские аномалии потока, пониженного до 20–30 мВт/м^2, имеющие северо-восточное простирание. Вторая из них делит Барскаунскую аномалию на Центрально-Иссык-Кульскую и собственно Барскаунскую части.

В Западно-Киргизской зоне установлены две крупные аномалии повышенного теплового потока: Чаткало-Кураминская и Фергано-Алайская северо-восточного простирания, разделенные аномалией пониженного до 32 мВт/м^2 потока в центральной и юго-западной частях Ферганской впадины. Простирание Южно-Чуйской аномалии Чуйско-Нарынской зоны пониженного теплового потока – северо-западное.

Сопоставление закономерностей распределения плотности теплового потока с данными о строении земной коры Тянь-Шаня показывает, что плотность теплового потока не зависит от общей мощности коры. Поток повышен как в северной части Восточно-Чуйской впадины и Кураминском хребте, где мощность коры сокращена до 40–45 км, так и в центральной части Иссык-Кульской впадины и Терскейского хребта, где мощность коры достигает 60 км. Понижение потока установлено в центральных частях Нарынской впадины, где мощность коры не превышает 45 км, и Ферганской впадины, где она достигает 55 км.

Сопоставление картины сейсмического районирования Тянь-Шаня с тепловым потоком показывает соответствие зон теплового потока и интенсивности землетрясений. Хорошо видно чередование в широтном направлении территорий сравнительно пониженной (7–8 баллов) и повышенной (8–9 баллов) интенсивности землетрясений северо-западных простираний, характеризующихся аномалиями теплового потока того же простирания, соответственно 30–40 и 60–90 мВт/м^2. Для слабо изученных юго-восточных районов Тянь-Шаня такая закономерность не устанавливается.

Многие исследователи отмечают связь зон повышенного теплового потока с новейшими или активизированными глубинными разломами. Повышенные значения теплового потока, как правило, наблюдаются по зонам глубинных разломов, связанных с растяжением в новейшее время. Бесспорно, что в условиях растяжения мощные зоны дробления, связанные с глубинными разломами, обеспечивают наиболее эффективный конвективный тепломассоперенос из нижних частей земной коры и верхней мантии к поверхности. Очевидно, что они являются лишь каналами, по которым идет тепломассоперенос, а не генераторами тепла. В этом смысле можно высказать обратное соображение, что глубинные разломы обязаны своим существованием зонам высокого теплового потока и больших горизонтальных градиентов температур, во всяком случае в условиях растяжения.

В целом полученные данные показывают, что по северной окраине Тянь-Шаньского орогена на границе его с Таримской и Казахстанской областями существует дугообразная, выпуклая к северу зона высокого теплового потока, обязанная своим происхождением подъему мантийных астенолитов, тепломассоперенос в пределах которой осуществляется преимущественно путем конвекции в верхней мантии и по зонам глубинных разломов в земной коре.

В Южном Тянь-Шане, подверженном коллизии нескольких микроплит за счет движения «Индостанского клина» к северу, происходит образование шарьяжно-надвиговых структур, экранирующих глубинный тепловой поток. В этом, по-видимому, может быть причина его понижения в Южном Тянь-Шане.

Основные выводы анализа континентального теплового потока сводятся к следующему:

– однородный генетический ряд тектонических структур характеризуется одинаковой величиной теплового потока, которая с количественной стороны отражает их современное энергетическое состояние;
– в областях докембрийской складчатости не установлено существенных различий величин теплового потока; в фанерозойских складчатых областях мозаичного типа тепловой поток закономерно увеличивается от древних структур к молодым, причем, помимо возраста коры, необходимо учитывать и возраст последующей тектоно-магматической активизации структур; в линейных фанерозойских поясах тренд зависимости тепловой поток – тектонический возраст нарушается;
– возраст последнего тектоно-магматического цикла и возраст континентальной коры являются основными критериями для анализа континентальных геотермических данных;
– в тектонически активных поясах установлена резкая дифференциация теплового потока: низкие значения наблюдаются в краевых прогибах, межгорных и неотектонических впадинах, а высокие – в неотектонических складчатых сооружениях, в эвгеосинклинальных зонах и в современных рифтогенных структурах.

Тепловой поток через дно акваторий

Измерения *теплового потока через дно акваторий* начались намного позже, чем на континентах. Первые измерения относятся к 1948 г. и приписываются Э. Булларду, хотя им приводятся только результаты измерений фрикционного тепла при внедрении грунтовой трубы в донные осадки. Первые же реальные измерения были выполнены в 1950 г. Р. Ривеллом и А. Максвеллом [Revelle, Maxwell, 1952].

В 50-е и особенно в 60-е годы были значительно усовершенствованы геотермические зонды для измерений на акваториях, что позволило резко увеличить объем и качество исследований теплового потока. В ранних модификациях зондов предусматривалась возможность измерений только геотермического градиента на одной или нескольких базах, а теплопроводность осадков измерялась на борту судна после их извлечения из грунтовой трубы. В дальнейшем, уже в 70–80-е годы, были созданы и усовершенствованы зонды, измерявшие теплопроводность осадков в их естественном залегании (in situ).

Количество измерений на акваториях еще в 70-е годы превысило число континентальных измерений и очень быстро увеличивалось. Если в 1975 г. количество измерений в глубоководных частях акваторий приближалось к 4000, то в 1990 г. их было уже более 10 тыс., а в последние годы насчитывается 41 500 измерений [The Global Heat..., 2021].

Наибольший интерес в настоящее время вызывают полигонные работы, где проводятся комплексные геолого-геофизические исследования, так как они по-

зволяют не только корректно определить фоновый тепловой поток в данном месте Мирового океана, но и судить о причинах, создающих аномалии.

Водная масса является экраном для экзогенной волны. Обычно на глубинах более 500 м сохраняются постоянные годовые температуры, что позволяет измерять тепловой поток без учета «сезонной температурной волны». Однако во многих частях акваторий со сложной гидрологической обстановкой – наличие придонных течений, резких форм рельефа, близких проливов, устьев рек и т.д. – наблюдаются придонные вариации температур даже на больших глубинах (1000–1500 м). В связи с этим по глубине измерений на акваториях их можно подразделить на три группы:

Глубоководные измерения, к которым относятся данные по океаническим котловинам, глубоководным желобам, зонам трансформных разломов, срединно-океаническим рифтовым зонам, глыбовым поднятиям на океанском дне, котловинам окраинных морей и другим структурам, приуроченным к глубинам дна более 1500 м. Как правило, эти измерения позволяют оценить неискаженные значения геотермических градиентов и теплового потока. Этот класс измерений обычно характеризуется наименьшей погрешностью. Она составляет 5–10% и варьирует в зависимости от типа и длины зонда, количества измерительных баз, измерителя теплопроводности, условий внедрения зонда.

Среднеглубинные измерения, к которым относятся данные, получаемые в глубоких (нешельфовых) внутренних и окраинных морях, на континентальных склонах, в глубоких озерах (Байкал, Танганьика). Диапазон глубин в этой группе изменяется от 300 до 1500 м. При таких глубинах необходимо анализировать изменчивость температуры в водной толще и особенно в придонном слое. Рекомендуется использование многоканальных термозондов для фиксирования возможной нелинейности термограммы в донных осадках и инверсии температуры в придонном слое воды. Получение этой информации дает возможность оценить неискаженное значение геотермического градиента. Погрешность для этой группы измерений составляет 10–15%. Она зависит как от вышеперечисленных условий, так и от кривизны термограммы и влияния конвективной составляющей.

Мелкоглубинные измерения, к которым относятся данные, полученные на относительно неглубоком шельфе морей и океанов, а также в неглубоких озерах. Эти измерения искажены влиянием экзогенного фактора, и для выделения глубинного сигнала требуется заглубление зонда на несколько метров в донные осадки (иногда такого заглубления удается достичь с помощью механических устройств: вибраторов, гидро- или пневмоударных установок и т.д.). Погрешность для этого класса измерений самая высокая – 15–20%. Она может быть и выше, если экзогенные и конвективные влияния полностью экранируют глубинную компоненту. В практике морской геотермии мелкоглубинные измерения применяют в основном в прикладных целях при терморазведке месторождений на шельфе, когда анализируется температурная аномалия над аномалиеобразующим телом по сравнению с «фоновой» температурой при удалении от этого тела.

Для определения теплового потока используют измерения на средних или на больших глубинах. Как пример «среднеглубинных измерений» приведем данные по геотермическим измерениям в арктической зоне России.

Геолого-экономическое значение *акваторий Западно-Арктических морей* определяется существующими большими нефтегазовыми ресурсами шельфовых осадочных бассейнов и будет возрастать по мере освоения уже открытых и выявления новых месторождений.

В условиях ограниченности инвестиционных ресурсов для проведения дорогостоящих геолого-геофизических исследований на шельфе приобретают практическое значение относительно недорогие методы косвенной оценки перспектив нефтегазоносности на базе уже имеющихся геолого-геофизических данных.

Один из таких методов – это термотомографическое отображение земной коры на основе трехмерного геотермического моделирования. Построение трехмерных (объемных) моделей распределения температур и тепловых потоков позволяет получить карты-срезы геотермического поля на любой глубине и таким образом определить уровень, на котором существуют условия для катагенетического преобразования углеводородов, т.е. возможно прогнозировать глубину размещения месторождений.

Геотермическое изучение Баренцева моря началось в 70-е годы, когда были проведены первые измерения теплового потока с помощью погружных зондов ПТГ-3М [Методические…, 1983]. Однако эти измерения были сделаны на шельфе при глубинах моря до 300 м и продемонстрировали очень мощное влияние экзогенных термических полей на глубинный ТП – сказывалось воздействие сезонных периодических колебаний температуры дна моря за счет инсоляции, а также придонных течений с большим дебитом, приносящих массы воды с контрастной относительно фоновой температурой. Особенно этот фактор заметен в южной части моря, где проявляется влияние Нордкапского и Кольского теплых течений. В связи с этим зондовые измерения не позволяли получить кондиционные оценки фонового глубинного теплового потока, так как диапазон измеренных значений был очень велик – от 0 до более 500 мВт/м^2, и не адекватно отражал распределение глубинных термических источников.

Начавшаяся в 80-е годы интенсивная разведка нефтегазовых месторождений на шельфе Баренцева моря сопровождалась бурением на акватории и на островах глубоких скважин, в которых проводились каротажные исследования, в том числе и термокаротаж. К этому времени относятся и первые скважинные измерения теплового потока в южной части Карского моря. Обработка термических измерений позволила оценить значения градиентов температуры, а теплофизические исследования керна скважин – теплопроводность пород. Таким образом, были получены первые кондиционные измерения теплового потока в регионе [Цыбуля, Левашкевич, 1992], которые после применения методики учета сезонных колебаний температуры были уточнены [Левашкевич, 2005] (рис. 4.46). В конце 70-х и в 80-е годы XX в. были также выполнены первые измерения в глубоководной части Северного Ледовитого океана (Котловины Нансена и Амундсена), а также во впадинах Амеразийской части океана (Котловинах Подводников и Канадской).

В Российской части Баренцева моря основной объем кондиционных зондовых измерений был выполнен геотермическим отрядом Геологического института КНЦ РАН (г. Апатиты) [Цыбуля, Левашкевич, 1992]. Ими же проведено обобщение

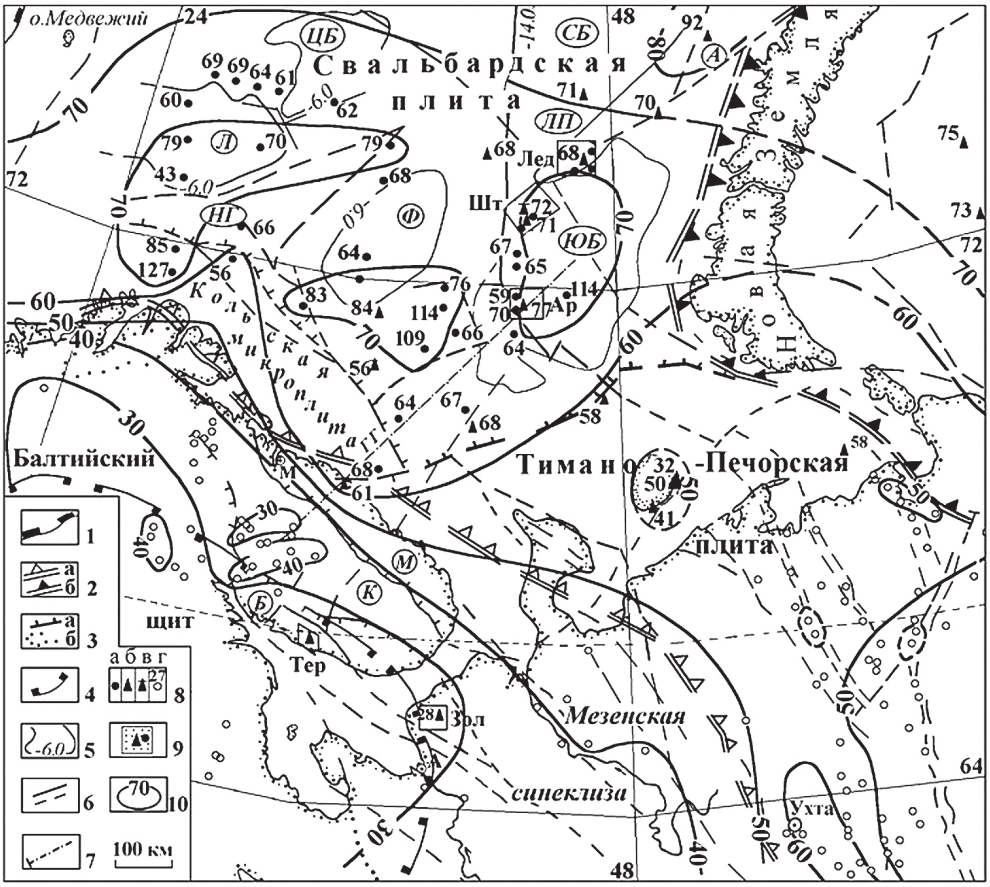


Рис. 4.46. Карта плотности теплового потока Баренцевоморского района и сопредельных территорий (по данным В.Г. Левашкевича (2005)).

Граница: 1 – континентальной окраины; 2а – Восточно-Европейской платформы, 2б – Баренцево-Печорской платформы; 3а – между Свальбардской и Тимано-Печорской плитами, 3б – Балтийского щита; 4 – Свекофенокарельской мегаструктуры; 5 – изолинии поверхности фундамента, км; 6 – разломы и разломные зоны; 7 – линия геотермического профиля; 8 – пункты определения ТП и его значения, мВт/м^2: а – в донных отложениях, б – в глубоких скважинах, в – в инженерных скважинах, г – с известными значениями ТП, выполненными ранее; 9 – район геотермических исследований в пределах локальных структур: Лед – Ледовый, Шт – Штокмановский, Ар – Арктический, Тер – Терский, Зол – Золотицкий; 10 – изолинии ТП, мВт/м^2. ЛП – Лудловская перемычка; поднятия: ЦБ – Центрально-Баренцевское, А – Адмиралтейское, Л – Лоппа, Ф – Финнмаркенское; впадины: СБ – Северо-Баренцевская, ЮБ – Южно-Баренцевская; НГ – Нордкапский грабен; мегаблоки Кольского полуострова: М – Мурманский, К – Кольский, Б – Беломорский

скважинных измерений теплового потока на шельфе и на архипелагах. Кроме того, на акватории Печорского моря были получены измерения сотрудниками Института океанологии РАН [Вержбицкий, 2002], а в северной части Баренцева моря и

в Атлантике западнее Шпицбергена – нами [Хуторской и др., 2013; Леонов и др., 2010; Ахмедзянов и др., 2011].

Описание результатов регионального изучения теплового поля в Западно-Арктическом регионе начнем с обзора измерений теплового потока в Баренцевом море, выполненных в Геологическом институте КНЦ РАН Л.А. Цыбулей и В.Г. Левашкевичем. Определения плотности теплового потока зондовым методом осуществлено на 30 станциях Баренцева моря [Цыбуля, Левашкевич, 1992; Левашкевич, 1992; Левашкевич и др., 1992] (см. рис. 6.1) с помощью аппаратуры ТГЦП, которая описана ниже, в главе «Аппаратура…».

Погрешность метода оценивалась на двух примерах путем сопоставления рассчитанной плотности теплового потока по данным термозондирования с определениями его значений по глубоким скважинам (Арктическая-1 и Мурманская-23). Тепловой поток на станциях вблизи скважин, измеренный зондовым методом, изменяется незначительно, и его значения составляют 66–67 мВт/м^2. Тепловой поток по скв. Арктическая-1 рассчитан в интервале глубин 2500–2925 м и равнялся 77 мВт/м^2, а в скв. Мурманская-23, находящейся в 25 км от станций, – 68 мВт/м^2. Удовлетворительное совпадение результатов позволяет оценивать относительную погрешность определения теплового потока в донных отложениях как 15–20%, что дает возможность рекомендовать термозондирование, наряду с более надежными скважинными измерениями для получения данных о тепловом потоке на акватории Баренцева моря.

В общей сложности картина регионального геотермического поля получена в результате расчета теплового потока в глубоких (до 4 км) параметрических скважинах на островах Баренцевоморского региона и на акватории шельфа, а также зондовых измерений.

Изучение теплового потока на островах Баренцева моря стало возможным после бурения параметрических скважин на Западном Шпицбергене (скв. Грумандская и Вассдаленская); на архипелаге Земля Франца-Иосифа: на о-ве Земля Александры (скв. Нагурская), о-ве Хейса (скв. Хейса) и о-ве Грэм-Белл (скв. Северная); на острове Колгуев (скв. Бугринская-1, Песчаноозерские 3 и 1/4) и др. [Бро и др., 1982, 1988; Школа и др., 1980, 1985].

Значение геотермического градиента в скважинах определялось по данным производственного термокаротажа после внесения соответствующих поправок за «невыстойку» скважин (табл. 4.8) [Левашкевич, 2005]. Имеющиеся данные обеспечивали относительную погрешность расчета плотности теплового потока около 10–15%.

На рис. 4.47 показано сопоставление геотермических и геологических данных по субширотному профилю – скв. Груманд – скв. Северная.

Результаты сопоставления показывают, что для скважин Хейса и Северной литолого-стратиграфические и теплофизические разрезы близки. Незначительное увеличение средних значений теплопроводности верхнетриасовых отложений с глубиной от 2,3 до 2,55 Вт/(м·К) статистически незначимо, но, по-видимому, объясняется уплотнением осадочных пород. С глубины 2000 м в скв. Северной и около 1400 м в скв. Хейса происходят незначительное уменьшение и стабилиза-

ция теплопроводности (2,2 Вт/(м·К)), что связано с появлением в разрезах менее песчанистых пород. Присутствие в разрезах более катагенетически преобразованных пород повышает их средневзвешенную теплопроводность. Незначительное изменение теплопроводности по глубине отмечается в Нагурской скважине. Только в верхней части каменноугольных отложений, сложенных органогенными известняками, наблюдается ее резкое увеличение от 2,1 до 2,5 Вт/(м·К), здесь же

Таблица 4.8

Плотность теплового потока в скважинах северных островов Баренцевоморского региона

Скважина	Координаты		Интервал, м	*G*, мК/м	*k*, Вт/(м·К)	ТП, мВт/м²	
	с.ш.	в.д.				по интервалу	средний
1	2	3	4	5	6	7	8
Грумандская	78°07’	15°02’	460–670	30,0	2,24	67*	73
			960–1220	27,5	2,35	65*	
			1620–2100	30,5	2,48	76	
			2110–2460	34,5	2,35	80	
			2530–2630	40,0	1,99	80	
Вассдаленская-2	77°50’	15°11’	470–600	33,0	2,25	74	76
			790–950	35,3	2,30	81	
			1210–1330	29,0	2,45	71	
Нагурская	80°47’	47°30’	500–950	36,0	2,3	83	79
			950–1640	40,0	2,1	84	
			1640–1740	30,0	2,65	80	
			1740–2140	28,0	2,5	70	
			2750–3000	34,0	2,2	75	
Хейса	80°37’	58°02’	500–1100	29,7	2,41	72	76
			1100–1670	26,0	2,71	70	
			1670–1910	40,0	2,24	90	
			1910–2500	37,5	2,20	82	
Северная	81°09’	64°25’	1280–1950	27,5	2,6	72	80
			1950–2280	35,0	2,28	80	
			2280–2560	41,0	2,1	85	
			2560–3400	36,0	2,34	84	

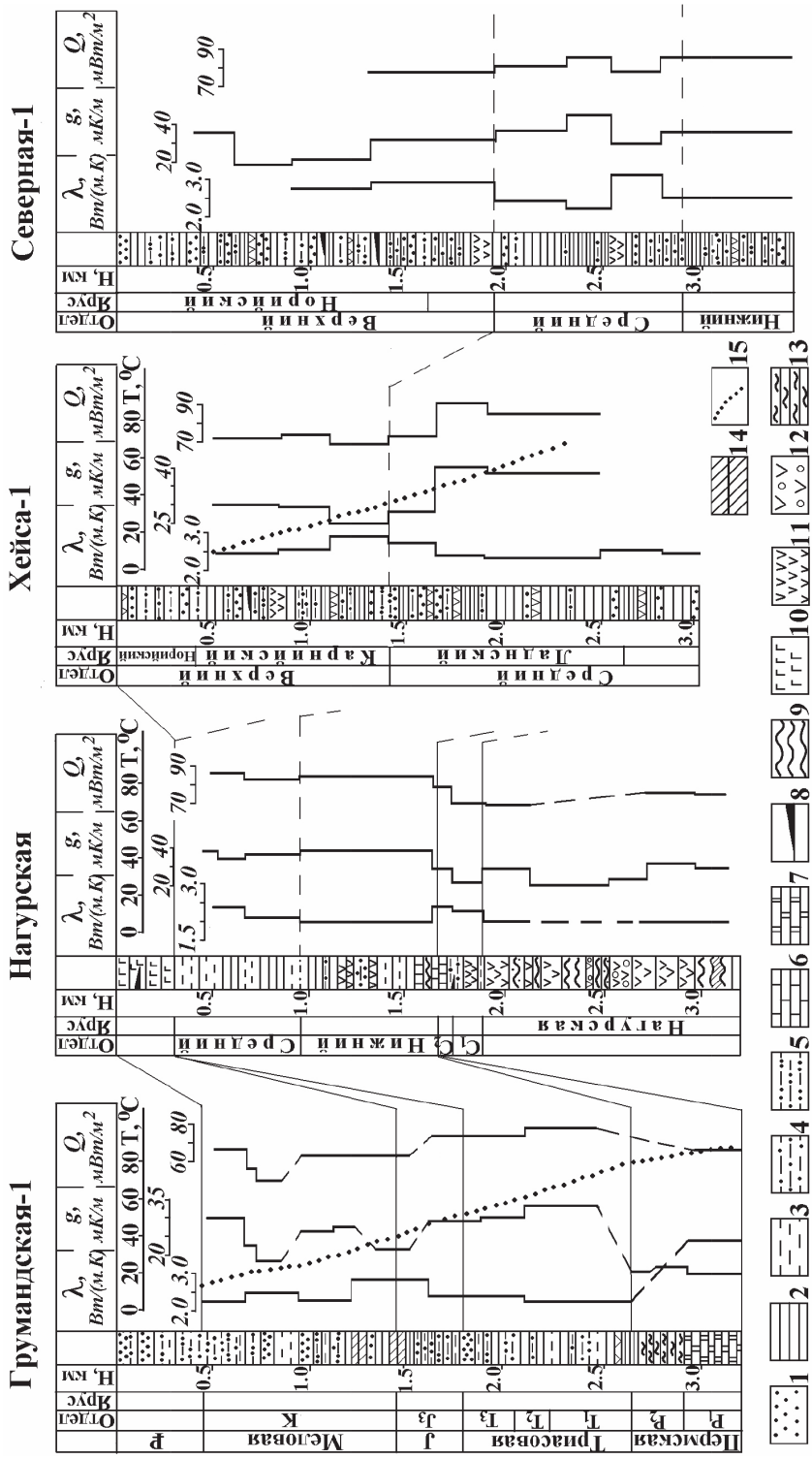


Рис. 4.47. Геологические разрезы и результаты геотермических измерений по скважинам северных архипелагов Баренцева моря.

1 – пески, 2 – аргиллиты, 3 – алевритистые аргиллиты, 4 – глинистые алевролиты, 5 – алевролиты, 6 – известняки, 7 – доломиты, 8 – угли, 9 – кварц-серицитовые сланцы, 10 – базальты, 11 – габбро-долериты, 12 – кварцевые габбро-долериты, 13 – кремнистые породы, 14 – зоны дробления, 15 – термограммы

происходят и наиболее резкие колебания градиента температуры. Средняя теплопроводность 2,4 Вт/(м·К) характерна для большей части разреза в Грумандской скважине. Резкий ее скачок до 4,0 Вт/(м·К) отмечается для пермских отложений в связи с присутствием в разрезе высокотеплопроводных кремнистых и доломитовых пород. Наиболее полно представленная во всех скважинах триасовая толща характеризуется относительно стабильными значениями теплопроводности – около 2,35 Вт/(м·К). Только в Нагурской скважине теплопроводность пород триаса меньше и составляет 2,05 Вт/(м·К), очевидно, в связи с доминирующим присутствием в разрезе глин.

Тепловой поток на островах изменяется незначительно, составляя в среднем 78 мВт/м^2 в нижних частях разрезов [Левашкевич и др., 1992]. Эти значения хорошо согласуются с теми измерениями теплового потока, которые получены погружными зондами в северной части Баренцева моря [Цыбуля, Левашкевич, 1992]. Можно предположить, что под северным участком шельфа и под архипелагом ЗФИ литосфера имеет одинаковую мощность, количественная оценка которой будет дана ниже.

Анализ температур в скважинах показывает, что в нижней части исследуемого разреза они мало различаются. Так, на глубине 3 км температура в скв. Грумандской равна 87 °С, в скв. Хейса и Северной – 85 °С. Уменьшение плотности теплового потока в верхней части разрезов скважин арх. Шпицберген и некоторых из скважин ЗФИ (см. табл. 4.8) до 65–70 мВт/м^2 связано с занижением средневзвешенной теплопроводности слоистого разреза из-за неучета влияния влагонасыщенности исследуемых образцов, в основном песчаников. Однако, если учесть результаты исследований влияния влажности на теплопроводность алевритов и песчаников и считать равномерное их присутствие в разрезе, то средневзвешенная теплопроводность пород отмеченных толщ может быть увеличена на 20–25%. В этом случае тепловой поток приближается к среднему по скважине.

Относительно высокий тепловой поток на островах и на прилегающем шельфе отчасти может быть обусловлен повышенной флюидодинамической активностью всей северо-западной окраины Западно-Арктического бассейна. Подтверждением этому могут служить наблюдаемые газопроявления на различных уровнях в пробуренных скважинах.

Так, в Грумандской скважине из интервала 2340–2375 м (породы оленекского яруса нижнего триаса) получен метан с дебитом 6 тыс. м^3/сут на штуцере 16 мм, а из интервала 2156–2200 м (породы анизийского яруса среднего триаса) – газ с дебитом до 10 тыс. м^3/сут. В Вассдаленской скважине на глубине 2415 м из среднетриасовых отложений во время бурения произошел выброс газа с дебитом около 30 тыс. м^3/сут, содержащего 80–90% метана. Из среднетриасовых отложений на о. Хейса, в интервалах 3005–3014, 2802–2814 и 2574–2578 м получен слабый приток метана и азота с метаном дебитом от 2 до 144 м^3/сут [Школа и др., 1980].

На острове Колгуев пробурено большое количество скважин, сконцентрированных в основном в его северо-восточной части. Условно скважины, в которых определялся тепловой поток, можно разместить на профиле А-Б (рис. 4.48), пересекающем остров с юго-запада на северо-восток. На юге расположена скважина

Бугринская-1, а на севере, на линии профиля – две скважины (Песчаноозерские 1/4 и 3); обе они находятся внутри контура нефтегазоносности.

Мезозой-кайнозойские и верхнепермские отложения скважин представлены в основном песчано-алеврито-глинистыми породами с глинистым, известковисто-глинистым и реже известковистым цементом [Школа и др., 1985; Бро и др., 1988], различные соотношения которого, как показано в [Бекасова и др., 1990], сильно влияют на теплопроводность. Нижняя часть пермских, каменноугольные и верхний отдел девонских отложений сложены карбонатными породами, представленными известняками и доломитами с различной структурой и степенью алеврито-глинистых примесей и прослоек, определяющих теплопроводность отдельных интервалов разреза. С глубиной наблюдается постепенное увеличение теплопроводности пород по всем скважинам до низов пермских отложений, где отмечается ее скачок в сторону увеличения в связи с появлением в разрезе плотных карбонатных пород. В среднем теплопроводность разреза скважины Бугринская-1 несколько выше, чем Песчаноозерских из-за большей известковистости. Близкие поинтервальные значения теплового потока в скважине Бугринская-1 позволяют уверенно определить его плотность 41 мВт/м^2, которую можно принять за фоновую для этой скважины (табл. 4.9).

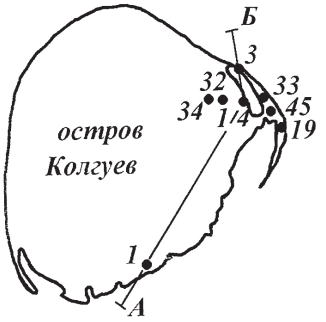


Рис. 4.48. Схема расположения скважин (их номера) и профиля А-Б на о-ве Колгуев

Сопоставление геотермических данных в скважинах северо-восточной части острова показывает их значимые различия (рис. 4.49). Например, температура на глубине 3 км в скважине Песчаноозерская-3 составляет 54 °С, а в скважине 1/4 – 71 °С. Соответственно геотермические градиенты оцениваются в 17 и 26 мК/м. Общим признаком для скважин северо-восточной части острова является увеличение градиента температуры и соответственно теплового потока в средней части разреза нижнетриасовых отложений, которые сложены глинистыми породами с пропластками мелкозернистого рыхлого песчаника, насыщенного пластовыми флюидами. На различия в значениях тепловых потоков, кроме гидродинамического, в какой-то мере влияет и структурно-геологический фактор, потому что в скважине Песчаноозерская-1/4, которая пробурена в своде поднятия кровли триаса, он составляет 50 мВт/м^2, а в скважине Песчаноозерская-3, в опущенном блоке – 32 мВт/м^2.

Отмеченный характер изменения геотермических параметров можно объяснить конвективным выносом тепла флюидами из нижних частей осадочной толщи или более глубоких горизонтов по зонам разломов и/или системе трещин [Кудельский и др., 1987]. Подтверждением этому является высокое содержание в водорастворенном газе гелия, а в пластовой высокоминерализованной воде региона – иода и брома (23, 37 и 201 мг/л соответственно [Школа и др., 1985]). Анализ температурных данных показывает, что такая зона разломов (или система направленных трещин) должна иметь юго-восточное простирание. Плотность теплового потока в

скважинах, приуроченных к этой зоне, заметно повышается в интервалах залегания нижнетриасовых нефтегазовых горизонтов. Приведенные данные свидетельствуют о перспективности на нефть и газ не только островной части, но и восточного шельфа о. Колгуева, а также о сравнительно недавних и возможно происходящих здесь в настоящее время поступлениях с глубины газово-жидких флюидов.

Таблица 4.9

Плотность теплового потока в скважинах острова Колгуев

Скважина	Координаты		Интервал, м	*G*, мК/м	*k*, Вт/(м·К)	ТП, мВт/м²	
	с.ш.	в.д.				по интервалу	средняя
Бугринская-1	68°46’	49°12’	620–735	24	1,7	41	41
			905–980	23	1,9	41	
			980–1072	19	1,97	38	
			1072–1220	25,5	1,67	44	
			1260–2010	21	1,94	41	
			2100–2800	16	2,56	41	
Песчаноозерская-1/4	69°11’	50°04	445–545	35	1,35	50	50
			735–1135	28,4	1,43	41	
			1195–1425	25	1,84	46	
			1425–1625	31,3	1,75	55	
			1625–1695	25	1,92	48	
			1700–2590	27	1,91	52	
			2590–3605	22,6	2,31	52	
Песчаноозерская 3	69°17’	50°03’	740–880	24	1,34	32	32
			950–1420	18,5	1,51	28	
			1420–1645	17	1,82	31	
			1645–1850	22	1,72	37	
			1850–2120	19	1,8	34	
			2120–2720	16	1,8	31	
			2815–2900	17	1,92	32	
Песчаноозерские 33, 34, 45			ниже притока нефти	25*	1,88*	47	47
Песачаноозерская 19	69°05’	50°11’	1100–1650	26,6	1,87*	50	50
Песчаноозерская 32	69°12’	49°58	1650–1850	34.0	1,87*	63	63

* Приняты средние значения параметров.

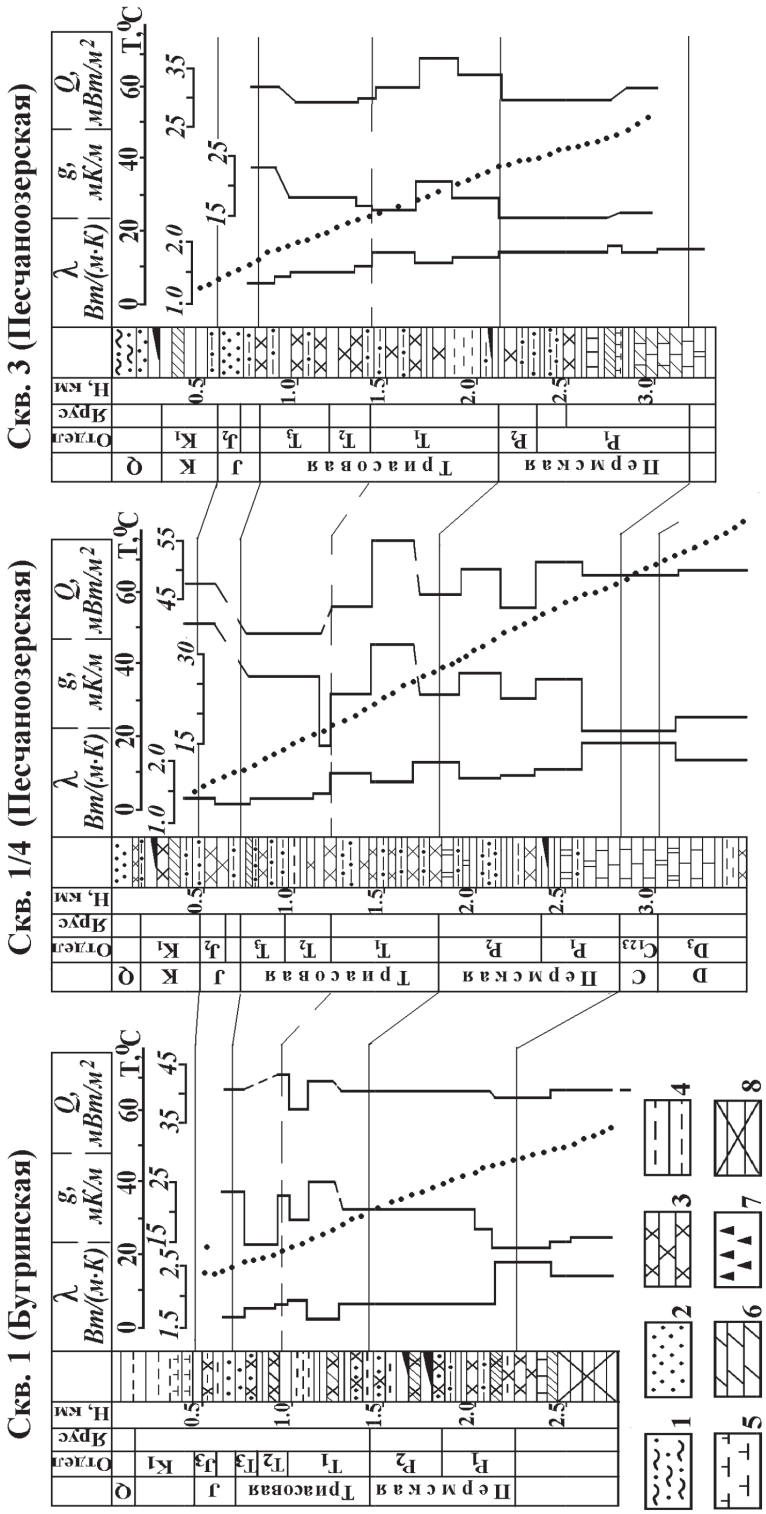


Рис. 4.49. Геологические разрезы и результаты геотермических измерений по скважинам о-ва Колгуев.

1 – дресва, галька; 2 – песок; 3 – песчаник; 4 – глина, аргиллит; 5 – повышенная известковистость; 6 – повышенная глинистость; 7 – окремнение; 8 – кварцевые породы (точками показаны термограммы)

Более высокий тепловой поток в северных островах Баренцевоморского региона по сравнению с южной частью во многом обусловлен продолжительной и более активной тектоно-магматической деятельностью, геологические признаки которой отмечаются с перерывами от конца герцинского этапа тектогенеза до новейшего времени. Это подтверждается присутствием пластовых интрузий и инъекций магматических пород в отложениях среднего триаса в скважинах о-ва Шпицберген. На острове Хейса пластовые интрузии габбро-долеритов встречаются не только в среднем, но и в верхнем триасе. Кроме того, на отдельных участках акватории в районах архипелага Шпицберген известны проявления молодых и сверхмолодых интрузий [Евдокимов, 2000; Хуторской и др., 2013].

Определения теплового потока в глубоких скважинах на акватории Баренцева моря стали возможны благодаря буровым работам на нефть и газ, проведенным здесь ПО «Арктикморнефтегазразведка». Промыслово-геофизической службой этой организации выполнен широкий комплекс геофизических, в том числе и геотермических, исследований в скважинах с различной степенью их выстойки. Полученные термограммы вместе с результатами изучения теплофизических параметров пород позволили определить тепловой поток в девяти глубоких скважинах акватории (табл. 4.10).

Таблица 4.10

Плотность теплового потока в глубоких скважинах Баренцева моря

Скважина	Координаты		Интервал, м	G, мК/м	k, Вт/(м·К)	ТП, мВт/м^2	
	с.ш.	в.д.				по интервалу	средний
Штокмановская-1	73,0	44,0	2000–2150	30.0	2.43	73	71
			2722–3070	24.4	2.84	69	
Арктическая-1	71,7	43,6	2500–2570	31.4	2.43	76	77
			2640–2670	31.4	2.42	77	
			2845–2925	31.3	2.45	77	
Адмиралтейская-1	75,65	53,15	1050–2610	38.4	2.4	92	92
Крестовая-1	74,5	50,46	1600–3000	29.1	2.4	70	70
Сев.-Кильдинская 82	71,58	37,1	2973–3098	35.2	2.39	84	84
Лудловская 1	74,86	46,78	1305–1710	39.7	1.8	71	71
Мурманская 26	69,9	41,7	2030–2530	30.8	2.2	68	68
Куренцовская 1	70,45	47,2	210–380	36.4	1.6	58	58
Приразломная 1	69,316	54,751	2429–2802	24.7	2.45	60	60

Термокаротаж почти во всех скважинах выполнен в различные периоды времени после окончания бурения, но не превышающие один месяц. Поэтому при рас-

чете теплового потока каждая термограмма анализировалась по «индивидуальной» методике [Левашкевич и др., 1992]. Анализ показал, что верхняя часть большинства скважин до глубины 1,0–1,2 км находилась в невыстоявшихся условиях, в связи с чем тепловой поток в них определяли по нижним частям термограмм (глубже 1 км), где, кроме того, наиболее детально была изучена теплопроводность пород. Исключение составляет скважина Куренцовская-1. В ней поток рассчитан в глинистых отложениях верхней флюидоупорной толщи. Это стало возможным благодаря длительной выстойке скважины перед очередным измерением температуры – 3,5 года. О стационарных условиях в скважине свидетельствует совпадение расчетных и измеренных температур на уровне нейтрального слоя на глубине 14 м.

Проанализируем полученные результаты расчета теплового потока (см. табл. 4.10) и температур в скважинах (рис. 4.50), расположенных в различных тектонических зонах региона (см. рис. 3.46). Для сравнения на рис. 4.50 приведена часть термограммы сверхглубокой скважины СГ-3 в Печенгской мульде. Из всех пробуренных на Баренцевском шельфе скважин максимально глубокой является скв. Арктическая-1 (4500 м), а максимально глубокие измерения температуры достигнуты в скв. Северо-Кильдинской-82 (4050 м). В большей части скважин тепловой поток рассчитан в юрско-триасовых и меловых отложениях, представленных в основном чередованием песков, песчаников, алевролитов, аргиллитов, у которых отмечается относительно высокая для терригенных пород теплопроводность. Наиболее высокий тепловой поток определен в скважине Адмиралтейская-1, для которой характерны также повышенные температуры на одинаковых срезах по всей глубине (см. рис. 4.50). Для примера, проследим характер изменения температуры в различных скважинах региона на глубинах 2 и 3 км.

В скв. Песчаноозерской-1/4 (см. рис. 4.50) в южной части региона температуры равны 50 и 70 °С соответственно; в скв. Арктической-1 – 65 и 95 °С и в скв. Адмиралтейской-1 – 70 и 115 °С. Тепловой поток для соответствующих скважин, расположенных с юга на север, составляет ряд: 50 – 77 – 92 мВт/м^2, характеризуя отмечавшееся нами ранее увеличение теплового потенциала недр от Кольского побережья в северном направлении [Хуторской и др., 2000]. В этом убеждает и сравнение температур по скв. СГ-3 и Северо-Кильдинской-82 (Центральная часть Баренцевской плиты), которые для рассматриваемых глубин 2 и 3 км равны соответственно 30 и 45, 75 и 105 °С. При этом тепловой поток различается по скважинам более чем в 1,6 раза: 52 мВт/м^2 [Кольская..., 1984; Попов и др., 1999] и 84 мВт/м^2 для Северо-Кильдинской-82 [Левашкевич, 2005].

Среди исследованных термограмм выделяются своей конфигурацией термограммы скважин Адмиралтейская-1 и Северо-Кильдинская-82 (см. рис. 4.50). На общем, преимущественно выпуклом, фоне кривых отмечаются более мелкие (второго порядка) выпуклые и вогнутые температурные интервалы, что характерно для районов с активной гидродинамической обстановкой, разнонаправленными вертикальными и наклонными восходящими и нисходящими движениями подземных вод в осадочной толще, а возможно, и в фундаменте. Высокий тепловой поток и характерный вид термограмм свидетельствуют о приуроченности большинства скважин к активным разломным зонам региона.

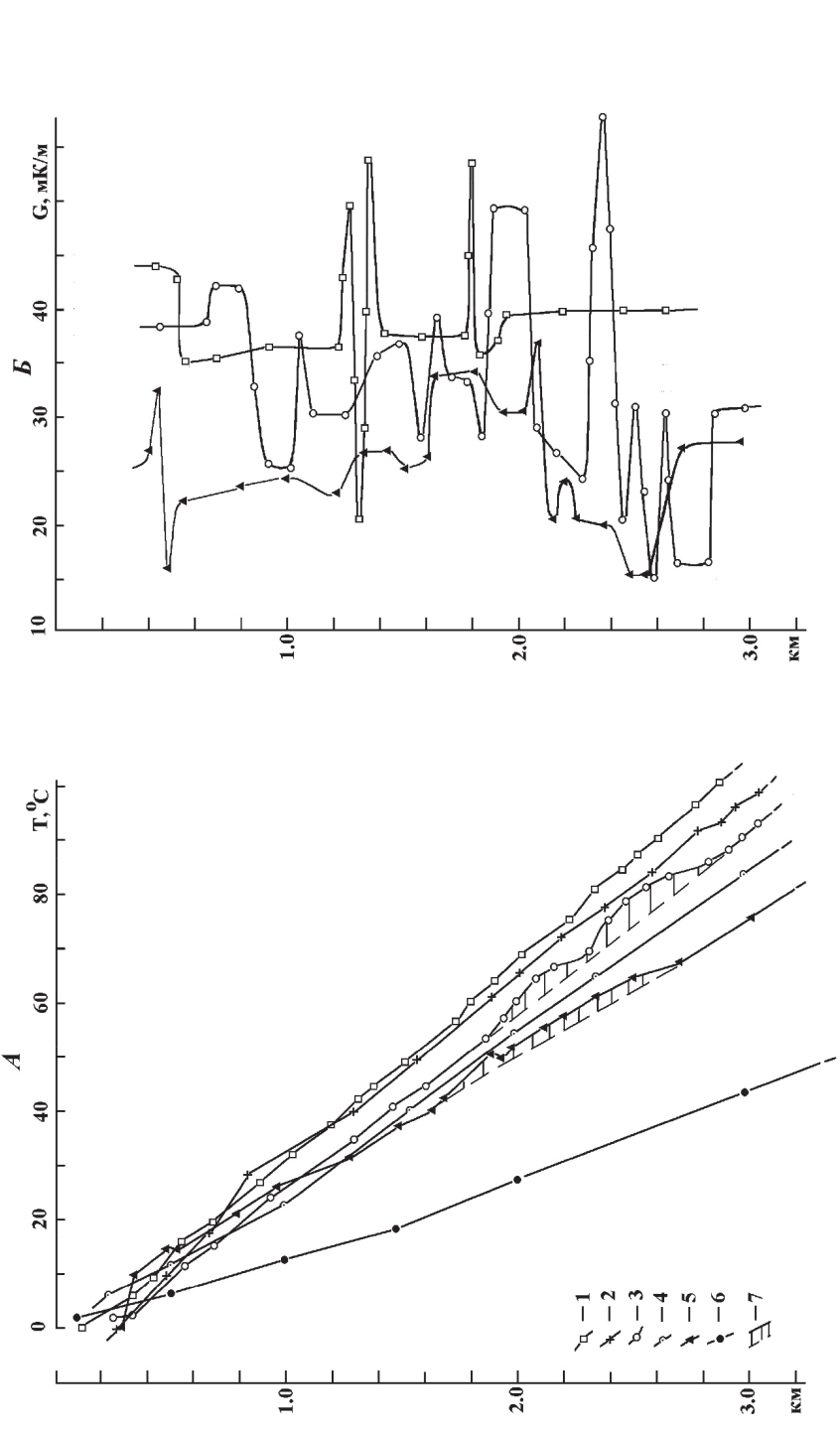


Рис. 4.50. Измерения температуры (А) и геотермического градиента (Б) в скважинах Баренцевоморского шельфа и в скважине СГ-3.

Скважины: 1 – Адмиралтейская-1; 2 – Северо-Кильдинская-82; 3 – Арктическая-1; 4 – Мурманская-26; 5 – Штокмановская-1; 6 – СГ-3; 7 – зоны аномального изменения глубинных температур

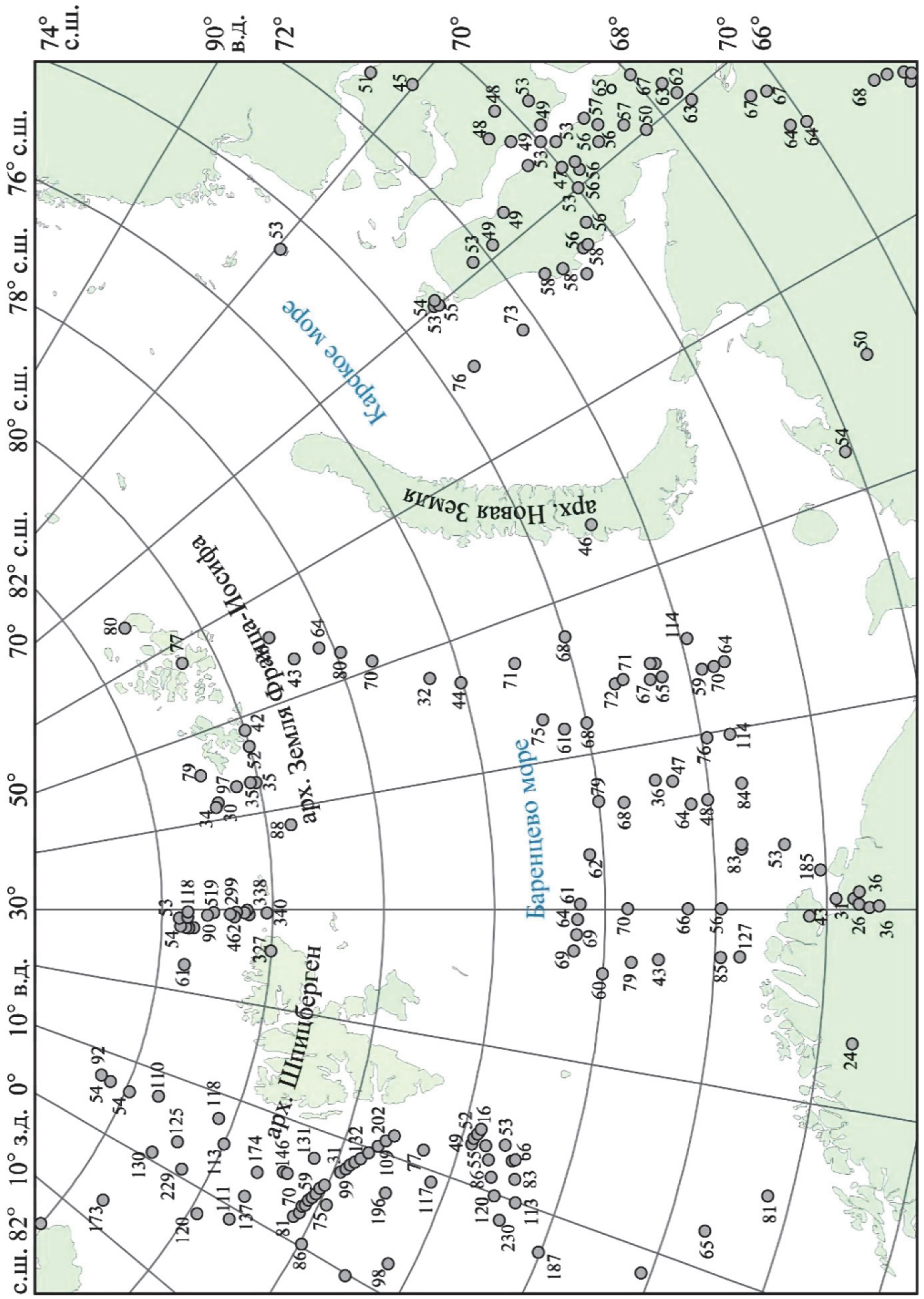


Рис. 4.51. Геотермическая изученность Западно-Арктического региона.
Тепловой поток, мВт/м²

Анализ имеющихся на сегодняшний день скважинных и зондовых измерений позволяет говорить о тенденции повышения теплового потока в северо-восточном и северо-западном направлениях (рис. 4.51). Так, в зоне сочленения Кольской микроплиты и Балтийского щита среднее значение теплового потока составляет 54 мВт/м^2, а в районах Северо-Баренцевской впадины и Центрально-Баренцевского поднятия – 70 мВт/м^2. Такой тренд теплового потока можно объяснить влиянием тектонических процессов в земной коре Баренцевоморской плиты, омоложение которых происходит в северном направлении. Авторы ранее уже высказывали предположение о связи этого явления с развитием рифтогенеза [Хуторской и др., 2003].

В этой связи важным этапом доказательства связи теплового потока с процессами новейшего рифтогенеза явились геотермические исследования на севере Свальбардской плиты, пространственно приуроченные к трогам Франц-Виктория и Орла (Стурё) (см. рис. 4.51). Свальбардская континентальная окраина, включающая шельф, континентальный склон и островную сушу архипелага Шпицберген (Свальбард), является северо-западным фрагментом более крупной структурно-тектонической зоны – Баренцевоморской континентальной окраины. Исследование этой области дает интереснейший материал для понимания взаимосвязи тектонических процессов континентальной и океанической литосферы.

Именно для изучения особенностей строения и взаимодействия структур на пассивной Свальбардской континентальной окраине были проведены несколько экспедиций на НИС «Академик Николай Страхов». В 2007 г. большой объем геотермических работ был выполнен во время 25-го рейса этого судна на полигонах в троге Франц-Виктория (полигон «ЗФИ») и в троге Орла (Стурё) (полигон «Шпицберген»). Измерения выполнялись геотермическим зондом «ГЕОС-М», конструкция и функциональные возможности которого подробно описаны ниже.

На полигоне ЗФИ выполнено семь измерений теплового потока (табл. 4.11) и температуры в толще воды. В результате измерений температуры водной толщи был обнаружен слой отрицательных температур в интервале глубин 30–80 м и изотермическая зона при глубинах более 370–380 м (рис. 4.52). Таким образом, была определена минимальная глубина (~370 м), при которой возможно измерять тепловой поток. При меньших глубинах сказывалась «неизотермичность» придонной толщи воды. Поэтому для измерения теплового потока при глубинах 370 м и более имелось ограниченное количество мест (см. рис. 4.51). На большинстве станций его можно было рассчитать только по показаниям температуры самых нижних баз зонда.

На 3D-блок-диаграмме распределения температур в водной толще полигона (см. рис. 4.52) видно существование слоя отрицательных температур воды в интервале 30–100 м. В юго-восточной части полигона проявляется линза относительно повышенных температур воды (до 1,9 °С). Причиной такого температурного режима водной толщи несомненно является привнос более теплой и плотной воды из Атлантики, которая четко стратифицируется с холодной и более легкой арктической водой [Хуторской и др., 2013].

В целом на полигоне отмечаются фоновые значения теплового потока (табл. 4.11). Однако мы наблюдаем два высоких значения (88 и 97 мВт/м^2) по ли-

нии северо-восточного простирания, относящейся к проливу Франц-Виктория, а также пониженные значения теплового потока (30–35 мВт/м²) севернее и южнее этой предполагаемой линии (рис. 4.51).

Таблица 4.11

Результаты измерений теплового потока на полигоне ЗФИ в сентябре 2007 г.

Номер станции	с.ш.	в.д.	Глубина, м	Тепловой поток, мВт/м²
2501	79,346	38,159	314	88
2502	80,011	48,347	375	42
2503	80,008	46,581	402	52
2505	80,247	43,069	400	97
2506	80,504	43,370	530	30
2507	80,247	43,069	550	34
2509	80,067	43,167	390	35

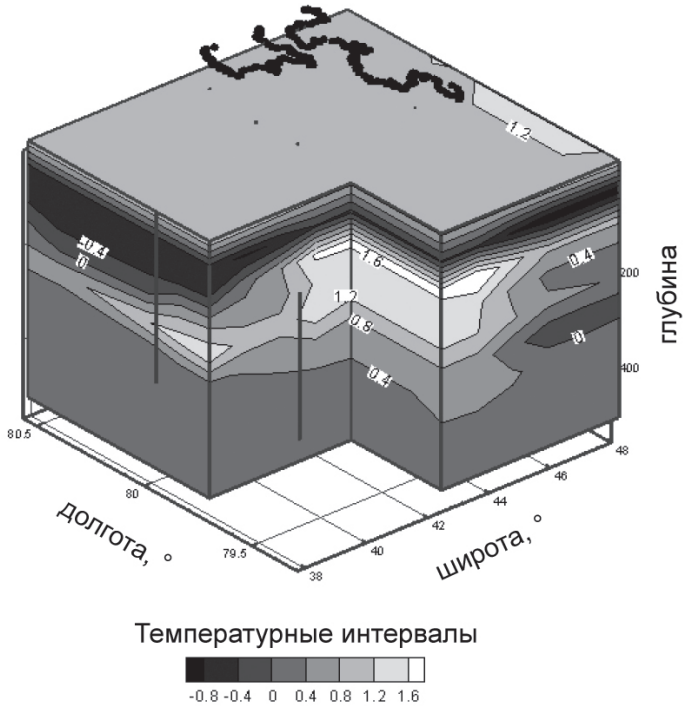


Рис. 4.52. 3D-блок-диаграмма распределения температуры воды на полигоне «ЗФИ»

Подобные вариации теплового потока, где на небольшом пространстве значения изменяются в 2 раза, характерны для районов развития эвапоритовых бассейнов в условиях деструкции коры. На западе ЗФИ, а именно в Александровском поднятии, вулканиты с абсолютным возрастом 116±5 млн лет четко оконтуриваются магнитной аномалией до 600 нТ [Верба и др., 2004]. Это позволило предложить модель деструкции континентальной коры (break-up) именно в этой части архипелага [Грачев, 2001]. С этапом break-up связан процесс образования соленосных толщ [Боголепов и др., 1991]. Эвапориты повсеместно встречаются в разрезах океанического чехла окраинных периокеанических бассейнов Атлантики [Шеридан, 1978]. Преимущественно на деструктивной континентальной коре образуется система грабенов, выполненных эвапоритовыми осадками. Примеры можно привести по солеродным бассейнам Западно-Африканской пассивной окраины (Канарская котловина) и Северо-Американской (Ньюфаундленд) [Шеридан, 1978; Забанбарк, 2000].

На континентальном склоне ЗФИ в районе депрессий Пролива Британского канала и Кембридж выявлены локальные минимумы гравитационного поля в редукции Фая, которые В.В. Верба ассоциировала с соляными диапирами. Позже это предположение подтвердилось результатами плотностного моделирования [Верба и др., 2004].

Теплопроводность каменной соли очень высока. Она в 3–3,5 раза превышает теплопроводность вмещающих терригенных пород. Такой резкий контраст теплопроводности, а также крутые углы наклона границ раздела сред обусловливают перераспределение глубинного теплового потока.

Эффект перераспределения глубинного потока энергии в условиях структурно-теплофизических неоднородностей может проявляться и на полигоне ЗФИ. Станции повышенного теплового потока могли быть измерены над апикальной частью куполов, а станции относительно пониженного – над межкупольными зонами.

Это одна из возможных моделей, объясняющая вариации теплового потока, но для ее подтверждения необходимы результаты детального сейсмического профилирования. Тем не менее высказанная нами версия о связи особенностей теплового потока с соляной тектоникой на исследованной площади должна рассматриваться как вариант, не лишенный оснований, но пока, до получения дополнительных данных, гипотетический и во всяком случае не единственно возможный. Дело, прежде всего, в том, что указанный вывод сделан для другого по своей природе тектонического элемента – осадочного бассейна (получившего название «периокеанического прогиба Брусилова») с аномально низкими (–55 мГл) значениями поля силы тяжести (в редукции Фая), вытянутого вдоль бровки континентального склона (т.е. вдоль границы континент – океан) к северу от о-вов ЗФИ. Он относится к системе структур, маркирующих, по мнению [В. Верба и др., 2004], пассивную окраину континента, и обладает совокупностью характерных для пассивных окраин признаков, включая типичное для них развитие эвапоритов. Желоб Франц-Виктория ориентирован, как и другие желоба внешней зоны Баренцевоморского шельфа, субмеридионально (т.е. в целом ортогонально) простиранию упомянутого бассейна и континентального склона. Наличие эвапоритов здесь

пока не подтверждено. Что касается аномального поля силы тяжести, то оно, в очевидном контрасте с предполагаемым эвапоритовым бассейном (прогибом Брусилова) в зоне континентального склона, близко к нулевым значениям. В работе [М. Верба, 2008] подчеркивается, что прогиб Брусилова не имеет аналогов на прилегающих акваториях. Не отвергая на современном уровне изученности идею о соляной природе наблюдаемой тепловой аномалии, все же в рассматриваемых нами структурах, включая и желоб Франц-Виктория, логичнее видеть элементы иной природы – систему молодых структур, образовавшихся в процессе последнего, новейшего этапа деструкции континентальной коры. Повышенный тепловой поток может служить одним из выражений этого активного ныне, или в недалеком геологическом прошлом, процесса.

Объектом изучения на полигоне «Шпицберген» был желоб Орла (Стурё), простирающийся от архипелага Короля Карла на юге до начала континентального склона Котловины Нансена на севере. Название желоба варьирует в разных источниках. В работе [Лукина, Патык-Кара, 2002] структура носит название «грабен Орла». В то же время она упоминается также под названием «желоб Стурё» по имени расположенного поблизости от него о-ва Стурейа (Storoya) [Мусатов, 2004]. Желоб представляет собой узкую, выраженную в рельефе дна депрессию меридионального простирания. Высота стенок депрессии составляет до 400 м, а дно расположено на глубине 470–520 м и еще более углубляется с выходом к континентальному склону. По простиранию желоб выражен на протяжении почти 200 км при ширине всего 50 км.

Тектоническая природа этой структуры была совершенно не ясна, и в литературе о ней имеются весьма отрывочные данные. Определяющее значение для решения этого вопроса сыграли проведенные в районе желоба геотермические исследования.

Распределение температуры в водной толще полностью аналогично тому, которое описано для полигона «ЗФИ».

В желобе и на его продолжении в пределах континентального склона было выполнено 20 измерений теплового потока (табл. 4.12), принесших, без преувеличения, «сенсационные» результаты. Он составлял от 300 до 520 мВт/м^2, что почти в 10 раз выше уровня фонового теплового потока для Баренцева моря. Идеальная форма записи температуры датчиков в грунте (рис. 4.53) не оставляла сомнений в достоверности полученных результатов. На всех «аномальных» станциях термограммы имеют линейную или близкую к линейной форму. Это свидетельствует о чисто кондуктивной природе измеренного теплового потока. Искривление термограмм, что свидетельствовало бы о конвективной разгрузке глубинного флюида, здесь не наблюдалось.

Имеет ли аномально высокий тепловой поток глубинную природу или это отражение геоморфологических и гидродинамических особенностей придонного слоя? Для проверки достоверности выявленных аномалий мы проанализировали зависимость теплового потока от значения придонной температуры и от глубины моря. Если бы существовала значимая корреляция между тепловым потоком и остальными параметрами, то следовало бы признать влияние экзогенных фак-

Таблица 4.12

Результаты измерений теплового потока на полигоне «Шпицберген» в сентябре 2007 г.

№№ станций	с.ш.	в.д.	Глубина, м	ср.ТП (мВт/м^2)
2523	80,0604	29,3266	330	340
2525	80,0642	29,337	330	338
2526	80,3177	29,4437	440	299
2527	80,409	29,309	430	484
2529	80,4194	29,0828	530	462
2530	80,4456	29,2863	485	438
2531	80,4657	29,2331	465	407
2535	80,2788	29,2516	410	327
2537	81,3974	27,5607	2330	54
2539	81,1018	29,0919	340	474
2541	81,0538	29,3096	310	519
2543	81,325	29,395	1185	118
2544	81,319	29,21	1010	122
2545	81,3221	29,0358	1010	107
2547	81,4142	28,5693	2530	53
2548	81,3908	28,1994	2250	77
2549	81,3944	27,455	2280	69
2550	81,3501	27,4793	1870	89
2551	81,314	27,4789	1400	90
2552	81,2616	27,4984	770	326

торов. В нашем случае значимая корреляция не установлена ни для аномально высоких значений теплового потока, ни для фоновых его значений (рис. 4.54, А, Б). Таким образом, доказана глубинная природа измеренного теплового потока, что позволяет использовать его для расчета глубинных температур.

Аномально высокий тепловой поток характерен для всего желоба Орла и для его продолжения на континентальном склоне вплоть до изобаты 1200 м (рис. 4.55). Только при больших глубинах отмечается снижение теплового потока, хотя и на глубине от 1400 до 1870 м измерены повышенные относительно фоновых значения – 89 и 90 мВт/м^2.

Экстраполяция температур в нижнее полупространство показывает, что на глубине 6,5–7,0 км под дном в желобе могут быть встречены солидусные тем-

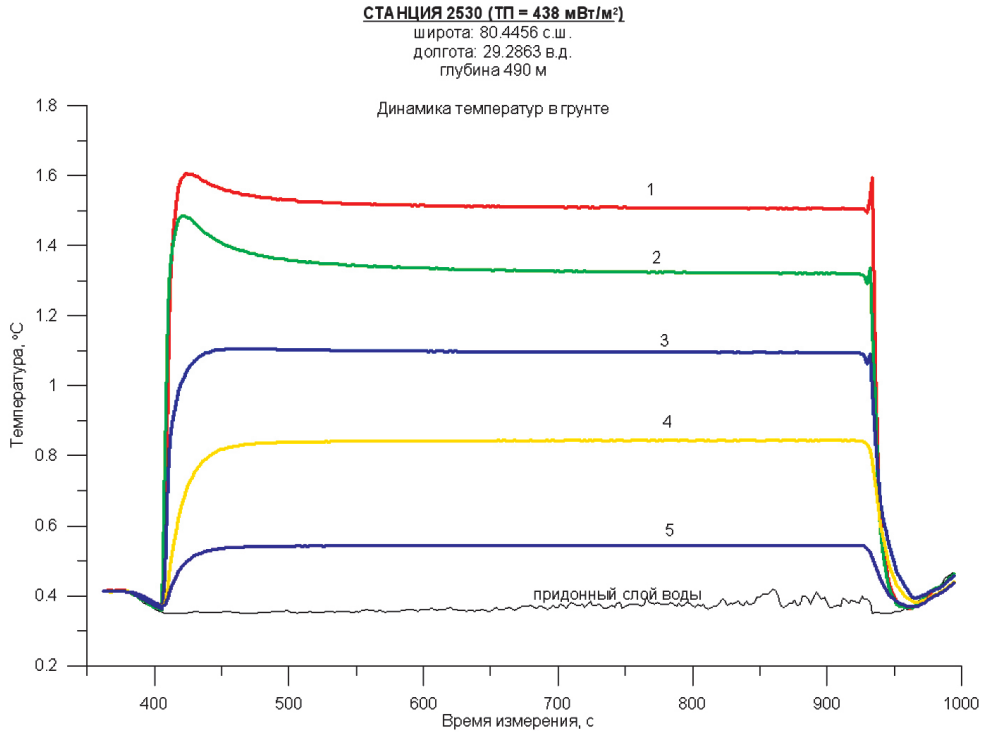


Рис. 4.53. Пример записи температуры датчиков в грунте.
Цифрами обозначены номера температурных датчиков (1 – самый нижний, 5 – самый верхний)

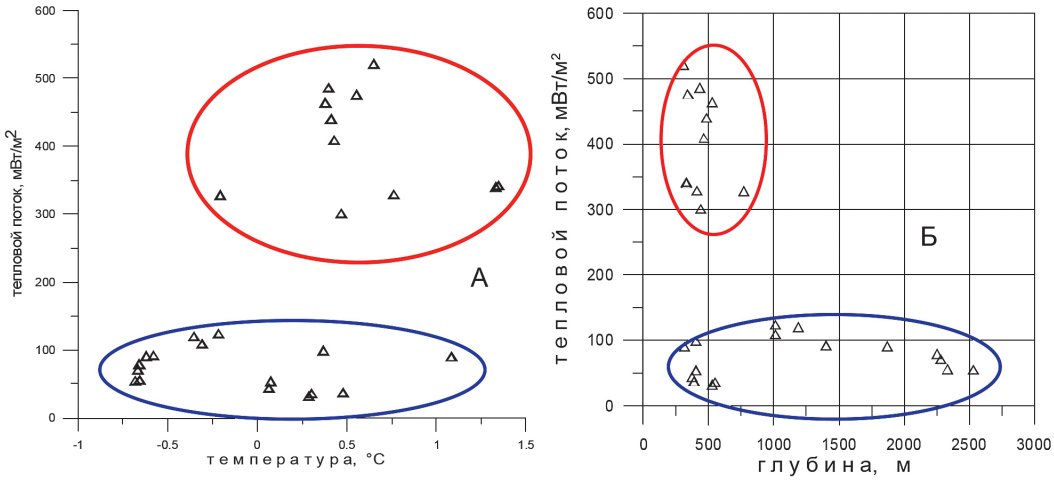


Рис. 4.54. Зависимость теплового потока от придонной температуры (А) и от глубины моря (Б) для фоновых (синий овал) и аномальных (красный овал) значений теплового потока

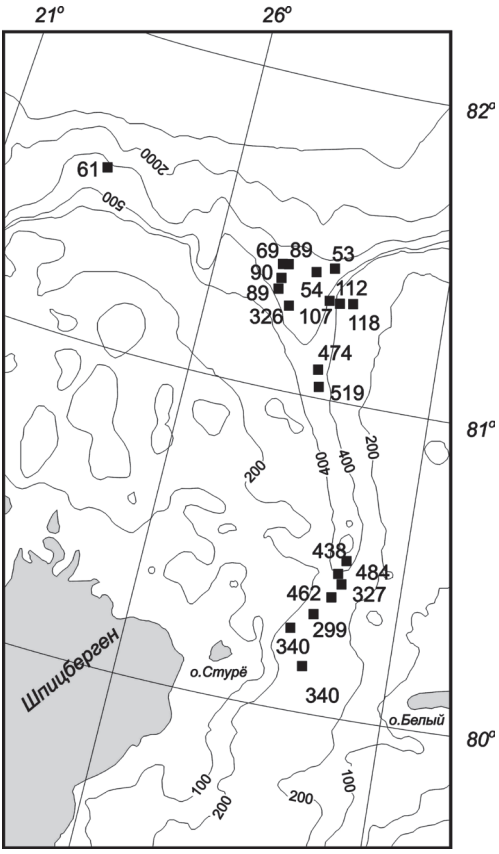


Рис. 4.55. Измерения теплового потока в троге Орла

пературы (рис. 4.56). Это говорит о проникновении деструкции континентальной коры на всю ее мощность и внедрении в фундамент (а возможно, и в нижние слои осадочного чехла) горячего мантийного (?) вещества. Отсутствие признаков конвективной разгрузки глубинного тепломассопотока на дне обусловлено высокой скоростью накопления терригенного и моренного материала, который экранирует проявления зон разгрузки флюидов в придонный слой.

Морфология трога, а также полученные впервые для этой структуры геотермические данные показывают, что желоб Орла имеет тектоническую природу. Это, скорее всего, рифт, затрагивающий земную кору на всю ее мощность и находящийся сейчас в активной фазе развития.

Но полученные данные выглядят еще значительнее, если рассматривать более общую проблему деструкции Баренцевоморской континентальной окраины на фоне других относящихся к этой проблеме явлений.

На северной окраине шельфа Баренцева моря развита система трогов (желобов), выраженных в рельефе дна. Они ориентированы меридионально, ортогонально к краю шельфа и «раскрываются» по направлению к континентальному склону. Кроме трога Орла, это троги Воронина, Святая Анна, Франц-Виктория, а также менее крупные структуры – проливы Британский канал в архипелаге ЗФИ и Хинлопен в архипелаге Свальбард (рис. 4.57). В последние годы все чаще говорят о тектоническом происхождении этих трогов, применяя к ним термины «грабены» или «рифты» [Мусатов, 2004; Богданов, 2004].

Трог Орла из перечисленных крупных депрессионных структур занимает самое западное положение и по своим морфологическим характеристикам близок к структурам меридионального простирания приблизительно такого же масштаба на островах Шпицбергена. На о-ве Западный Шпицберген это система фьордов Бокк-фьорд, Вуд-фьорд и Вейде-фьорд, а также упомянутый пролив Хинлопен. Их продолжение в море, в районе к северу от побережья острова, из-за тяжелых условий мореплавания почти не изучено, но похоже, что они, аналогично желобу Орла (Стурё), выходят в область шельфа и, возможно, континентального склона.

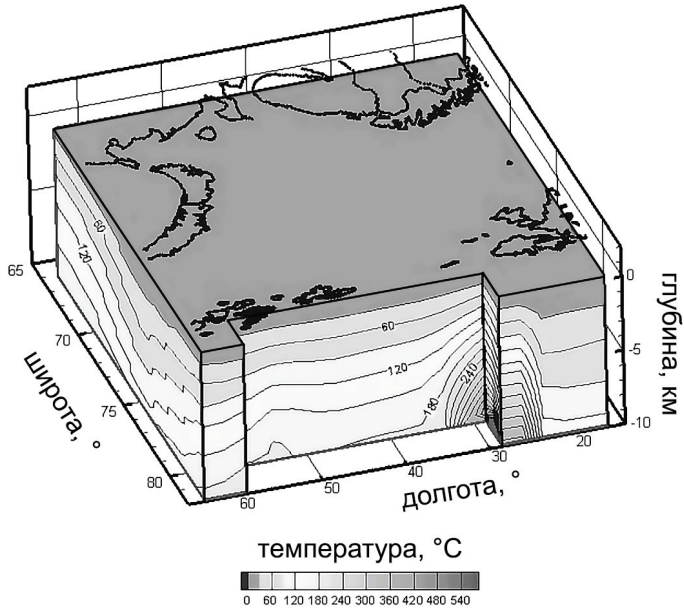


Рис. 4.56. 3D-геотемпературная модель земной коры Баренцева моря (*T*, °C) (вид с севера)

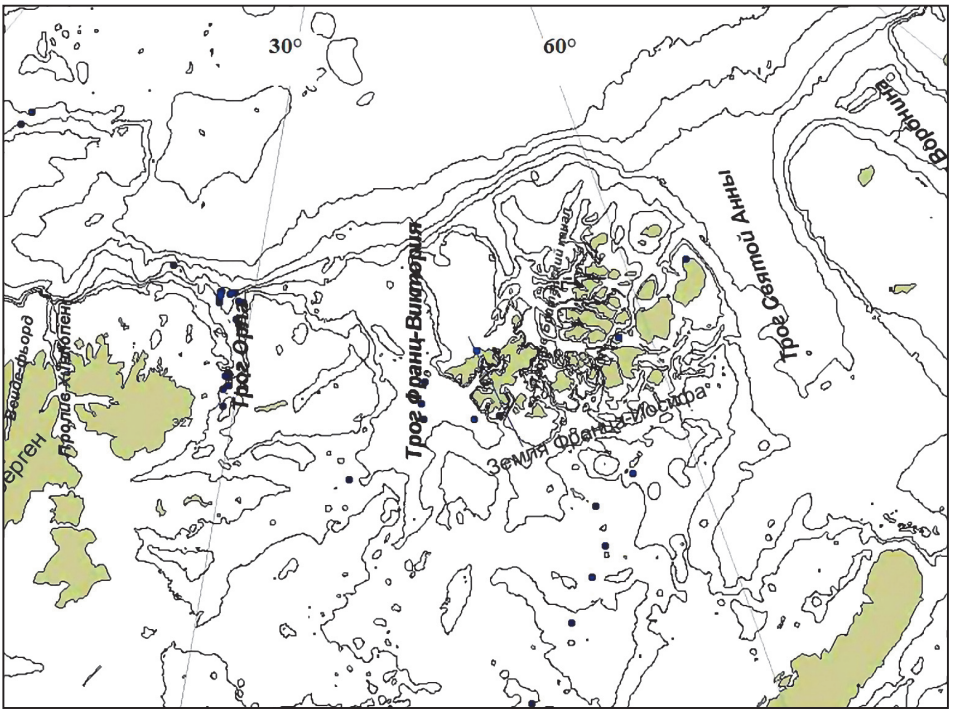


Рис. 4.57. Расположение ортогональных трогов на северной окраине Свальбардской плиты

На карте мощности осадочного чехла, построенной по магнитным данным [Лихачев и др., 2003], на площади к северу от Шпицбергена, приблизительно до широты 82° с.ш., т.е. с выходом уже на борт Котловины Нансена, просматривается, правда с расплывчатыми очертаниями, меридиональная ориентировка отрицательных структур.

Этого же типа нарушения обнаружены на севере о. Северо-Восточная Земля [Попов, Маулини, 2008]. С использованием метода радиолокационного изучения (профилирования) подледного рельефа здесь показано существование узкого трога Рийп-Фьорд, обусловленного разрывами. По заключению авторов, «ледник развивается по разлому, вырабатывая троговую долину»; наличие разлома предполагалось и раньше на основании геологических соображений. Это, по-видимому, еще одна структура (грабен?), стоящая в одном ряду с остальными меридиональными трогами данного сектора Свальбардской континентальной окраины.

Отмеченные структуры, расположенные ортогонально к северной кромке Баренцевоморского шельфа, ориентированы параллельно континентальному склону к западу от Шпицбергена и также параллельно океаническому хребту Книповича, т.е. структурам раскрытия данного сектора Северной Атлантики. Такой структурный план позволяет предположить геодинамическое единство системы океанических (хребет Книповича) и континентальных (Шпицберген) структур.

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

По данным [Евдокимов, 2000], продукты излияний представлены лавами и пирокластикой субщелочных оливиновых базальтов. Возраст наиболее древних извержений по изотопным данным определяется в интервале от 2,7±1 до 2,0±1 млн лет. Самые поздние извержения – совсем недавние: по геологическим данным (вулканогенный материал в морских террасах) они датируются временем 10 тыс. лет. В работе [Сироткин, Шарин, 2006] уточняется время последних двух эпизодов вулканизма в неоплейстоцене–голоцене, второй из которых в районе вулкана Сверре датируется средним голоценом. В этих же районах наблюдается современная гидротермальная активность, выраженная двумя группами ныне действующих термальных источников с обнаруженной Э.М. Прасоловым и И.Л. Каменским заметной примесью мантийного гелия [Гидрогеология..., 1983; а также Б.Г. Поляк, устное сообщение].

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

Ермак получены аномальные значения теплового потока (110–125 мВт/м^2) и есть признаки наличия подводных вулканов. В случае подтверждения этих данных получится убедительная аналогия с наблюдениями в желобе Орла, свидетельствующая о сходных тенденциях развития этих структур.

Интересные в контексте обсуждаемого вопроса данные получены при сравнительном исследовании каменного материала, в основном пород базальтового состава, поднятого при драгировании в океане в осевой зоне и флангах хребта Книповича и неоген-четвертичных вулканических пород северо-западного Шпицбергена [Соболев, Сущевская, 2010]. В эволюции составов базальтов в неогене–квартере имеются признаки утонения или разрушения континентальной коры, отражающие, как и отмеченные выше данные по тепловому потоку, происходящую ныне деструкцию континентальной коры в краевой части шельфа. По данным указанных авторов, главным источником неогеновых магм Шпицбергена был расплав, образовавшийся в условиях мощной континентальной литосферы как результат реакции мантийного перидотита с веществом рециклированной древней океанической и нижней континентальной коры. Но с омоложением возраста (от неогена до современного) в источниках магматизма Шпицбергена, как и хребта Книповича, прослеживается последовательное уменьшение доли пироксенитового («континентального») компонента. Иными словами, наблюдается смещение состава магматических пород Шпицбергена из поля пироксенитовой мантии в случае неогеновых пород, в сторону поля океанической мантии (MORB, фланги и осевая зона хр. Книповича) для четвертичных пород, что, в частности, наглядно видно на диаграмме составов оливина (см. рис. 6 из статьи А.В. Соболева и Н.М. Сущевской). Конечная, на сегодняшний день, стадия этого процесса представлена четвертичными щелочными базальтами Шпицбергена. Эта тенденция объясняется утонением или разрушением континентальной коры (литосферы).

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

Вывод о связи формирования грабенов и всего описанного комплекса тектонических и магматических явлений с событиями плиоцен-четвертичного времени вписывается в представления о геологической истории рассматриваемой области, но также и дополняет её. Неотектоника, четвертичная тектоника, современная тектоническая активность Баренцевоморского шельфа и его внешней зоны, интересующей нас в первую очередь, рассмотрены в многочисленных работах

[Гусев и др., 2003; Крапивнер, 2007; Мусатов, 1989, 1990, 1996, 2004; Шипилов и др., 2003, 2006]; количество ссылок можно было бы многократно увеличить. В развитии области отчетливо выделяется новейшая эпоха (неоген–квартер), предварявшаяся сильной эрозией более древних образований. Комплекс отложений неогена–квартера с угловым несогласием и глубоким размывом залегает на эродированной поверхности донеогеновых пород [Мусатов, 1990]. Неоген или время, непосредственно ему предшествовавшее, ознаменовалось значительными тектоническими событиями в региональном и более общем масштабах. С этим временем связано оформление общего геоморфологического облика территории, включая образование сводово-купольных, по Е.Е. Мусатову, поднятий архипелагов, являющихся реликтами донеогеновой поверхности. К их числу относятся интенсивные дислокации, давно выявленные в западной части Шпицбергена. Для объяснения геодинамических условий их образования рассматривались различные схемы, но в большинстве из них эти дислокации связываются с процессами океанообразования или взаимодействия Гренландского и Свальбардского континентальных массивов.

О высокой интенсивности тектогенеза этого времени, затронувшего кору Шпицбергена, свидетельствует также постседиментационный метаморфизм палеогеновых каменных углей Западного Шпицбергена, для которых, по данным Ю.Я. Лившица, характерна «исключительно высокая степень их уплотненности и значительная (иногда почти до паровично-жирных) степень метаморфизма» [Лившиц, 1973, с. 80]. По этому признаку угленосные отложения Шпицбергена отличаются от одновозрастных (также угленосных) отложений смежных арктических территорий – Канадского архипелага, Новосибирских о-вов и прилегающих частей арктического побережья России и даже Гренландии, где они подверглись интенсивному контактному метаморфизму. К данным, приведенным Ю.Я. Лившицем, добавим, что всё это является признаком интенсивного прогрева коры в послепалеогеновое время.

Вместе с тем в истории новейшей эпохи обособляется последний по времени этап, приблизительно соответствующий четвертичному периоду с особым тектоническим режимом и тектоническим планом (о точных возрастных рамках этого этапа судить трудно: иногда их расширяют до плиоцена–квартера, иногда сужают до позднего плейстоцена-голоцена). С ним, судя по всему, и связано образование системы описываемых грабенов. Покров четвертичных осадков в разных частях Баренцевоморского шельфа представлен разными по возрасту горизонтами. В окрестностях Шпицбергена, например, он начинается с отложений эоплейстоцена [Гусев и др., 2003]. Но в целом и здесь, и на остальной территории он практически повсеместно отделен от нижележащих отложений эрозионной поверхностью. Не менее, по-видимому, значительная, регионально выраженная и вместе с тем наиболее молодая эрозионная граница находится в основании толщи осадков среднего плейстоцена-голоцена.

Получен ряд данных, свидетельствующих об активном тектогенезе плиоцена и четвертичного периода, вплоть до современной эпохи, выразившемся в воздымании территории Баренцевоморского шельфа (и островной суши), сильном размыве

и перестройке тектонического плана. Не претендуя на полноту, укажем некоторые из них. Факт значительной эрозии подтверждается результатами изучения голоценовых донных осадков, поднятых в ряде пунктов (на севере Британского канала – колонка AF-0704 и в желобе Воронина – колонки AF-0708, AF-0716) во время экспедиции НЭС «Академик Федоров» в 2007 г. [Деревянко, Гусев, 2009]. В них, в отложениях голоцена, обнаружены богатые спектры переотложенных спор пыльцы эоцена и неогена. Эти данные указывают на существование морского осадконакопления на Баренцевоморском шельфе в палеогене и неогене и их последующий, вплоть до полного уничтожения, размыв во внешней зоне Арктического шельфа России. Данный вывод согласуется с издавна известными данными по Шпицбергену, свидетельствующими об активизации восходящих дифференцированных поднятий, начавшихся в плиоцене (в миоцене еще существовал седиментационный бассейн) и их резком усилении (увеличении скорости воздымания) в голоцене [Семовский, 1967]. Наблюдения разных лет, включая результаты недавних маршрутных исследований в нескольких районах Шпицбергена [Зыков, Балуев, 2008], да и просто сам факт наличия на Шпицбергене расчлененного альпийского рельефа, с очевидностью показывают, что активная тектоника, с морфологическими особенностями блоковой тектоники, свойственна архипелагу вплоть до сегодняшнего дня.

Интересные данные получены по более южной (центральной) части Баренцевоморского шельфа [Крапивнер, 2007]. Даже в этом, тектонически не самом активном районе шельфа, по геолого-геоморфологическим данным устанавливаются тектонические нарушения с заметными амплитудами смещения. В частности, система нарушений субмеридионального простирания (аналогичного простирания грабенов – желобов) выявлена в области южного продолжения желоба Франц-Виктория. Но особенно примечательно, что «наиболее молодые элементы донного рельефа отчетливо наложены на мезозойские структуры, унаследованные на предыдущем этапе неотектонической активизации». Это указывает «на самостоятельность самой молодой ее фазы, начавшейся, вероятно, 22–25 тыс. лет назад». Датирование этих особенно активных событий поздним плейстоценом-голоценом согласуется с остальным комплексом данных.

По данным [Мусатов, 1990], расчленение северного континентального склона Баренцевоморского шельфа субмеридиональными грабенами (желобами), отражающее общую перестройку тектонического плана, произошло перед плейстоценом. По заключению этого же автора [Мусатов, 1996], возраст осадков в желобах на шельфе не древнее четвертичного.

Таким образом, рассмотренные структуры желобов, или трогов обладают рядом общих черт. Суперпозиция данных по всей их совокупности позволяет создать обобщающую модель их строения, обладающую признаками структур рифтового типа (морфология желобов, структура грабенов на суше, четвертичный, в том числе голоценовый вулканизм, термическая активность, гидротермальная разгрузка, альпийский расчлененный рельеф), т.е. признаками, характерными для процесса современной деструкции континентальной коры. Справедливости ради надо заметить, что современная деструкция континентальной коры предполагалась и ранее,

но для доказательства этого не хватало количественных данных. Обнаружение аномально высокого теплового потока в желобе Орла – решающий аргумент.

В результате выполненных исследований можно, думается, считать закрытым вопрос о природе Баренцевоморской и Свальбардской системы желобов. Материалы по желобу Орла (Стурё) в принципе характеризуют и остальные структуры этого типа. Хотя и с одной существенной оговоркой. Если для западного ряда рассматриваемых структур – желоба Орла (Стурё) и грабенов-фьордов Шпицбергена активность в настоящее время очевидна, то этого нельзя утверждать для восточных желобов – желоба Франц-Виктория и остальных (хотя отмеченные выше признаки повышенного теплового потока в желобе Франц-Виктория, возможно, могут рассматриваться как свидетельство его современной активности). Их тектоническое происхождение и связь с неотектоническими процессами деструкции коры краевых участков шельфа Баренцевого моря весьма вероятны, но главный период их развития, возможно, приходится на немного более раннее время или, напротив, только еще начинается. Заглядывать в будущее – задача неблагодарная, но нельзя исключить и того, что их формирование (иными словами, процесс деструкции коры) на этой стадии завершится. В любом случае обсуждаемые структуры надо рассматривать как рифты (грабены) единой системы, но находящиеся на разных стадиях формирования. Все они морфологически выражены и служат каналами для эрозионной деятельности и транспортировки осадочного материала.

Для выбора правильного варианта необходимы дополнительные, в первую очередь геотермические, наблюдения в желобах, особенно важно получить более полные данные по желобу Франц-Виктория и районам к северу от Шпицбергена.

Кинематическая и геодинамическая ситуация плиоцена и квартера во внешней зоне Баренцевоморского шельфа – в районе Шпицбергена и на остальной территории к востоку от него требует дальнейшего изучения. В реконструкциях необходимо найти место комплексу разнообразных структур на суше (Шпицберген и другие острова) и в акватории, таких как грабены (свидетельствующие о растяжении), нарушения сдвигового характера, входящие в систему Шпицбергенско-Северогренландской зоны сдвига, с которой, вероятно, обусловлено формирование хр. Книповича, и другие структуры сжатия. При этом для корректных построений структурные формы и нарушения требуется «рассортировать» по возрасту, поскольку даже на протяжении неогена–квартера геодинамические условия сильно менялись и суммарная, осредненная картина, скорее всего, не отражает реальную обстановку отдельных этапов. Всего этого пока с необходимой убедительностью не сделано, хотя имеются интересные и важные фрагменты картины, обеспечивающие приближение к истине. Однако для создания завершенных моделей данных в настоящее время не хватает.

Относительно геодинамической обстановки описанного интервала времени существует мнение [Крапивнер, 2007; Шипилов и др., 2006], согласно которому «Баренцевоморская континентальная окраина находится под воздействием двух взаимно перпендикулярных спрединговых хребтов – Книповича и Гаккеля». Наверное, в самой общей форме и для кайнозойской истории в целом это справедливо. Однако на поздних этапах этой истории (какая-то часть миоцена и квартер

или, с полной очевидностью, плиоцен–квартер) и в отношении рассматриваемой группы структур и связанного с ними магматизма влияние хребта Гаккеля, скорее всего, минимально. Первую скрипку, очевидно, играют процессы, вызвавшие формирование хребта Книповича и связанных с ним структур в океанической и континентальной литосфере. Так что приходится пока ограничиваться констатацией признаков высокой тектонической активности, свидетельствующих в целом о деструкции континентальной коры, вовлеченности ее краевых частей в единый механизм с процессами, происходящими в океане (что само по себе, конечно, важно), оставляя более детальную расшифровку на потом.

В данном случае мы имеем дело с особым типом континентальных окраин – типом, который, кажется, не встречается в других местах Мирового океана. По мнению некоторых авторов, высокая интенсивность тектонических процессов сближает Западно-Арктическую окраину с активными окраинами. Так, по словам из работы [Федоров, Мусатов, 1992]*:* «широкое развитие субокеанических впадин и желобов, борта которых сейсмичны, голоценовый вулканизм на краевых архипелагах и наличие пояса приокеанических поднятий дают основания предполагать переходный от пассивного к активному тип материковой окраины в Западной Арктике» (с. 52). Это, конечно, преувеличение: определяющих признаков активной окраины, так же как перехода к ней, здесь нет. Но акцент на перечисленных особенностях поставлен не без оснований: данный тип (или данный участок) пассивной окраины действительно отличается повышенной активностью тектонических процессов.

Шельф Карского моря входит в состав восточной части Западно-Арктической метаплатформы [Сенин и др., 1988]. В строении чехла прослеживается его связь с Западно-Сибирской плитой. Платформенный чехол сложен в основном терригенными породами фанерозоя, мощность которых изменяется от 1,6 (о. Свердрупа) до 14 км (Южно-Карская впадина). Верхняя часть разреза чехла сложена песчано-глинистыми отложениями мела, суммарная мощность которых в депрессионной области составляет более 3 км. Все определения теплового потока выполнены в этих отложениях, за исключением скв. Свердрупа-1, где определения выполнены также по разрезу вскрытой части складчатого фундамента.

Значения теплового потока вычислялись на основе раздельного определения геотермического градиента и теплопроводности для одного и того же интервала глубин [Цыбуля и др., 1994]. Геотермический градиент определялся по данным термокаротажа, выполненного промысловыми геофизиками производственных организаций. Для этого в средней и нижней частях скважин выбирались наиболее представительные интервалы, характеризующиеся максимальной равновесностью температур. Степень «равновесности» оценивалась на основе сравнения с повторным термокаротажом. В скважинах с малой выстойкой (Свердрупа-1, Белоостровская-4) градиент температуры и плотность теплового потока вычислялись по температурам, измеренным при длительной остановке термометра в процессе каротажа на определенных глубинах, в том числе на забое скважин. Температура на подошве слоя вечной мерзлоты или в подстилающих отложениях устанавливалась по данным термокаротажа в выстоявшихся скважинах в процессе

определения мощности мерзлых пород или на начальной стадии бурения конкретной скважины. Экспериментальные данные показали, что градиенты температуры, установленные на основе такой методики, совпадают с градиентами, вычисленными для соответствующего интервала по термограммам с установившимся (равновесным) тепловым режимом [Цыбуля и др., 1994]. Следовательно, ошибка в определении теплового потока обусловливается в большей степени недостаточной изученностью теплопроводности разреза, мощность которого между конечными точками интервала исследований в отдельных случаях может составлять несколько километров. Аналогичный способ оценки теплового потока по температурам нейтрального слоя и забойной температуре практикуется на континентах, где детально изучена структура гелиотермозоны [Гордиенко и др., 1982; Тепловое поле недр…, 1987].

Результаты расчета теплового потока и исходные данные для его получения приведены в табл. 4.13. В графе «теплопроводность» даны поинтервальные средневзвешенные значения параметра с учетом влагонасыщения терригенных пород разреза скважин. Авторы данных [Цыбуля и др., 1994] оценивают относительную погрешность определения теплового потока в 10%.

Таблица 4.13

Результаты определения теплового потока в скважинах на акватории и на островах Карского моря

Скважина	Координаты		Интервал глубин, м	Градиент температуры, мК/м	Теплопроводность, Вт/(м·К)	Тепловой поток, мВт/м^2	
	с.ш.	в.д.				по интервалу	средний
Ленинградская-1	72,3	65,67	1950–2095	36,0	2,03	73	73
			2100–2250	33,3	2,10	70	
			2250–2350	40,0	1,95	78	
Русановская-2	73,38	65,62	1700–2050	35,7	2,10	75	76
			2120–2300	36,1	2,11	76	
Белоостровская-1	73,27	70,28	1455–2485	27,5	1,93	53	54
			2495–2980	30,5	1,84	56	
			3005–3440	29,9	1,80	54	
Белоостровская-3	73,32	70,13	1617–2241	28,8	1,85	53	53
Белоостровская-4	73,28	70,1	340–3293	30,5	1,80	55	55
Свердрупа-1	74,55	79,33	450–2264	29,4	1,79	53	53

Приведенные данные вместе с полученными ранее [Тепловое поле недр..., 1987] не позволяют дать развернутую интерпретацию теплового режима такой

обширной территории. Тем не менее можно провести некоторое районирование теплового потока.

Относительно повышенные тепловые потоки наблюдаются на западном побережье Ямала и в Южно-Карской впадине (выше 70 мВт/м^2). Эти точки приурочены к газовым и газоконденсатным месторождениям: Харасавейскому, Бованенковскому и Крузенштерновскому – на западном побережье Ямала, а также к Ленинградскому и Русановскому – на Карском шельфе. Очевидна связь локализации месторождений углеводородов и повышенных тепловых потоков. Однако мы более подробно эту зависимость будем обсуждать ниже.

Более низкий тепловой поток характерен для Ямало-Гыданской синеклизы (о. Белый), северо-западных склонов Таймыра (о. Свердрупа) и сопредельных континентальных участков п-ова Таймыр [Тепловой поле недр…, 1987]. Таким образом, выявляется связь величины теплового потока с возрастом коры. По мере удревнения коры в восточном направлении, в сторону Сибирской платформы, снижается и тепловой поток.

Абиссальные котловины Северного Ледовитого океана включают блоки разнотипной коры: субконтинентальной, субокеанической и океанической [Пущаровский, 2004]. В пределах Северного Ледовитого океана существует субконтинентальная кора с утоненным гранитно-метаморфическим слоем. Она приурочена к поднятиям Менделеева и Альфа, а также к хребту Ломоносова.

Поднятие Менделеева имеет нелинейное простирание, что объясняется прихотливостью контуров ограничивающих его глубоководных впадин. Длина поднятия почти 2000 км, а ширина меняется от 300 до 900 км. На поднятии Менделеева нет следов ни современной, ни утратившей в прошлом своих черт рифтовой долины, отсутствуют островершинные поднятия, ассоциируемые с вулканами. При измерении углов наклона дна в 70% случаев на площади поднятия получались углы до 2°, в то время как на хребте Гаккеля, например, углы наклона до 2° составляют всего 15%. Типичным для поднятия является широкое развитие глыбово-блоковых структур: вдоль хребта и поперек его обнаруживаются крупные ступени обрушения. Одна из таких ступеней – ущелье Сотрудничества, отделяющее поднятие Менделеева от хребта Альфа (рис. 4.58). В структурно-тектоническом отношении поднятие Менделеева является единой целостной структурой. Оно рассматривается как горсто-глыбовая морфоструктура, своеобразный реликт погруженной части некогда огромной Канадско-Гренландской литосферной плиты [Любимова и др., 1976]. Толщина коры под поднятием оценивается величиной 30–35 км.

Гравитационное поле поднятия имеет черты, характерные для платформенных областей. Перепады значений силы тяжести можно объяснить изменениями мощности осадочного чехла и состава пород фундамента.

Во время зимовок на дрейфующих станциях канадскими, американскими и советскими исследователями был измерен тепловой поток с помощью погружных зондов [Lachenbruch, Marshall, 1966; Taylor et al., 1986; Любимова и др., 1976] (см. рис. 4.58). Тепловой поток на поднятии Менделеева изменяется в пределах 40–65 мВт/м^2 (табл. 4.14), т.е. полностью соответствует фоновым значениям для

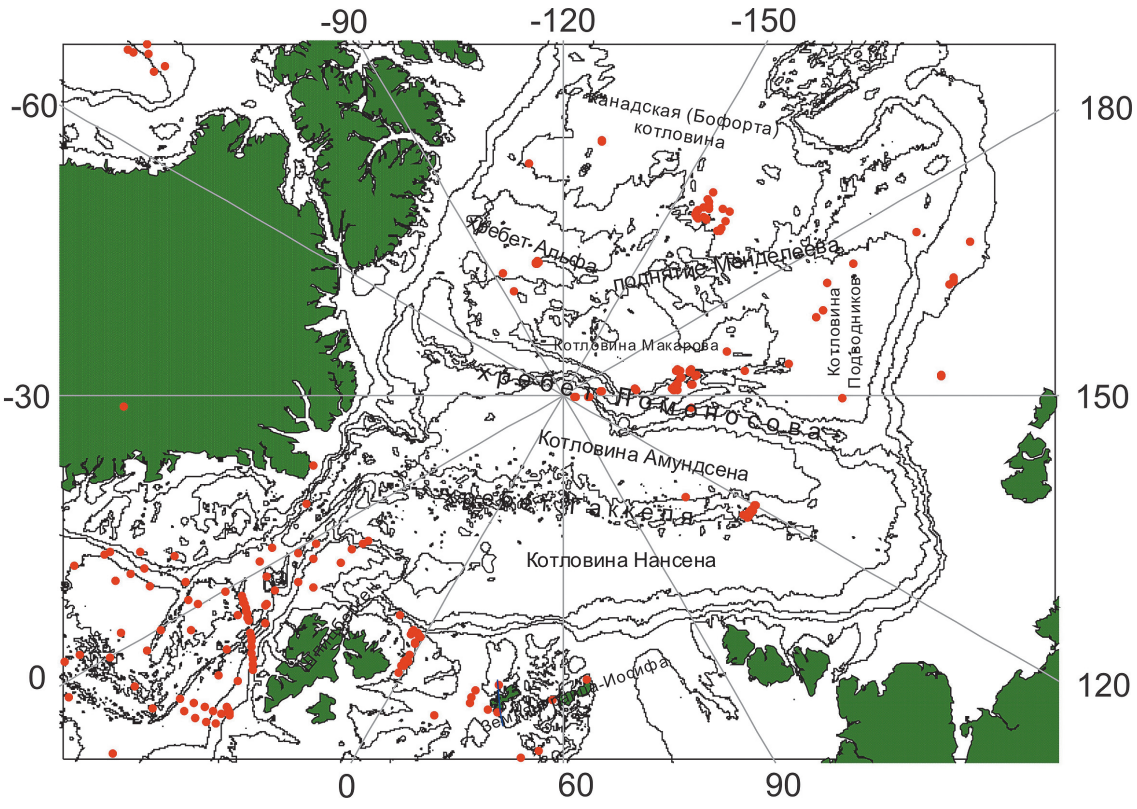


Рис. 4.58. Расположение станций измерения теплового потока (красные точки) в Северном Ледовитом океане

абиссальных котловин и пассивных континентальных окраин Атлантики, не испытавших новейшую тектоническую активизацию.

В отличие от поднятия Менделеева хребет Ломоносова имеет четко выраженный линейный характер. Длина его того же порядка, но ширина существенно меньше – 60–200 км (в части, прилегающей к Канаде, ширина достигает 400–500 км). Вершина хребта плоская, поперечный профиль сундучный. Строение хребта Ломоносова асимметрично. Его склон, обращенный к котловине Амундсена, представляет собой огромный, в общем прямолинейный, уступ высотой около 3 км, что отчетливо видно на батиметрических картах по сгущению изобат. Этот уступ осложнен ступенями сбросового происхождения. Склон, обращенный в сторону котловин Макарова и Подводников, наоборот, характеризуется расплывчатыми очертаниями. Здесь происходит плавная смена субконтинентального типа коры самого хребта субокеаническим, свойственным упомянутым котловинам. На хребте Ломоносова методом ГСЗ выявлены значительные мощности осадочных отложений. В сводовой части хребта обнаружено двухъярусное строение осадочных комплексов [Пискарев, 2004]. Лежащая выше структура образована породами со скоростями сейсмических волн 1,8–2,0 км/с и имеет мощность 0,1–1,6 км.

Подстилающий ее слой со скоростями 3,5–4,6 км/с прослеживается до глубины 2,8–3,0 км. На отдельных участках хребта отмечается угловое несогласие между этими структурными этажами. По мнению [Деменицкая, Киселев, 1968], это свидетельствует о том, что в недалеком геологическом прошлом хребет Ломоносова находился выше уровня моря. Погружение его могло происходить в результате растяжения и утонения земной коры на окраине Евразии вследствие разрастания океанического дна относительно хребта Гаккеля [Грачев, Карасик, 1974]. По-видимому, участок континентальной коры, который в настоящее время образует хребет Ломоносова, до начала раздвижения плит находился в прямом контакте с окраиной Евразийского материка. Об этом, в частности, говорит факт совпадения контуров изобат южной части хребта Ломоносова и континентального склона Баренцева и Карского морей.

Таблица 4.14

Результаты геотермических исследований в глубоководной части Северного Ледовитого океана

№№ станций	Координаты		Глубина, м	Температурный градиент, мК/м	Теплопроводность, Вт/(м·К)	Тепловой поток, мВт/м^2
	с.ш.	в.д.				
Хребет Ломоносова						
С1	85,89	158,44	-960	62	0,84	52
С2	86,36	158,27	-1930	63	0,84	53
С3	86,50	155,66	-1300	51	0,96	49
С4	86,54	154,30	-1260	72	0,88	63
С5	86,60	152,66	-1320	94	0,88	86
С6	86,59	153,41	-1250	68	1,00	70
С7	86,57	154,13	-1230	71	1,00	71
С8	86,60	153,98	-1200	68	0,96	65
С9	86,65	153,61	-1270	106	0,75	84
С10	86,53	155,52	-1300	66	0,80	53
С11	86,00	154,92	-1850	110	0,80	88
С16	88,85	156,12	-2600	58	1,05	61
С17	88,85	155,95	-2700	52	1,13	59
С30	83,00	158,00	-2460	60	0,84	50
С32	81,38	149,28	-2500	60	0,84	50
Котловина Макарова						
С12	86,03	160,81	-3940	68	0,80	54
С13	86,00	161,56	-3820	70	0,75	53

Продолжение табл. 4.14

№№ станций	Координаты		Глубина, м	Температурный градиент, мК/м	Теплопроводность, Вт/(м·К)	Тепловой поток, мВт/м^2
	с.ш.	в.д.				
С14	86,46	162,42	-3990	69	0,80	55
С15	87,79	154,82	-3990	77	0,84	64
С33	84,35	197,68	-3480	62	1,00	62
С34	84,79	164,83	-3545	61	0,92	56
Котловина Амундсена						
С18	89,22	146,11	-4230	82	0,80	65
С19	89,62	144,82	-4290	84	0,80	67
Поднятие Менделеева						
С27	81,58	168,00	-2820	71	0,84	59
С28	81,17	173,00	-1805	64	0,88	57
?	84,58	152,83	-2300	42	1,00	42
?	85,59	131,00	-1560	37	1,00	38
?	85,23	154,36	-1900	40	0,96	39
С29	80,17	174,50	-2670	69	0,96	67
С31	81,83	167,00	-2825	62	0,96	60
С35	86,05	244,67	-1210	71	0,92	65
Хребет Гаккеля						
С20	83,23	118,70	-3525	120	0,88	106
С21	83,24	118,26	-3480	120	0,88	106
С22	83,24	117,95	-3625	40	1,00	40
С23	83,24	117,72	-3840	70	0,96	67
С24	83,25	116,66	-4020	140	0,88	117
С25	83,26	116,39	-4250	150	0,80	120
С26	83,26	116,24	-4325	170	0,84	142

По мере разрастания спрединговой зоны хребет Ломоносова был отодвинут, земная кора котловины Амундсена подверглась утонению и произошло постепенное погружение хребта по мере его удаления от оси спрединга[1]. Толщина коры под хребтом Ломоносова составляет 15–18 км и имеет в своей структуре редуцированный гранитно-метаморфический слой. Таким образом, кора этого хребта

[1] Подобная модель, основанная на независимом анализе теплового потока в зонах деструкции коры на северной окраине Свальбардской плиты, нами описана ниже.

имеет субконтинентальный облик. Хребет Ломоносова асейсмичен, проявлений вулканизма нет, тепловой поток в среднем выше, чем на поднятии Менделеева, но максимально измеренные здесь значения (84–88 мВт/м^2) незначительно превышают региональный фон (см. табл. 4.14).

Типичная субокеаническая кора слагает котловины, примыкающие к Канадскому Арктическому архипелагу, Ломоносовской приполярной зоне, а также котловины Евразийского бассейна СЛО: Амундсена и Нансена. Здесь на океанической коре залегают мощные (несколько км) осадочные (обычно терригенные, но иногда туфогенно-осадочные) отложения. Во всех этих котловинах измерены фоновые значения теплового потока (55–65 мВт/м^2), что может свидетельствовать об одновозрастности котловин и обрамляющих хребтов. Зависимость теплового потока от возраста второго слоя океанической коры, контролируемого идентифицированными магнитными аномалиями, установить не удалось из-за слабой геотермической изученности вкрест хребта Гаккеля.

Совершенно иной характер теплового потока наблюдается на хребте Гаккеля, спрединговом хребте Северного Ледовитого океана. Здесь он аномально высокий (более 100 мВт/м^2), несмотря на медленную скорость спрединга [Грачев, Карасик, 1974]. Магнитное поле вокруг хребта Гаккеля, по данным аэромагнитной съемки, резко отличается от полей окружающих акваторий относительно узким диапазоном изменения амплитуд, устойчивостью длин волн аномалий на большом протяжении. Поле имеет характерную для срединных хребтов полосчатую линейную структуру, что, по мнению А.М. Карасика [1974], доказывает, хотя и медленный (0,5–0,2 см/год), но спрединг океанической коры и дает основание для возрастной идентификации линейных магнитных аномалий.

Широкие возможности для применения новых технологий изучения геологического строения недр и прогноза нефтегазоносности в пределах осадочных бассейнов предоставляют данные вдоль длинных разрезов – геотраверсов, построенных с помощью материалов профилирования МОВ-ОГТ, которое выполнялось в арктических морях силами геофизических экспедиций на протяжении последних 30–35 лет.

Авторы провели геотермическое моделирование вдоль сети геотраверсов в морях Баренцевом, Карском и Лаптевых, а также в Котловине Подводников СЛО с целью определения глубинных температур в земной коре, для оценки глубины залегания температурных интервалов, отвечающих различной степени катагенетической преобразованности органического вещества (ОВ), а также для исследования характерных проявлений геотемпературного поля, контролирующих локализацию известных месторождений газа и газоконденсата. Выявленные закономерности в характере теплового поля на месторождениях углеводородов мы использовали для прогнозирования нефтегазоносности неразбуренных участков Арктического шельфа, каковым, например, является акватория Моря Лаптевых.

Важной особенностью численного моделирования геотермического поля является переход к трехмерным моделям, которые априорно для арктических осадочных бассейнов являются наиболее приемлемыми. На основе таких моделей могут быть построены произвольно ориентированные плоскости-срезы, наилучшим об-

разом подчеркивающие особенности температурного распределения. Фактически, такая методика давно известна под термином «томография».

На первом этапе мы приведем описание результатов двухмерного геотермического моделирования вдоль наиболее характерных геотраверсов в арктических морях: Баренцевом (рис. 4.59), Карском и Море Лаптевых.

Начальные условия эволюционного моделирования вдоль наиболее длинного геотраверса в Баренцевом море (Ковдор–ГСЗ-76) принимались для возраста 300 млн лет назад (средний карбон), когда по геологическим данным [Устрицкий, Храмов, 1984], в южной части Баренцева моря сформировался Южный рифтогенный прогиб северо-западного простирания, разрушивший протерозойскую континентальную кору. Уже начиная с рифея, этот прогиб заполнялся терриген-

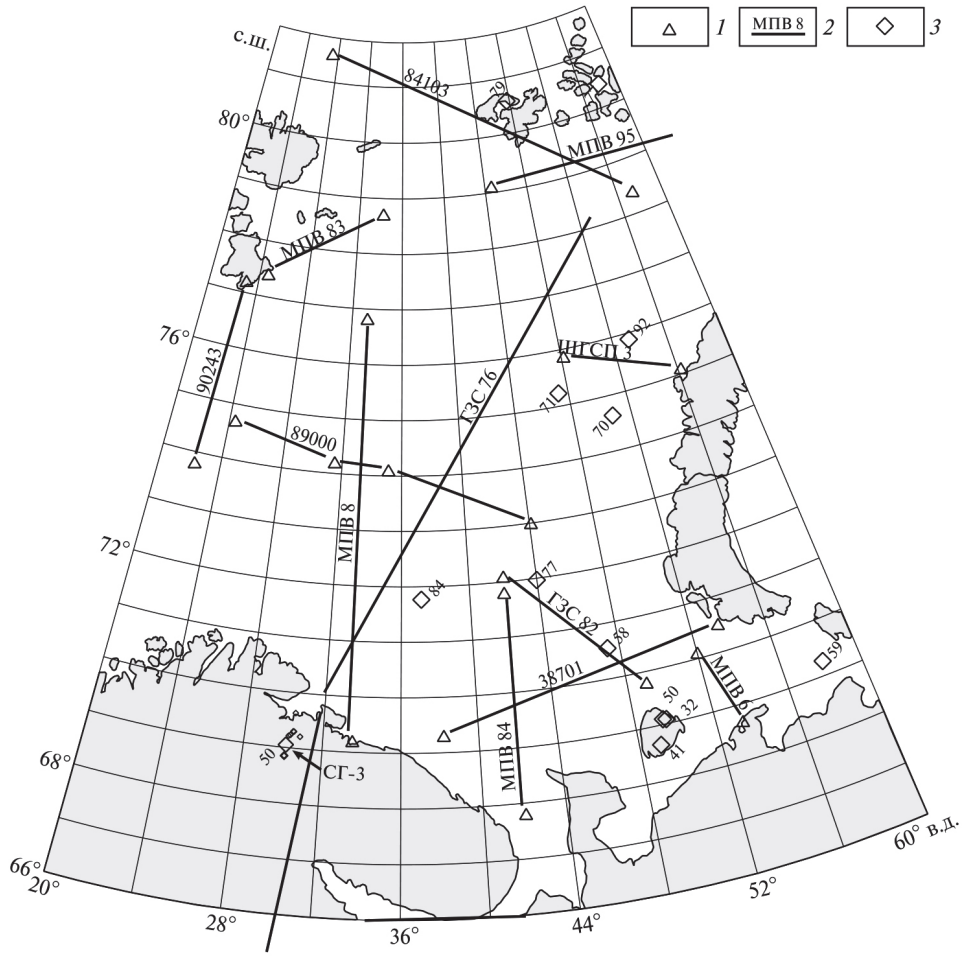


Рис. 4.59. Расположение профилей (геотраверсов) и скважин в Баренцевом море:
1 – конечные точки профилей; 2 – сейсмопрофили и их номера; 3 – скважины, в которых определен тепловой поток, мВт/м²

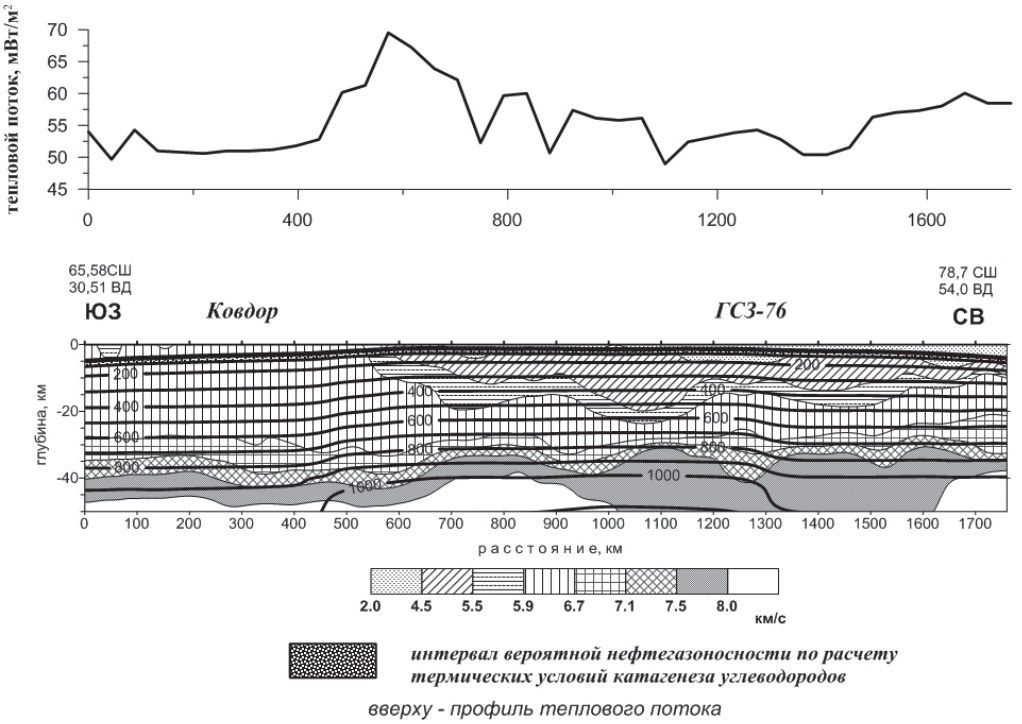


Рис. 4.60. Сейсмотомографический и температурный (А) разрезы вдоль профилей «Ковдор» и «ГСЗ-76».

Вверху – профиль теплового потока (Б); интервал вероятной нефтегазоносности обозначен ажурной штриховкой

ными и карбонатными осадками, отлагавшимися с прогрессирующей скоростью, достигшей к середине палеозоя скорости лавинной седиментации. Этот процесс в конечном итоге привел к становлению верхнего карбонатного палеозойского комплекса, выделенного по данным МОВ-ОГТ. Комплекс характеризуется сейсмическими скоростями 5,4–5,8 км/с и имеет максимальную мощность (до 12 км) в интервале 450–600 км от начала профиля (рис. 4.60). Ниже этого комплекса по данным МОВ-ОГТ интерпретируются блоки «гранитно-метаморфического слоя» с пластовыми скоростями 6,0–6,5 км/с и с мощностью 22–23 км, которые отождествляются с гранитоидами и вмещающими их породами архея – нижнего протерозоя Балтийского щита. Этот слой резко уменьшается в мощности в 500–600 км от побережья Кольского п-ова, что можно считать переходом к субокеаническому облику коры.

Постепенно в северо-восточном направлении, судя по сейсмическому разрезу, увеличивается доля базальтов и гипербазитов по сравнению с гранитно-метаморфическими породами и мощность терригенных мезозойско-кайнозойских осадков. Толщина коры уменьшается с юга на север от 40 до 35 км [Поселов и др., 1996]. Мощность литосферы по сейсмическим данным не определена, но из

теоретических соображений и по аналогии с другими зонами перехода от континентальной к океанической коре можно предположить, что в южной части профиля она составляла 150 км, а севернее уменьшалась до 100–120 км.

В термической модели для этого времени был принят разрез литосферы, состоящий из четырех теплофизических слоев [Подгорных, Хуторской, 1998]: нижний слой – «верхняя мантия» с температуропроводностью 10^{-6} м^2/с и теплопроводностью 3,2 Вт/(м·К). Мощность этого слоя составляла 100 км. Выше залегал слой «коро-мантийной смеси», или нижней коры (?) мощностью 15 км; для него были взяты температуропроводность $8 \cdot 10^{-7}$ м^2/с и теплопроводность 2,9 Вт/(м·К). Гранитно-метаморфический слой имел температуропроводность $5 \cdot 10^{-7}$ м^2/с и теплопроводность 2,5 Вт/(м·К). Такие значения характерны для перечисленных слоев пород и традиционно принимаются в термических моделях. Самый верхний слой – карбонатные консолидированные осадки – характеризовался в модели температуропроводностью $4 \cdot 10^{-7}$ м^2/с и теплопроводностью 2,3 Вт/(м·К). В модели задавались граничные условия первого рода: температура на поверхности принималась 1 °С (температура придонной воды), а на подошве литосферы – 1250 °С. Внутри гранитно-метаморфического слоя учитывалось тепловыделение радиогенной природы, а в мантии для соответствующего интервала профиля – рифтогенной природы (*Fi*). Интенсивность источников задавалась нормированной по величине ($c \cdot \rho$) вещества, т.е. $Fi = Q/(c \cdot \rho)$, где Q – интенсивность тепловыделения в единице объема (в Вт/м^3). Мощность радиогенного тепла была определена на основании измерений концентрации в породах Балтийского щита долгоживущих изотопов ^{238}U,^{232}Th и ^{40}K [Смыслов и др., 1979], и ее нормированное значение *Fi* составляло $3{,}5 \cdot 10^{-13}$ К/с. Нормированная мощность источника рифтогенной природы (астеносферного выступа) рассчитывалась из предположения, что в позднем палеозое она была такой же, как в современных континентальных рифтах, например в Байкале [Зорин, Осокина, 1981], в рифте Рио-Гранде [Crough, Thompson, 1976] или в Кенийской зоне [Fairhead, 1976], и составляла $12 \cdot 10^{-13}$ К/с. Начальные температуры в модели рассчитывались из решения одномерного стационарного уравнения Пуассона для слоистой модели с внутренними источниками только радиогенной природы и с указанными выше теплофизическими характеристиками и толщиной слоев. Термический источник рифтогенной природы «включался» на первом этапе моделирования. Шаг временной дискретизации на первом этапе моделирования составлял 50 млн лет, т.е. в результате выполнения первого шага была зафиксирована термическая структура литосферы для времени 250 млн лет тому назад. Полученные температуры в разрезе литосферы считались начальными для следующего этапа расчета нестационарного процесса, продолжительность которого была также 50 млн лет, но на этом этапе был «выключен» источник рифтогенной природы, так как известно, что время жизни континентальных рифтовых систем не превышает 40 млн лет [Милановский, 1976], а вероятнее всего – меньше 30 млн лет. После выполнения второго шага модель отражала термический режим для 200 млн лет назад (граница среднего и позднего триаса).

На этом шаге были изменены параметры модели. Если на первых двух временных шагах разрез включал всю литосферу, то для возраста 200 млн лет нижняя

граница разреза была ограничена глубиной 70 км, установленной по данным ГСЗ. На этой глубине задавался тепловой поток, определенный на предыдущем этапе расчета. Он изменялся вдоль профиля от 34 до 40 мВт/м^2.

На разрезе коры геологическое строение отражено более детально. В модели учитывалась блоковая структура разреза, выраженная в наличии субвертикальных изгибов пластов на контакте пород гранитно-метаморфического комплекса с метаморфизованными осадочными отложениями палеозоя и базальтов с гипербазитами в юго-западной части профиля (интервал 100–200 км). Эти блоки контактируют по разломным или флексурным зонам, возникшим, судя по возрасту осадочных пород, не позже среднего палеозоя. Такой возраст дислокаций позволяет предположить отсутствие в них современных проницаемых зон, по которым осуществляется тепломассоперенос, поэтому разломы и флексуры моделировались только как границы контрастных теплофизических сред.

В результате расчета данной теплофизической модели с шагом дискретизации 80 млн лет было получено распределение температур в земной коре Баренцевоморского региона для времени 120 млн лет (граница раннего и позднего мела) (рис. 4.61). Обращают на себя внимание две зоны искривления изотерм в интервалах 0–150 и 300–500 км по длине профиля. Их природа связана с наличием изолированных линз гранитно-метаморфических пород среди более мафических слоев. Пониженная теплопроводность гранитов по сравнению с базальтами и ультрабазитами и сложная геометрия слоев разреза обусловливает рефракцию глубинного теплового потока. Его плотность уменьшается на краях тел относительно пониженной теплопроводности из-за «обтекания теплового потока», но увеличивается в пространстве между ними, так как энергия идет «по пути наи-

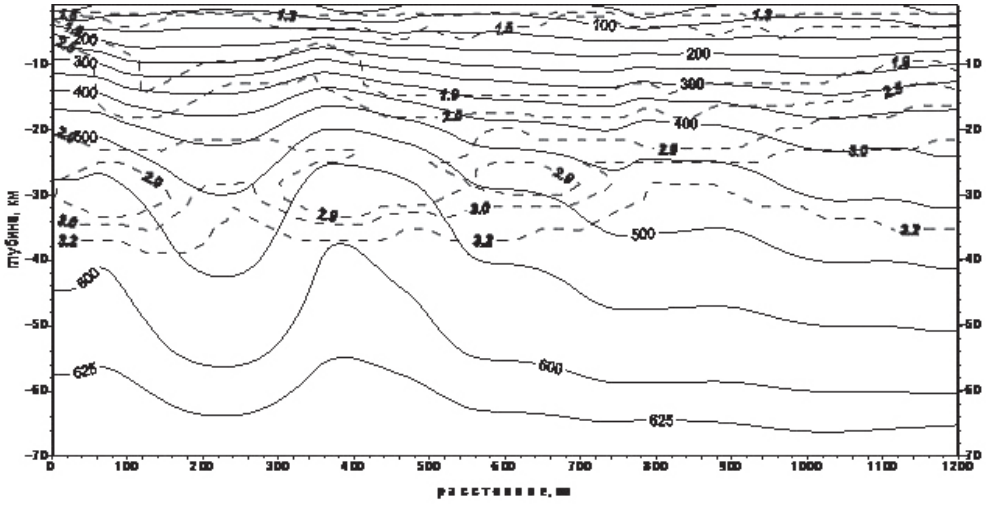


Рис. 4.61. Температурный разрез (°С, сплошные линии) и распределение теплопроводности (Вт/(м·К), пунктирные линии) вдоль профиля ГСЗ-76 для времени 120 млн лет назад

меньшего сопротивления». Это явление хорошо известно в теории потенциала и не требует дальнейших пояснений. Здесь уместно заметить, что практически все искажения глубинного теплового потока, отмеченные по результатам моделирования, связаны со структурно-теплофизическими неоднородностями разреза. Влияние рельефа морского дна как фактора, вызывающего искривление изотерм и искажение глубинного теплового потока, для данного профиля пренебрежимо мало по сравнению с вышеописанным эффектом.

Оценка значений палеотемператур и теплового потока для этого времени весьма важна для прогнозирования глубины и конфигурации слоя нефтегазонакопления, так как возраст углеводородных залежей в южной части Баренцева моря оценивается как позднеюрский-раннемеловой.

Следующий временной шаг рассчитан для возраста 60 млн лет (эоцен). В это время не происходило каких-либо структурных перестроек, кроме продолжающегося осадконакопления терригенных толщ. Но скорость осадконакопления для этого времени настолько низка, что сам процесс, как показали расчеты, не искажает глубинный тепловой поток. Следовательно, тепловое поле для этого момента отражало только релаксационные явления после воздействия позднепалеозойского термического источника. Распределение температур и тепловых потоков для этого времени близко к тому, которое было получено для 120 млн лет. Это говорит о том, что геотермическое поле становится квазистационарным, т.е. динамика его изменения во времени прекращается. Положение изотерм катагенетического температурного интервала (110 и 160 °С) осталось на той же глубине, что и для предыдущего временного шага, т.е. от 4 до 5,5 км и от 4,5 до 6,5 км соответственно. Таким образом, приблизительно в конце позднего мезозоя в данном регионе установилось стационарное тепловое поле. На это же время указывают и геологические данные [Верба, Шаров, 1998], свидетельствующие о том, что в юре и позднее, с уходом рифтогенной активности за пределы Баренцево-Карской плиты, на всей ее площади устанавливается пострифтовый этап эволюции.

Современная термическая структура получена для следующего временного шага (0 млн лет). Профиль рассчитанного теплового потока на поверхности повторяет изгиб изотерм (см. рис. 4.61). Он достигает максимальных значений 65–67 мВт/м^2 в интервалах L = 500–700 км и приурочен к выступам гранитно-метаморфических пород, кровля которых по сейсмическим данным расположена на глубине 4–6 км под поверхностью дна. Полученный по результатам моделирования фоновый тепловой поток составляет 54 мВт/м^2. Это значение оценивается путем осреднения рассчитанных по профилю тепловых потоков. Доказательство справедливости этого утверждения мы привели выше.

На трансбаренцевском геотраверсе репером для сравнения наблюденных и «модельных» значений теплового потока являются результаты геотермических измерений по скважине СГ-3 в Печенгской мульде и по скважинам на островах Баренцева моря. Измерение в СГ-3 проведено высокоточной аппаратурой в условиях равновесных (выстоявшихся) температур в стволе скважины, неоднократно повторялось и сопровождалось измерениями в «скважинах-спутниках» [Березин, Попов, 1988; Милановский и др., 1986]. Это позволяет говорить о том, что по-

лученное в этой скважине значение теплового потока может являться реперным и с ним следует сравнивать результаты «модельного» расчета геотермического поля на юго-западном конце профиля. Значение теплового потока, измеренное в верхних 7 км ствола скважины, составляет 38–40 мВт/м^2. Ниже 7 км наблюдается постепенное увеличение измеренного теплового потока до 50–55 мВт/м^2. Эти значения считаются адекватными глубинному фоновому тепловому потоку, а некоторое его понижение в верхней части разреза интерпретаторы связывают с изменением гидродинамической обстановки в скважине в большей степени, и с влиянием палеоклиматических колебаний в меньшей степени. Таким образом, полученные нами «модельные» значения теплового потока вблизи поверхности хорошо согласуются с оценками фонового теплового потока в скважине СГ-3. Заметим, что подобные же величины потока характеризуют весь клин континентальной коры. Отсюда следует, что если нами использованы правдоподобные структурные и теплофизические разрезы, то и значения глубинного теплового потока вдоль профиля близки к истинным.

Совпадение полученных из моделирования значений теплового потока и измерений отмечается также для скважин на о-ве Колгуев, где в скв. Бугринская-1 и Песчаноозерская-33 получены тепловые потоки 41–47 мВт/м^2, а в скв. Песчаноозерская-1/4 – 50 мВт/м^2 [см. табл. 4.9]. Хотя эти скважины лежат вне профиля наших исследований, полученные данные говорят о правильной оценке фонового теплового потока.

Таким образом, фоновый тепловой поток на акватории Баренцева моря выше, чем тепловой поток, характеризующий докембрийские структуры Балтийского щита. Это объясняется более молодыми (рифейско-палеозойскими) термическими источниками рифтогенной природы под акваторией по сравнению со смежными участками суши и, следовательно, более поздним прекращением активных тектонических и термических процессов. Время прекращения рифтогенной активности постепенно смещается к северу, проявляясь до настоящего времени на краю Баренцевоморского шельфа в описанных выше трогах.

Теплофизические свойства слоев и параметры моделирования были универсальны для всех профилей, что обусловливалось универсальностью сейсмических скоростей и сейсмотомографической интерпретации этих толщ.

Глубинное сейсмическое профилирование в двухсудовом варианте (ШГСП) позволило впервые получить достоверную информацию о строении земной коры Баренцевоморского региона на всю ее мощность. Важно то, что в отличие от ГСЗ, КМПВ и глубокого параметрического бурения наблюдения за отражающими горизонтами, а значит геометрией границ раздела сред, велись непрерывно.

Наиболее полной информацией о строении региона в целом обладает профиль «Ковдор-ГСЗ-76» как самый протяженный, пересекающий весь регион с юго-запада на северо-восток, от Кольской суши до архипелага ЗФИ. Протяженность профиля превышает 1500 км (см. рис. 4.61).

На профиле отчетливо видно, что под дном Баренцева моря присутствует весь разрез фанерозоя, причем наибольший объем и полнота разреза отмечаются для системы глубоких Южно- и Северо-Баренцевских впадин вместе с разделяющей

их Лудловско-Лунинской перемычкой. Максимальная мощность фанерозойского разреза наблюдается в Южно-Баренцевской впадине (до 22 км). Несколько меньше цифры, до 18 км, для перемычки и для Северо-Баренцевской впадины. На бортах Баренцевского мегапрогиба мощность чехла значительно сокращается. Для ЗФИ она уменьшается до 10–11 км. При этом следует учитывать, что основной объем осадочной толщи здесь приходится на мощнейшие пермско-триасовые морские сероцветные отложения. К Кольской суше на южном конце профиля осадочный чехол сокращается до 3 км и менее.

Впервые ШГСП показало, что наибольшие мощности палеозойских толщ наблюдаются именно в Баренцевском мегапрогибе (до 10 км в будущей Южно-Баренцевской впадине). На бортах прогиба мощность палеозоя резко сокращается до 1–3 км. На отдельных участках профиля удается выделить до пяти сейсмофациальных комплексов в палеозойской части разреза. Профиль однозначно указывает на существование в палеозое обширного бассейна морского осадконакопления. Об этом же свидетельствует увеличение мористости отложений к центру бассейна, существование на его палеобортах в ранней перми рифов и отсутствие синхронных карбонатных пород в глубоководной центральной части. Практическое отсутствие вариаций суммарных мощностей палеозойских толщ в мегапрогибе указывает на его простую ретроспективную форму и огромные размеры по этому сечению профиля.

Тепловой поток, определенный с помощью моделирования, косвенно указывает на относительную выдержанность палеозойских и нижележащих толщ вдоль этого профиля. Он в среднем не отличается от фоновых значений (выше было дано определение фонового значения для этого профиля – 54 мВт/м^2), изменяясь от 51 до 67 мВт/м^2. Наибольшие значения вдоль профиля приурочены к зоне выклинивания терригенно-карбонатной толщи на краю континента, что объясняется структурным эффектом – рефракцией глубинного потока тепла относительно низкотеплопроводных пород. У нас нет оснований говорить о значительной роли конвективного тепломассопереноса ниже глубины сезонных колебаний температуры. Таким образом, тепловой поток здесь чисто кондуктивный, а его незначительные вариации можно связать со структурно-геологическим фактором.

Весьма информативен короткий профиль ШГСП-3, который иллюстрирует зону сочленения арх. Новая Земля с восточным бортом Лудловско-Лунинской перемычки [Поселов и др., 1996; Верба, Шаров, 1998]. Здесь выделено три блока, соответствующих с запада на восток восточному борту мегапрогиба, Адмиралтейскому валу и прогибу Седова (рис. 4.62). Наиболее полный разрез осадочного чехла установлен для восточного борта мегапрогиба. Здесь отмечается только нижняя консолидированная кора и линзовидная аномалия в мантии. Совсем другая картина наблюдается на Адмиралтейском валу, где осадочный чехол редуцирован. Второй структурный этаж чехла представлен только нижним триасом (здесь пробурена скважина), а III этаж выполнен, вероятно, только девон-карбоновыми отложениями. Это подтверждает возможность существования в течение раннего-среднего палеозоя непосредственно к западу от Новой Земли обширной области воздымания [Устрицкий, Храмов, 1984]. И только к франскому веку она была

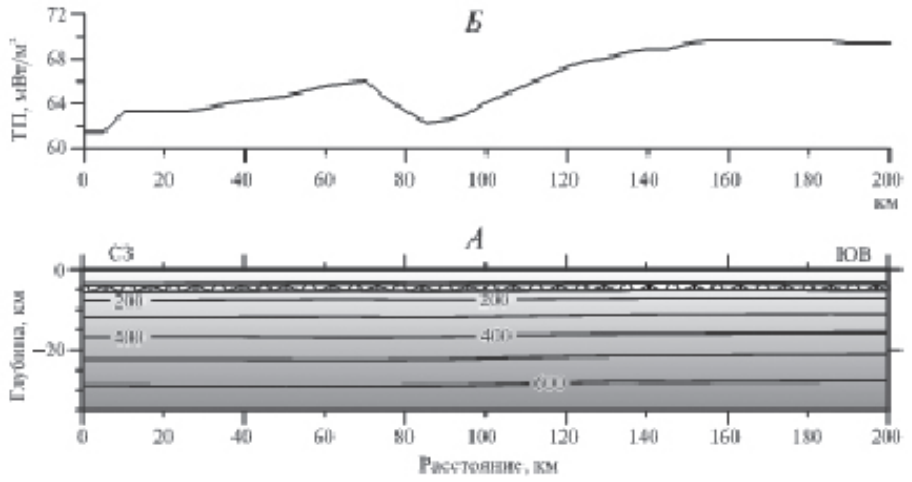


Рис. 4.62. Температурный разрез (А) вдоль профиля ШГСП-3 и профиль теплового потока (Б)

вовлечена в прогибание. В прогибе Седова разрез палеозоя уже более полный. Оба восточных блока (соседствующих с Новой Землей) объединяют субконтинентальный тип кристаллической коры и погружение поверхности М под архипелаг Новая Земля.

Температурный разрез и профиль теплового потока здесь весьма характерны для зон сокращения (или выклинивания) осадочного чехла, что наблюдается по сейсмическим данным на Адмиралтейском валу. Тепловой поток монотонно возрастает от Лудловско-Лунинской структуры (63–64 мВт/м^2) в сторону Адмиралтейского вала (68–70 мВт/м^2), т.е. увеличивается вдоль профиля на 10%. Это характерно для областей, где низкотеплопроводные осадочные породы сменяются более теплопроводным метаморфическим комплексом.

Профиль 38701 интересен прежде всего четкой стратификацией нижнего структурного этажа осадочного чехла на четыре сейсмофациальных комплекса. Здесь в основании чехла впервые выделены слоистые рифейские толщи между рефлекторами Ко и VI в пределах обширного Западно-Кольского прогиба. Мощность рифея в наиболее погруженных частях прогиба достигает 4 км. Выше рифея плащеобразно залегают четко слоистые кембрийско-силурийские карбонатные отложения. Их мощность выдержана по разрезу и не превышает 1,5–2,0 км. Следующий грабеновый комплекс отнесен к раннему-среднему девону. По профилю к центру прогиба девонские толщи образуют сигмовидные тела бокового наращивания, достигая 5–6 км мощности в наиболее погруженных участках. Выше снова трансгрессивно относительно тонким слоем ложатся послефранские осадки. Их мощность не больше 1,5–2 км.

На границе Кольско-Канинской моноклинали с Западно-Кольским прогибом установлена узкая, всего 10 км шириной, ограниченная глубинными разломами зона дислоцированных толщ, вероятно, являющаяся северо-западным фрагментом

продолжения Тимано-Печорских байкалид. Верхнерифейские толщи разбиты многочисленными разломами позднебайкальского возраста. Примечательно, что практически отсутствуют блоковые перемещения по разломам.

Наиболее полный разрез осадочного чехла наблюдается исключительно в прогибе, что свидетельствует о его древнем заложении. На смежных поднятиях (Кольско-Канинской моноклинали и Мурманском массиве) разрез чехла редуцирован, и прежде всего за счет выпадения из разреза, либо сокращения мощности грабеновых комплексов рифея и девона. Это относится и к мощным пермско-триасовым толщам следующего структурного этажа, которые накапливались в Западно-Кольском прогибе в повышенном объеме.

Полученный в результате моделирования геотермический разрез (рис. 4.63) показывает удивительную симметрию распределения температур и тепловых потоков относительно Кольско-Канинской моноклинали и Мурманского массива. Ограничивающие эти антиклинальные структуры впадины характеризуются относительным понижением теплового потока (до 58–60 мВт/м^2) по сравнению с тепловыми потоками на Кольско-Канинской структуре (68–69 мВт/м^2). В температурном поле мы видим «термический купол», отчетливо проявляющийся на глубинах 10–20 км. Все эти особенности распределения геотермических полей – результат пертурбации глубинного тепла в условиях структурно-теплофизических неоднородностей.

Структура западной части моря изучена на основании интерпретации профилей глубинного сейсмического профилирования МПВ-83, МПВ-8 и 90243.

Профиль МПВ-83 в своей юго-западной части проходит через Свальбардскую антеклизу, пересекает вал, разделяющий эту структуру и Баренцево-Северокарский

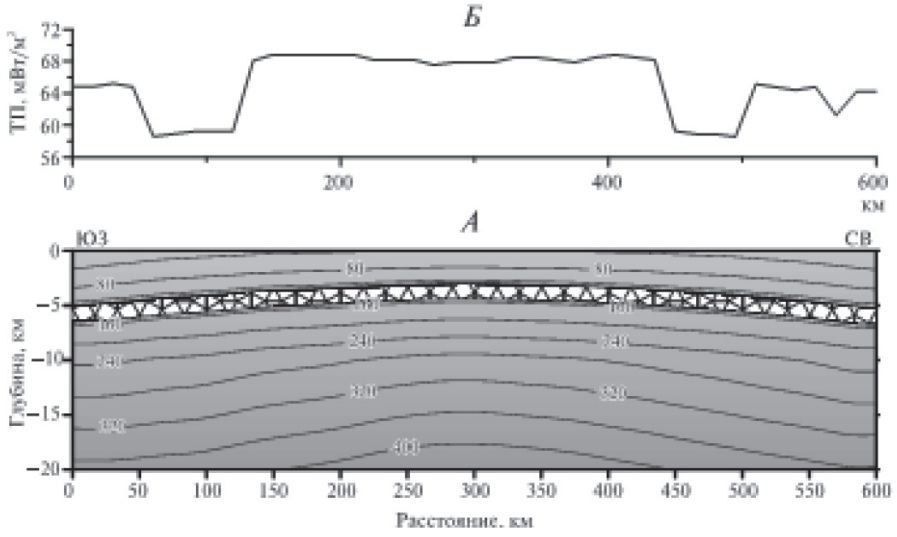


Рис. 4.63. Температурный разрез вдоль профиля 38701.
Вверху – профиль теплового потока

мегапрогиб, и далее идет по этому мегапрогибу, но вдоль его простирания располагается палеогеновый рифтогенный прогиб, в основании которого находится неоком-эоценовый рифтовый комплекс. Вдоль всего прогиба наблюдается выдержанность мощности терригенно-карбонатного комплекса и его плавное опускание с глубины 3–4 км в юго-западной части профиля до глубины 5–7 км – в северо-восточной. Можно говорить о том, что расположение данного профиля по простиранию основных структурно-неоднородных объектов обусловило субгоризонтальную картину сейсмогеологических границ (рис. 4.64).

Как известно, явление рефракции теплового потока происходит только при сосуществовании двух факторов – при наличии контраста теплофизических свойств и в присутствии структурно-геологических неоднородностей, т.е. отклонении от «плоско-параллельного» разреза. В данном случае мы наблюдаем однородность теплового потока вдоль профиля (см. рис. 4.64). Его значения составляют 59–60 мВт/м^2, и лишь в местах куполообразных поднятий терригенно-карбонатного комплекса (интервалы 0–50 и 180–230 км) наблюдаются незначительные, менее 10% от фоновых значений, отклонения теплового потока. Этот профиль не обеспечен фактическими измерениями температуры и теплового потока в скважинах, поэтому рассчитанные в модели абсолютные величины тепловых потоков можно считать условными, хотя относительная картина вариации его значений вдоль профиля может измениться, по-видимому, только при пересмотре результатов сейсмической интерпретации.

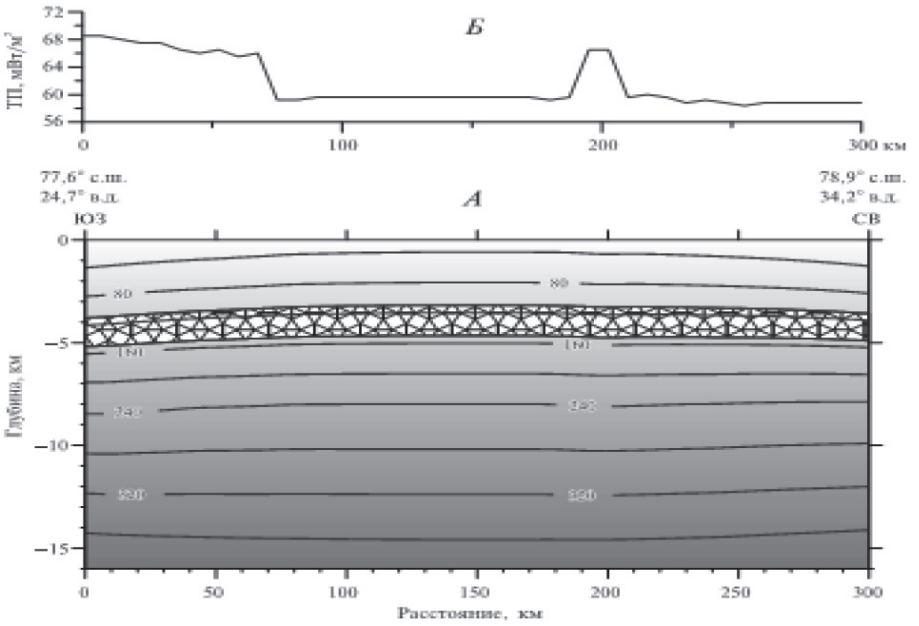


Рис. 4.64. Сейсмотомографический и температурный (изолинии, °С) разрезы вдоль профиля МПВ-83.

Вверху – профиль теплового потока

Меридиональный профиль МПВ-8 имеет длину около 1000 км и пересекает весь Баренцевский мегапрогиб. Он имеет общие точки с профилями ГСЗ-76 и ШГСП-89000, поэтому результаты структурных построений и геотермического моделирования в точках пересечения были сопоставлены для разных профилей и показали весьма близкую сходимость (см. рис. 4.59).

Температуры рассчитаны до глубины 30 км, где они составляют более 700 °С (рис. 4.65). Картина изотерм и профиль теплового потока отражают конфигурацию терригенного и терригенно-карбонатного комплексов, однако пространственные вариации теплового потока по абсолютным величинам незначительные. Так, тепловой поток на протяжении такого длинного профиля колеблется в пределах всего 55–65 мВт/м^2, что в общем-то обусловливается и слабым контрастом теплофизических свойств, и отсутствием резких структурных неоднородностей, и малой скоростью осадконакопления. Измеренные вдоль профиля три станции теплового потока имеют значения 53, 62 и 68 мВт/м^2, т.е. практически полностью совпадают с модельными величинами.

Мы рассмотрели результаты двухмерного моделирования для некоторых сейсмических профилей, характеризующих западную и восточную части Баренцева моря. Все эти результаты были использованы в дальнейшем для проведения трехмерного моделирования геотермического поля.

Новым подходом к анализу двухмерных геотермических моделей явилось использование сейсмогеологических профилей, построенных как по данным МОВ-

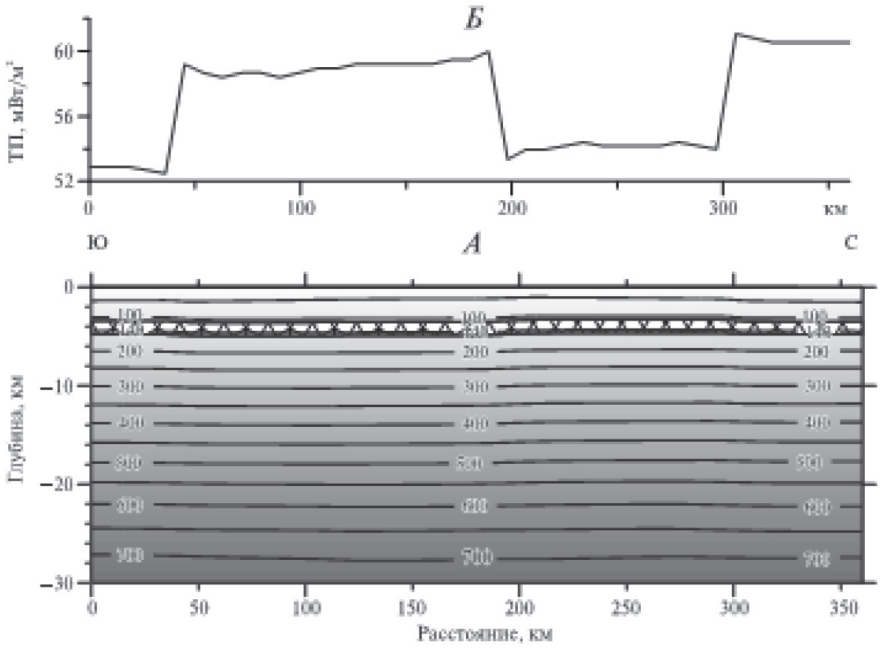


Рис. 4.65. Температурный разрез (изолинии, °С) вдоль профиля МПВ-8. Вверху – профиль теплового потока

ОГТ, так и с учетом материалов бурения скважин на шельфе и архипелагах Баренцева моря (рис. 4.66).

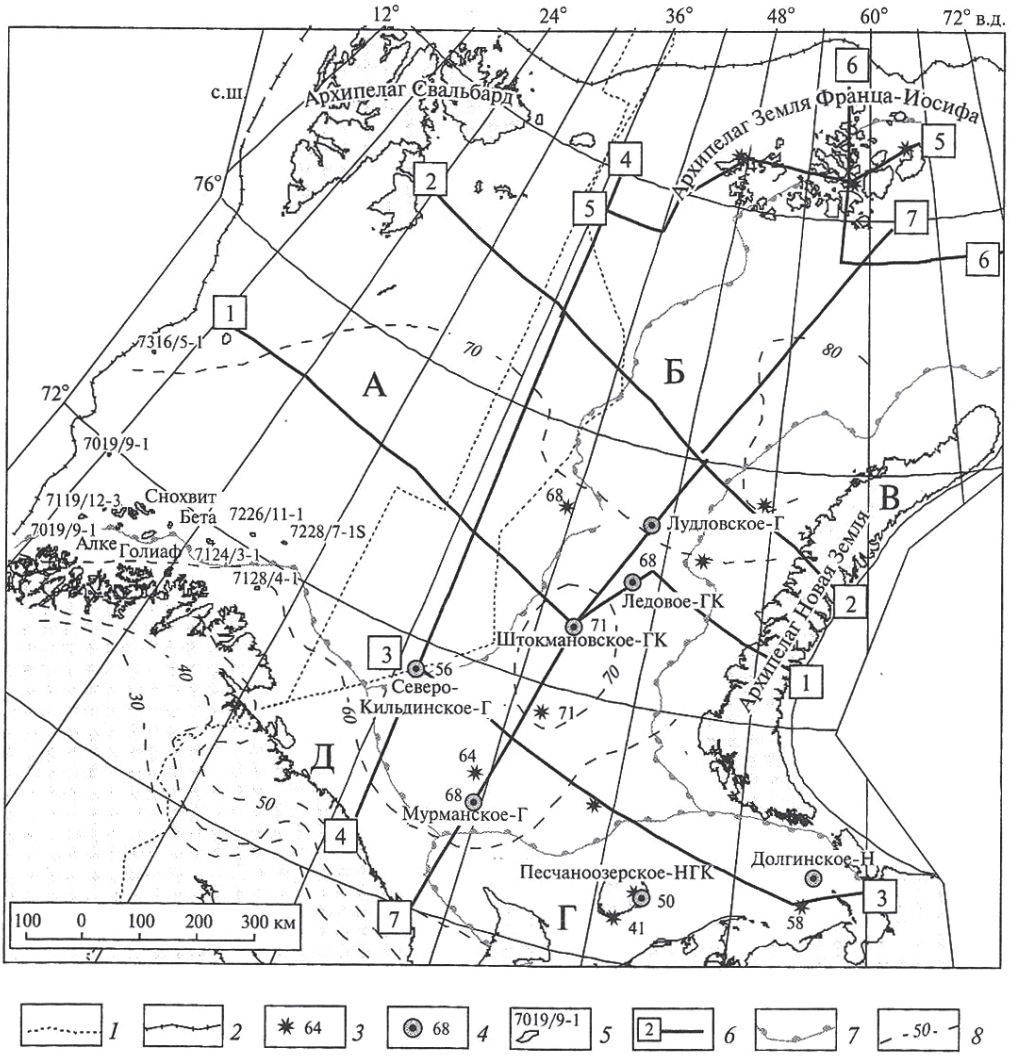


Рис. 4.66. Карта расположения исследованных профилей-геотраверсов.

1 – государственная граница России и срединная линия (по предложению Норвегии 1970 г.); 2 – бровка шельфа; 3 – скважины глубокого бурения и определенный в них тепловой поток (ТП), мВт/м^2; 4 – пункты определения ТП и его значения, мВт/м^2 на месторождениях российского сектора; 5 – месторождения норвежского сектора; 6 – линия сейсмогеологического профиля и его номер; 7 – границы региональных тектонических элементов; 8 – изолинии ТП, мВт/м^2. Тектонические элементы: А – Свальбардская плита, Б – Восточно-Баренцевский мегапрогиб; В – Пайхойско-Новоземельская складчатая система, Г – Печорская плита; Д – Кольская моноклиналь. Тип флюида: Г– газ, ГК– газоконденсат, НГК – нефтегазоконденсат

В геологическом строении осадочного чехла Баренцевоморского региона участвуют отложения широкого возрастного диапазона: от венд(?)-кембрийских до кайнозойских. Для непосредственного изучения докайнозойские отложения доступны преимущественно по периферии Баренцевоморского шельфа – на островах и приморских территориях, а также в немногочисленных опорно-параметрических (на островах) и морских поисково-разведочных скважинах российского сектора Баренцева моря. В норвежском секторе изученность бурением и сейсморазведкой значительно выше.

Представленные геологические разрезы (рис. 4.67–4.71) составлены на основании данных сейсморазведки МОВ-ОГТ, проведенной в разные годы ОАО МАГЭ; результатов бурения скважин, выполненных в российском секторе ФГУП АМНГР, а также опубликованных данных изучения скважин норвежского сектора. Сухопутные части профилей составлены по результатам геолого-съемочных работ, выполненных ранее геологами ВНИИОкеангеологии и ПМГРЭ.

Разрезы пересекают основные тектонические элементы Баренцевоморского региона и в региональном плане характеризуют строение осадочного чехла (см. рис. 76). Максимальные мощности отложений фиксируются в Южно-Баренцевской впадине, где они предположительно составляют около 18 км (профили 1, 2, 3, 7), минимальные – в западных частях Баренцевоморского региона – в норвежском секторе (профили 1, 2). Профиль 4 в меридиональном направлении пересекает зону Центрально-Баренцевских поднятий, разделенных прогибами, открывающимися в сторону Южно-Баренцевской впадины.

Часть разреза, включающая меловые, юрские, верхне-, средне- и частично нижнетриасовые отложения, оказалась редуцирована в норвежском секторе в результате позднемелового(?)-эоценового аплифта. Наиболее полные разрезы мезозоя отмечаются в депоцентрах Баренцевоморского мегабассейна: в Южно- и Северо-Баренцевских впадинах. Здесь снизу вверх по данным МОВ-ОГТ предполагается развитие глубоководных отложений ордовика–силура, девона, карбона и нижней перми, которые выше по разрезу сменяются преимущественно терригенными отложениями верхней перми, триаса, юры, мела и неоген-кайнозоя.

По данным исследования скважин мезозойская часть разреза характеризуется сменой по разрезу трансгрессивных и регрессивных последовательностей отложений. Максимум трансгрессии приходится на позднеюрское время, когда в разрезе формировалась толща так называемых «черных глин» [Устинов, Покровская, 1994]. Самая глубокая скважина в этой части региона (Арктическая-1) остановлена на глубине 4524 м в отложениях ладина.

В бортовых частях Южно-Баренцевской впадины (скважины Мурманской площади) происходит существенное уменьшение мощностей триасовых и более древних отложений и выпадение из разреза отложений верхнего мела. По данным МОВ-ОГТ, здесь предполагается развитие карбонатных отложений нижней перми, карбона и верхнего девона (профиль 7), аналогичных разрезам севера Тимано-Печорской плиты. В Печорском море палеозойские отложения вскрыты поисковым и разведочным бурением. Непосредственно вблизи линии профиля 3 находятся скважины Северо-Гуляевского (№ 1) и Приразломного месторождений

(№ 1–5). Одна из скважин Приразломного месторождения прошла осадочный чехол до глубины 4500 м и на забое вскрыла отложения самых низов нижнего девона. Установлено, что палеозойские отложения Печорского моря, содержащие основной по продуктивности каменноугольно-нижнепермский нефтегазоносный комплекс, имеют большое сходство с разрезами сухопутной части провинции [Государственная…, 2003].

Профили 5 и 6 расположены в самой северной части Баренцевоморского мегабассейна и пересекают острова арх. Земля Франца-Иосифа и прилегающую акваторию. Разрезы построены по данным геологических съемок и опираются на результаты бурения трех глубоких скважин (Нагурская, Северная, Хейса), по данным которых наблюдаются резкие изменения мощностей отложений и отсутствие на большей части архипелага отложений моложе триасовых. Разрез триасовых отложений насыщен интрузивными образованиями, которые отчетливо фиксируются как в разрезах скважин, так и на профилях МОВ-ОГТ. Ниже триаса, в разрезе Нагурской скважины, установлены верхнекаменноугольные отложения, но в прогибах, где общие мощности увеличиваются до 6 км, предполагается развитие полных разрезов перми, карбона, девона и силура. В акваториальной части разрезов по данным МОВ-ОГТ предполагается также существование юрских и меловых отложений.

Западная часть геотраверса 1 проходит в субширотном направлении в центральной части Баренцева моря от о-ва Медвежий до Штокмановско-Лунинского порога (рис. 4.67). Основными теплофизическими границами на этом профиле, так же как и на всех остальных, являются границы протерозойского фундамента

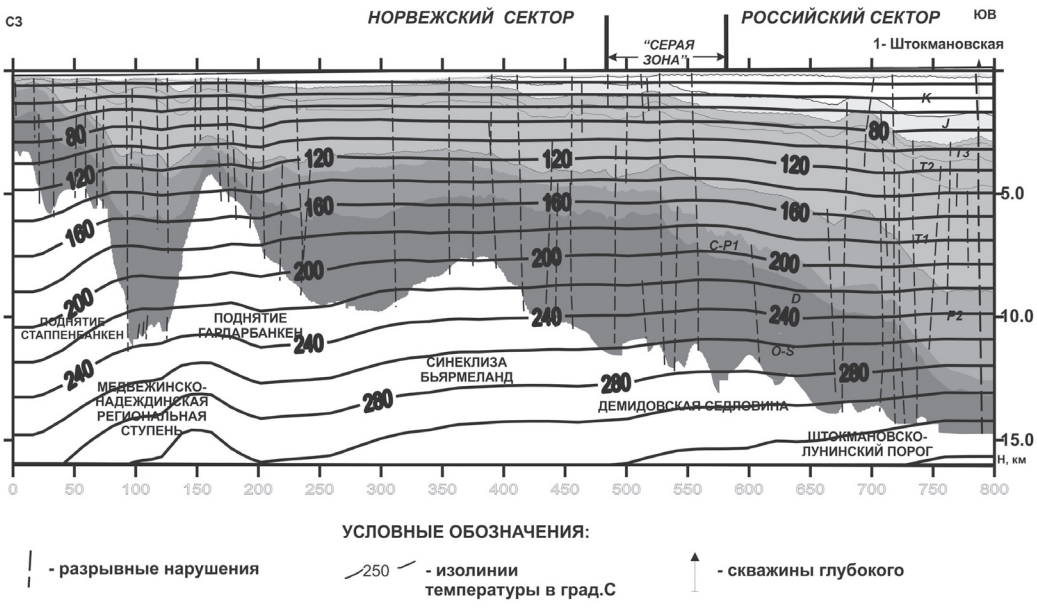


Рис. 4.67. Геолого-геотермический разрез по профилю 1 (изолинии, °С)

и фанерозойского чехла, а также верхнепалеозойского карбонатного комплекса и мезозой-кайнозойских терригенных пород. Структурно-теплофизические неоднородности выражены на геотермическом разрезе искривлением изотерм и увеличением геотермического градиента в относительно низкотеплопроводных толщах. Например, градиент температуры в породах складчатого фундамента составляет на интервале глубин 5–10 км 12–14 мК/м, а в породах верхнепалеозойского чехла – 20–21 мК/м. При инвариантности теплового потока на нижней границе разреза контраст значений градиента компенсируется обратным соотношением теплопроводности. Поэтому величина теплового потока на этом профиле практически постоянна и составляет 68 мВт/м^2.



Рис. 4.68. Геолого-геотермический разрез по профилю 2 (условные обозначения см. рис. 4.67)

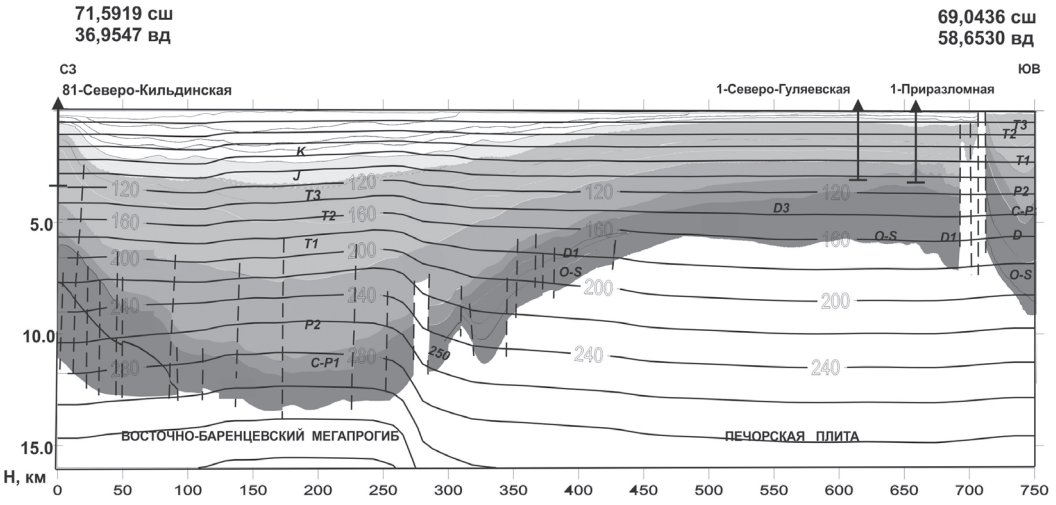


Рис. 4.69. Геолого-геотермический разрез по профилю 3 (условные обозначения см. рис. 4.67)

Температурный интервал 140–180 °С мы, с некоторой долей условности, рассматриваем как подошву главной зоны нефтегенерации (ГЗН) или «нефтяного окна». В восточной части профиля интервал 140–180 °С расположен на глубине 5,0–6,5 км, в западной его части – на 6–8 км. Таким образом, геотермические данные подтверждают независимо высказанное предположение о более высоком углеводородном потенциале Южно-Баренцевской впадины по сравнению с Центрально-Баренцевскими поднятиями [Грамберг и др., 2001].

Геотраверс 2 проходит севернее, параллельно профилю 1 от о-ва Эдж Свальбардского архипелага до Северного о-ва Новой Земли, пересекая Малыгинскую и Лунинскую седловины, Адмиралтейское поднятие и Прогиб Седова (рис. 4.68).

Наибольшие проявления рефракции глубинного потока тепла здесь выражены на западном борту Лунинской седловины и в зоне сочленения прогиба Седова с Новой Землей. Причины этого связаны не только со структурно-теплофизическими неоднородностями, но и с понижением теплового потока в районе Новой Земли. На Новой Земле тепловой поток снижается (до 46 мВт/м^2) [Никитин, Хуторской, 2018], что так же, как и на Урале, можно объяснить экранированием глубинного теплового потока аллохтонной литосферной пластиной, надвинутой со стороны палеоокеана при его закрытии в позднем палеозое [Хуторской, 1996]. «Охлаждение» земной коры в восточной части профиля обусловило погружение катагенетического температурного интервала от 5–7 км в Малыгинской и на западе Лунинской котловин до 8–10 км – в Прогибе Седова.

Профиль 3 пролегает через наиболее продуктивную в нефтеносном отношении часть Баренцевоморского бассейна – через Печорское море и далее на северо-восток через Южно-Баренцевскую впадину к скв. Северо-Кильдинская (рис. 4.69).

Наибольшие значения геотермических градиентов наблюдаются в Южно-Баренцевской синеклизе (до 20–22 мК/м в интервале глубин 5–10 км) из-за большой мощности низкотеплопроводных осадков терригенного мезозой-кайнозойского комплекса. В связи с этим здесь происходит быстрое нарастание температур в осадочном чехле. Температура 140 °С отмечается уже на глубине 4,5 км. Таким образом, судя по геотермическим данным, Южно-Баренцевская синеклиза – это наиболее перспективная структура для генерации УВ.

Профиль 4 имеет меридиональное простирание и тянется от Кольского п-ова до западной оконечности архипелага Земли Франца-Иосифа (рис. 4.70). Фундамент на этом профиле имеет сложное строение, сочетающее выступы и прогибы, что обусловлено его простиранием вкрест основным субширотным структурам Баренцевской плиты. Как видно из рис. 4.70, амплитуда колебаний мощности чехла достигает 10–11 км, поэтому значения геотермических градиентов в прогибах и на выступах заметно различаются. Геотермический градиент в зонах прогибов в интервале глубин 5–10 км составляет ~16 мК/м, а в зонах выступов – 12 мК/м; в интервале глубин 0–5 км – соответственно 24 и 19 мК/м.

В скважинах, лежащих на линии профиля 4, а также на зондовых станциях измерены относительно высокие значения теплового потока. Например, на северном борту Кильдинского прогиба в двух скважинах зафиксированы значения 109

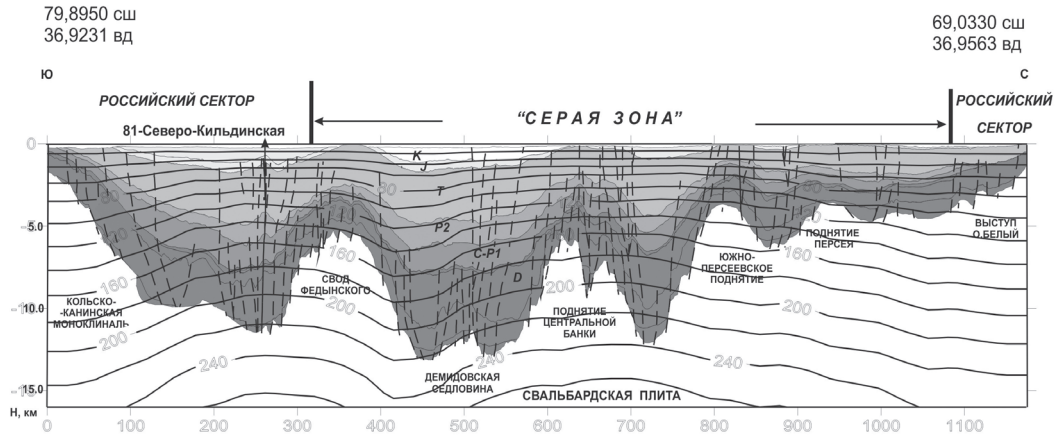


Рис. 4.70. Геолого-геотермический разрез по профилю 4 (условные обозначения см. рис. 4.67)

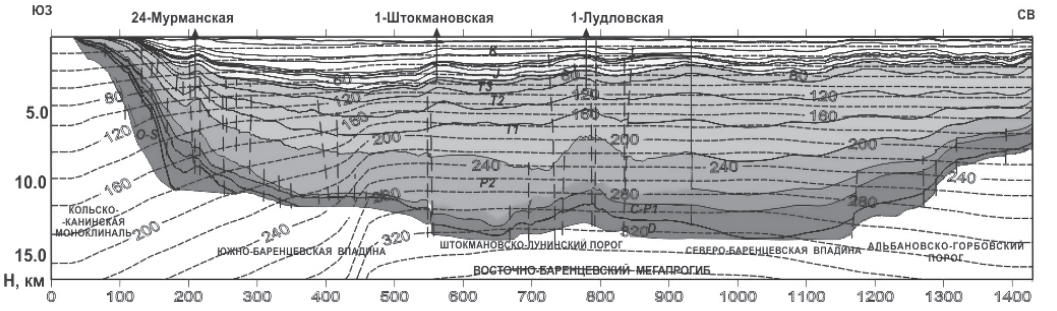


Рис. 4.71. Геолого-геотермический разрез по профилю 7 (условные обозначения см. рис. 4.67)

и 114 мВт/м^2, а фоновый тепловой поток для центральной части Свальбардской плиты можно оценить как 76–79 мВт/м^2. Причины повышения теплового потока обсуждались выше. Однако в настоящее время трудно отдать предпочтение какой-либо одной модели: это может быть и увеличение активности астеносферы при приближении к Северо-Атлантическому центру спрединга, и проявления вторичного рифтогенеза, фазы которого фиксируются, начиная с позднего палеозоя [Drachev et al., 2010].

Здесь кажется уместным перейти к описанию теплового поля профиля 7, так как он, как и предыдущий, меридиональный и трансбаренцевский. Он начинается у Кольского п-ова и протягивается до широты Земли Франца-Иосифа, практически совпадая с простиранием профиля ГСЗ-76.

Характерной особенностью геотемпературного поля вдоль этого геотраверса является резкая пертурбация изотерм при переходе от Кольско-Канинской моноклинали к Южно-Баренцевской синеклизе (рис. 4.71). Это обусловлено двумя

причинами: во-первых, средняя теплопроводность пород синеклизы меньше, чем в районе моноклинали, где фундамент залегает на 5–6 км выше, во-вторых, под Южно-Баренцевской синеклизой зафиксирован относительно пониженный тепловой поток. Если на профиле 4 мы оценили фоновый тепловой поток как 76–79 мВт/м^2, то здесь его значение составляет 64–66 мВт/м^2. При переходе севернее по профилю к структуре Штокманско-Лунинского порога тепловой поток возрастает до 72–77 мВт/м^2.

Такое сочетание теплофизических характеристик создает специфическую картину распределения изотерм катагенеза органического вещества. При переходе от Кольско-Канинской моноклинали к Южно-Баренцевской синеклизе глубина нахождения изотерм катагенеза резко уменьшается с 8–12 км до 4–5 км, а затем, севернее, плавно увеличивается до 6,5–7,5 км в районе ЗФИ.

К структуре Штокмановско-Лунинского порога приурочены крупнейшие в регионе газоконденсатные месторождения, что хорошо коррелируется с минимальной глубиной нахождения катагенетического температурного интервала.

Профили 5 и 6, расположенные в районе архипелага ЗФИ, слабо обеспечены геотермическими измерениями. Имеется лишь три определения теплового потока в скважинах «Северная», «Нагурская» и «Хейса», по которым сделана оценка глубинного теплового потока Л.А. Цыбулей и В.Г. Левашкевичем [1992], составившая 77–80 мВт/м^2. Тем не менее мы учли результаты 2D-моделирования геотермического поля по этим профилям при построении трехмерной модели теплового поля.

Строение Южно-Карской впадины изучено сейсмическими работами МОВ и МПВ, а также гравимагнитными методами. Результаты этих работ показывают, что впадина представляет собой рифтогенный бассейн мезозойского возраста с заметно утоненной континентальной корой (до 26–30 км) и резко дифференцированной структурой поверхности фундамента. Крупнейшие разломы имеют явно выраженный листрический облик, а амплитуда смещений по ним достигает 3–6 км [Боголепов и др., 2000]. Основные тектонические элементы рифтовой системы сформированы в результате последовательного отрыва крупных клиновидных блоков и пластин консолидированной коры по зонам разломов, выполаживающимся и затухающим в нижнекоровом слое. Растяжение земной коры в Южно-Карской впадине составляет около 20%, что близко к значениям растяжения в рифтогенных Восточно-Баренцевском прогибе и Североморской впадине. Геодинамический режим растяжения всегда сопровождается повышением температур и теплового потока. Именно такой характер геотермического поля наблюдается нами в Южно-Карской впадине.

Южно-Карский седиментационный бассейн, являющийся подводным замыканием Западно-Сибирского мегабассейна, по углеводородному потенциалу является крупнейшим на арктическом шельфе России. Все ресурсы углеводородов приурочены к мезозойским отложениям и представлены в подавляющей своей части газом.

Для описания структуры коры в Карском море были использованы 24 профиля, полученные как в результате глубинного сейсмического профилирования по

длинным геотраверсам (10 профилей) (рис. 4.72), так и в результате обработки информации по коротким профилям МОВ (14 профилей) [Поселов и др., 1996].

Вдоль каждого из них был выполнен расчет глубинных температур с помощью программного пакета «TERMGRAF». В качестве граничного условия на нижней

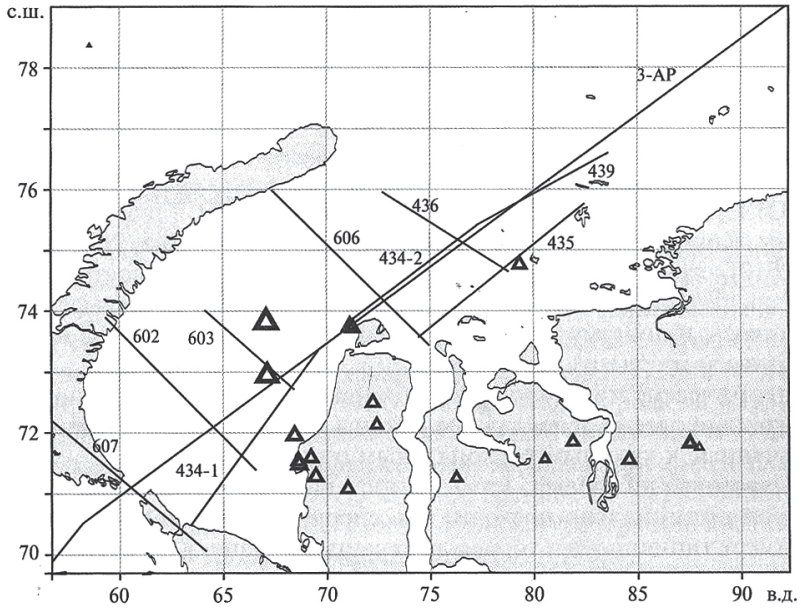


Рис. 4.72. Схема расположения профилей ГСП и их номера, а также точки измерений теплового потока в Карском регионе (размер треугольников пропорционален величине теплового потока; значения теплового потока см. на рис. 4.51, мВт/м^2)

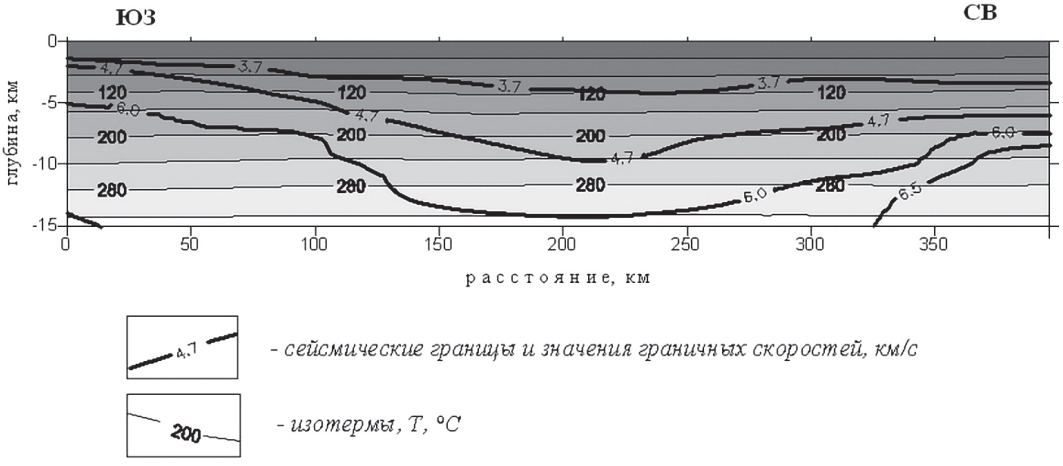


Рис. 4.73. Сейсмический и геотермический разрезы вдоль профиля 434-1 в Карском море

границе задавался тепловой поток, измеренный в нескольких разведочных скважинах на акватории: (73–76 мВт/м^2 в западной части и 53 мВт/м^2 в восточной части, западнее арх. Арктического Института), у западного побережья п-ова Ямал (54–58 мВт/м^2) и на о. Белый (54–59 мВт/м^2) (см. рис. 4.72). Результаты моделирования по одному из профилей показаны на рис. 4.73.

При расчете использовались значения теплофизических свойств слоев коры, адекватные установленным граничным скоростям (см. описание модели на рис. 4.60).

Результаты расчета 2D-температурных моделей были размещены в трехмерном плоте (рис. 4.74) для дальнейшего объемного моделирования.

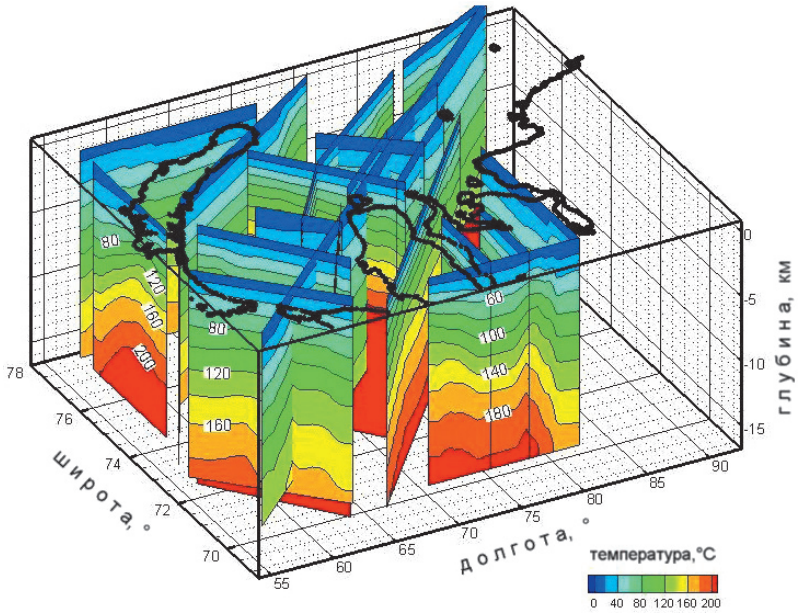


Рис. 4.74. Двухмерные модели температур в Карском море, размещенные в трехмерном плоте

В Море Лаптевых выполнен большой объем сейсмических работ МОВ-ОГТ [Иванова и др., 1989; Пискарев и др., 2003; Franke et al., 2001; Казанин, Кириллова-Покровская, 2006; Ким, Евдокимова, 2010; Drachev et al., 2010], структурно-геологическое картирование, сейсмостратиграфическое расчленение осадочного чехла, однако бурение на шельфе пока не проводилось, и поэтому выводы о локализации месторождений являются прогнозными и ориентировочными.

Геотермическое моделирование в геометрии 2D и 3D способно помочь выделить наиболее перспективные районы будущей разведки на шельфе, приуроченные к крупным региональным структурам.

Лаптевоморский шельф, находящийся на континентальной окраине, к которой ортогонально подходит ось спрединга Евразийского бассейна СЛО, имеет ти-

пичное для торцевых окраин строение. Как и на окраинах-аналогах, Лаптевский мегарифт имеет внутренние грабены и горсты и террасированные борта.

Активные срединно-океанические хребты подходят к краям континентов, помимо моря Лаптевых, только в районе Калифорнийского залива в Тихом океане и в Аденском заливе в Индийском океане. Торцевые бассейны мезозойских пассивных окраин более многочисленны. Можно упомянуть бассейн Бофорта-Маккензи (J_3-K_1) в Канадской котловине СЛО, грабены Викинг и Центральный в Северном море (J_3-K_1), грабен Бенуэ в Нигерийском бассейне Атлантики того же возраста [Хаин, 2001], Лабрадорско-Баффинов палеоспрединговый хребет (K_1-Pg_2) [Chalmers, Laursen, 1995; Дубинин, Ушаков, 2001]. Более древним, позднепермско-раннетриасовым считается Уренгойско-Колтогорский рифт в Западной Сибири [Клещев, Шеин, 2007].

В осадочном выполнении Лаптевского мегарифта широко развиты листрические сбросы. С ними связаны запрокинутые моноклинальные блоки, образующие протяженные ступени на бортах и в глубоких частях рифтов. К моноклинальным ловушкам на таких ступенях приурочено большинство месторождений углеводородов на окраинах-аналогах [Андиева, 2008]. Поэтому можно ожидать высокую концентрацию залежей и в море Лаптевых.

В качестве краевых условий на нижней границе области геотермического моделирования мы использовали значения редуцированного теплового потока, измеренного скважинным или зондовым методом вблизи сейсмических профилей.

Шельфовая часть моря Лаптевых в геотермическом отношении является «белым пятном». Здесь пока не проводились геотермические измерения (пять измерений теплового потока в северной части моря относятся, скорее, к котловине Амундсена и располагаются на глубинах абиссали СЛО). Задать граничные условия второго рода на нижней границе области моделирования в море Лаптевых можно (естественно, с потерей точности моделирования, которая оценивается как 20%) на основании изученного в геотермическом отношении геологического аналога. Таким аналогом, по мнению некоторых исследователей [Chalmers, Laursen, 1995; Gregersen, Bidstrup, 2008], является море Баффина, в котором имеются измерения теплового потока.

Среднее значение теплового потока по десяти измерениям в море Баффина составляет ≈42 мВт/м^2. Принимая во внимание, что радиогенная теплогенерация в донных отложениях шельфовых морей незначительна, можно считать, что редуцированный тепловой поток на нижней границе области моделирования будет равен измеренному в дне. Данное значение мы принимали в качестве краевого условия второго рода на нижней границе профилей. Нижняя граница располагалась на глубине от 9 до 15 км в породах кристаллического фундамента, характеризующихся пластовыми скоростями v_p > 4,6 км/с. На верхней границе принималась среднегодовая температура на границе «дно–вода» по метеорологическим данным, составляющая –0,8 °С [Никифоров, Шпайхер, 1980]. Моделирование проведено вдоль 30 профилей [Хуторской и др., 2011] (рис. 4.75).

Вариации температур вдоль геотраверсов (рис. 4.76, а, б) обусловлены рефракцией теплового потока в условиях структурно-теплофизических неоднородно-

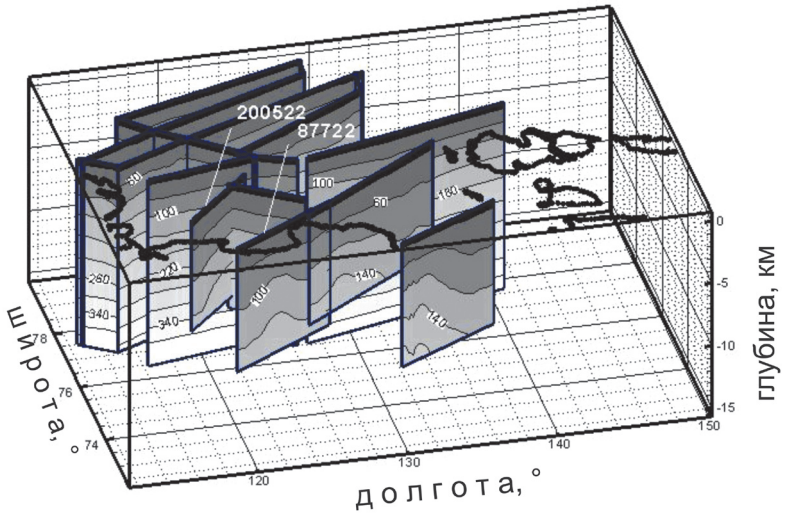


Рис. 4.75. Двухмерные модели температур вдоль профилей в море Лаптевых, размещенные в трехмерном плоте

стей. Основными контрастными теплофизическими границами являются границы между современными неконсолидированными и консолидированными осадками, а также между осадочным комплексом и кристаллическим фундаментом. На большинстве участков вдоль геотраверсов эти границы представляются пологими (наклон сейсмических отражающих поверхностей не более 2°), не создающими заметных деформаций фонового геотемпературного поля. Исключением является район Усть-Ленского рифта и Трофимовского поднятия, где из-за резкого изменения мощностей осадочных комплексов происходит заметный подъем изотерм. Например, изотерма 100 °С, находившаяся в Южно-Лаптевском прогибе на глубине 5 км (рис. 4.76, а, б), в Усть-Ленском рифте поднимается до 3,5 км (см. рис. 4.76, б).

Усть-Ленский грабен и Бельковско-Святоносский прогиб представляют собой рифтогенные структуры шельфа, расположенные на продолжении узких периокеанических прогибов, развитых вдоль Баренцево-Карского и Ломоносовского континентальных склонов. Южная депрессия Омолойского прогиба развита на продолжении рифтогенного Северо-Омолойского грабена, структурно продолжающего на шельфе рифтовую долину хр. Гаккеля. К структурам приурочены линейные зоны эпицентров землетрясений и зафиксирован подъем границы М до 27–30, 20–25 и 27 км.

По результатам геотемпературного моделирования были оценены значения геотермического градиента в районах Усть-Ленского и Омолойского «температурных куполов». Это значение составило 40 мК/м. Если принять ту теплопроводность неконсолидированных донных осадков, которая указана в [Хуторской и др., 2011, см. табл. 2] и составляет 1,3 Вт/(м·К), то получаем оценку теплового потока в восточной части моря Лаптевых 52 мВт/м^2. Это значение схоже с тем, которое указано как фоновый тепловой поток в южной части Баренцева моря, но ниже,

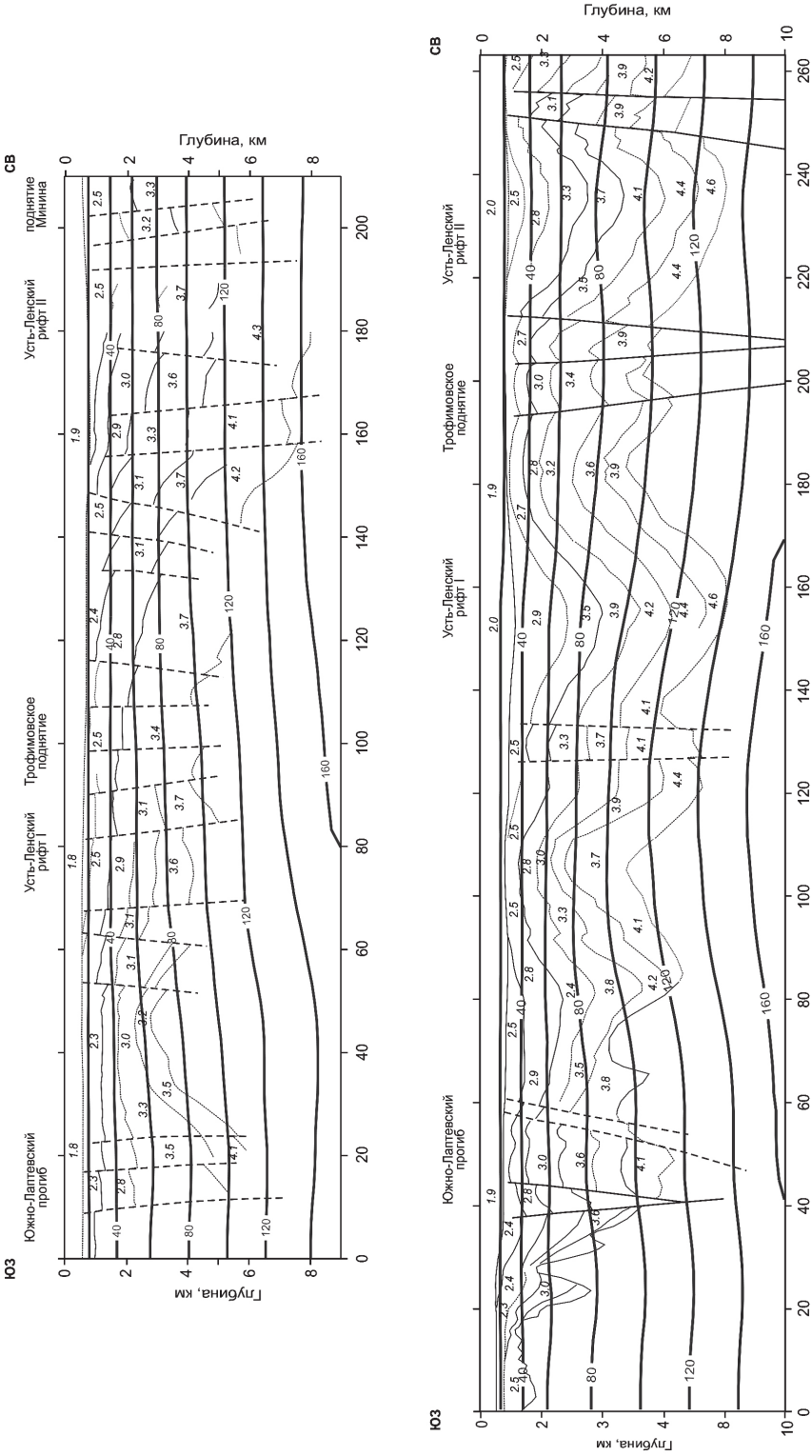


Рис. 4.76. Распределение температур (изотермы, °С) вдоль геотраверсов 200522 (*а*) и 87722 (*б*) (положение профилей – см. рис. 4.75)

чем таковое в Карском море. Это объяснимо с позиций рассмотрения тектонического положения арктических акваторий. Так, Баренцево море и море Лаптевых граничат с докембрийскими кратонами соответственно Восточно-Европейской и Сибирской платформ, а Карское море находится на продолжении позднепалеозойской Западно-Сибирской плиты.

В 2018 г. были получены три оценки теплового потока в западной части моря Лаптевых в ходе экспедиции на НИС «Иван Петров» [Бочкарев и др., 2022]. Измерения выполнялись с помощью погружного зонда НПП «Ленарк» при глубинах моря от 213 до 267 м. Пока нельзя говорить о надежном определении теплового потока в этой части акватории при таком сильном влиянии нестационарных гидродинамического и инсоляционного факторов, однако оценки, полученные авторами, представляют большой интерес для понимания геодинамических особенностей моря Лаптевых и прогноза вероятной нефтегазоносности. Авторы отмечают, что среднее значение теплового потока составляет 69 мВт/м^2, но фиксируют также аномальное значение 107 мВт/м^2 на минимальной из исследованных глубин моря (213 м). Очевидно, что эта аномалия имеет экзогенную природу.

В глубоководной части Северного Ледовитого океана измерения теплового потока приурочены к хребту Гаккеля, хребту Ломоносова, котловинам Подводников и Макарова (более 40 измерений).

Структура коры в глубоководной части Амеразийского бассейна (восточнее хребта Ломоносова) изучалась методом отраженных волн в процессе дрейфа на станциях «Северный полюс»: на СП-21 (1973 г.), 22 (1975–81 гг.), 23 (1978 г.), 24 (1979–80 гг.), 26 (1983–85 гг.), 28 (1987–88 гг.), 31 (1988–89 гг.). При средней скорости дрейфа льда 3–5 км/сут сейсмозондирования выполнялись через каждые 2–4 часа. Система наблюдения представляла собой расстановку из двух сейсмокос, расположенных под прямым углом или крестом. Основные размеры расстановки 1150×1150 м. Шаг между пунктами приема 50 м. На СП-26, 28 и 31 применялась короткая расстановка 550×550 м. Общий объем составил 14 400 км профилей или 35 600 зондирований. По программе «Трансарктика» в 1989–92 гг. и в 2000 г. в Амеразийском бассейне выполнены работы МПВ-ГСЗ по системе встречных и нагоняющих годографов на трех геотраверсах (два субширотного направления и один субмеридиональный) общей протяженностью 2300 км. Расстояние между регистраторами на геотраверсах «СЛО 89-91» (Де Лонга – Северный полюс) и «СЛО 92» (хребет Ломоносова) составляло 10 км, а на геотраверсе «Арктика-2000» через поднятие Менделеева в 5 км. База наблюдений (длина годографа с информативной записью) достигала 200 км.

По результатам интерпретации данных ГСЗ-МПВ в полосе геотраверсов, по мнению авторов доклада (Каминский и др., 2003, устное сообщение), выявлена типичная для эталонной континентальной коры вертикальная и латеральная расслоенность коры и верхней мантии блока Амеразийского суббассейна, представленного поднятиями Ломоносова, Менделеева и разделяющей их котловиной Подводников. Верхняя кора редуцирована и включает верхний градиентный слой со скоростями 5,8–6,7 км/с. Нижняя кора двухслойная и состоит из верхнего слоя со скоростями 6,8–7,2 км/с и нижнего коро-мантийного слоя со скоростями

7,4–7,7 км/с. Мантия представлена слоями M (7.9–8.1 км/с) и N (8.4–9.0 км/с). Мощность земной коры в блоке изменяется от 22–23 км в котловинах Подводников (1 и 2) до 25–26 км на хребте Ломоносова и 34 км на поднятии Менделеева. Авторы полагают, что эволюция литосферы палеоплатформенного блока Амеразийского бассейна связана, скорее всего, с деструкцией, ступенчатым обрушением и вулкано-тектонической активизацией.

Таким образом, западная часть Амеразийского бассейна в пределах котловин Подводников имеет достаточную структурно-геологическую и геотермическую изученность для применения термотомографического метода. Непосредственно в котловинах имеется 15 измерений теплового потока (рис. 4.77) (значения в пределах 65–75 мВт/м^2, однако имеются две точки со значениями более 100 мВт/м^2), выполненных с дрейфующих льдов в разные годы советскими и канадскими исследователями, а также сейсмические профили (геотраверсы), отработанные как с дрейфующих станций СП, так и в экспедициях на ледоколах.

Расчеты температур в литосфере, а также плотности теплового потока проведены вдоль сейсмических геотраверсов «СЛО-92», «АРКТИКА-2000» (рис. 4.78) и «СЛО-8991» (рис. 4.79).

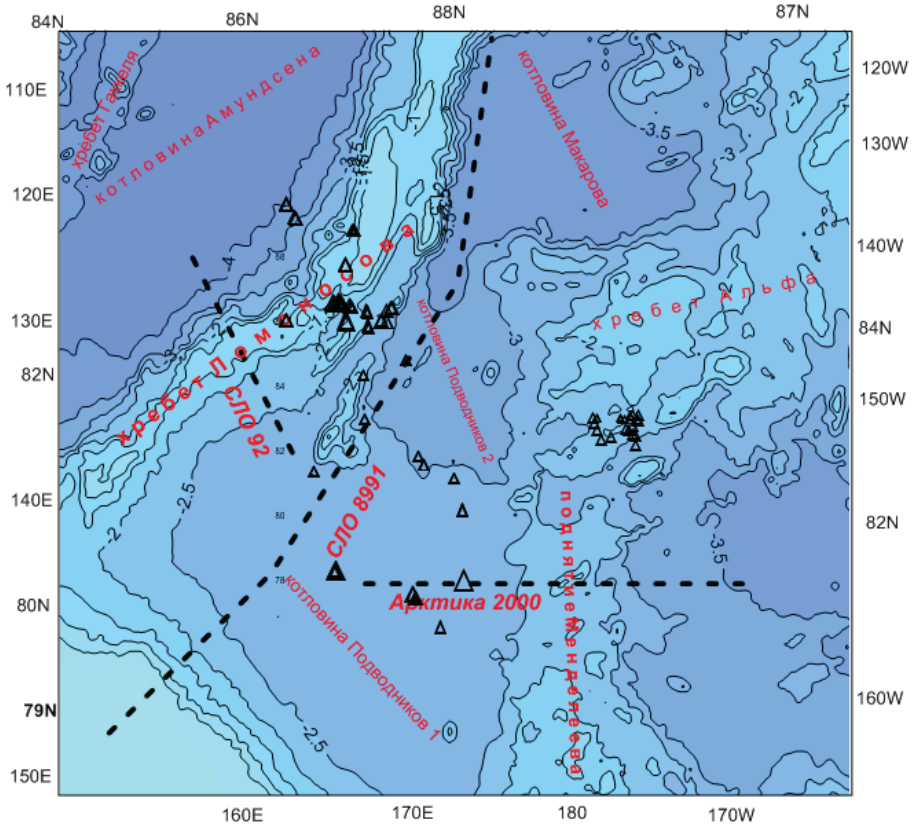


Рис. 4.77. Расположение геотраверсов и точек измерения теплового потока в районе котловин Подводников

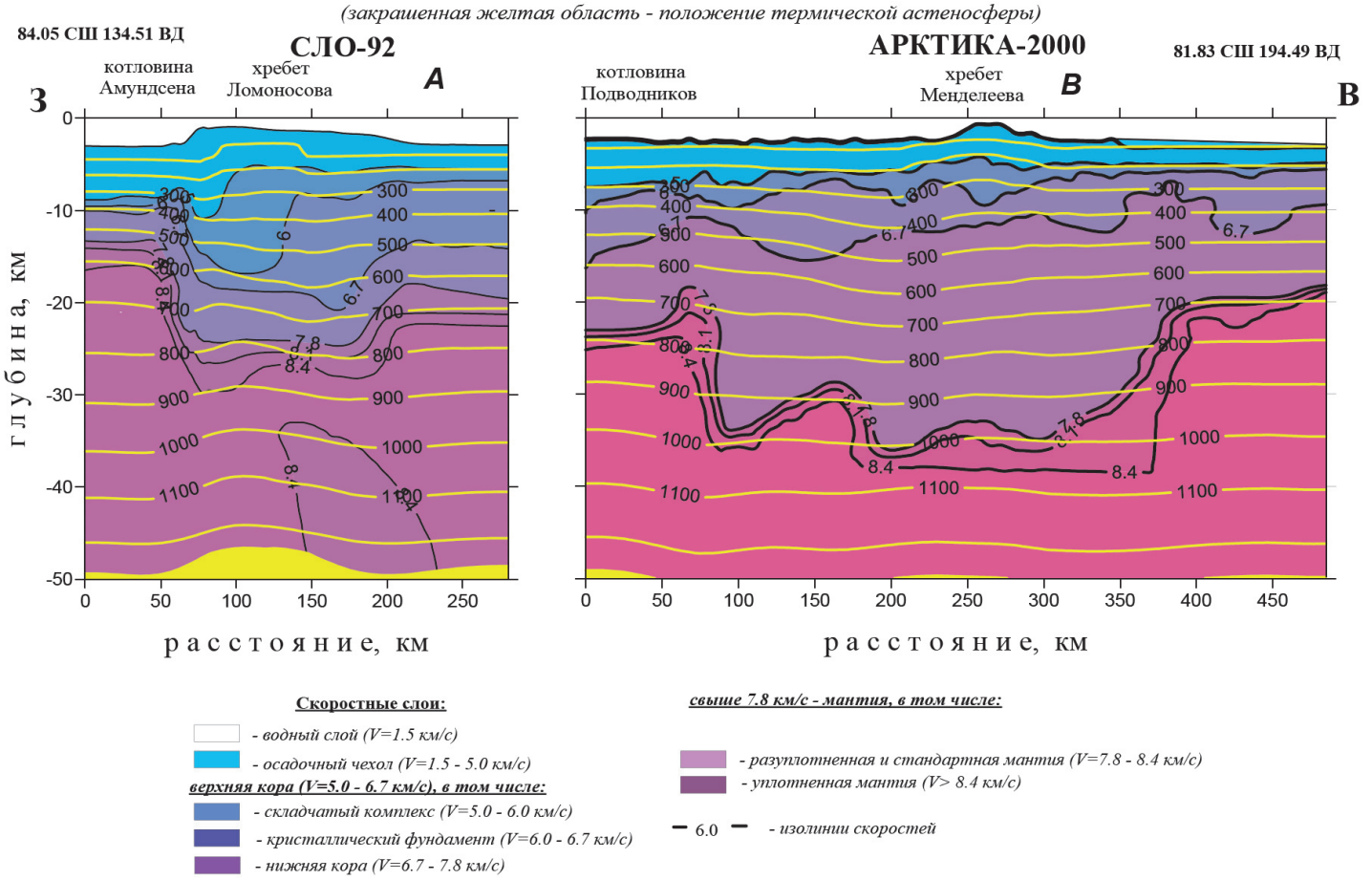


Рис. 4.78. Сейсмический (v, км/с) и геотермический (T,°С) разрезы вдоль профилей «СЛО-92» (А) и «Арктика-2000» (В) (желтой заливкой показано расположение термической астеносферы)

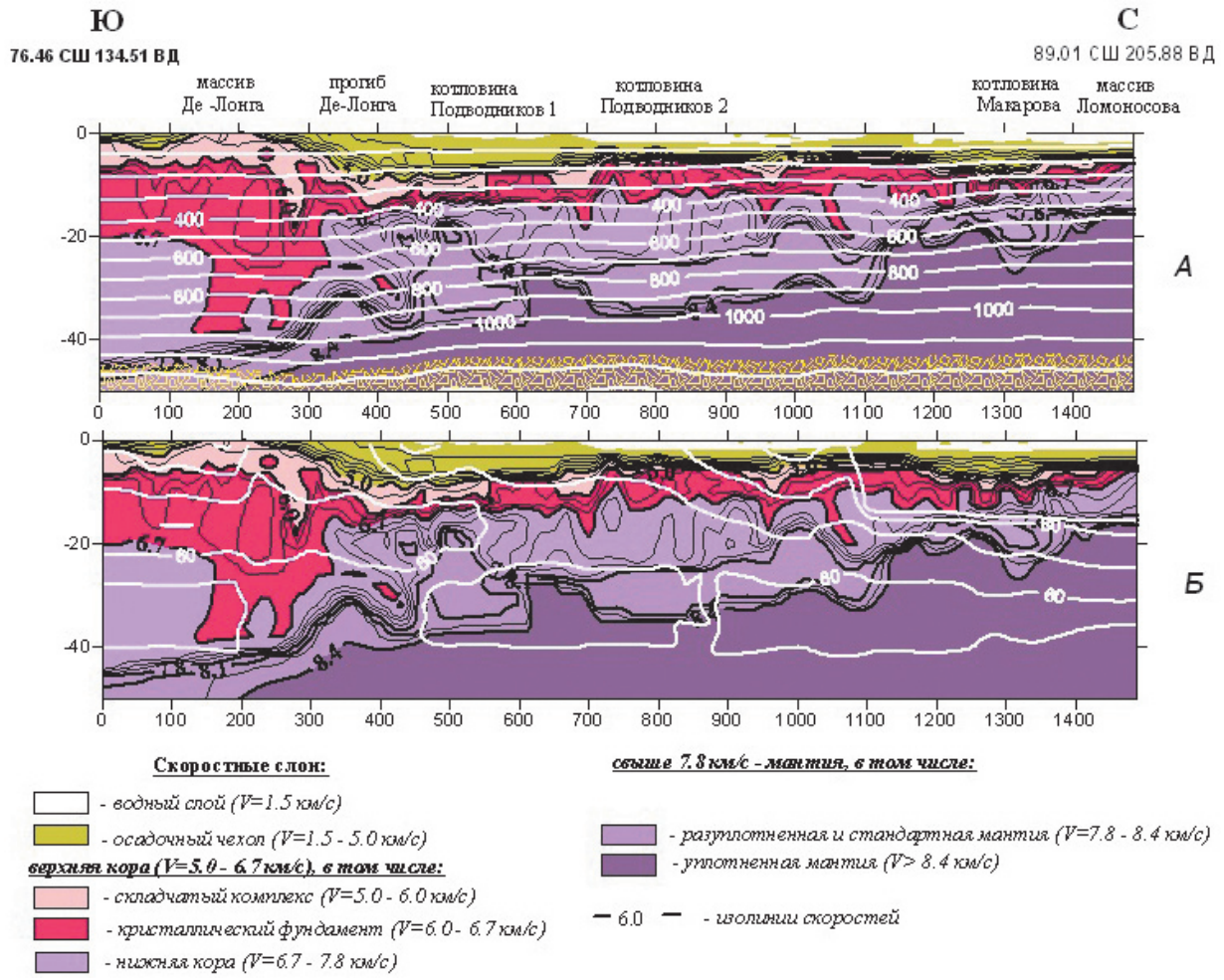


Рис. 4.79. Распределение глубинных температур (А) и теплового потока (Б) в земной коре вдоль профиля СЛО-8991 (желтым крапом показана зона фракционного плавления вещества мантии)

На разрезах хорошо видно, что строение земной коры под котловинами Подводников имеет очень сложный, неоднородный характер. Мощность осадочного чехла изменяется от 5 км (котловина Подводников-1) до 1 км (котловина Подводников-2). Соответственно температура на подошве слоя неконсолидированных осадков в пределах котловин уменьшается в северном направлении от 250 до 150 °С. Мощность складчатого комплекса редуцируется в северном направлении, и в том же направлении уменьшается мощность консолидированной коры (предположительно базальтового слоя) со скоростями от 6,0 до 7,8 км/с. Температура на подошве коры также уменьшается в северном направлении, что однозначно объясняется уменьшением глубины границы Мохо. Так, в южной части котловины Подводников I температура на границе Мохо составляет 750 °С, а в северной части котловины Подводников II – 700 °С.

Заметим, что граница Мохо в Амеразийском бассейне не является изотермической, т.е. температура на ней зависит от мощности коры. Этот же результат был получен ранее практически для всех пассивных переходных зон Мирового океана, в отличие от активных конвергентных зон Западной Пацифики [Смирнов, Сугробов, 1980], где был сделан вывод об изотермичности границы М.

В верхней мантии, в пределах твердой литосферы температура градиентно нарастает от 700–750 °С до 1200 °С на глубине 42–45 км. Кровля термической астеносферы, приуроченная к изотерме 1250 °С с учетом РТ-условий для данной глубины, проявляется на глубине 50 км.

Таким образом, мы прогнозируем мощность литосферы под котловинами Подводников равной 50 км. Это несколько меньшая мощность, чем у литосферы абиссальных котловин Мирового океана (70–80 км), но типичная для пассивных континентальных окраин атлантического типа. Именно такие оценки мощности литосферы были получены в Ангольской, Бразильской и Канарской континентальных окраинах при исследованиях теплового поля на трансатлантических геотраверсах [Мащенков и др., 1998; Подгорных, 1986]. Полученные данные позволяют констатировать отсутствие новейшей тектоно-магматической активности в районе котловин Подводников.

Анализ фонового теплового потока показал, что внутри литосферы котловин Подводников он составляет 60–70 мВт/м^2. Имеется тенденция некоторого увеличения фонового теплового потока вкрест простирания Котловины. Так, под хребтом Менделеева он достигает 80 мВт/м^2. Однако это вполне объясняется влиянием структурно-теплофизических неоднородностей из-за пониженной теплопроводности неконсолидированных осадков котловин по сравнению с обнажающимся складчатым комплексом хребта Менделеева, обладающим более высокой теплопроводностью.

Котловины Подводников, исходя из имеющихся данных о строении земной коры, а также на основании моделирования толщины литосферы, можно рассматривать как структуры пассивной континентальной окраины атлантического типа.

Анализ термического режима литосферы этих структур не позволяет говорить о проявлениях новейшей тектонической активности. По-видимому, котловины

Подводников сформированы на месте континентального блока, существовавшего в геологическом прошлом, при прогибании верхней части литосферы.

По своей тектонической структуре Арктические осадочные бассейны являются типичными мозаичными областями, что не позволяет для них остановиться на методике двухмерного геотермического моделирования, которое по сравнению с трехмерной моделью с теми же геотермическими параметрами и геометрией дает априорную систематическую погрешность в 10–15%. В связи с этим полученные результаты расчета глубинных температур не распространяются за пределы створа профиля. Переход к трехмерному моделированию в Арктических осадочных бассейнах являлся неизбежной необходимостью.

Для того чтобы перейти к трехмерной модели, все профильные створы помещаются на единый трехмерный плот в координатах: «широта–долгота–глубина». Точность расчетов оценивалась по двум критериям: во-первых, по совпадению модельного и измеренного в скважинах теплового потока; во-вторых, по совпадению температур на пересечении профилей. Метод наименьших квадратов, примененный для оценки погрешности глубины нахождения изотерм в створе пересечения профилей на примере геотемпературной модели для Баренцева моря, показал, что она составляет ±100 м, что при средней глубине расчета температур 20 км составляет относительную погрешность 0,5%.

Проанализируем полученные результаты моделирования в Западно-Арктическом бассейне.

Наибольшие значения геотермических градиентов наблюдаются в юго-восточной и восточной частях Баренцева моря, прилегающих к Канину п-ову, о-ву Колгуев и арх. Новая Земля, а также в Южно-Карской впадине (рис. 4.80). Это

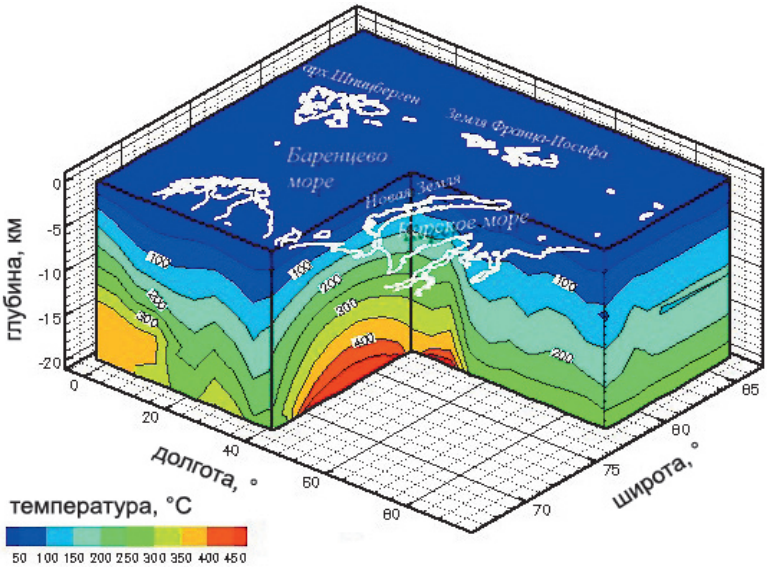


Рис. 4.80. 3D-модель распределения глубинных температур в Баренцево-Карском регионе

естественно вызывает появление температурных аномалий на глубинных срезах. Величина аномалий температуры относительно фоновых значений изменяется от +20 °С на глубине 3 км (при фоновых температурах 90–100 °С) до +40 °С на глубине 5 км (при фоновых температурах 125–140 °С) (рис. 4.81). Однако эти аномалии связаны не с высоким глубинным тепловым потоком в этом районе, а с относительно пониженной теплопроводностью разреза, так как в сторону континента увеличивается мощность сравнительно низкотеплопроводного гранитно-метаморфического слоя. Тем не менее юго-восточная и восточная части Баренцева моря характеризуются подъемом изотермических поверхностей, в том числе и тех, которые контролируют температурный интервал катагенеза углеводородного вещества. С этим, по-видимому, связана приуроченность уже открытых нефтегазовых месторождений именно к «температурному куполу» на юго-востоке и востоке моря, что хорошо иллюстрируется рис. 4.80 и 4.81.

Нами не исключается возможность нахождения месторождений в других частях Баренцева моря на большей глубине. Пользуясь теми же интерпретационными критериями о приуроченности месторождений к температурному интервалу катагенеза, можно предположить их нахождение на глубинах 6–8 км в юго-западной и западной частях моря (профили МПВ-8, ГСЗ-76, 89000) и на глубинах 5,5–7,0 км – в северо-западной части (профили МПВ-83, 84103, МПВ-95).

По-видимому, сходная ситуация существует и в Карском море – термический купол Южно-Карской впадины пространственно совпадает с локализацией крупнейших месторождений углеводородов – Русановского и Ленинградского (см. рис. 4.80).

Анализируя трехмерную температурную модель, можно видеть подъем изотерм на всем интервале глубин (до 15 км) в Южно-Карской впадине, что свидетельствует о существовании аномалии теплового потока, протягивающейся вдоль меридиана 66° в.д., от центра Байдарацкой губы на север. Это согласуется с измерениями повышенного по сравнению с фоновым теплового потока в скважинах на Русановском и Ленинградском месторождениях (73 и 76 мВт/м^2). По результатам моделирования температура на глубинных срезах 3, 4 и 5 км уменьшается от указанного меридиана в восточном направлении на относительную величину 10 °С, и на меридиане 70° в.д., в районе Белоостровской впадины изотермы уже лежат горизонтально, что характеризует фоновый геотермический режим. Значение теплового потока в центре Ямала составляет 53 мВт/м^2, что заметно ниже теплового потока на акватории Южно-Карской впадины и на западном побережье полуострова.

Трехмерное геотермическое моделирование позволяет прогнозировать глубину поверхностей, ограничивающих интервал возможного нахождения углеводородных залежей, и этим оно отличается от двухмерного моделирования, которое не позволяет «заглянуть» за линию профиля. Особенно сильные различия в результатах оценки перспектив нефтегазоносности по геотермическим данным могут быть в случае изометричных, а не линейных структур. При изометричности, которая характерна для осадочных бассейнов Западно-Арктического региона, оценки глубин нахождения катагенетических температур по двухмерной модели дают значения

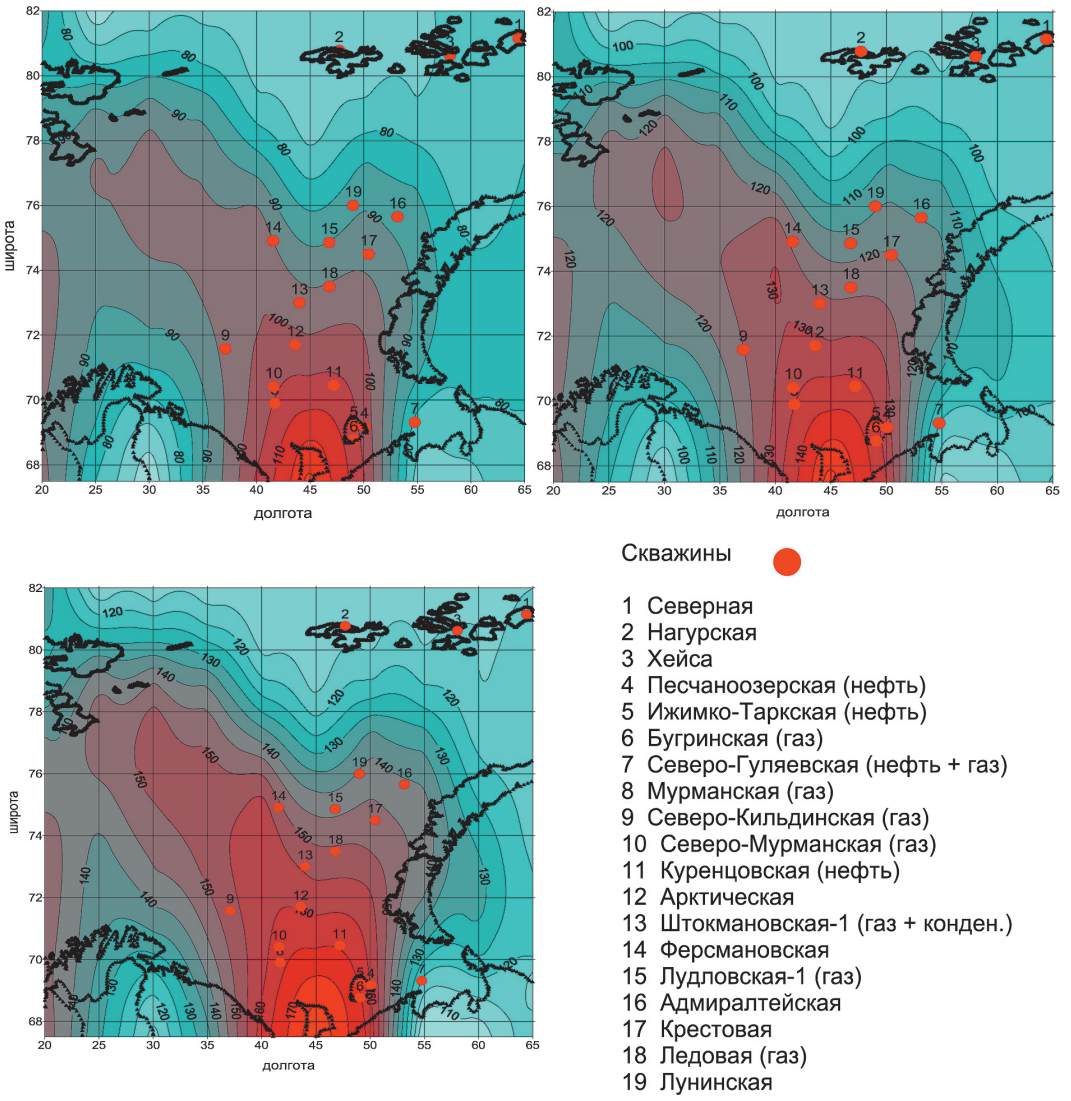


Рис. 4.81. Температурные карты-срезы на глубине 3 км (1), 4 км (2) и 5 км (3) в Баренцевом море (красными точками показано расположение открытых месторождений углеводородов)

относительного расхождения с оценками по трехмерной модели на 10–15%. Этот факт не требует специальных доказательств, так как хорошо известен из классических работ по теории теплопроводности (см., например, [Карслоу, Егер, 1964]).

На шельфе Западно-Арктических морей выявляется единая тенденция приуроченности крупных месторождений углеводородов к зонам повышенного термического потенциала. Этот факт можно использовать как дополнительный признак при поисково-разведочных работах на арктическом шельфе.

Физический смысл связи расположения термических куполов и площадей нефтегазоносности заключается в том, что купола могут появиться только при сосуществовании двух факторов: при наличии контраста теплопроводности внутри слоев осадочного чехла и при отклонении залегания слоев от плоскопараллельного, т.е. в условиях структурно-теплофизических неоднородностей. Этим объясняется то, что распределение температурного поля фактически отражает локализацию структур-ловушек.

Метод термотомографии может применяться при любом масштабе исследований – от всего осадочного бассейна до локальной структуры. В первом случае он может рассматриваться как прогнозный, а во втором – как поисково-разведочный. Естественно, мы отдаем себе отчет в том, что эта методика не должна применяться автономно, а только как дополнительный метод в комплексе геолого-геофизических работ на углеводородное сырье.

Реализация термотомографического метода основана на применении комплекса компьютерных программ, часть из которых разработана при непосредственном участии авторов, а часть – адаптирована для решения задач по объемному геотермическому моделированию из готовых фирменных программных продуктов.

Для реализации метода необходима информация о структуре разреза, получаемая по данным бурения и/или сейсмического профилирования, а также о величине фонового теплового потока для конкретного региона, что позволяет нам задать краевые условия для последующего численного моделирования.

Изучение геотермического поля Западно-Арктического шельфа (Баренцево и Карское моря) показало, что как в температурном поле, так и в значениях плотности теплового потока этих акваторий наблюдается широкий разброс данных, объясняемый нами особенностями тектонической истории региона, существованием структурно-теплофизических неоднородностей и новейшими тектоническими проявлениями: рифтогенезом и деструкцией континентальной коры на окраине шельфа [Хуторской и др., 2003, 2013].

Вместе с тем выявлена тесная пространственная связь локализации месторождений углеводородов и неоднородностей геотемпературного поля: практически все открытые месторождения были приурочены к зонам подъема изотерм в осадочном чехле, к так называемым «термическим куполам» [Хуторской и др., 2008]. Эта пространственная корреляция, как показали дальнейшие исследования [Хуторской и др., 2010, 2013], проявлялась не только в Западно-Арктическом осадочном бассейне, но и в других разнотипных и разновозрастных бассейнах Северной Евразии. Она оказалась настолько убедительной, что мы предположили возможность использования «термических куполов» как поискового признака при прогнозировании нефтегазоносности в неразбуренных или слабо изученных в поисковом отношении регионах.

Море Лаптевых является одним из таких регионов. Здесь выполнен большой объем сейсмических работ МОВ-ОГТ, структурно-геологическое картирование, сейсмостратиграфическое расчленение осадочного чехла, однако бурение на шельфе пока не проводилось, и поэтому выводы о локализации месторождений являются прогнозными и ориентировочными.

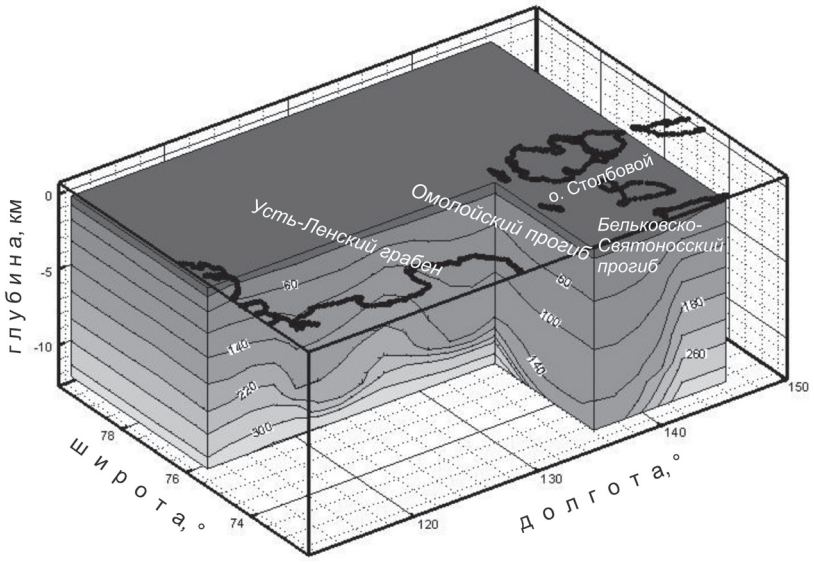


Рис. 4.82. 3D-геотемпературная модель моря Лаптевых

Геотермическое моделирование в геометрии 2D и 3D способно помочь выделить наиболее перспективные районы будущей разведки на шельфе, приуроченные к крупным региональным структурам.

Для построения 3D-геотемпературной модели все профили были помещены в трехмерный плот (см. рис. 4.75), а затем проведена их объемная интерполяция (рис. 4.82).

На рис. 4.82 хорошо выражены три «температурных купола». Первый – приурочен к Усть-Ленскому грабену, в плане протянувшемуся от северо-восточной оконечности дельты Лены до континентального склона, второй – к южной депрессии Омолойского прогиба (севернее губы Буор-Хая) и третий – к Бельковско-Святоносскому грабен-прогибу, расположенному непосредственно восточнее о. Столбового (см. рис. 4.82). Максимальная мощность чехла в этих отрицательных структурах соответственно составляет 12, 11 и 7,5 км. По комплексу геологических признаков и аномальным содержаниям УВ-газов в донных осадках Усть-Ленский грабен и Омолойский прогиб рассматриваются в качестве перспективных нефтегазоносных структур [Хуторской и др., 2011].

Усть-Ленский грабен и Бельковско-Святоносский прогиб представляют собой рифтогенные структуры шельфа, расположенные на продолжении узких периокеанических прогибов, развитых вдоль Баренцево-Карского и Ломоносовского континентальных склонов. Южная депрессия Омолойского прогиба развита на продолжении рифтогенного Северо-Омолойского грабена, структурно продолжающего на шельфе рифтовую долину хр. Гаккеля. К структурам приурочены линейные зоны эпицентров землетрясений и зафиксирован подъем границы М до 27–30, 20–25 и 27 км.

Таким образом, в море Лаптевых, так же как в шельфовых бассейнах Западно-Арктического региона, намечается отчетливая связь между термическими куполами и рифтогенными структурами, перспективными в нефтегазоносном отношении.

В структуре океанической литосферы выделяют следующие структурно-формационные зоны первого порядка: абиссальные котловины, или талассократоны; срединно-океанические хребты; внутриплитные глыбовые и вулканические поднятия; трансформные разломы; переходные зоны от океана к континенту, включающие глубоководные желоба, островные дуги и задуговые бассейны.

Приведем описание лишь выборочных зон в каждой группе, так как тепловое поле различных районов океана, относящихся к той или иной структуре сходно. Поэтому приводимые примеры дадут представление об общих геотермических закономерностях.

Рассмотрим Северо-Западную плиту Тихого океана в качестве примера абиссальных котловин. Эта плита на западе ограничена Курило-Камчатским и Японским глубоководными желобами, на севере – Командорской и Алеутской островными дугами, на востоке – Императорским разломом, на юге – условно грядой подводных гор Маркус-Неккер. В котловине идентифицированы позднемезозойские линейные магнитные аномалии с возрастом от 109 млн лет, причем в районе 45° с.ш. эта аномалия приближается к Курило-Камчатскому желобу, у о-ва Хоккайдо практически по оси желоба идентифицируются полосовые магнитные аномалии с возрастом около 120 млн лет. Возрастные оценки подтверждаются данными глубоководного бурения (например, скв. 303–306, DSDP, Leg 32) и свидетельствуют об омоложении Северо-Западной плиты Тихого океана как по направлению к желобам, так и с юго-запада на северо-восток относительно оси желоба. Средний тепловой поток для интервала возраста дна от 80 до 110 млн лет составляет 58±9 мВт/м^2, с увеличением возраста дна несколько уменьшается тепловой поток 45±10 мВт/м^2 – для возраста 110–120 млн лет. В целом можно отметить, что тепловой поток достаточно однороден, и подавляющее число измерений приходится на интервал 35–56 мВт/м^2.

Некоторый разброс значений наблюдается на невулканических глыбовых поднятиях в пределах плиты – поднятиях Шатского и Хесса.

Возвышенность Шатского поднимается над окружающими абиссальными равнинами на 1500–2000 м и может быть оконтурена изобатой 5000 м. Простирание поднятия северо-северо-западное. Углы наклона склонов поднятия составляют в среднем 1°, но отдельные уступы имеют наклон 16–19°. По данным ГСЗ под поднятием наблюдается погружение поверхности М до 22–24 км, т.е. на 12–14 км глубже, чем под смежными абиссальными равнинами. Структура характеризуется тепловым потоком 41–45 мВт/м^2 в западной части возвышенности и повышенным потоком (до 75–96 мВт/м^2) в восточной и юго-восточной частях. Для объяснения причин повышения потока требуется дополнительная информация о глубинном строении структуры. На возвышенности Хесса тепловой поток имеет примерно те же значения, что и в западной части возвышенности Шатского, т.е. 42–47 мВт/м^2.

Океанические котловины с более молодым возрастом II слоя дна (например, плиты Кокос и Наска в Тихом океане, Канарская котловина в Атлантическом и др.) характеризуются в целом более высоким тепловым потоком, что подтверждает зависимость теплового потока от возраста II слоя океанической коры [Смирнов, 1980].

Одним из основополагающих геотермических открытий явилось обнаружение аномально высоких (а также «нулевых» и даже отрицательных) значений теплового потока в срединно-океанических хребтах. Как известно, срединно-океанические хребты являются дивергентными зонами, т.е. границами, где происходит спрединг плит, излияние и внедрение разогретого мантийного материала. Под хребтами располагается восходящая ветвь мантийной конвекции, т.е. тепловой поток под ними определяется не только кондуктивным, но и конвективным выносом тепла. Срединно-океанические хребты простираются вдоль всего Мирового океана. Их общая длина превышает 60 тыс. км. Кондуктивная составляющая теплового потока в хребтах достигает рекордных «ураганных» значений (до 1500 мВт/м^2). В том случае, когда рифтовая зона перекрыта мощным чехлом осадков (например, впадины Калифорнийского залива и Красного моря), препятствующим конвективной разгрузке на дно магмы и термальных вод, измеренный кондуктивный поток адекватен общему выносу тепла, так как в этом случае конвективная компонента близка к нулю. В других условиях, когда мощность осадочных пород очень мала или они полностью отсутствуют, может быть измерен нулевой тепловой поток (а в случае пологого разлома, выносящего гидротермы, даже отрицательный), но это вовсе не значит, что в этом месте литосфера полностью пассивна. Просто весь тепловой поток выносится конвекцией, что создает безградиентную зону внутри конвективной струи, а значит и нулевой кондуктивный тепловой поток. Полный же энергетический эффект в рифтовых зонах, оцениваемый как сумма кондуктивной и конвективной компонент, остается примерно одинаковым и эквивалентен по разным оценкам в среднем 400–600 мВт/м^2.

Как показало сравнение этих расчетов с прямыми оценками полного выноса тепла в рифтовой зоне Исландии [Поляк и др., 1984] на основании подсчетов масштабов конвективной разгрузки в наземных гидротермах, значения получились очень близкими, что свидетельствует об однородности теплового потенциала океанических рифтов.

Количество тепла, переносимого за счет конвективного теплопереноса, обусловленного вертикальной фильтрацией, приблизительно равно $Q \approx \rho c_p j T \approx$ 800 мВт/м^2, где j – скорость вертикальной фильтрации магмы в астеносфере (приблизительно $2 \cdot 10^{-10}$ м/с), $\rho = 2800$ кг/м^3 – плотность магмы; $c_p = 1050$ Дж/(кг·К) – ее удельная теплоемкость при постоянном давлении; $T = 1300$ °С – температура расплава. Если сконцентрировать суммарный фильтрационный тепловой поток в узкой осевой зоне магматического резервуара шириной порядка 10 км, в которую «сливается» магма из более широкой 100-километровой области астеносферы благодаря центростремительной горизонтальной составляющей фильтрации, то полный тепловой поток в рифтовой зоне примерно будет соответствовать тем

«ураганным» его значениям, которые измерены в Калифорнийском заливе и в Красноморской впадине.

Таким образом, тепловые процессы, происходящие в срединно-океанических хребтах, являются движущей силой тектонического развития океанической литосферы.

Зоны спрединга и восходящей конвекции мантийного вещества встречаются не только в океанах, но и в задуговых бассейнах расширения окраинных морей. Подобные бассейны существуют почти во всех окраинных морях, т.е. процесс задугового спрединга является глобальным явлением. Наиболее ярко он проявляется и хорошо изучен в котловине Хонсю Японского моря и в Центральной котловине Тирренского моря. Рассмотрим геотермическую характеристику последней.

Восточная часть Тирренского моря – это область высокого теплового потока, больших горизонтальных градиентов температур и проявлений базальтового вулканизма на подводных вулканах. Максимальные значения достигают 515 и 489 мВт/м^2 и измерены в тыловой части Липарской островной дуги [Della Vedova et al., 1982; Хуторской и др., 1986]. Средний же тепловой поток в этой части моря составляет 155 мВт/м^2 (рис. 4.83).

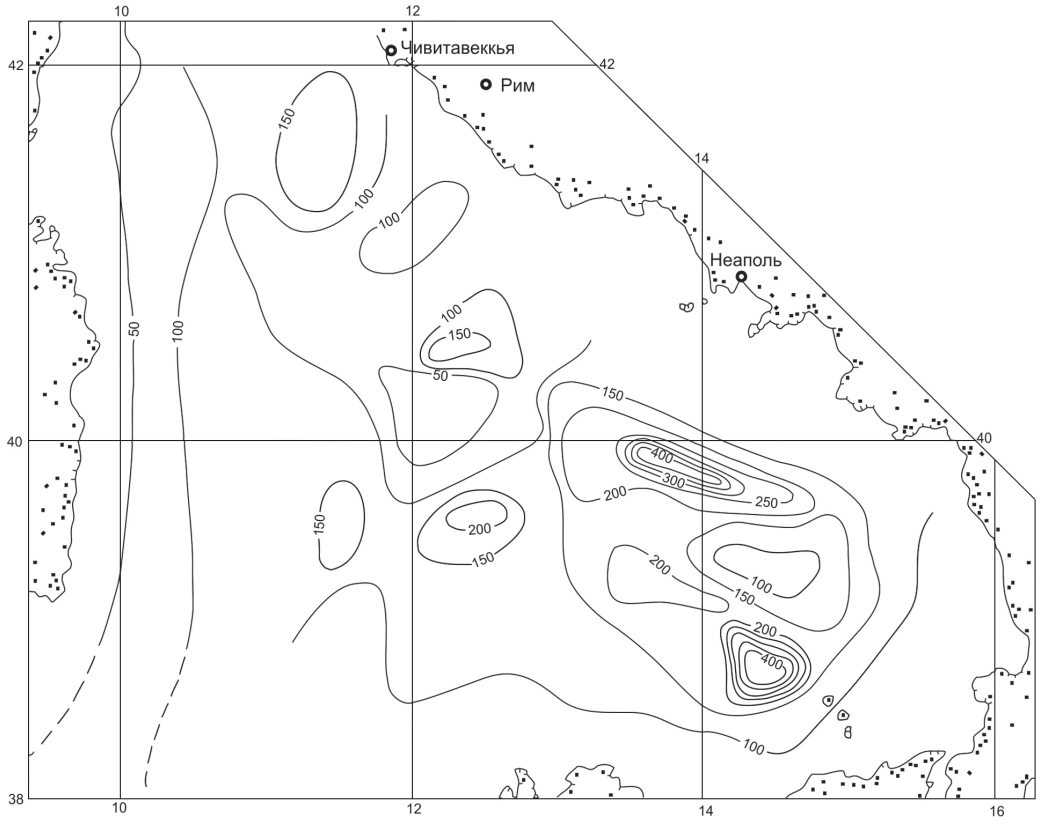


Рис. 4.83. Карта теплового потока (мВт/м^2) Тирренского моря [Хуторской и др., 1986]

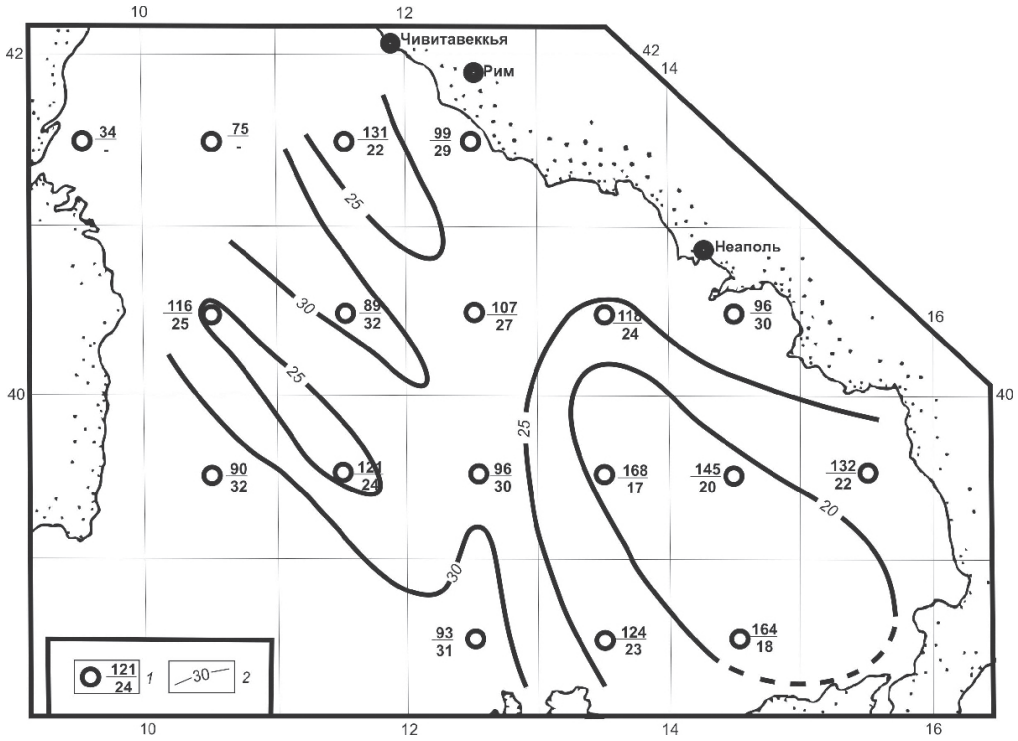


Рис. 4.84. Карта мощности термической литосферы Тирренского моря.
1 – значение среднего теплового потока в географической ячейке (в числителе) и мощности литосферы (км) (в знаменателе); 2 – изолинии мощности литосферы (км)

Оценки мощности «термической» литосферы показали, что в восточной части Тирренского моря ее толщина составляет 17–23 км (рис. 4.84). Такие же значения мощности литосферы, оцениваемой по геотермическим данным, получены в океанических рифтовых зонах. Высокий тепловой поток, базальтовый вулканизм и малая мощность литосферы свидетельствуют о внедрении мантийного материала в литосферу Тирренского бассейна, которое «расклинивало» ранее существовавшие литосферные блоки. Эти блоки обладали, по-видимому, пониженной вязкостью из-за повышения температур на их подошве и вследствие этого не оказывали сопротивления внедрению вещества и тепломассопереносу снизу.

Следовательно, в областях восходящей мантийной конвекции всегда фиксируется высокий тепловой поток.

Со срединными хребтами генетически связаны трансформные разломы. Это линейные структуры, которые субортогональны рифтам и в которых преобладает сдвиговая компонента тектонических подвижек. Амплитуда смещений оси хребта вдоль трансформных разломов, как правило, «десятки и сотни километров» [Мировой океан, 2013, с. 131], но иногда достигает тысячи км (Мендосино, Кларион, Элтанин в Тихом океане; Романш, Риу-Гранди в Атлантике; Оуэн в Индийском океане).

Вдоль трансформной разломной зоны между ее пересечениями с осями спрединга в двух соседних сегментах срединно-океанических хребтов (СОХ) выделяются участки, подверженные динамическому и термическому воздействию деформаций сдвига и сопутствующих эндогенных процессов. Их называют активными частями разлома. Как правило, активные части разлома разделяют одновозрастные фрагменты океанического хребта. Участки, где в настоящее время нет сдвиговых деформаций, называют пассивными частями, или следами трансформных разломов. Они расположены на внешних сторонах хребта [Дубинин, 1987].

Геодинамические проявления в активных и пассивных частях разломов по своему характеру сильно различаются. Как было установлено в результате сейсмического мониторинга [Kanamori, Stewart, 1976], частые слабые землетрясения ($M \leq 4$), происходящие вдоль активных частей разломов, квази-синхронны с активным вулканизмом в прилегающих сегментах срединного хребта. Преобладающие вдоль активных участков разломов более сильные сейсмические события с механизмом strike-slip, вызывая разрыв сплошности среды, создают предпосылки для подъема магмы и здесь. Таким образом, магматизм срединного хребта и сейсмичность трансформного разлома – это два сопряженных геодинамических явления.

Важную информацию о природе трансформных разломов дает изучение геоэнергетического аспекта их развития. Непосредственно вынос глубинного тепла из океанской литосферы характеризуют измерения кондуктивного теплового потока (ТП). Долгое время считалось, что эти измерения определяют полные теплопотери в дивергентных зонах океанической плиты.

Но в рифтовых впадинах вдоль осей СОХ обнаружены аномально высокие, «нулевые» и даже отрицательные значения плотности ТП. Происхождение таких аномалий ТП мы обсуждали выше. Когда оси хребтов, как в Калифорнийском заливе или Красном море, перекрыты мощным чехлом осадков, препятствующим разгрузке магмы и термальных вод на поверхность дна, измеренный кондуктивный ТП в рифтовых впадинах достигает «ураганных» величин, во много раз превышающих среднепланетарное значение. Такие значения адекватны общим теплопотерям, так как в этих случаях их конвективный компонент экранируется осадками и близок к нулю. В других условиях, когда мощность осадочных пород мала, уже кондуктивный компонент может оказаться нулевым (а над пологим разломом, вдоль которого разгружаются гидротермы, даже отрицательным), но это вовсе не значит, что в этом месте тепло не удаляется из литосферы. Просто здесь оно целиком выносится конвекцией при почти нулевом или не превышающем адиабатического (0,4 мВт/м^2) кондуктивном ТП внутри восходящей ветви конвективной гидротермальной ячейки («адвективной струи»). Средние же величины полных теплопотерь, рассчитанные как сумма кондуктивного и конвективного компонентов, в разных отрезках океанических хребтов находятся, по разным оценкам, в диапазоне 400–700 мВт/м^2.

По сравнению с рифтами трансформные разломы изучены недостаточно полно, тем не менее можно привести геотермическую характеристику по многим известным разломам Мирового океана. Приведем данные по нескольким разломам Северной Атлантики и Юго-Восточной Пацифики.

Зона разломов Вима (~11° с.ш.) представляет собой чередование линейных горных массивов и депрессий – широтных разрывов, по которым лежащий севернее отрезок Срединно-Атлантического хребта (САХ) сдвинут к западу почти на 3°, а длина активной трансформной зоны оценена в 320 км. Формирование линейных горных массивов внутри разломной зоны связывают с раздвижением. При этом легкоплавкие мантийные дифференциаты могут подниматься по разломной трещине. Высокотемпературное мантийное вещество прогревает борта контактирующих блоков литосферы и за счет термического расширения слагающих их пород формирует «термический рельеф приразломных зон» [Дубинин, Ушаков, 2001, с. 103]. Активная часть разлома (между соседними отрезками САХ) сейсмична. Эпицентры землетрясений расположены вдоль подножья южной стенки разлома; механизмы в гипоцентрах свидетельствуют о преимущественно сдвиговом движении по трансформному разлому. Пассивные же части разлома асейсмичны.

Распределение теплового потока в массивах и депрессиях носит принципиально различный характер. В первых оно показывает довольно широкий разброс значений – от 9 до 100 мВт/м^2 (n = 11), хотя средние величины кондуктивного ТП в северном и южном массивах внутри зоны разлома примерно равны (соответственно 59 и 51 мВт/м^2 при 1σ ≈ 31 мВт/м^2). Широтные депрессии отличаются относительно стабильными и аномально высокими его величинами (112–260 мВт/м^2) при среднем значении и стандартном отклонении 152 и 41 мВт/м^2 соответственно (n = 27).

Субширотный *разлом Атлантис* пересекает САХ в полосе между 28.5º и 31° с.ш. По этому разлому ось САХ в его прилегающем с севера сегменте смещена относительно южного на 67 км к востоку [Хуторской, 1982]. В своей активной части разлом представляет собой трог, дно которого образует цепь котловин с плоским днищем на глубинах 5250–4980 м; ширина днища составляет 2–4 км. В восточной части, в районе сочленения с рифтовой долиной, трог оканчивается порогом и далее прослеживается в виде поперечных уступов, гряд и ложбин. На западе дно трога также имеет порог.

При драгировании во время проведения 24-го рейса НИС «Ак. Курчатов» в пределах северного борта разлома были подняты снизу вверх: метагаббро и серпентиниты (4200 м), серпентиниты (2980–2780 м), габбро и базальты (2540–2820 м), базальты и серпентиниты (1800–1960 м), а на южном борту – диабазы и габбро (2580–3020 м), габбро и серпентиниты (1320–1600 м) (Кашинцев Г.А., личное сообщение, 1980 г.).

Характер распределения ТП в активной и пассивных частях разлома заметно различается. В активной части измерены как «ураганные» его значения: 300 и 370 мВт/м^2, так и относительно низкие – 40 и 42 мВт/м^2; этот контраст наглядно отражает влияние восходящего тепломассопереноса. На флангах же разлома вдоль него величины кондуктивного теплового потока более однородны – от 70 до 120 мВт/м^2.

В пассивных частях трансформного разлома причинами вариаций кондуктивного ТП могут быть, как отмечено выше, искажающие его факторы: влияние рельефа дна и контраста теплопроводности между донными илами и породами второго и

третьего слоев океанической коры. Измерения теплофизических свойств пород, извлеченных грунтовыми трубами и драгами, показали, что среднее значение теплопроводности пелитовых илов почти в 3 раза ниже, чем у серпентинизированных габбро (соответственно 1,1 и 3,1 Вт/(м·К)). Наибольшие искажения глубинного теплового потока (до 40–50%) приурочены к краевым частям осадочных линз. Учитывая эти искажения, для определения величины глубинного теплового потока были внесены соответствующие поправки. В южной депрессии этой зоны он составляет 38 мВт/м^2, а в северной – 51 мВт/м^2.

Азоро-Гибралтарская разломная зона. Протягиваясь от САХ до Гибралтарского пролива вдоль субширотного поднятия дна океана – Азорского плато, эта разломная зона формирует западную часть области сочленения литосферных плит: Евразийской на севере и Африканской на юге (рис. 4.85). Зона представляет собой район современной сейсмической активности (в исторический период известны землетрясения с M > 8) и ярких наземных и подводных проявлений вулканизма и гидротермальной деятельности. Исходя из особенностей сейсмичности, подводного рельефа и тектоники, зону разделяют на три сегмента [Forjaz, 1983].

Западный, или собственно Азорский сегмент (от 35° з.д. до 24° з.д.) включает в себя точку тройного сочленения Американской, Евразийской и Африканской плит. В этой точке северный отрезок САХ смещен относительно южного к востоку на ~50 км. В пределах этого сегмента Азоро-Гибралтарской зоны граница

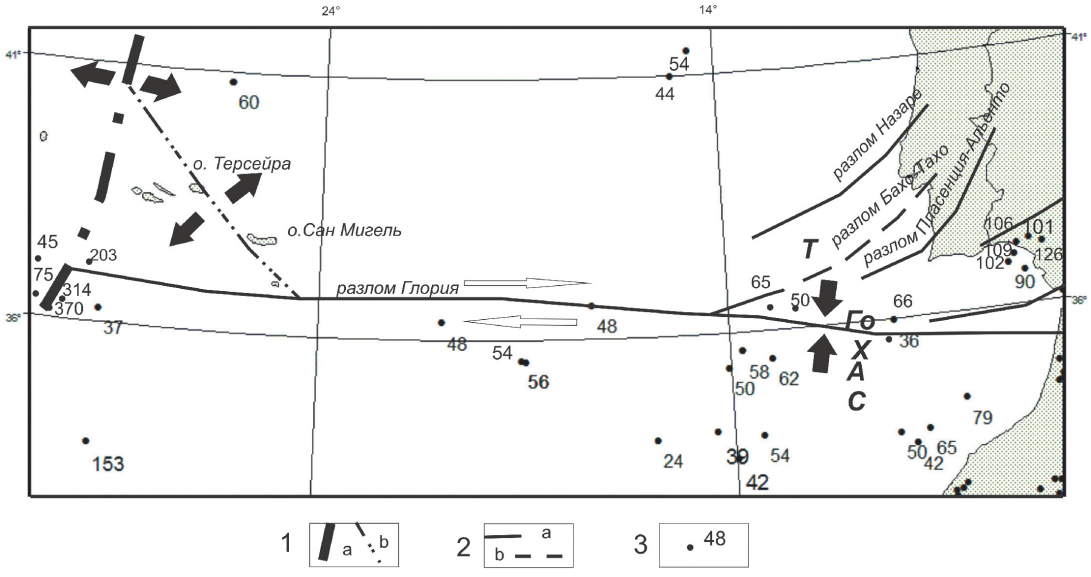


Рис. 4.85. Азоро-Гибралтарская зона разлома

1 – зоны растяжения: a – САХ; b – хребта Терсейра; 2 – трансформные разломы: a – установленные, b – предполагаемые; 3 – станции измерения теплового потока и его значение (мВт/м^2). Подводные горы: Го – Горриндж, А – Ампер. Подводные плато: Т – Тагус, Х – Хосшу, С – Сен. Стрелками показано взаимное движение плит

плит осложнена хребтом Терсейра, который местами поднимается над уровнем моря и характеризуется активным вулканизмом и высокой сейсмичностью. Ось растяжения хребта Терсейра ориентирована на северо-восток с азимутом 25° (см. рис. 4.85). Судить о суммарных теплопотерях в хребте Терсейра не позволяет отсутствие здесь измерений ТП.

В этом сегменте лежит венчающий Азорское плато архипелаг, состоящий из девяти островов − Корво и Флореш, расположенных западнее оси Срединно-Атлантического хребта, и семи к востоку от нее – Файял, Пико, Сан Хорхе, Грациоза, Терсейра, Сан Мигель и Санта Мария. Плато с юга ограничено субширотным Восточно-Азорским разломом, который сейсмически пассивен.

В пределах собственно Азорского плато распределение теплового потока пока изучено недостаточно. Однако, если расширить сектор наблюдений до прямоугольника с координатами от 35 до 40° с.ш. и от 35 до 16° з.д., то в нем все-таки сделано 57 измерений кондуктивного ТП. Они демонстрируют его явный максимум в САХ (максимальные значения – 314 и 370 мВт/м^2), плавное понижение – на флангах хребта и асимметрию его распределения: фоновый ТП на западном склоне САХ не превышает 80 мВт/м^2, в то время как на восточном он колеблется от 203 до 150 мВт/м^2. Эта асимметрия отражает различия геодинамических обстановок и согласуется с современной активностью зоны разлома восточнее САХ.

Центральный сегмент (от 24° з.д. до 13° з.д.) проявлен в виде довольно прямолинейной разломной зоны, известной в своей западной части как разлом Глория, продолжение Восточно-Азорского разлома (см. рис. 4.85). Но между 20 и 10° з.д. отмечаются крупные землетрясения, вызванные правосторонними сдвигами. В восточной части эта зона морфологически выражена слабее.

В центральном сегменте ТП близок к фоновым значениям для второго слоя океанической коры с таким возрастом.

Восточный сегмент (от 13° з.д. до 5° з.д.) – район со сложной батиметрией. На восточном фланге сегмента океанское дно плавно поднимается по направлению к континентальному Афро-Иберийскому склону Португалии, Испании и Марокко. На северной его части воздымаются подводные горы (Галиция, Горриндж, Ампер, плато Тагус, Хосшу, Сен) и прослеживаются континентальные разломы (Назаре, Бахо-Тахо, Пласенция-Альенто и др.) (см. рис. 4.85). В этих разломах происходит горизонтальное сжатие, выражающееся в образовании надвигов и субдукции Африканской плиты.

По геотермическим данным, в восточном сегменте выделяется субширотная зона повышенного ТП, протягивающаяся по южной части плато Тагус, котловине Хосшу и далее на восток вплоть до Гибралтарского пролива. Обращает на себя внимание аномальное повышение ТП в заливе Кадис и на Иберийском полуострове в западной части Кордильеры Бетика (более 100 мВт/м^2). Эту аномалию связывают с диссипативным прогревом литосферы на границе Евразийской и Африканской плит [Platt, Vissers, 1989].

Тектонические движения в сегментах Азоро-Гибралтарской зоны асинхронны и разнотипны – от раздвига в хребте Терсейра, сдвига в Глории до транспрессии на востоке. Это свидетельствует о смене геодинамических обстановок, обусловлен-

ных на западе зоны спрединга САХ и хребта Терсейра, а на востоке – коллизией и субдукцией плит при закрытии Тетиса.

Разлом 43° с.ш. по геолого-геофизическим данным простирается с северо-запада на юго-восток (115°), разделяя два разнородных блока САХ [Foster et al., 1974]. Смещение оси хребта по этому разлому − примерно 30 км – меньше, чем в Атлантисе, и гораздо меньше, чем в зоне Вима. Блок южнее разлома 43° с.ш. характеризуется хорошо развитой рифтовой долиной, симметричными магнитными аномалиями, обнажениями базальтов, но относительно низким тепловым потоком (27, 28 и 38 мВт/м^2). В северном же блоке значения ТП заметно выше (до 301 мВт/м^2); магнитные аномалии асимметричны и имеют низкую амплитуду, а рельеф по сравнению с южным блоком расчленен резче [Foster et al., 1974].

Значения ТП вдоль разлома в полосе шириной ±100 км изменяются от 23 до 301 мВт/м^2, а его среднее составляет 123±17 мВт/м^2 (n = 19). В активной же части этого разлома среднее еще выше – 202±54 мВт/м^2 (n = 8).

Неподалеку, вдоль трансатлантического геотраверса в полосе между 44,5 и 45,5° с.ш. тоже были выполнены измерения кондуктивного ТП [Parsons, Sclater, 1977]. 98 измеренных значений приурочены к гребневой зоне и склонам САХ, а также к восточной абиссальной котловине. Для противоположных склонов хребта был проведен статистический анализ двух однородных выборок из 18 и 16 измерений соответственно. Анализ их сходства с помощью t-теста показал отсутствие на данном геотраверсе геотермической асимметрии, хотя для многих других пересечений САХ она статистически значима.

В Юго-Восточной Пацифике наиболее заметной, ключевой, но в то же время относительно слабо изученной является *трансформная зона Элтанин*. Это система разломов, которая включает в себя собственно разлом Элтанин и соседние с ним хорошо морфологически выраженные разломы Хизена и Тарп (рис. 4.86). Вся эта разломная система пересекает Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП) примерно по 55° ю.ш. и является границей между ВТП и Южно-Тихоокеанским поднятием. Ее генеральное простирание – ЗСЗ–ВЮВ осложняется многочисленными кулисно расположенными нарушениями и локальными ущельями. Вдоль главных разломов Хизена и Тарп и их оперяющих наблюдается правостороннее смещение блоков, создавая впечатление структуры *en echelon*. Смещение оси хребта вдоль трансформной зоны между меридианами 115° и 145° з.д. превышает 2 тыс. км, характеризуя этим одну из самых протяженных активных частей таких структур в Мировом океане.

Главная депрессия трансформной зоны Элтанин имеет вид глубокого ущелья с асимметричными склонами. Южный склон более крутой (~30°) по сравнению с северным (20°). Дно ущелья постепенно погружается в юго-восточном направлении от 4750 до 5980 м и покрыто довольно мощным (до 600 м) слоем алевритопелитовых илов, что создает идеальные условия для измерения в трогах теплового потока погружными зондами.

Здесь во время 24-го рейса НИС «Академик Курчатов» (1977 г.) нами были проведены геотермические исследования с помощью одноканального зонда ПТГ–3МТБ. Из-за штормовой погоды тогда удалось получить всего три измерения: два

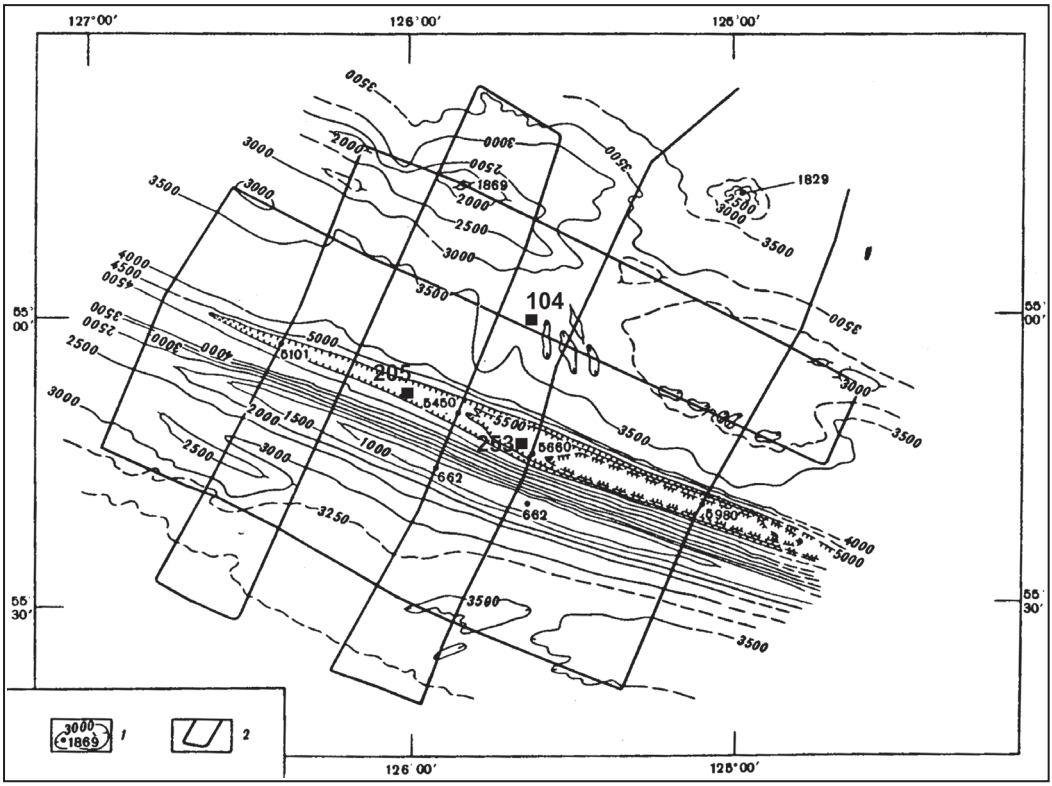


Рис. 4.86. Батиметрическая карта юго-восточной Пацифики в районе трансформной системы Элтанин [Живаго, 1984]

из них в троге разлома Хизена на глубинах 5640 м (253 мВт/м^2) и 5480 м (205 мВт/м^2) и на равнине севернее трога на глубине 3280 м (104 мВт/м^2) (см. рис. 4.86). Насколько нам известно, до сих пор эти измерения теплового потока – единственные в системе Элтанин. Его относительно высокие значения, а также довольно большая мощность рыхлых осадков на дне трога позволяют говорить о том, что уровень кондуктивного теплового потока 205–250 мВт/м^2 характеризует величину полных теплопотерь в активной части этой разломной системы.

Разлом Курчатова был открыт на широте 37° ю.ш. в 24-м рейсе НИС «Академик Курчатов» (1977 г.) после работ в разломной зоне Элтанин. На эхограмме четко отобразился трог глубиной до 6500 м, а севернее на расстоянии менее 1 мили – возвышенность с глубинами от 1800 до 1850 м. Такой резкий перепад глубин может быть обусловлен только тектоникой, что и подтвердилось в ходе специальных полигонных работ.

В пассивных частях разлома Курчатова и находящегося в 200 км южнее разлома Агассиц было проведено несколько измерений кондуктивного ТП в 24-м рейсе НИС «Академик Курчатов» и в 14-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» [Методические..., 1983]. Кроме того, в разломе Агассиц тепловой поток более

чем в 60 пунктах, в том числе в его активной части, был измерен американскими геотермиками [Anderson, Langseth, 1976].

В пассивной части разлома Агассиц на расстоянии более 1200 км к западу от оси ВТП тепловой поток составил 30, 48 и 46 мВт/м^2, а на полигоне разлома Курчатова, в 1440 км от оси ВТП – всего 10 мВт/м^2. В активной же части разлома Агассиц, где смещение сегментов ВТП вдоль оси разлома не превышает 40 км, были получены значения 110, 111 и 156 мВт/м^2.

Наиболее изучена геотермически в Юго-Восточной Пацифике выраженная *впадиной Хесса* разломная зона, которая образована стыком ВТП с субширотным Галапагосским рифтом. Он разделяет примыкающие к ВТП с востока и ныне расходящиеся океанические плиты Наска и Кокос. Раздвиг плит происходит неравномерно, с постепенным увеличением его скорости к востоку. Поэтому Галапагосский рифт кажется не одним из равноправных элементов зоны тройного сочленения «рифт–рифт–рифт», а скорее структурой типа *pull–apart*, положение которой в плане относительно ВТП напоминает Азоро-Гибралтарскую трансформную зону Северной Атлантики.

В районе впадины Хесса и Галапагосского рифта определено 30 значений теплового потока, а еще 28 – вдоль простирания этой зоны на западном склоне ВТП. Анализ этих значений на разных флангах ВТП выявил асимметрию его распределения относительно оси поднятия (рис. 4.87). Западнее этой оси кондуктивный ТП составляет в среднем 74±51 (n_1 = 29), а восточнее – 36±29 мВт/м^2 (n_2 = 29). Геотермическая асимметрия ВТП в этом его сегменте статистически достоверна: сравнение выборок с помощью критерия Стьюдента дало значение t = 3,42 при $t_{кр}$ = 2,20; n = 58.

Район Галапагосского рифта и впадины Хесса имеют морфологическое выражение восточнее оси ВТП. Поэтому на первый взгляд кажется странным, что восточный склон ВТП имеет более низкий средний тепловой поток, по сравнению с западным (см. рис. 4.87). Однако, если вспомнить, что раскрытие Галапагосского рифта происходит клинообразно в западном направлении, то становится вполне

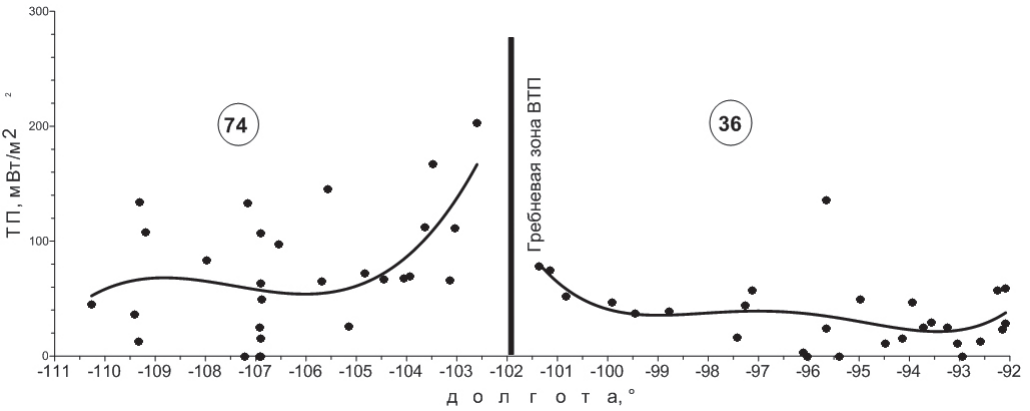


Рис. 4.87. Профиль теплового потока вдоль 2° с.ш.

объяснимым повышение теплового потока на западном склоне ВТП, так как в «острие клина» сосредоточена максимальная энергия, заставляющая его раскрываться и продвигаться далее на запад. Естественно, что величина этой энергии выражается в тепловом потоке. Можно предположить, что в этом регионе не будет различия в тепловых потоках абиссальных котловин, так как «галапагосский клин» не продвинулся еще в пределы абиссали на плите Пацифик и не имеет там морфологического выражения. Но обоснованный вывод возможен только после проведения измерений теплового потока на западном продолжении геотраверса.

Для объяснения природы аномалий теплового потока в трансформных разломах привлекается несколько энергетических механизмов. Один из них – тепло тектонического трения при сдвиговых деформациях в разломной зоне. Однако расчеты фрикционного разогрева в разломе Сан-Андреас (Калифорния) показали, что он не играет существенной роли в формировании аномалий теплового потока [Lachenbruch, Sass, 1980]. Вероятно, этот вывод можно распространить и на другие трансформные разломы. Другое объяснение аномалий – применение принципа суперпозиции геотермических полей от северной и южной стенок разлома, имеющих разный возраст в зависимости от положения осей рифтовых зон, смещенных разломом. По модельным расчетам для разлома Вима в Центральной Атлантике тепловой поток оказался 350 мВт/м^2, что довольно близко к другим независимым оценкам. Третье объяснение связано с предположением о неглубоком расположении зоны фракционного плавления под разломом. Расчеты показывают, что если тепловой поток в верхней части литосферы чисто кондуктивный, то кровля зоны располагается на глубинах 12–18 км от дна разлома.

Конвергентные пояса переходных зон от океана к континенту включают вкрест их простирания известный набор структурных элементов, основные из которых следующие: внешний краевой вал; глубоководный желоб; приостровной (приконтинентальный) склон желоба, который, в свою очередь, подразделяется на более мелкие тектонические элементы, включая аккреционные призмы, ступени и склоновые разрывы; фронтальную невулканическую гряду; вулканическую дугу; окраинный бассейн, или тыловую область растяжения. Степень выраженности отдельных структурных элементов может быть различной в разных переходных зонах, но существование характерного ансамбля структур не подлежит сомнению.

Основным кинематическим процессом переходных зон является субдукция океанической плиты под континентальную. Именно за счет этого процесса происходит поглощение океанической коры, а также наращивание коры переходного и затем континентального типов при структурно-вещественной перестройке конвергентных зон.

Зоны субдукции характеризуются специфическими тектоническими проявлениями и геофизическими полями, которые хорошо коррелируют друг с другом.

Распределение теплового потока в переходных зонах тоже подчиняется определенной закономерности. В окрестностях желоба тепловой поток понижен относительно среднеокеанического: на внутреннем склоне он составляет 30–40 мВт/м^2, на внешнем – 35–45 мВт/м^2. В районе вулканической дуги тепловой поток повышается до 80–120 мВт/м^2 и остается таким же высоким в окраинном море.

При существовании зоны задугового спрединга в окраинном море тепловой поток может достигать уровня аномально высоких значений, как, например, в Тирренском море или во впадине Хонсю Японского моря.

Закономерный характер распределения теплового потока в районах островных дуг (низкие значения со стороны океана, высокие – со стороны континента и в окраинном море) проявляется в переходной зоне от Тихого океана к материку Евразии в районе Курило-Камчатской дуги, дуги северо-восточного Хонсю, Идзу-Бонинской, Марианской дуг и дуги Рюкю. Однако в районе дуги юго-западного Хонсю высокий тепловой поток обнаружен на океанской стороне дуги, где редки глубокофокусные землетрясения и действующие вулканы, т.е. дуга юго-западного Хонсю является пассивной островной дугой.

Понижение теплового потока в районе глубоководного желоба объясняется экранированием глубинного потока обдуцированной континентальной плитой, у которой толщина настолько большая, что тепловой поток остается нестационарным и пониженным в течение длительного геологического времени, зависящего от мощности этой плиты. Тепло тектонического трения практически не влияет на величину наблюдаемого потока. Оно лишь локально повышает температуру на плоскости сместителя, что, правда, при длительной непрерывной субдукции приводит к фракционному плавлению вещества. Такое фракционное плавление при высокой проницаемости вышележащей коры обусловливает вулканизм островодужного известково-щелочного типа. Вблизи очагов проявления вулканизма локализуются зоны высокого теплового потока, которые связаны с конвективным тепломассопереносом. Например, в Восточно-Камчатской вулканической зоне среднее значение теплового потока составляет 42 мВт/м^2, а в южной части зоны, где расположены Паужетская и Кошелевская гидротермальные системы, он аномально высокий – 250 мВт/м^2, что, очевидно, связано с конвективным выносом тепла магмой и гидротермами. Оценки глубины расположения магматического очага под указанными гидротермальными системами и под Курильским озером, расположенным вблизи них, дают значение 5–7 км.

Таким образом, можно заключить, что тепловой поток переходных зон крайне неоднороден. На его распределение влияют как глубинные эндогенные геодинамические факторы (субдукция, обдукция, тепло тектонического трения, фракционное плавление, вулканизм, гидротермальная деятельность, задуговой спрединг и др.), так и поверхностные экзогенные факторы (быстрое осадконакопление в желобах, структурно-теплофизические неоднородности разного масштаба, гидрогеологический фактор и др.).

В качестве иллюстрации влияния структурно-теплофизических неоднородностей «в масштабах коры» приведем данные по возвышенности Ямато, разделяющей впадину Хонсю и Центральную котловину Японского моря (рис. 4.88). Эта структура является одной из наиболее изученных в пределах переходных зон Мирового океана. Здесь выполнен значительный комплекс геолого-геофизических исследований, включающих сейсмические, гравиметрические, магнитные, геотермические исследования, а также изучение образцов коренных пород. Измерения теплового потока на этой структуре проведены японскими и российскими ис-

следователями и характеризуются высокой плотностью съемки (в среднем одно измерение на 10 км^2), что позволяет достаточно корректно интерпретировать геотермические данные. Тепловой поток здесь изменяется от 63 мВт/м^2 в центральной части возвышенности до 128 мВт/м^2 на северо-западной и юго-восточной окраинах. За пределами Ямато тепловой поток уменьшается от максимальных до средних значений, характерных для акватории Японского моря – 90 мВт/м^2.

Положительные аномалии теплового потока морфологически и тектонически приурочены к краевым частям структуры (см. рис. 4.88). Некоторые авторы связывают их с предполагаемыми зонами глубинных разломов, развившихся на всей акватории Японского моря в позднем кайнозое, а понижение теплового потока в центральных частях возвышенности объясняют поглощением части тепла в результате эндотермических процессов, сопровождающих региональный метаморфизм гранитной части коры Ямато. Однако количественная оценка этих процессов не проведена, что заставило исследовать и другие причины такого распределения тепловых потоков. Одной из таких причин является рефракция теплового потока в связи с присутствием относительно низкотеплопроводной линзы гранитного слоя коры под Ямато.

Общая мощность земной коры возвышенности по сейсмическим данным составляет в среднем 20 км, уменьшаясь в сторону Центральной котловины и впадины Хонсю за счет выклинивания гранитно-метаморфического слоя, где она уже составляет 11–12 км. Мощность «базальтового» слоя под Ямато увеличена на 1–2 км, следовательно, максимальная мощность гранитной линзы достигает 7 км. Теплопроводность гранитно-метаморфических пород этой линзы по аналогии с другими подобными породами составляет 2,5 Вт/(м·К) по сравнению с теплопроводностью 2,9 Вт/(м·К) для пород базальтового слоя и 4,1 Вт/(м·К) – для пород, слагающих верхнюю мантию. За счет рефракции тепла под центральной частью возвышенности тепловой поток понижен до 65–70 мВт/м^2, но зато под ее краевыми частями он повышается до 140–150 мВт/м^2 – тепло как бы обтекает низкотеплопроводную линзу (рис. 4.88). Средний же тепловой поток по результатам

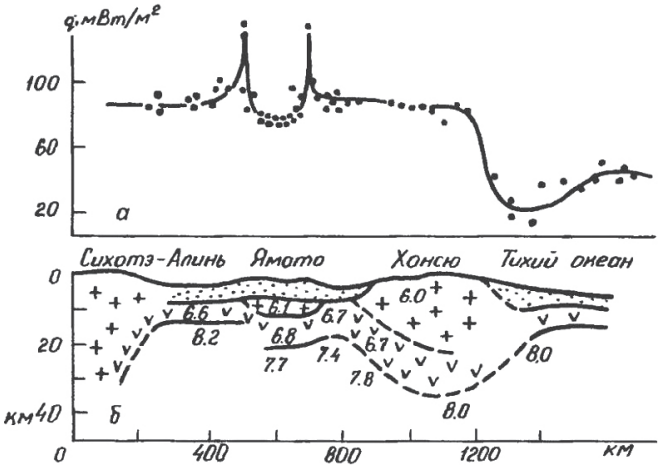


Рис. 4.88. Распределение теплового потока (а) и строение земной коры (б) по профилю Сихотэ-Алинь – Тихий океан

осреднения составляет 84 мВт/м^2. Кстати, такое же значение получено в результате численного моделирования для верхней мантии, где тепловой поток еще не затронут рефракцией. Этот анализ позволяет сделать вывод о том, что вариации теплового потока на возвышенности Ямато объясняются только стационарными искажениями.

Проблема асимметрии теплового потока в дивергентных зонах океанов и в районах мантийных плюмов

Детальные исследования теплового потока в пределах склонов срединно-океанических хребтов и смежных абиссальных котловин показали, что его распределение не является везде симметричным относительно оси хребта в соответствующих однотипных зонах, а подчинено сложному механизму перераспределения, зависящему от многих геологических причин, связанных с тектоникой и особенностями строения литосферы этих зон.

Факт геотермической асимметрии склонов СОХ, смежных абиссальных котловин и пассивных частей трансформных разломов в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах был обоснован и подтвержден на основании статистической обработки выборок измерений из глобальной базы данных по тепловому потоку вдоль геотраверсов, пересекающих СОХ и охватывающих перечисленные структурные элементы океанической коры [Подгорных, Хуторской, 1999; Хуторской, Поляк, 2017]. Важно отметить, что асимметрия СОХ наблюдается не только в тепловом поле, но и в других геофизических полях: магнитном [Глебовский и др., 1986] и гравитационном [Budanov et al., 1997], а также в структуре коры [Нарышкин, Погребицкий, 1986; Пущаровский и др., 1995].

Природа этого феномена многократно обсуждалась, и предлагались различные геолого-геофизические модели для объяснения существующей асимметрии. Некоторые исследователи отмечают существование различной скорости спрединга океанических плит по разные стороны от оси хребтов [Нарышкин, Погребицкий, 1986; Шрейдер, 2001], другие полагают, что различаются геодинамические процессы в смежных плитах, и на одной из них режим сжатия, сменивший первичную обстановку растяжения, создает характерные для сжатия шарьяжно-надвиговые структуры [Подгорных, Хуторской, 1999; Пущаровский и др., 1995].

Здесь мы приводим сравнительный анализ распределения теплового потока вдоль геотраверсов, пересекающих СОХ в южном и северном полушариях планеты. Естественно, нами рассматриваются те пересечения СОХ, которые наиболее представительно обеспечены измерениями теплового потока. Компиляция измеренных значений теплового потока отражена в глобальных базах данных [The Global Heat..., 2021; Hasterok et al., 2016].

Доказательство возможной геотермической асимметрии структурно-морфологических элементов вдоль геотраверсов вкрест простирания Срединно-Атлан-

тического хребта, Восточно-Тихоокеанского поднятия и Юго-Западно-Индийского хребта (рис. 4.89) основано на статистическом сравнении выборок эмпирических данных, относящихся к разным его частям, в нашем случае к его западному и восточному простиранию.

Для оценки статистически значимого различия средних значений теплового потока в исследуемых выборках использовался параметрический критерий Крамера–Вэлча (***T***), значение которого находят по формуле

$$T = \frac{\sqrt{mn \cdot (\overline{x} - \overline{y})}}{\sqrt{(ns_x^2 + ms_y^2)}},$$

$s_y^2\overline{x}$, s_x^2, n и $\overline{y}$, и m – соответственно выборочные средние, дисперсии и количество данных по двум сравниваемым выборкам. Если $T < \varphi(1 - \frac{\alpha}{2})$, где $\varphi(1 - \frac{\alpha}{2})$ – значение обратной функции нормального распределения от уровня значимости α, где α = 1 – P, P – доверительная вероятность, то принимают гипотезу об однородности средних значений теплового потока, т.е. существование асимметрии не подтверждается. Если же $T \geq \varphi(1 - \frac{\alpha}{2})$, то принимают гипотезу о том, что средние значения по рассматриваемому признаку неоднородны и асимметрия подтверждается. При уровне значимости α = 0,05 (при P = 95%) критическое значение критерия Крамера–Вэлча T = 1,96. Следовательно, если значение критерия не превышает данную величину, то следует принять гипотезу об однородности данных выборок по среднему значению. Если значение критерия больше или равно критическому значению, то выборки по среднему значению признаются различными.

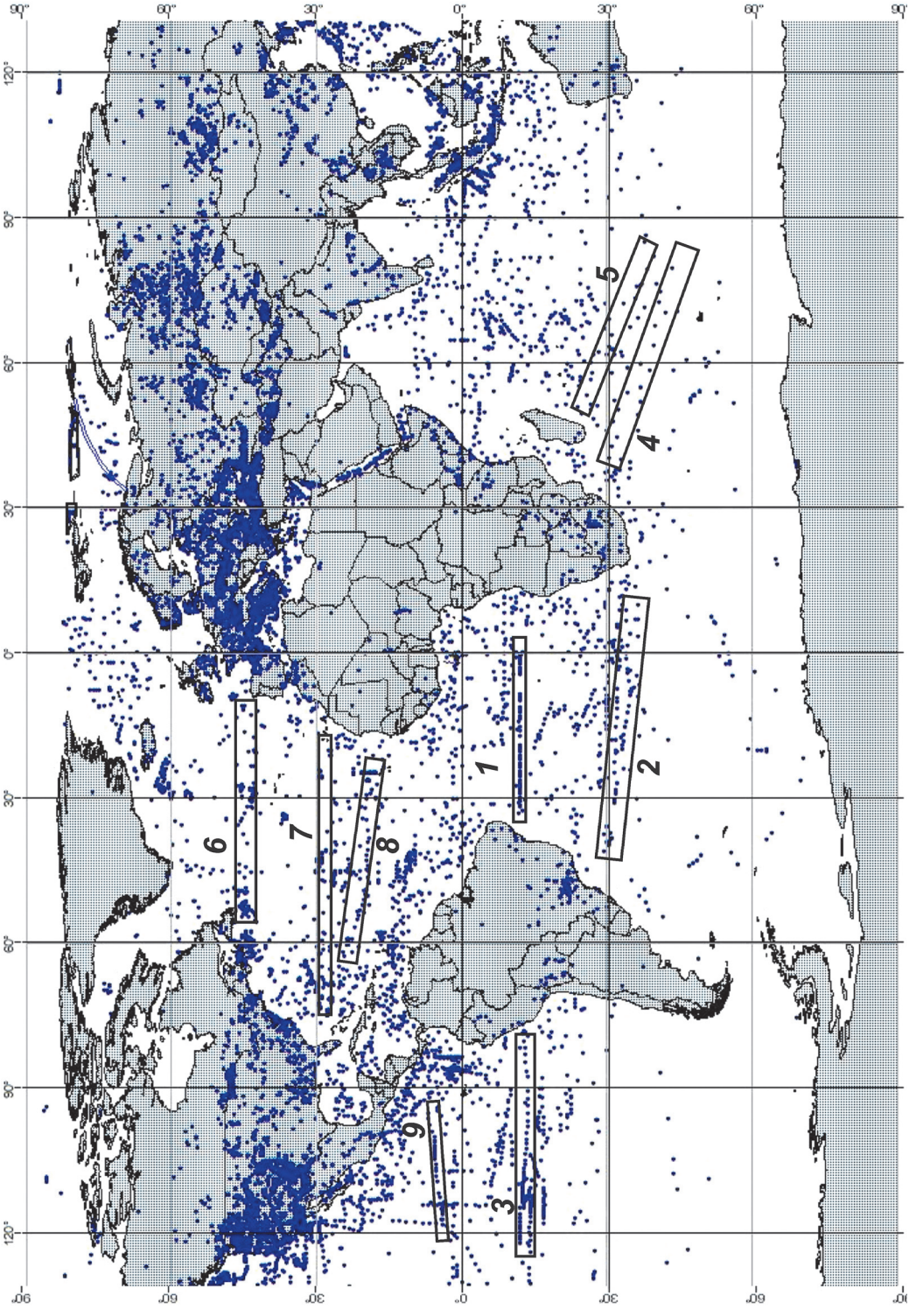
В южном полушарии мы проанализировали распределение теплового потока вдоль пяти геотраверсов: 1) Анголо-Бразильский геотраверс (12° ю.ш.), 2) геотраверс вдоль 31° ю.ш. – в Атлантическом океане; 3) геотраверс 15° ю.ш. – в Тихом океане, а также геотраверсы в Индийском океане: 4) южная часть котловины Крозе-Мозамбикская котловина и 5) северная часть котловины Крозе-Мадагаскарская котловина (см. рис. 4.89).

В пределах Анголо-Бразильского геотраверса выполнены детальные измерения теплового потока, гравитационного и магнитного полей, рельефа дна, проведен большой объем сейсмических исследований [Погребицкий и др., 1990; Мащенков, Погребицкий, 1995].

Исходя из ландшафтных характеристик (размер, амплитуда, выдержанность ориентировки), отмечается асимметрия крыльев срединного поднятия: при формировании базальтового ложа тектоно-магматическая деятельность наиболее интенсивно проявилась на западном «бразильском» крыле [Погребицкий и др., 1990].

Строение магнитного поля западного и восточного флангов поднятия также асимметрично. Аномалии западного фланга отличаются относительно повышенной интенсивностью (до 150 нТл) и более выдержанной линейностью. Они хоро-

Рис. 4.89. Схема расположения точек измерения теплового потока и исследованных геотраверсов в Мировом океане (номера см. в тексте и в таблицах)


90°
60°
30°
0°
30°
60°
90°
120°
90°
60°
30°
0°
30°
60°
90°
120°
1
2
3
4
5
6
7
8
9

шо идентифицируются до 33-й аномалии включительно. Аномалии восточного фланга характеризуются сглаженным (до 100 нТл) знакопеременным фрагментарно линейным полем, и корреляция здесь весьма условна. Асимметрия в строении аномального магнитного поля западного и восточного флангов срединного поднятия устанавливается и на геомагнитном разрезе: поверхность нижних кромок намагниченных тел на западном фланге не опускается глубже 12 км, а на восточном – достигает 20 км от поверхности океана.

Наблюдаемая асимметрия в глубинной структуре склонов и абиссальных котловин вдоль геотраверса, а также в магнитном поле связана, естественно, с различием в энергетике геодинамических процессов, о чем можно судить на основании анализа геотермических данных. При статистической обработке и расчете критерия Крамера–Вэлча они показали значимое различие теплового потока по разные стороны САХ. Так, средний тепловой поток западнее САХ составляет 62 мВт/м^2, а восточнее – 39 мВт/м^2 (табл. 4.15).

Таблица 4.15

Статистические характеристики геотраверсов в южном полушарии Атлантики

№ геотраверса	№ 1 Анголо-Бразильский		№ 2 (31° ю.ш.)	
запад/восток	запад	восток	запад	восток
Среднее значение теплового потока	62	39	91	61
Среднеквадратическое отклонение	25	21	94	62
Количество измерений	16	18	6	27
Значение критерия Крамера–Вэлча	3,0		0,99	
Доверительная вероятность	99%		70%	

Обсуждая причины геотермической асимметрии хребта, можно в первом приближении согласиться с авторами работы [Погребицкий и др., 1990], которые объясняют ее «...отсутствием единого механизма формирования океанической литосферы» (с. 21), но полученные результаты анализа теплового потока заставляют предположить наличие дополнительных глубинных термических источников, которые обусловили повышение теплового потока на западном фланге хребта в полосе геотраверса.

Можно предположить или наличие разной мощности литосферы с западной и восточной стороны хребта (в этом случае в стационарном геотермическом поле сохранятся различия фоновых значений теплового потока), или действие нестационарных и более поздних геодинамических процессов, изменивших термическую структуру уже сформировавшейся океанской литосферы.

Первое из наших предположений не согласуется с независимыми геофизическими результатами, полученными при изучении геотраверса, а также с оценками

мощности литосферы по данным о батиметрии дна [Мащенков, Погребицкий, 1995]. Второе предположение более реально, так как структурная неоднородность и наличие наложенных тектонических процессов в сформировавшейся литосфере подтверждаются данными гравиметрии, магнитометрии и сейсмического профилирования.

Геотраверс вдоль 31° ю.ш. протягивается от Капской котловины на востоке до Плато Риу-Гранди на западе Атлантического океана. В полосе геотраверса[1] имеется 6 измерений западнее САХ и 27 измерений – восточнее. Применив ту же методику сравнения данных, мы рассчитали, что средний тепловой поток западнее САХ составляет 91 мВт/м^2, а восточнее – 61 мВт/м^2, т.е. пришли к аналогичному результату: западный фланг САХ на геотраверсах южного полушария в Атлантике обладает более высоким тепловым потоком (см. табл. 4.15).

В южном полушарии Тихого океана рассмотрен один геотраверс, пересекающий ВТП по 15° ю.ш. В юго-восточной части Тихого океана ВТП служит границей между литосферной плитой Пацифик на западе и плитами Антарктической, Чилийской, Наска и Кокос на востоке. Особенностью ВТП, отличающей его от других срединных хребтов, является отсутствие продольной рифтовой долины и обрамляющих ее хребтов, что объясняется высоким темпом спрединга (до 16 см/год), при котором обильные массы поступающего к поверхности магматического материала полностью заполняют рифтовую долину.

На всем протяжении ВТП расчленено многочисленными трансформными разломами, по которым его блоки сдвинуты иногда на значительные расстояния. Как отмечалось выше, смещение оси ВТП в разломах Хизена и Тарп трансформной системы Элтанин между 53° и 57° ю.ш. достигает 15° по долготе, т.е. более 1500 км. Характер смещений меняется по простиранию ВТП: к югу от параллели 40° ю.ш. преобладают правосторонние смещения, между 40° и 20° ю.ш. – левосторонние, а севернее 20° ю.ш., вплоть до стыка с широтным Галапагосским поднятием, – опять правосторонние.

Основной объем геотермических измерений в этой части Тихого океана был получен американскими и канадскими учеными. Тем не менее около 50 измерений теплового потока выполнено российскими учеными, в том числе и авторами данной работы, во время 14-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев» и 24-го рейса НИС «Академик Курчатов» [Попова и др., 1984].

Район геотраверса 15° ю.ш. характеризуется самой высокой геотермической изученностью из всех рассмотренных объектов. В общей сложности здесь проанализировано 7260 измерений теплового потока, из которых 3740 расположены западнее оси ВТП и 3520 – восточнее. Расчет статистического различия выборок показал, что на этом пересечении ВТП существует значимая асимметрия теплового потока: среднее его значение западнее хребта составляет 88 мВт/м^2, а восточнее – 72 мВт/м^2 (табл. 4.16).

[1] В выборку данных теплового потока включались все измерения, расположенные в полосе шириной ±2° от оси геотраверса.

Таблица 4.16

Статистические характеристики геотраверса в южном полушарии Тихого океана

№ геотраверса	№ 3 (15° ю.ш.)	
запад/восток	запад	восток
Среднее значение теплового потока	88	72
Среднеквадратическое отклонение	61	59
Количество измерений	3745	3520
Значение критерия Крамера–Вэлча	2.84	
Доверительная вероятность	99%	

Юго-Западно-Индийский хребет (ЮЗИХ) относится к медленно спрединговым хребтам. Скорость спрединга здесь в среднем не превышает 14 км/млн лет (1,4 см/год)[1], причем аккреция коры по разные стороны от оси хребта резко асимметрична. Так, на «Антарктической» стороне она составляет 8,5 км/млн лет, а на «Африканской» – 5,5 км/млн лет [Patriat et al., 1997]. Вдоль простирания ЮЗИХ также наблюдается структурная асимметрия. Участки хребта, лежащие западнее трансформного разлома Эндрю-Бэйн (30° в.д.) и восточнее трансформного разлома Мэлвилл (61° в.д.), характеризуются аномально глубокой осевой долиной, косым спредингом, небольшой величиной центральной магнитной аномалии и нестабильным морфологическим проявлением на дне пассивных частей трансформных разломов. Такие свойства периферийных частей ЮЗИХ позволяют предположить, что они имеют относительно «холодную» мантию, прочную и толстую литосферу и ограниченные запасы магмы. Напротив, центральная часть ЮЗИХ, между 30° и 61° в.д., характеризуется прекрасно проявляющимися в рельефе трансформными разломами, ортогональным спредингом и ярко выраженной центральной магнитной аномалией [Patriat et al., 1997]. Внутри этой части ЮЗИХ, между трансформными разломами Атлантис II (56°45’ в.д.) и Навара (58°40’ в.д.), лежит сегмент, который, судя по скорости спрединга, можно сравнить с большинством сегментов Срединно-Атлантического хребта.

Таким образом, ЮЗИХ характеризуется структурной и морфологической асимметрией вдоль и вкрест своего простирания.

В юго-западной части океана, начиная с конца 60-х годов XX в., неоднократно проводились экспедиционные работы на американских, французских и японских научно-исследовательских судах, включавшие измерения теплового потока [Anderson et al.,1977, 1979; Courtney, Resq, 1986; Hyndman et al., 1987].

Для установления факта геотермической асимметрии на флангах ЮЗИХ нами было проведено сравнение выборок данных теплового потока вдоль двух длинных

[1] Для сравнения, на Срединно-Атлантическом хребте средняя скорость спрединга составляет 2,5 см/год.

Таблица 4.17

Статистические характеристики для значений теплового потока (мВт/м²) по геотраверсам № 5 и № 4 (Индийский океан)

№ геотраверса	№ 5		№ 4	
Западнее/восточнее оси ЗИХ	З.	В.	З.	В.
Среднее значение теплового потока	76	48	124	77
Среднеквадратическое отклонение	59	40	79	40
Количество измерений	65	28	12	48
Значение критерия Крамера–Вэлча (*T*)	2,48		2,9	
Доверительная вероятность	99%		99%	

профилей (геотраверсов), пересекающих хребет. Статистические выборки для каждого из этих геотраверсов вполне представительны (табл. 4.17) для проведения сравнительного анализа.

Таким образом, в юго-западной части Индийского океана мы констатируем наличие не только структурной, но и геотермической асимметрии ЮЗИХ относительно его оси. Западный склон и смежная абиссальная котловина характеризуются более высоким тепловым потоком по сравнению с восточной частью ЗИХ в полосе обоих геотраверсов.

Подводя итоги статистического анализа асимметрии СОХ южного полушария, мы отмечаем, что для всех пересечений хребтов в трех океанах Земли западный фланг обладает более высоким тепловым потоком, чем восточный.

В северном полушарии рассматривались четыре геотраверса, наиболее обеспеченных информацией о тепловом потоке: 1–5 – геотраверсы южного полушария; 6 – геотраверс 45° с.ш.; 7 – Канаро-Багамский геотраверс (28° с.ш.); 8 – геотраверс 19° с.ш. – в Атлантике и 9 – геотраверс 10° с.ш. в Тихом океане.

Геотраверс 45° с.ш. простирается от Бискайского залива на востоке до Ньюфаундлендской котловины – на западе, пересекая САХ на 28° з.д. Район хорошо изучен всеми геолого-геофизическими методами. Достаточно сказать, что только измерений теплового потока здесь выполнено более 250. Диапазон изменения теплового потока очень широкий. Минимальное значение составляет 25 мВт/м², а максимальное – 180 мВт/м². Заметим, что САХ в этом районе характеризуется не самыми экстремальными значениями, что обычно связывают с уменьшением кондуктивного теплового потока из-за тепломассопереноса в рифтовой долине хребта.

Максимальные значения теплового потока относятся к восточному склону САХ в районе 8–10-й магнитных аномалий. Далее на восток, в Бискайском заливе тепловой поток несколько уменьшается, но тем не менее остается повышенным по сравнению с Ньюфаундлендской котловиной. Сравнение выборок теплового потока западнее и восточнее оси САХ показало, что выборка на востоке имеет статистически значимое превышение среднего теплового потока над тем, которое характеризует выборку на западе (табл. 4.18).

Таблица 4.18

Статистические характеристики для значений теплового потока (мВт/м²) по геотраверсу № 6

№ геотраверса	№ 6 (45° с.ш.)	
Запад/восток	запад	восток
Среднее значение теплового потока	69	84
Среднеквадратическое отклонение	57	43
Количество измерений	95	200
Значение критерия Крамера–Вэлча	2,6	
Доверительная вероятность	99%	

Позиция Канаро-Багамского геотраверса (23–29° с.ш.) выбрана так, что им пересекается только одна дивергентная граница плит (САХ) (см. рис. 4.89), которая функционировала на протяжении всей истории раскрытия Атлантики. Расположенная между наиболее удаленными друг от друга атлантическими трансформными разломами Кейн и Атлантис, полоса геотраверса покрывает регион, наиболее представительный для рассмотрения процессов аккреции и эволюции океанической коры в обстановке медленного спрединга [Мащенков, Погребицкий, 1995].

По результатам сейсмических работ, в районе геотраверса выделяются два типа земной коры, имеющих определенную структуру волнового поля и скоростные характеристики – нормальная и аномальная кора. Нормальная кора характеризуется наличием трех сейсмокомплексов: 1-й сейсмокомплекс, который по особенностям волнового поля сопоставляется с пиллоу-лавами и базальтовыми потоками в разрезах офиолитов; 2-й – (акустически прозрачный горизонт) интерпретируется как комплекс параллельных даек; 3-й сейсмокомплекс по присутствию динамически выраженных отражающих площадок и наклонных рефлекторов отвечает габброидам нижних частей разреза типичных офиолитов. На большинстве временных разрезов МОВ выделяется раздел Мохо, отмечающий переход от «слоистой» к «неслоистой» записи. На профилях МОВ в полосе Канаро-Багамского геотраверса встречаются также участки, где волновые поля имеют аномальные особенности: насыщение осями дифракции или отражающие границы сложной структуры (наклонные и «шпорообразные» рефлекторы).

Проявления асимметрии на геотраверсе отмечались при анализе «корневой зависимости» рельефа на склонах САХ [Мащенков, Погребицкий, 1995], гравитационных аномалий Фая [Гайнанов, 1980] и теплового потока [Подгорных, Хуторской, 1999]. Однако статистическое сравнение геотермических характеристик однотипных морфологических элементов вдоль Канаро-Багамского геотраверса выявило их неоднородность. Так, сравнение статистик теплового потока в абиссальных котловинах показало, что в Канарской котловине в полосе геотраверса тепловой поток статистически значимо выше, чем в южной части Северо-Американской (Багамской) котловины. В то же время сравнение распределения теплового по-

Таблица 4.19

Статистические характеристики для значений теплового потока (мВт/м²) по геотраверсу № 7

Геотраверс № 7 Канаро-Багамский		
Запад/восток	запад	восток
Среднее значение теплового потока	78	105
Среднеквадратическое отклонение	56	79
Количество измерений	565	36
Значение критерия Крамера–Вэлча	1,99	
Доверительная вероятность	95%	

тока на склонах САХ не обнаружило значимого различия с восточной и западной стороны от оси хребта.

Появление новой, намного более представительной базы данных по тепловому потоку [Hasterok et al., 2016] позволило заметно увеличить анализируемую выборку по Канаро-Багамскому геотраверсу. Если раньше в полосе геотраверса мы анализировали 42 измерения, то в последней базе те же координаты включали 70 измерений.

В табл. 4.19 приведены результаты статистической обработки выборок теплового потока в западной и восточной периферии геотраверса. Расчеты показали, что в суммарной выборке превышение среднего теплового потока восточнее САХ статистически значимо по сравнению с выборкой геотермических данных западнее хребта.

Земная кора геотраверса в районе 19° с.ш. (№ 8) почти не затронута трансформными смещениями и может рассматриваться как тектонотип симметричного расположения морфологических элементов океанского дна: склонов САХ и смежных абиссальных котловин.

Тем не менее сравнение выборок теплового потока, сформированных на основании измерений по разные стороны от оси САХ, показало статистически значимое различие – восточный фланг геотраверса обладает более высоким средним тепловым потоком (табл. 4.20).

В Пацифике лишь один геотраверс в северном полушарии удовлетворяет условию достаточной геотермической изученности. Это геотраверс № 9, пересекающий ВТП на 10° с.ш. Вдоль этого геотраверса усилиями в основном американских исследователей получено более 5000 измерений теплового потока [VonHerzen, Uyeda, 1963; McKenzie, Sclater, 1969; Parsons, Sclater, 1977]. Подавляющее число измерений лежит в пределах 65–100 мВт/м². Лишь около 20 точек характеризуются ураганными значениями 250–260 мВт/м², тяготеющими к оси ВТП. Статистический анализ показал хотя и небольшое, но значимое различие теплового потока флангов ВТП: восточный фланг имеет более высокое среднее значение, чем западный (табл. 4.21).

Таблица 4.20

Статистические характеристики для значений теплового потока (мВт/м²) по геотраверсу 19° с.ш. (№ 8)

№ геотраверса	№ 8 (19° с.ш.)	
Запад/восток	запад	восток
Среднее значение теплового потока	74	93
Среднеквадратическое отклонение	51	54
Количество измерений	22	30
Значение критерия Крамера–Вэлча	2,04	
Доверительная вероятность	99%	

Таблица 4.21

Статистические характеристики для значений теплового потока (мВт/м²) по геотраверсу 10° с.ш. в Тихом океане (№ 9)

№ геотраверса	№ 9 (10° с.ш.)	
Запад/восток	запад	восток
Среднее значение теплового потока	69	84
Среднеквадратическое отклонение	53	56
Количество измерений	2829	3160
Значение критерия Крамера–Вэлча	2,09	
Доверительная вероятность	95%	

Сопоставление геотермических данных для флангов геотраверсов, пересекающих все СОХ в океанах Земли, выявило статистически значимую асимметрию теплового потока, различающуюся по направлению в южном и северном полушариях Земли: в южном полушарии западные фланги геотраверсов характеризуются более высоким тепловым потоком, а в северном – восточные (рис. 4.90).

Объяснение этого феномена требует не только корректировки основных положений парадигмы спрединга океанского дна, но и более глобальных, планетарных причин проявления асимметрии в быстро- и медленноспрединговых хребтах. Можно указать, как минимум, две возможные причины, осложняющие симметричный дивергентный механизм. Это различающийся возраст блоков тектонических плит по разные стороны от оси хребта и/или наложение вторичных процессов на первичный спрединг, которые идут с выделением или поглощением энергии. Среди таких процессов можно указать на растяжение коры в аккреционной зоне и в смежных абиссальных котловинах, которое сопровождается образованием листрических сбросов, а также образование шарьированных блоков, экранирующих глубинный тепловой поток. С этими тектоническими процессами

неразрывно связано сложное перераспределение конвективных потоков в верхней части океанской литосферы, которое фиксируется в геотермическом поле наличием аномально высоких и аномально низких (и даже нулевых) значений теплового потока.

Существующая методика расчета возраста второго слоя океанической коры по геотермическим данным (см., например, [Сорохтин, Ушаков, 1991]) основана на предположении о равной скорости спрединга по обе стороны от оси океанических хребтов. Именно на этом основании выведена формула, позволяющая рассчитать возраст дна (t) по измерениям теплового потока (q): $q = \lambda \cdot T_a/\sqrt{\pi a t}$, где λ – теплопроводность литосферы; T_a – температура астеносферы; a – температуропроводность, а также производную от этой другую формулу для оценки мощности литосферы (H_L): $H_L = (T_s/T_a)\sqrt{\pi a t}$, где T_s – температура солидуса мантийного вещества.

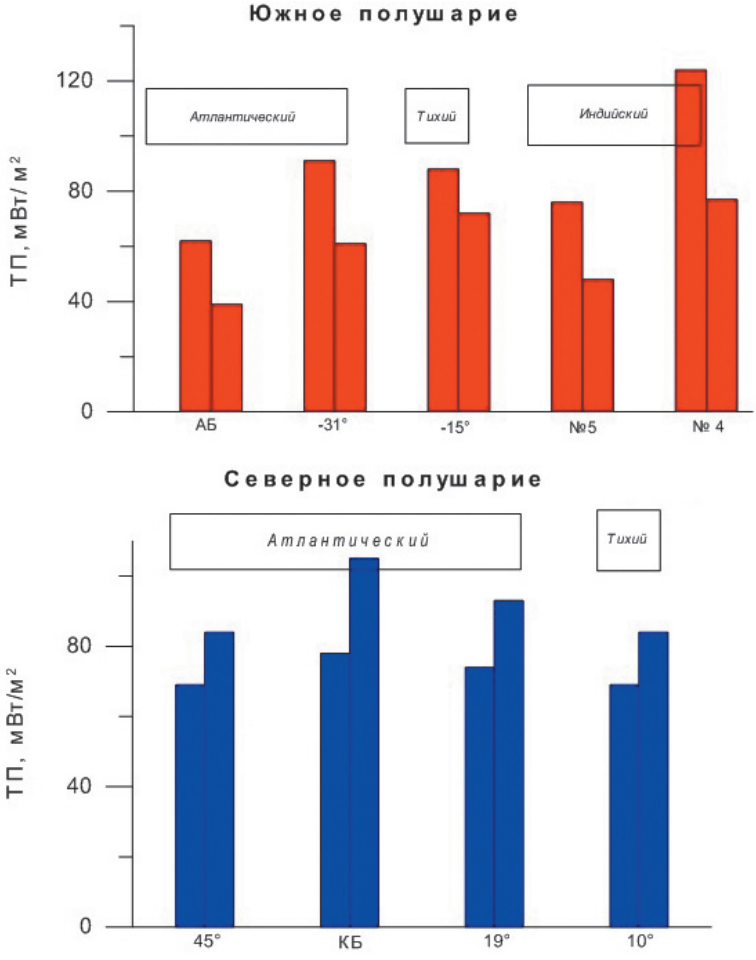


Рис. 4.90. Гистограммы распределения среднеарифметических значений теплового потока вдоль геотраверсов в Южном и Северном полушариях Земли

Наличие геотермической асимметрии существенно осложняет применение этих формул и заставляет предположить другую, более сложную модель для количественных оценок параметров океанской литосферы. Проведенные ранее исследования поиска корреляционной зависимости возраста океанической коры по магнитным аномалиям и по величине теплового потока не установили значимую корреляцию [Budanov et al., 1997]. Идея о существовании геотермической асимметрии позволяет объяснить причину отсутствия корреляции.

Перечисленные факторы, несомненно, требуется учитывать при анализе геотермического поля океанической коры, но они не объясняют разное «направление асимметрии» в северном и южном полушариях.

Известно, что на любую материальную точку Земли (m) из-за ее вращения против часовой стрелки с угловой скоростью (ω) будет действовать сила Кориолиса $F_k = 2m \cdot v \cdot \omega \cdot \sin\varphi$, которая в южном полушарии будет смещать массу влево относительно радиуса, а в северном – соответственно вправо. В дивергентных зонах такой массой является магма, скопившаяся в астеносферном мантийном резервуаре и перемещающаяся внутри него под действием силы Кориолиса. Избыточная энтальпия этой массы обусловливает то специфическое распределение конвективного и кондуктивного теплового потока, которое мы наблюдаем в дивергентных зонах. Конвективная разгрузка глубинного тепломассопотока направлена строго вдоль разломной рифтовой зоны и выражается, в конечном итоге, в виде вулканических проявлений на морском дне. В то же время главным источником кондуктивного теплового потока на флангах СОХ и в смежных абиссальных котловинах является присутствие фракционно расплавленного мантийного материала в астеносферном резервуаре. Концентрация магмы в этом резервуаре асимметрична, что обусловливается влиянием силы Кориолиса (рис. 4.91). Появление большего количества высокоэнтальпийной массы на одном из флангов объясняет наблюдаемую асимметрию кондуктивного теплового потока.

Геотраверсы №№ 1–5 расположены в южном полушарии, поэтому магма в астеносферном резервуаре концентрируется на западном его фланге, что объясняет наблюдаемую «западную» асимметрию во всех океанах планеты.

Для геотраверсов №№ 6–9, расположенных в северном полушарии, более «прогретым» оказывается восточный фланг геотраверса, что также однозначно можно связать с влиянием силы Кориолиса, перераспределяющей магматические массы в астеносферном резервуаре.

Мы предложили ввести «количественный показатель геотермической асимметрии», который характеризуется абсолютной величиной разницы средних значений теплового потока на разных флангах геотраверса: $\delta q = |q_1 - q_2|$. Из-за увеличения силы Кориолиса по направлениям к полюсам Земли этот показатель должен быть больше для геотраверсов в высоких широтах, чем в приэкваториальных. На рис. 4.92 по оси ординат отложена величина δq для всех изученных геотраверсов как функция широты его расположения. Фиттинговая аппроксимация (пунктирная кривая) имеет форму параболы с минимумом на широте экватора.

Таким образом, мы показали с помощью статистического анализа, что главным фактором, обусловливающим асимметрию теплового потока в дивергентных зонах

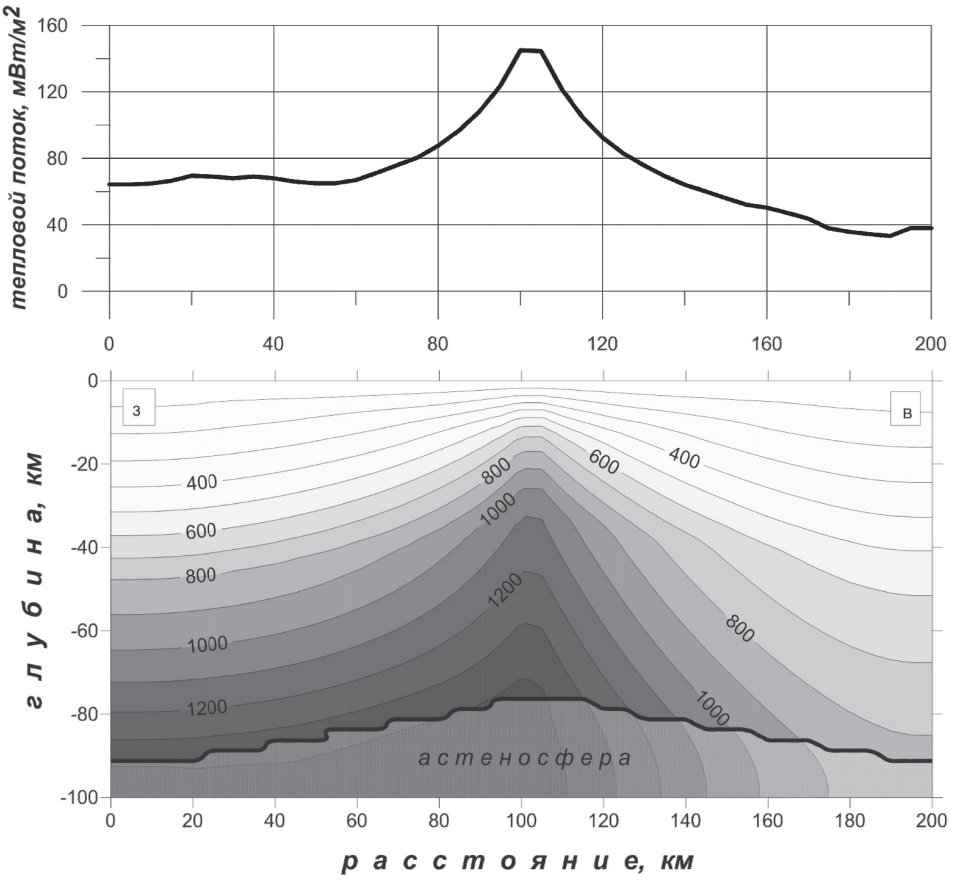


Рис. 4.91. Асимметрия геотемпературного поля, *T, °C* (внизу) и теплового потока (вверху) вкрест простирания срединно-океанического хребта (пример для Южного полушария Земли)

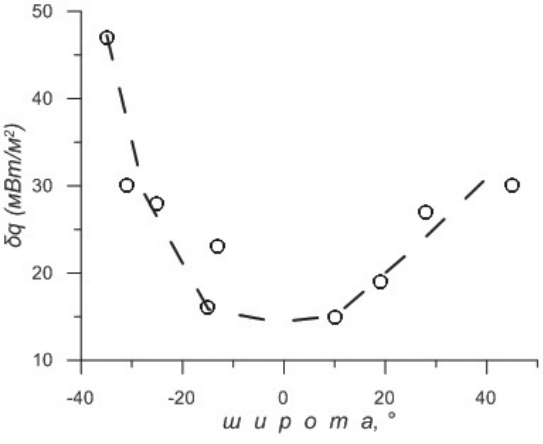


Рис. 4.92. Зависимость показателя геотермической асимметрии δq от географической широты расположения геотраверса

Мирового океана, является действие силы Кориолиса на высокоэнтальпийные магматические массы в астеносферном очаге.

В Мировом океане, кроме дивергентных структур срединных хребтов, известны вулканические хребты другого происхождения, которые образуются при движении плит относительно участков мантии. Их принято считать неподвижными, называя «hot spots» (горячими точками (HS)) или «mantle plumes» (мантийными плюмами (MP)). Первое название не дает представления о причине данного явления, поскольку так можно назвать любой активный вулканический аппарат, вокруг которого глубинные температуры постепенно снижаются. Зато второе – адекватно определяет геодинамическую природу таких точек [Morgan, 1971] и поэтому предпочтительнее. В модели плюма движение плиты над фиксированной или медленно движущейся струей плюма вызывает появление цепи разновозрастных вулканических проявлений и/или топографических (батиметрических) неоднородностей, которые идентифицируют плюмы и предоставляют некоторую информацию об их строении. Эта модель, впервые предложенная Дж. Вилсоном [Wilson, 1963] для Гавайского плюма, была с энтузиазмом воспринята научной общественностью, потому что она давала элегантное объяснение происхождения внутриплитного магматизма и абсолютную систему отсчета, описывающую движение плит относительно глубокой мантии.

Плейт-тектоническая революция испытала сильное сопротивление на ранних этапах своего развития, но оказалась настолько успешной, что выдержала все критические нападки, и более того, за ней последовала плюм-тектоническая революция, в значительной степени избежавшая критики. Концепция плюмов была предложена для преодоления определенных необъяснимых проблем тектоники плит, таких как существование вулканических цепей и континентальных платобазальтовых провинций. Идея плюмов была принята, хотя и модифицирована, но редко подвергалась сомнению. Альтернативные модели чаще критиковались или игнорировались, чем всерьез анализировались. Плюмы стали неоспоримой догмой, а не проверяемой идеей. С их помощью попытались объяснить долгоживущие магматические аномалии, такие как в Исландии, на Галапагосах, в Йеллоустоне или на Гавайях и еще в 15 других вулканических провинциях, предлагая модели узких, горячих, стационарных плюмов, струй или термиков от границы ядро–мантия. По современным представлениям, в таких точках земное вещество поднимается из слоя D'' вблизи границы нижней мантии с внешним ядром [Tolstikhin, Kramers, 2008], образуя на дне океана цепь вулканических построек, как в Гавайско-Императорском хребте − тектонотипе подобных структур [Morgan, 1971].

Однако некоторые «горячие точки» не развиваются по этому сценарию. Они заметно перемещаются относительно условной начальной позиции, иногда вращаясь, а иногда двигаясь поступательно [Tarduno, Cottrell, 1997], так что изменения в траектории вулканической цепи не соответствуют ожидаемым изменениям движения плиты [Norton, 1995], а некоторые вулканические цепочки не проявляют четкой возрастной привязки [Steinberger, O'Connell, 2000]. Появились высказывания, что некоторые горячие точки, например Йеллоустон, не связаны с глубокими

мантийными плюмами [Christiansen et al., 2002], и вся модель Дж. Вилсона ставилась под сомнение [Anderson, 2000; Humphreys et al., 2000; Hamilton, 2002].

Одним из аргументов, выдвигаемых критиками ортодоксальной, «гавайской» модели плюмов, был факт асимметрии теплового потока относительно расположения проекции выхода струи плюма на земную поверхность [Anderson, 2000]. Это действительно так – центры вулканизма «горячих точек» и экстремальные значения теплового потока не совпадают на поверхности Земли. Иногда они смещены друг относительно друга на значительные расстояния, 100–300 км. Причины такого смещения для Гавайского и Маскаренского плюмов нами рассматривались раньше [Хуторской, Тевелева, 2019]. Это исследование привело к выводу о влиянии только силы Кориолиса, под действием которой адвективный поток из нижней мантии отклоняется от ортогональной траектории по отношению к поверхности планеты. Но проявления плюм-тектоники не ограничиваются только этими двумя примерами. Рассмотрение феномена «несовпадения локализации активных вулканов и аномалии теплового потока» для районов Исландии, Йеллоустона и Галапагосов потребовало специального анализа и моделирования, так как полученные здесь геофизические данные, в первую очередь, данные сейсмотомографии свидетельствуют о более сложном распределении источников мантийного вещества и о суперпозиции влияния мантийного потока с различных глубинных уровней.

Анализ истории вулканизма даже в «гавайском тектонотипе» концепции Вилсона–Моргана показывает явные отклонения от ортодоксальной модели. В юго-восточном окончании Гавайско-Императорского хребта вулканы извергались 5,6–3,8 млн лет назад (о. Кауаи), 3,3–2,2 (о. Оаху), 1,8–1,3 (о. Молокаи), <1–ист. время (о. Мауи), 0,7–н/вр. (о. Гавайи). На южном подводном склоне о. Гавайи находится активный в настоящее время вулканический аппарат Лоихи Симаунт. В целом же ареал современного вулканизма простирается от о. Гавайи далеко на северо-запад. Он включает не только извергавшийся в 1750 г. вулкан Халеакала (о. Мауи), но и подводные вулканы, извергавшиеся в XX в.: на северном склоне о. Оаху (около 1906 г.) и в пунктах с координатами 21°39’–158°51’ и 23°35’–163°50’ [Гущенко, 1979].

По мнению О.Г. Сорохтина [Сорохтин и др., 2010], история вулканизма Гавайско-Императорской цепи противоречит ортодоксальной концепции «мантийного плюма», для которой собственно она и была предложена. Так, по геологическим данным установлено, что основная фаза вулканизма, сформировавшая остров Оаху, закончилась около 3 млн лет назад. С тех пор произошла эрозия острова, сформировались поверхности выравнивания и глубокие эрозионные долины, но в течение более чем 2 млн лет никакой вулканической деятельности там больше не наблюдалось. Однако уже в четвертичное время, около нескольких сотен тысяч лет назад, вулканическая активность внезапно вновь проявилась и закончилась лишь 30 тыс. лет назад, сформировав свежие излияния и вулканические постройки гонолулской серии. За 2 млн лет перерыва вулканической деятельности существовавший ранее магматический канал должен был бы полностью раскристаллизоваться и прочно затампонироваться.

Но чем тогда можно объяснить новую очень короткую вспышку вулканизма на острове Оаху?

Новым «прожиганием» литосферы над новой «горячей точкой»? Ведь старая «горячая точка» в это же самое время продолжала «действовать» на южном острове архипелага – Гавайи, тогда как о. Оаху за эти 2–3 млн лет переместился к северо-западу от места активного вулканизма приблизительно на 200–300 км. По-видимому, такой короткий импульс повторного вулканизма гонолулской серии (после длительного перерыва вулканической активности) можно объяснить только повторным образованием трещины в литосферной плите под островом Оаху.

На неоднозначность «концепции Вилсона–Моргана» указывает также асимметрия теплового потока (ТП) относительно центра современного активного вулканизма «мантийных плюмов». Утверждать, что мантийные плюмы совпадают с положительными аномалиями теплового потока было бы неправильно. В Гавайском плюме максимум значений ТП сдвинут почти на 200 км к северо-востоку относительно положения активных вулканов.

Мы полагаем, что в этом случае также проявляется влияние силы Кориолиса, действующей на поднимающийся из нижней или средней мантии адвективный поток магматических флюидов. За счет этого разгрузка тепломассопотока в виде вулканических проявлений смещена относительно истоков глубинного мантийного очага. Но сила Кориолиса не действует на кондуктивный тепловой поток, поэтому его максимум проявляется строго ортогонально относительно этого очага. Если мы ограничимся обсуждением только адвективной струи мантийных термиков, то проявления четвертичного вулканизма на о. Оаху становятся необъяснимой геологической экзотикой. Но стоит лишь допустить наличие конвекции под Гавайями, практически такой же, как под срединными хребтами, и становится понятной природа дополнительных вспышек вулканической активности. Причем нам не надо искать сверхперегретых мантийных слоев при конвективном перемешивании. Известно, что в условиях конвекции формируется адиабатическое распределение температур в конвективной струе с абсолютными значениями температур, совпадающими с солидусом мантийного вещества при соответствующих PT-условиях, т.е. 1250–1300 °C при средней глубине астеносферного слоя в океанах. Распространенный на обширном пространстве, захваченном конвекцией, магматический расплав может прорваться на поверхность через любую ослабленную или трещиноватую зону, что, очевидно, и произошло на о. Оаху.

Похожую картину мы наблюдаем в Маскаренской цепи вулканов Индийского океана (вулканы Питон-де-Неж на о. Реюньон и вулкан Питон на о. Маврикий). Здесь центр современного вулканизма (о. Реюньон) отстоит на 320 км к юго-востоку от аномалии теплового потока. И такое смещение также может быть связано с влиянием силы Кориолиса. Тем более, что сила Кориолиса (F_k), действующая на любую материальную точку Земли (m) из-за ее вращения против часовой стрелки (относительно северного полюса) с угловой скоростью (ω) и линейной (v), зависит от географической широты (φ):

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

и имеет противоположное направление в северном и южном полушариях. Этим можно объяснить юго-западное смещение центра вулканизма в Гавайях и юго-восточное – в Реюньоне.

Отклонение проекции траектории глубинного тепломассопотока (D) на земную поверхность зависит от глубины очага плюма (H) и широты местности φ. Эту зависимость можно описать формулой

$$D = 0{,}022 \cdot H^{3/2} \cdot \cos \varphi \qquad (4.1)$$

[Куликов, 1985]. Из этой зависимости ясно, что нулевое отклонение положения аномалии теплового потока и центра вулканизма плюма возможно только на полюсах, а максимальное отклонение конвективного тепломассопотока будет наблюдаться на экваторе.

Эта формула после несложных тождественных преобразований дает возможность рассчитать глубину магматического очага плюма, если известна величина D.

Рассмотрим пример для Гавайского мантийного плюма. Он лежит на широте 19,5°N; cos φ = 0,94; D = 178 км. Отсюда следует, что $H \approx 420$ км.

Таким образом, поток магмы, поднимаясь к поверхности Земли с глубины 420 км, отклонится под действием силы Кориолиса на 1,6° по долготе, что составляет 178 км. Традиционно глубина 400–450 км ассоциируется с границей Леманн, которая разделяет астеносферу на два слоя с различной вязкостью. Выше этой границы вязкость равна 10^{19} Па·с, а ниже – 10^{20} Па·с. При этом вся астеносфера в целом остается ослабленным слоем мантии, так как характеризуется значительно меньшей вязкостью, чем подстилающая ее нижняя мантия (10^{23}–10^{24} Па·с) и, разумеется, чем перекрывающая ее литосфера (более 10^{28} Па·с) [Аплонов, 2001]. Из этого следует, что наиболее вероятной глубиной, где формируется магматический материал плюма, является глубина границы Леманн. Наша оценка глубины магматического очага, исходя из предположения о природе отклонения аномалии теплового потока и центра вулканизма, вызванного силой Кориолиса, оказалась почти идеально совпадающей с глубиной этой границы. Но дополнительный и не меньший очаг вулканизма можно объяснить фракционным плавлением вещества в астеносфере и проявлением вулканизма, не связанного напрямую с мантийным плюмом.

Рассмотрим пример для Маскаренского плюма. За центр вулканизма примем положение вулкана Питон-де-Неж на о. Реюньон. Тогда D = 3° по широте, или 330 км. Широта φ = –18°, а cos φ = 0,66. Из формулы (4.1) следует, что здесь глубина очага вулканизма составляет 802 км. Это та глубина, где происходит переход от средней к нижней мантии. Несмотря на то что температуры на этой глубине оцениваются величиной 2300–2500 °C [Jaupart et al., 2007], вещество здесь не изменяет свое фазовое состояние с твердого на жидкое, судя по скоростям сейсмических волн, из-за преобладающего роста градиента давления по сравнению с градиентом температуры. Следовательно, в этом интервале глубин мантии поток поднимающегося плюма не может ассоциироваться с массопотоком фракционно расплавленного вещества, а представляет собой, по-видимому, диффузный поток

отдельных молекул относительно легких минералов, который по скорости распространения соизмерим со скоростью кондуктивной теплопередачи, т.е. примерно $5 \cdot 10^{-12}$ м/с. Однако мощность предполагаемого диффузного потока такова, что она не обеспечит островной вулканизм в пределах Маскаренского плюма. Значит, мы опять приходим к логическому выводу, что наряду с глубинным диффузным потоком существует конвективный тепломассоперенос на глубинном уровне, соизмеримом с глубиной астеносферы, который вполне может обеспечить вулканизм.

Анализ природы асимметрии теплового потока в Исландии и в Йеллоустоне ставит еще дополнительные вопросы, которые давно обсуждаются, но не получили пока убедительного объяснения [White, McKenzie, 1995; Foulger, 2002; Shen et al., 1998].

При интерпретации геодинамики Исландского плюма роль геотермии и анализ распределения теплового потока, как ни странно, оказались второстепенными. Это можно объяснить двумя причинами. Во-первых, прогноз теплового потока сложно было составить из-за суперпозиции влияния мантийного плюма и спрединга Срединно-Атлантического хребта. Исландская модель представлялась сложнее, чем модель плюма в центре океанической плиты (гавайская или маскаренская). Во-вторых, измерения теплового потока на дне океана по обе стороны от срединного хребта, а также в скважинах на территории Исландии продемонстрировали низкий тепловой поток, намного ниже, чем он должен бы быть для литосферы с возрастом 40 млн лет и моложе. Отчасти это объясняется влиянием конвективного тепломассопереноса, который снижает фоновую кондуктивную компоненту потока тепла [Stein, Stein, 1992]. Следовательно, было неясно, как охарактеризовать «нормальный» фоновый тепловой поток, который априорно для плюмовых моделей должен быть намного выше наблюденного из-за миграции материала плюма. В данном случае миграция может осуществляться как вертикально из подлитосферной недеплетированной мантии, так и горизонтально, вместе с океанической плитой [White, McKenzie, 1995]. Это должно поднять температуру в литосфере и соответственно тепловой поток, но положение аномалии теплового потока будет определяться тем, «какая из миграций плюма сильнее».

На рис. 4.93 показана карта теплового потока этого региона. Как видно из рисунка, максимумы теплового потока находятся как на простирании хребта Колбейнсей, так и северо-западнее Исландии в Датском проливе, т.е. на Северо-Американской плите.

Если обратиться к той реконструкции движения Северо-Американской плиты над горячей точкой Исландии, которая обсуждается в [Lawver, Mūller, 1994] (рис. 4.94), то мы видим, что максимальные значения теплового потока формируются из-за адвекции магматического материала в условиях дивергенции Срединно-Атлантического хребта и влияния мантийного плюма, максимальное воздействие которого приурочено к положению плиты для времени $\tau = 30$ Ma.

Именно в это время нынешний район Датского пролива находился над плюмом.

Почему же аномалия теплового потока совпала с положением плиты, которое было 30 млн лет назад?

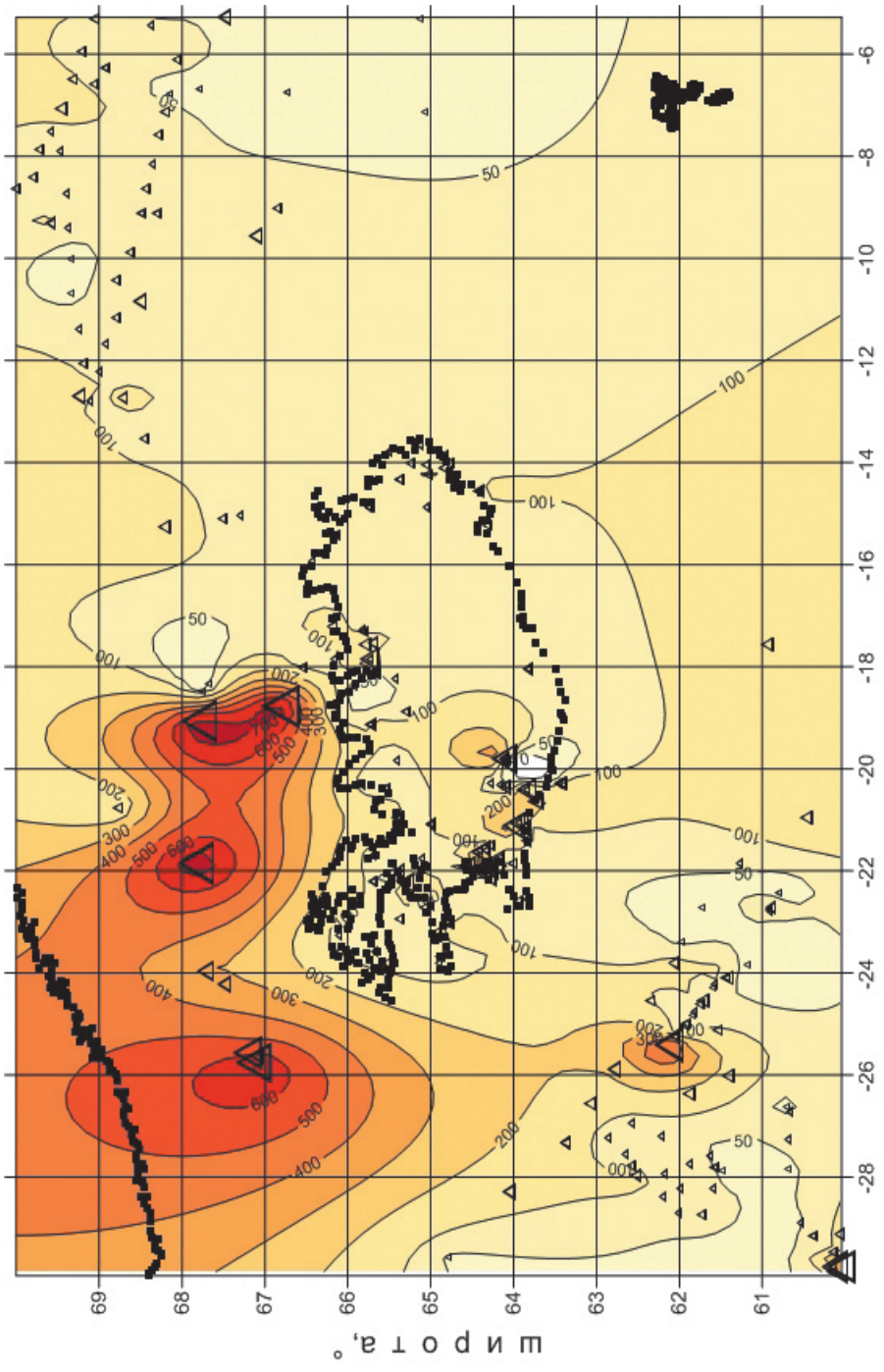


Рис. 4.93. Карта теплового потока (мВт/м^2) Исландии и смежных акваторий
Треугольники – пункты измерений теплового потока. Их размер пропорционален величине теплового потока

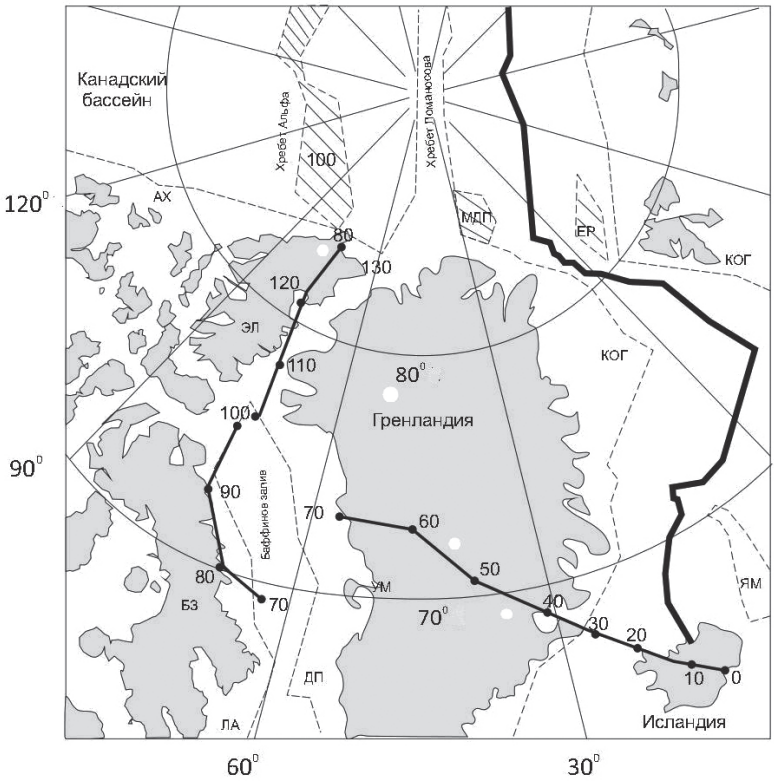


Рис. 4.94. Трек Северо-Американской плиты в районе Гренландии над Исландской «горячей точкой» за время от 130 Ма до 0 Ма.

Черные точки – палеопозиция плиты для каждых 10 млн лет; АХ – о. Аксел Хелберг; БЗ – Баффинова Земля; ДП – Дэвисов пролив; ЭЛ – о. Элсмир; ЯМ – Ян-Майен; КА– лавовое плато Кангерлюсак, Вост. Гренландия; КО – хребет Колбейнсей; ЛА – Лабрадорское море; МДП – Плато Моррис-Джессоп; МЕ – хребет Менделеева; РЕ – хребет Рейкьянес; УМ – лавовое плато Уманак-фьорда, Зап. Гренландия; ЕР – плато Ермак; КОГ – граница континентальной и океанической коры по данным батиметрии. Белые кружки показывают положение плюма по [Forsyth et al.,1986]

Мы можем рассчитать глубину (H) магматической камеры при допущении, что от нее до поверхности Земли тепловой поток распространялся только кондуктивно:

$$H = 2 \cdot (a \cdot \tau)^{1/2},$$

где a – коэффициент температуропроводности, который для океанской литосферы составляет 10^{-6} м^2/с. В этом случае $H = 60$ км, т.е. тепло распространялось с кровли астеносферы, которая в Исландско-Гренландском пороге по данным [Torsvik et al., 2015] располагается именно на этой глубине.

Таким образом, тепловой источник связан с выступом астеносферы, который образовался за счет поступления тепла в астеносферный слой из нижележащей

мантии. Налицо суперпозиция двух геодинамических источников, формирующих аномалии теплового потока: тепломассоперенос вещества из недеплетированной мантии, который привел к увеличению энтальпии астеносферного резервуара, и кондуктивный перенос тепла из этой активизированной астеносферы.

Интерпретация геофизических и геологических данных в Йеллоустоне однозначно свидетельствует о том, что эта горячая точка возникла в результате взаимодействия мантийного плюма с перекрывающей плитой Северной Америки (рис. 4.95). Этот сценарий вызвал сильные изменения структуры континентальной

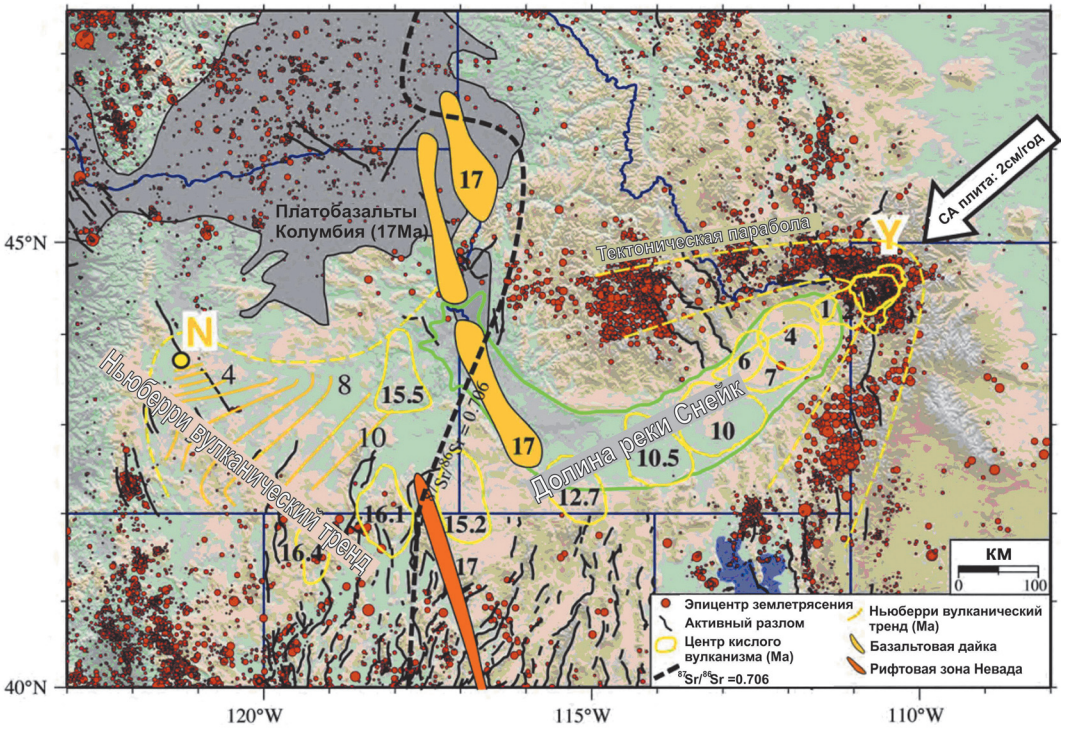


Рис. 4.95. Траектория горячей точки Йеллоустона (желтый «Y») [Smith, Siegel, 2000], контролируемая движением на восток трансгрессивных по возрасту вулканических центров линеамента Снейк-Ривер; встречное движение на запад Северо-Американской плиты со скоростью 2 см/год.

Топографическое понижение, занимаемое долиной реки Снейк, выделено зеленым цветом. Центры кислого вулканизма моложе 17 млн лет (желтые линии) включают многочисленные кальдерообразующие извержения. Платобазальты Колумбия закрашены серым цветом. Красные точки – эпицентры исторических землетрясений M 1,5–7,5 из каталога землетрясений университета Юты. Черные линии – четвертичные разломы. Кайнозойские базальтовые дайки (возраст в Ма) показаны желтым и оранжевым. Граница $Sr^{87}/Sr^{86} = 0{,}706$ (черная пунктирная линия) интерпретируется как граница континентальной литосферы (восточнее) и океанической (западнее). «Тектоническая парабола» (желтый пунктир) оконтуривает область высокого рельефа и сейсмичности. N – кальдера Ньюберри – западная граница зоны кислого вулканизма

литосферы в результате магматических и тектонических процессов и сформировал линеамент Йеллоустон–Снейк-Ривер (YSRP) длиной 700 км, в котором последние 16–17 млн лет продуцируются кислые вулканические породы [Smith et al., 2009].

По данным сейсмической томографии [Huser, 2004], резервуар коровой магмы содержит от 8 до 15% расплава на глубине от 6 до 16 км под кальдерой Йеллоустона. Магматическое тело с пониженной скоростью P-волн в верхней мантии простирается субвертикально на глубинах от 80 до 250 км ниже Йеллоустона, но еще ниже по томографическим данным находится аномальное тело, наклоненное на 60° в ЗСЗ направлении и простирающееся до глубины 660 км в переходной от верхней к средней зоне мантии. Это трубчатое низкоскоростное тело интерпретируется как плюм с дефицитом скоростей до –3,5% v_p и –5,5% v_s, что соответствует частичному расплавлению 1–2% вещества [Smith et al., 2009]. Геодинамическая модель плюма Йеллоустона с такими параметрами сейсмических скоростей предполагает относительно небольшое превышение температуры (до 120 °C) по сравнению с окружающим пространством, что обеспечивается расплавлением 2,5% вещества. По результатам моделирования мантийной конвекции в Йеллоустон–Снейк-Ривер установлено, что восходящая ветвь конвективной ячейки поднимается со скоростью 5 см/год и обеспечивает отклонение восходящего плюма Йеллоустона к востоку [Jordan et al., 2005], т.е. навстречу движению Северо-Американской плиты (рис. 4.96).

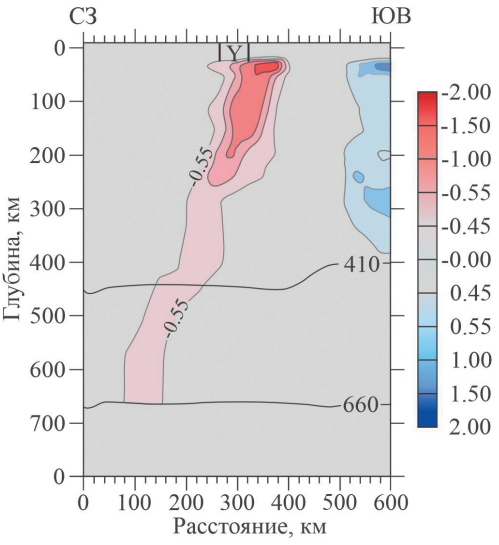


Рис. 4.96. Двухмерная модель мантийного Йеллоустонского плюма [Smith et al., 2009] по сейсмотомографическим данным.

Изолинии и цветовая шкала показывают степень пертурбации (%) скорости продольной волны. Положение кальдеры Йеллоустона обозначено как "Y"

Тот же феномен – отклонения потока плюма – можно объяснить и влиянием кориолисовой силы. Ее действие, так же как и в других мантийных плюмах, отражается в смещении максимальных значений теплового потока относительно центра современного вулканизма.

Тепловой поток здесь измерен более чем в 200 скважинах [Blackwell, 1989; Blackwell et al., 2006]. Диапазон изменения теплового потока охватывает два порядка величины. В районе линеамента Ньюберри и на южной окраине Плато Колумбия его значения не превышают 80 мВт/м^2. Но зато в районе «тектонической параболы» и линеамента Снейк-Ривер встречаются значения теплового потока, превышающие 4 Вт/м^2 = 4000 мВт/м^2.

«Рекордно» высокий тепловой поток (4183 мВт/м^2) измерен в точке с координатами 44,7° с.ш. – 110,7° з.д.,

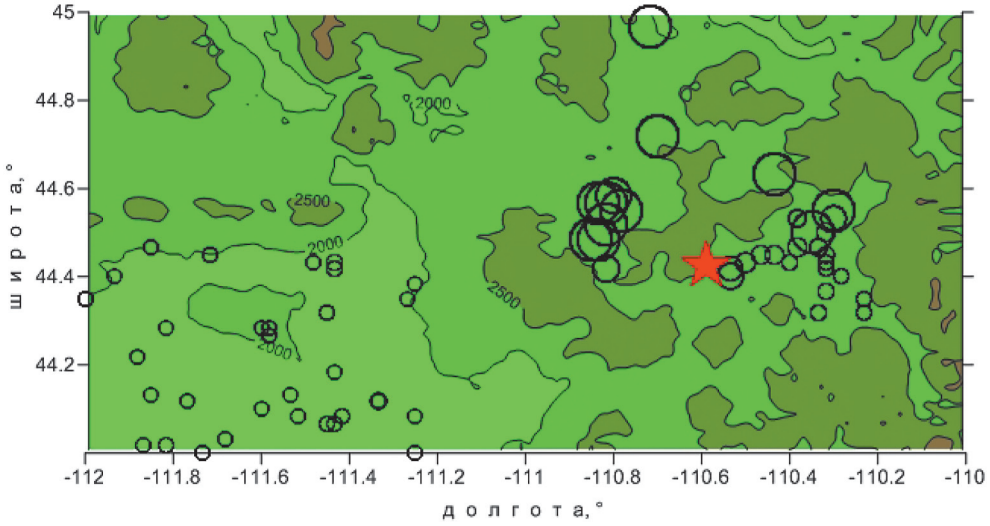


Рис. 4.97. Карта рельефа и теплового потока (мВт/м^2) в районе кальдеры Йеллоустон.

Красная звездочка – положение кальдеры вулкана Йеллоустон. Размер кружков, показывающих локализацию измерений теплового потока, пропорционален его значению (min = 25 мВт/м^2, max ≈ 4200 мВт/м^2)

т.е. северо-западнее кальдеры Йеллоустон (рис. 4.97). Но по простиранию линеамента Снейк-Ривер, северо-восточнее кальдеры тепловой поток снижается почти на порядок, составляя от 200 до 600 мВт/м^2. Объяснение этого факта для Йеллоустона аналогично тому, который мы предложили для Исландского плюма, т.е. первая причина – влияние динамики подземных вод, экранирующей кондуктивный тепловой поток, и вторая – низкая температуропроводность, из-за чего тепловой фронт, сформированный у глубинного источника, не достиг еще поверхности Земли.

Положение «глубинного источника», формирующего тепловой поток, можно рассчитать по формуле (4.1). Здесь величина отклонения положения аномалии теплового потока от центра кальдеры составляет D = 28 км. Кальдера находится на широте φ = 44,4° с.ш., следовательно, cos φ = 0,714. Отсюда, глубина источника тепла составляет 144 км. Оценка мощности литосферы под Йеллоустоном по сейсмическим данным дала значение 140 км [Waite et al., 2005], что практически идеально совпадает с результатом нашего расчета. Следовательно, главным источником кондуктивного теплового потока для Йеллоустонского плюма, так же как и для Исландского, является граница литосфера–астеносфера, где за счет экзотермического эффекта фазового перехода мантийного вещества генерируется энергия, проявляющаяся на поверхности Земли в виде кондуктивного теплового потока, а причиной асимметрии центра вулканизма и аномалии теплового потока является сила Кориолиса, так как формула (4.1) [Куликов, 1985] основана на физическом принципе воздействия этой силы.

Акватория вокруг Галапагосского архипелага является одной из самых изученных в геотермическом отношении. Первая сводка значений теплового потока ре-

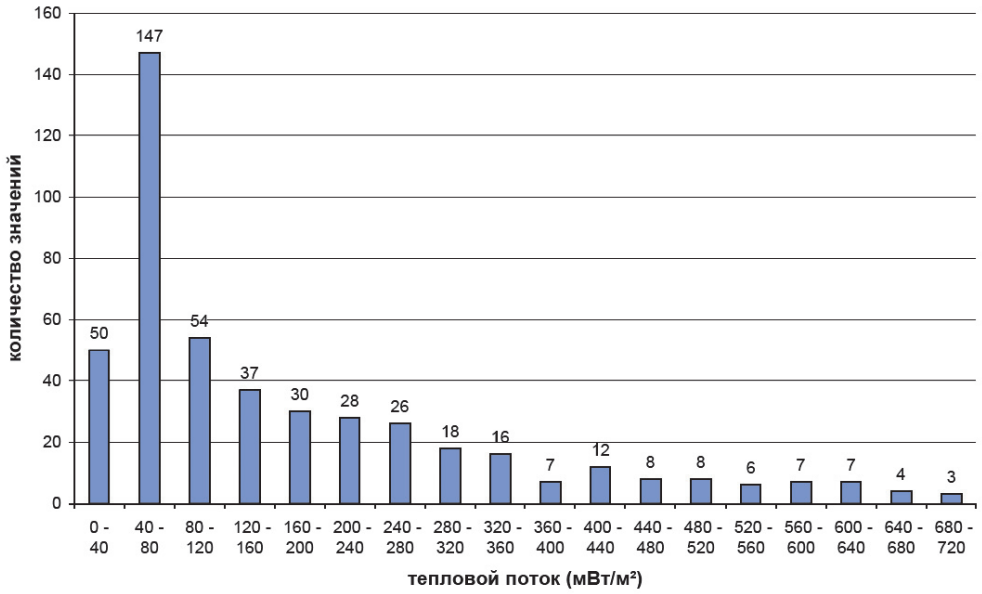


Рис. 4.98. Гистограмма распределения значений теплового потока (интервал – 40 мВт/м^2) в районе КНСЦ («Кокос–Наска» спрединг-центр)

гиона относится к далекому 1976 г., когда классики морской геотермии [Anderson, Langseth, 1976] опубликовали результаты первых 67 измерений на плите Наска. На субширотном Галапагосском спрединговом хребте (ГСХ) и хребте Карнеги, на плите Кокос (в большей степени) и плите Наска (в меньшей степени) сейчас измерено около 500 значений теплового потока [Hasterok et al., 2016], который изменяется от 12 до почти 1000 мВт/м^2 (рис. 4.98). Фоновым уровнем теплового потока для этого региона можно считать интервал от 40 до 240 мВт/м^2, на который приходится почти 75% всех измерений. Аномальные и даже ураганно высокие значения приурочены к оси ГСХ. Здесь измерен тепловой поток от 670 до 970 мВт/м^2. Все измерения приурочены к абиссальным котловинам, окружающим Галапагосское плато (ГП). На самом же плато, южнее о-ва Сан-Кристобаль получено лишь три измерения ТП, который здесь равен 96–97 мВт/м^2.

Таким образом, для Галапагосской «горячей точки» так же, как для Гавайской, Маскаренской, Исландской и Йеллоустонской подтверждается отмеченная нами закономерность [Хуторской, 2020] о пространственном несовпадении проявлений современного вулканизма и максимума значений кондуктивного теплового потока.

Галапагосская горячая точка характеризуется довольно сложной тектонической историей. Плюм, который большинство исследователей располагают на о-вах Фернандина и Исабела, находится близко к спрединговому хребту, разделяющему плиты Кокос и Наска (рис. 4.99).

Плюм взаимодействовал с обеими плитами и со спрединговым хребтом в течение последних двадцати миллионов лет, поскольку относительное расположе-

ние горячей точки по отношению к плитам менялось. Основываясь на сходных градиентах сейсмических скоростей для хребтов Карнеги, Кокос и Мальпело, был сделан вывод, что активность горячих точек является результатом одного длительного сеанса расплава мантии, а не нескольких периодов активности и покоя [Sallare's, Charvis, 2003].

Хотя Галапагосы рассматривались на самой ранней стадии развития плюм-тектоники как результат проявления мантийного плюма [Morgan, 1971], существуют тем не менее две проблемы по сравнению с традиционной моделью плюма У. Моргана, характерные для Галапагосов.

Во-первых, в более традиционных горячих точках, таких как Гавайи и Йеллоустон, активны только от одного до четырех вулканов на молодом (с точки зрения движения плит) конце цепи. Большинство же вулканов Галапагосского архипелага, расположенных на о-вах Исабела и Фернандина первого, западного ряда, на о-вах Сан-Сальвадор, Санта-Крус и Санта-Мария второго ряда и на о-вах Пинта, Марчена и Сан-Кристобаль третьего, самого восточного ряда, извергались в течение краткого временного интервала в недавнем историческом прошлом, независимо от того, находятся ли они на самом восточном, «старом» конце цепи или на самом западном, «молодом» ее конце.

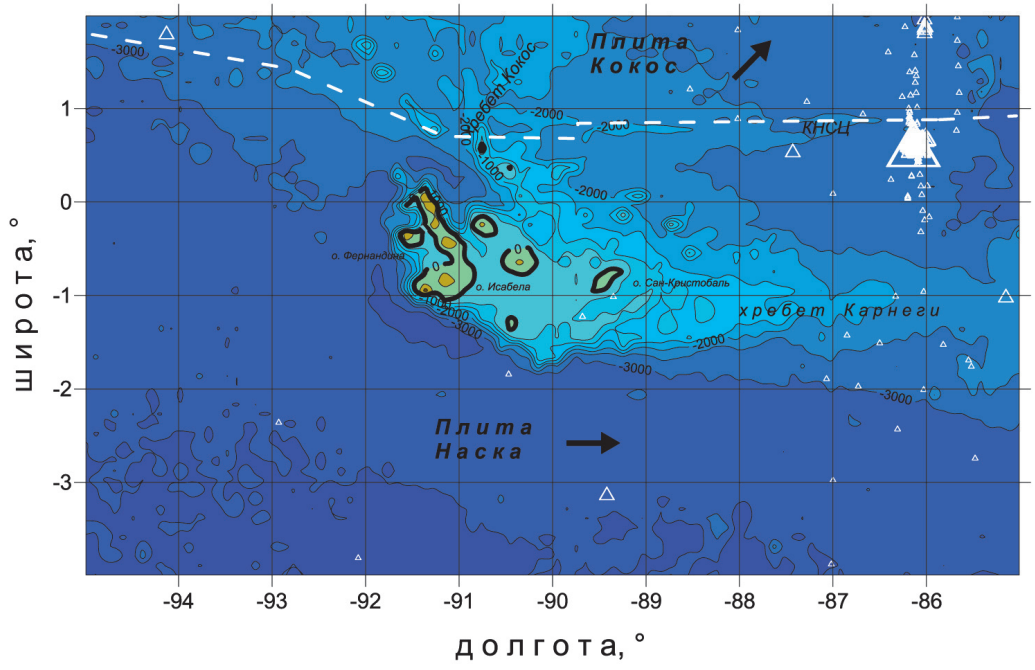


Рис. 4.99. Батиметрическая карта акватории вокруг Галапагосского архипелага. Черными стрелками показано направление спрединга плит Кокос и Наска (КНСЦ – «Кокос–Наска спрединг-центр»). Простирание Галапагосского спредингового хребта (ГСХ) показано белой пунктирной линией. Белые треугольники – станции измерений теплового потока (ТП). Размер треугольников пропорционален величине ТП

Во-вторых, состав Галапагосских магм необычен по сравнению с магмой других плюмов. Как правило, базальты всех горячих точек композиционно отличаются от тех, которые извергаются в конвергентных или дивергентных зонах. Но Галапагосские лавы имеют более широкий спектр химического состава по сравнению с другими плюмами, и различия в составе больше связаны с расположением вулканов, чем с их стадией развития [Harpp et al., 2005]. Общей особенностью химического состава толеитовых базальтов провинции Галапагос является широкое распространение наряду с магнезиальными и железистыми базальтами высокожелезистых и высокотитанистых разностей пород. Источником этих магм, как считается, были очаги более глубинных, чем в других горячих точках недеплетированных расплавов верхней мантии при их подъеме к поверхности в виде плюма [Голубева, 2009].

Для Галапагосского плюма расчет глубины очага мантийного плюма (H) по формуле (4.1) показывает, что он должен находиться на ~740 км. Это та глубина, где происходит переход от средней к нижней мантии. Пример с такой же глубиной расположения очага плюма мы приводили выше для Маскаренского архипелага. Для Галапагосов мы также вправе сделать заключение, что поток поднимающегося плюма не может ассоциироваться с массопотоком фракционно расплавленного вещества, а представляет собой, по-видимому, диффузный поток отдельных молекул относительно легких минералов, который по скорости распространения соизмерим со скоростью кондуктивной теплопередачи, а мощность предполагаемого диффузного потока не обеспечит островной вулканизм в пределах Галапагосского плюма (ГП). Значит, мы приходим к тому же выводу, что наряду с глубинным диффузным потоком здесь также существует конвективный тепломассоперенос на уровне, соизмеримом с глубиной астеносферы, который вполне может обеспечить вулканизм.

Оценка глубины температуры солидуса в мантии под ГП дает значения 45–50 км. Именно на этом глубинном уровне, а не на глубине источника плюма (740 км), по-видимому, формируется реальный магматический очаг. Фронтальная граница кондуктивного теплового потока, которая, как мы видим, проявилась на поверхности Земли в историческом прошлом, 20 млн лет назад находилась на этой глубине (45–50 км). Это доказывается расчетом глубины (H) магматической камеры при допущении, что от нее до поверхности Земли тепловой поток распространялся только кондуктивно:

$$H = 2 \cdot (a \cdot \tau)^{1/2}.$$

В этом случае H = 50 км, т.е. тепло распространялось с кровли астеносферы, которая 20 млн лет назад формировалась под ГП не столько за счет деятельности мантийного плюма, сколько за счет действия теплового источника, существовавшего в дивергентной зоне хребта Кокос, находившегося в то время под нынешним ГП [Sallare's, Charvis, 2003]. Таким образом, тепловой источник связан с выступом астеносферы, который образовался за счет поступления тепла в астеносферный слой из нижележащей мантии. Налицо суперпозиция двух геодинамических источников, формирующих аномалии теплового потока: тепломассоперенос вещества

из недеплетированной мантии, который привел к увеличению энтальпии астеносферного резервуара, и кондуктивный перенос тепла из этой активизированной астеносферы.

Таким образом, геолого-геофизические данные для пяти наиболее изученных мантийных плюмов: Гавайского, Маскаренского, Исландского, Йеллоустонского и Галапагосского показывают, что наиболее вероятной глубиной нижней границы формирования зоны фракционного расплавления мантийного вещества, т.е. «подошвы» магматической камеры плюма, является глубина границы Леманн (400–450 км). По данным сейсмотомографии, эту глубину описывают как нижнюю границу астеносферы. Ниже этого интервала глубин мантии поток поднимающегося вещества плюма не может ассоциироваться с массопотоком фракционно расплавленного вещества, а представляет собой, по-видимому, диффузный поток отдельных молекул относительно легких минералов, который по скорости распространения соизмерим со скоростью кондуктивной теплопередачи, т.е. примерно $5 \cdot 10^{-12}$ м/с. Тепловая мощность предполагаемого диффузного потока такова, что она не обеспечит вулканизм в пределах плюма. Значит, приходится признать, что наряду с глубинным диффузным потоком существует конвективный тепломассоперенос на глубинном уровне, соизмеримом с глубиной астеносферы, который вполне может обеспечить вулканизм. Верхняя граница астеносферы за счет экзотермического эффекта при фазовом переходе фракционно расплавленного мантийного вещества в твердое состояние является главным источником кондуктивного теплового потока.

Вслед за установленной асимметрией теплового потока в дивергентных зонах, причиной которой является перераспределение магматического материала в астеносферном резервуаре под влиянием силы Кориолиса [Хуторской, Тевелева, 2019], мы показали, что подобная асимметрия сопровождает распределение теплового потока и в мантийных плюмах: экстремальные значения теплового потока смещены относительно положения центра современного вулканизма. Связать этот феномен с влиянием только силы Кориолиса можно в отдельных проявлениях «горячих точек». Например, в Гавайской и Маскаренской цепи вулканов. В других нами рассмотренных плюмах (Исландия, Йеллоустон, Галапагосы), кроме кориолисовой силы на поднимающийся магматический материал с различных глубинных мантийных уровней действуют дополнительные силы, существующие в областях дивергенции плит, и в первую очередь конвекционные течения, обусловливающие спрединг. В этих случаях асимметрия теплового потока сохраняется, но ее ориентация не подчиняется физическим принципам воздействия только кориолисовой силы.

Глава 5
Геотермическое картирование: история и основные принципы

Региональная геотермическая информация традиционно отображается на картах. Геотермические карты являются обобщающим, отчетным и наиболее наглядным материалом, отражающим результаты региональных исследований.

Основными параметрами геотемпературного картирования являются температура и тепловой поток. В меньшей мере практикуется составление карт геотермического градиента. Источником информации этих параметров на континентах служат главным образом буровые скважины, частично шахты и другие горные выработки. Распределение скважин крайне неравномерно, что создает определенные трудности при картировании геотемпературного поля.

Измерения температур начали проводить значительно раньше, чем были выполнены первые определения плотности теплового потока. Соответственно и карты температур, а также карты геотермических градиентов, вычисленных по измеренным температурам, начали составлять раньше.

Первые измерения температуры в российских недрах имеют трехсотлетнюю историю. Они проводились еще во времена М.В. Ломоносова, который придавал большое значение изучению внутреннего тепла Земли как главного фактора происходящих геологических процессов и образования полезных ископаемых. Измерения температур в те времена носили единичный характер и давали лишь представление о степени возрастания температуры Земли в отдельных точках. С развитием горнодобывающей и нефтегазовой промышленности, а также при расширении сферы гидрогеологических исследований количество материалов по измерениям температур начало значительно увеличиваться.

Все возрастающий интерес к практическому использованию геотермальных ресурсов стимулировал работы не только по детализации температурного поля в геотермически активных зонах, но и по региональному картированию температур всей страны с целью выявления новых геотермальных активных районов. К одной из важных задач относилось установление температур в нижних этажах

чехла депрессионных структур и их максимальных значений на поверхности фундамента.

Первоначально карты составлялись по отдельным тектоническим зонам и нефтегазоносным районам или районам других полезных ископаемых, где имелось наибольшее количество фактических данных (Предкавказье, Прикаспий, Предкарпатье, отдельные участки Припятско-Днепрово-Донецкой впадины, Тимано-Печорский регион).

В зависимости от количества фактического материала, размеров исследуемых территорий и решаемых задач масштабы карт были разные. Эти карты наряду с термограммами использовались в основном для решения вопросов нефтегазовой геологии, гидрогеологии, шахтной разработки твердых ископаемых.

В рамках геотермических исследований картирование данных имеет наиболее давние традиции, что предопределило их особую роль в общем развитии геотермии. В России еще в дореволюционное время работами А. Миддендорфа, Г.П. Гельмерсена, Н.А. Любимова и других исследователей были получены данные о подземных температурах в Якутии, на Урале, в Петербурге, Москве, Донбассе, Крыму, Забайкалье.

Наибольшее развитие получили термометрические измерения в нефтяных районах Кавказа (Д.В. Голубятников, А.Д. Стопневич, И.Н. Стрижев и др.). В те же годы, 1910–1914 гг., были составлены первые геотермические карты для локальных участков выхода некоторых термоминеральных источников (А.Н. Огильви). Виднейшие ученые нашей страны (И.В. Мушкетов, В.С. Воейков, Ф.Ю. Левинсон-Лессинг, Д.С. Белянкин и др.) интересовались измерениями температур в недрах, а некоторые из них лично участвовали в таких исследованиях.

Особенно большой вклад в развитие геотермии был внесен Л.А. Ячевским, который провел новые наблюдения во многих районах (Москва, Иваново, Красноярск, Абакан, Грозный, Прикарпатье, Донбасс), обобщил все полученные в 1914 г. данные в сводке «Материалы по геотермике России», к сожалению, оставшейся неопубликованной, и добился вместе с Ф.Н. Чернышевым на X сессии Международного геологического конгресса организации комиссии по геотермике.

После 1917 г. перед геотермическими исследованиями открылись гораздо более широкие перспективы. Началось планомерное освоение природных ресурсов страны. Резко возрос объем поисково-разведочных работ. Открытие новых нефтегазоносных провинций, угольных бассейнов, месторождений полезных ископаемых, бурение разведочных и эксплуатационных скважин дали возможность получить огромное количество фактических данных о температурном режиме недр, систематизация которых была начата в 30-х гг. С.А. Красковским. Особенно возросло поступление этого материала в послевоенный период.

Накопление и систематизация термометрических данных позволили перейти к составлению региональных геотермических карт и профилей. В первую очередь такие обобщения были сделаны для наиболее изученных территорий – сначала для отдельных разбуренных районов Предкавказья (А.Ф. Бедчер, С.А. Джамалов, И.Г. Киссин, В.Н. Корценштейн, В.С. Котов, Ф.А. Макаренко, М.В. Мирошников, В.М. Николаев, Г.М. Сухарев, А.И. Хребтов), Приуралья (М.Ф. Беляков,

В.А. Лобов, П.П. Фатков), Донбасса (Я.Н. Кашпур, В.Я. Орда и др.), Закавказья (Ш.Ф. Мехтиев и др.), а затем и более крупных регионов – Русской платформы, Скифской плиты, Кавказа (А.Н. Дубинский, Ф.А. Макаренко, В.А. Покровский, Б.Г. Поляк). В своей работе [Макаренко и др., 1967] Федор Алексеевич обосновал возможность графического представления температур на глубинных срезах на примере освоения КМВ, где в послевоенные годы велось интенсивное опробование гидросферы с обязательным контролем температур на различных глубинах.

К концу 60-х гг. XX в. такие построения с различной степенью детальности были проведены для многих районов Волго-Уральской провинции (В.Г. Герасимов, В.А. Покровский; А.В. Дружинин; Г.А. Максимович, И.Н. Шестов, А.В. Шурубор; В.И. Найденова, Б.Г. Поляк), Западной Сибири (В.А. Кошляк, Н.М. Кругликов, Б.Ф. Мавричкий, А.А. Розин и др.), Восточной Сибири и Дальнего Востока (О.Б. Карцев, Ю.Г. Богомолов, Г.Б. Гавлина, Г.Д. Гинсбург, С.В. Лысак, М.А. Штейн и др.), Украины (А.Е. Бабинец, С.В. Альбов, Г.А. Гандзюк, А.А. Потушанский, С.Г. Думанский, Д.И. Кульчицкий, Ю.С. Застежко, В.А. Терещенко, А.И. Лурье, Т.Н. Лебедев, Р.И. Кутас, В.В. Гордиенко и др.), Белоруссии (Г.В. Богомолов, Д.Г. Протасеня, П.П. Атрощенко, В.И. Зуй), Молдавии (Н.М. Фролов), Азербайджана (С.А. Алиев, Ш.Ф. Мехтиев, А.Х. Мирзаджанзаде, В.И. Мотяков, С.Т. Овнатанов, Г.П. Тамразян и др.), Грузии (Ш.Г. Чихрадзе), Казахстана (В.С. Жеваго), республик Средней Азии (Б.А. Бедер, В.Ф. Борзасеков, Т.Б. Гребенщикова, С.С. Джибути, В.В. Колодий, В.Н. Корценштейн, Р.Н. Танеев и др.) [Тепловой режим..., 1970].

Быстрое развитие в СССР региональных геотермических построений послужило основой для проведения крупных обобщений – составления сводных геотермических карт для всей территории страны. Эти работы, начатые по инициативе Лаборатории геотермии Геологического института АН СССР [Тепловой режим..., 1970] большими авторскими коллективами исследователей из разных ведомств и организаций, привели к созданию и изданию в 1972 г. первой в стране «Карты распределения температуры по поверхности кристаллического и складчатого основания территории СССР» (м-б 1:5 000 000) и «Карты геотермического градиента в верхней части земной коры на территории СССР» (м-б 1:10 000 000). Одновременно в институте ВСЕГИНГЕО Мингео СССР Н.М. Фроловым и Н.В. Седовым была составлена «Схематическая карта геоизотерм на глубине 25 метров на территории СССР» (м-б 1:10 000 000).

Составление геотермических профилей и карт (распределения температуры на различных литолого-стратиграфических и уровенных срезах, глубин залегания определенных геоизотерм, значений геотермического градиента) выявило пространственные закономерности в характере геотемпературного поля на территории СССР. Сопоставление таких материалов с данными о геологическом строении, гидрогеологических условиях и параметрами других геофизических полей изучаемых районов позволило установить основные факторы, влияющие на распределение глубинных температур, – структурный, литологический, гидродинамический и оценить их роль в различных случаях. Кроме того, проведенные построения позволили судить о реальных температурных условиях, в которых

находятся геологические тела и развиваются многообразные физико-химические процессы. Наконец, эти материалы послужили основой для планирования работ по использованию внутриземного тепла.

Новый этап в картировании геотемпературного поля наступил после того, как стали проводиться работы по составлению карт плотности теплового потока Земли. Первоначально их начали разрабатывать в Институте физики Земли [Геотермические исследования, 1964], Геологическом институте АН СССР [Тепловой режим…, 1970], Институте геохимии и геофизики АН БССР [Богомолов и др., 1972], Грозненском нефтяном институте, Казанском университете, институтах СО ДВО АН СССР и некоторых ведомственных институтах. Тепловой поток на акваториях впервые в 70–80-е гг. XX в. был отображен на картах, составленных Институтом физики Земли, Институтом океанологии и Геологическим институтом АН СССР, а также Сахалинским комплексным научно-исследовательским институтом и Институтом тектоники и геофизики ДВО АН СССР.

Типы геотермических карт могут быть весьма разнообразными. Их можно классифицировать по картируемому параметру (геотемпературные карты, карты теплофизических свойств среды, карты теплового потока и т.д.), по форме отображения (карты фактического материала, карты в изолиниях, карты трансформированных полей и т.д.), по масштабу (планетарные, региональные, локальные) и т.д.

Очень распространенным видом геотемпературных карт являются карты изотерм на различных литолого-стратиграфических и уровенных срезах, глубин залегания определенных геотерм (например, изотермы Кюри, изотермы солидуса базальта, мощности гелиотермозоны и др.). Сопоставление таких материалов с данными о геологическом строении, о гидрогеологических условиях и параметрах других геофизических полей позволяет установить основные факторы, влияющие на распределение глубинных температур, и оценить их роль в различных случаях. При публикации расчетных температур весьма важно доказать применимость той или иной геотермической модели и схемы экстраполяции температур. Наиболее корректной является схема, в которой значения теплофизических параметров, фонового теплового потока и распределение температур на подошве «нейтрального слоя» задаются по эмпирическим данным. Поэтому возникают специальные задачи по картированию распределения теплофизических параметров (главным образом, теплопроводности) и теплового потока. Представление данных теплопроводности на континентах дается в виде одномерной картины распределения по глубине скважин. Картирование теплопроводности в изолиниях на континентах не принято, так как скважины, из которых берутся образцы, отстоят друг от друга на значительные расстояния, поэтому межскважинная интерполяция может дать искаженные результаты. Представление картины распределения теплопроводности в донных осадках акваторий дается в виде изолиний, что объясняется частым и равномерным расположением станций на измеряемом профиле и относительной однородностью теплопроводности донных илов.

Особое место занимает проблема картирования теплового потока. Тепловой поток отражает структуру источников тепла, которые одновременно могут быть источниками других геофизических полей. Это обусловливает генетическую корре-

ляцию геофизических полей, в том числе и теплового поля. Накопление данных о тепловом потоке позволило провести картографические обобщения для различных континентальных и океанических регионов. В отличие от других геофизических параметров картирование теплового потока проводится в абсолютных единицах, без выделения нормальной и аномальной составляющих. Однако возможно картирование и аномальной составляющей. С этой целью, в зависимости от задач картирования, могут быть предложены понятия глобального фона, определяемого средним кондуктивным тепловым потоком Земли или стабильных тектонических областей континентов и океанов, или локального фона, определяемого средними значениями теплового потока в конкретных тектонических структурах. С помощью таких трансформаций удобно изучать аномалии разной глубинности – от мантийных до приповерхностных. Тепловое поле является одним из потенциальных полей Земли, поэтому к нему может быть применен тот же математический аппарат трансформаций, который хорошо разработан в применении к гравитационному и магнитному полям. Ясно, что для выявления разных типов аномалий необходима различная плотность измерений и выбор соответствующих масштабов карт.

Изображение поля тепловых потоков на карте может быть представлено в различных формах. Традиционными являются представление карты фактического материала, т.е. такой карты, на которой на географической или на геолого-географической основе нанесены точки измерений теплового потока и указано его значение в единицах теплового потока (мВт/м^2), а также карты в изолиниях теплового потока. Сечение изолиний выбирается таким, чтобы не менее чем в 2,5–3 раза оно превышало погрешность измерений. Согласно кондициям картирования геофизических полей [Справочник геофизика, 1983], сечение изолиний должно составлять 3σ, где σ – абсолютная погрешность измерения. Как известно, тепловой поток равен произведению температурного градиента на коэффициент теплопроводности:

$$q = k \cdot G.$$

Тогда

$$\sigma = \delta q = \delta(k \cdot G) = \delta k \cdot G + k \cdot \delta G.$$

Но

$$\delta G = \delta \frac{dT}{dh} = \frac{\delta T \cdot h - T \cdot \delta h}{h^2},$$

где h – глубина измерения температуры в скважине, в данном случае принимаем ее как глубину нейтрального слоя, 20 м; T – значение температуры, 10 °С, δT = 0,02 °С, δh = 0,01 м. С учетом значений указанных характеристик получим, что $\delta q = 5{,}5 \cdot 10^{-3}$ Вт/м^2, или 5,5 мВт/м^2. Следовательно, интервал сечения изолиний должен быть не менее $3 \cdot 5{,}5 = 16{,}5$ мВт/м^2.

Реально при относительной погрешности 10% для фонового глобального теплового потока сечение изолиний должно быть 20 мВт/м^2. На локальных участках, где не наблюдается резких вариаций теплового потока, допустимо сгущение изолиний – сечение их может быть даже 10 мВт/м^2.

Первым этапом картирования теплового потока было составление карт отдельных регионов, в которых работали ученые-геотермики.

В 1975 г. в работе [Кутас и др., 1975] опубликована карта теплового потока Европейской части СССР, представленная на рис. 5.1.

Для составления карты использовано свыше 600 определений теплового потока. Каждый значок на данной карте соответствует пункту измерения теплового потока, а форма значка – значению теплового потока в мккал/(см^2·с). Карта дополнена отдельными изолиниями.

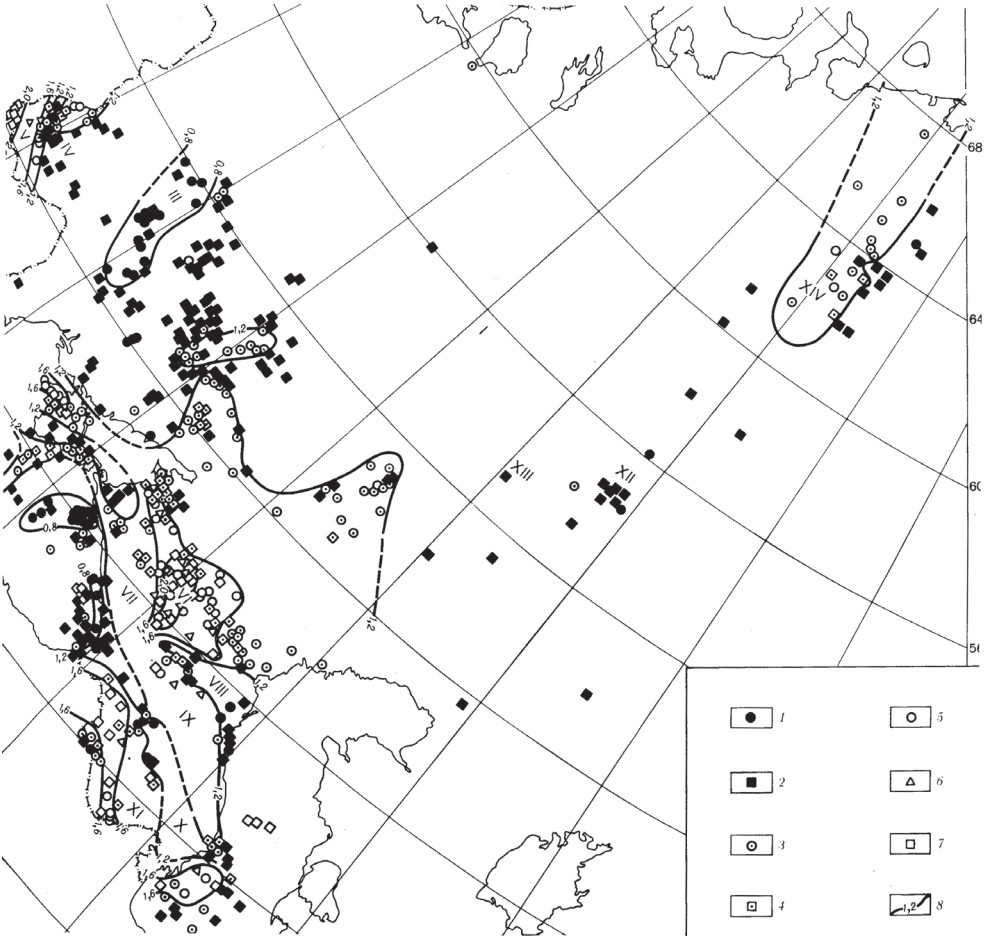


Рис. 5.1. Карта теплового потока Европейской части СССР.

1–7 – значения теплового потока в мккал/(см^2·с): 1 – ≤0,80; 2 – 0,81–1,20; 3 – 1,21–1,40; 4 – 1,41–1,60; 5 – 1,61–1,80; 6 – 1,81–2,00; 7 – ≥2,00; 8 – изолинии теплового потока; I – Восточно-Европейская платформа; II – Балтийский щит; III – Украинский щит; IV – Карпатская складчатая система; V – Паннонская депрессия; VI – Скифская плита; VII – Западно-Кубанский прогиб; VIII – Терско-Каспийский прогиб; IX – Большой Кавказ; X – Куринская депрессия; XI – Малый Кавказ; XII – Уральская складчатая система; XIII – Уральский внутренний прогиб; XIV – Тимано-Печорская впадина

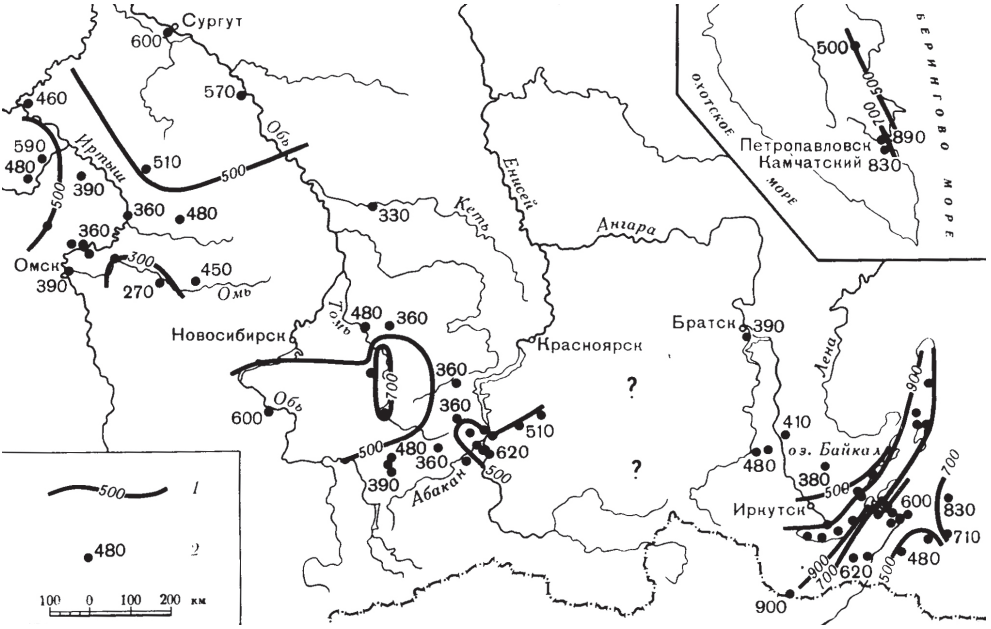


Рис. 5.2. Схема распределения температуры в земной коре на глубине 40 км в южных районах Сибири и юго-восточной части Камчатки.

1 – изотермы в °С, 2 – пункты определения температура в °С на глубине 40 км

В те же годы была опубликована карта расчетных значений температур на глубине 40 км в земной коре южных областей Сибири и юго-восточной части Камчатки [Соколова, 1975], вычисленных путем трансформации данных теплового потока (рис. 5.2).

К очевидным достоинствам картирования геотермических параметров значками относится то, что они дают полную картину распределения и степень изученности рассматриваемой территории. Однако данный способ не подходит для случая, когда на территории измерений достаточно много. В этом случае значки будут сливаться и накладываться друг на друга, что затруднит чтение карты. На рис. 5.3 приведен пример картирования теплового потока на территории Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) и прилегающих районов способом значков.

Широкое внедрение в научный процесс геоинформационных технологий не обошло стороной и проблему геотермического картирования. Основной методический принцип построения карты заключается в компьютерной обработке базы данных по тепловому потоку Земли с помощью картографического редактора. При построении Карты планетарного теплового потока, фрагмент которой показан на рис. 5.4 [Подгорных, Хуторской, 1998б], была использована геоинформационная технология ARCInfo (ESRI Corp.). В качестве географической привязки измерений теплового потока была применена оцифрованная береговая линия, взятая из библиотеки пакета MapViewer 2.10 (разработчик – Golden Software Inc., USA, mar.1 1994) и экспортированная в пакет ARCInfo 4.1, 4.2.

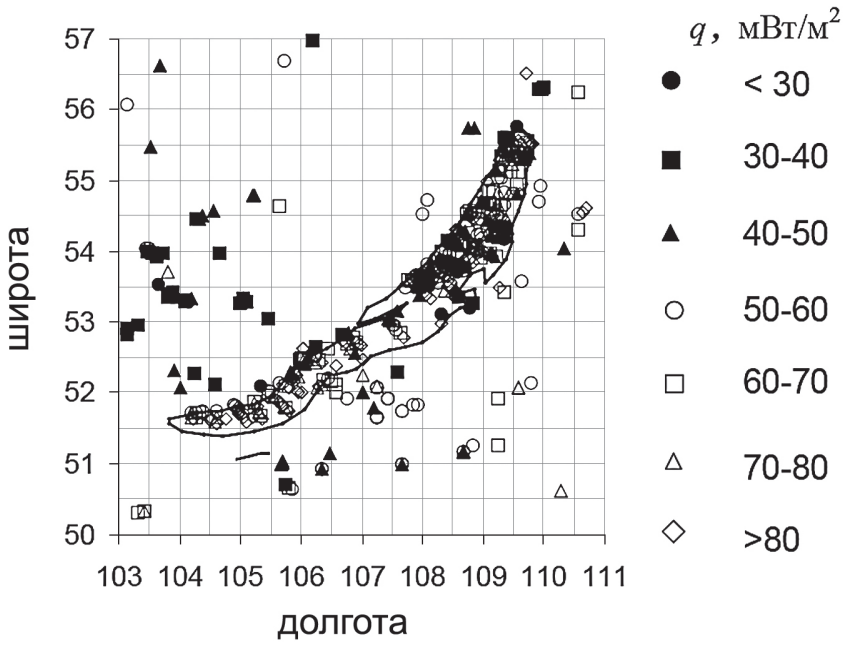


Рис. 5.3. Картирование теплового потока на территории БРЗ способом значков

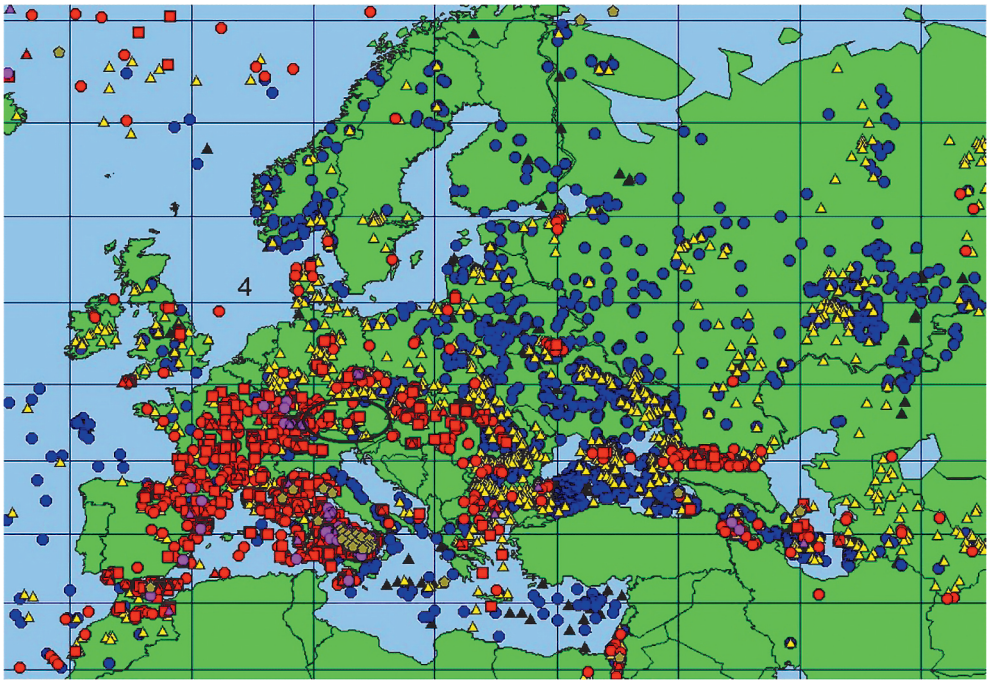


Рис. 5.4. Фрагмент Карты Планетарного теплового потока [Подгорных, Хуторской, 1998]

Карта построена в цилиндрической проекции Миллера, которая выбрана с целью корректного отображения полярных областей Земли.

Каждая градация значений теплового потока, а также географическая и текстовая нагрузки представляли собой отдельные «картографические слои», которые как бы накладывались один на другой и давали интегрированную картину распределения теплового потока на географической основе.

Весь диапазон значений теплового потока был разбит на девять градаций, определенных как цветом, так и формой символов. Диапазон градаций составлял в среднем 25 мВт/м^2 и перекрывал практически все полученные на континентах и океанах значения теплового потока.

За основу при построении карты принимались измеренные, а не исправленные данные. Такой способ изображения дает искаженную картину глубинного теплового потока в тех регионах, где он испытывает влияние структурно-геологических или гидродинамических неоднородностей. Это, как правило, дивергентные и конвергентные зоны континентов и океанов, районы предгорных и межгорных прогибов, современные и активизированные тектонические пояса и т.п. Однако введение соответствующих поправок в измеренные значения требует знания дополнительной геологической информации, не всегда доступной; методы расчета поправок, которыми пользуются авторы первичных данных, не унифицированы, поэтому представление скорректированных данных только вносит дополнительную погрешность. По-видимому, введение поправок необходимо и полезно на стадии геолого-тектонической интерпретации, а не на стадии картирования фактического материала.

Представление картографической геотермической информации является важным этапом для понимания природы теплового потока, нахождения его фоновых значений и выделения аномалий. В дальнейшем эти данные предназначаются для комплексной геологической интерпретации геофизических данных, поэтому важно дать самую объективную информацию о тепловом поле Земли, и такая информация может быть представлена только в виде отображения расположения пунктов измерений и полученных значений.

Центр тяжести каждого значка, обозначающего измерение теплового потока, приурочен к координатам той скважины, в которой проводилось исследование, или к месту внедрения погружного зонда, с помощью которого тепловой поток измерялся в донных осадках акваторий.

В отличие от методов картирования других геофизических полей (гравитационного, магнитного, электрического, сейсмического), где существует более или менее равномерная сетка измерений, данные теплового потока на континентах приурочены к скважинам, которые, в свою очередь, бурятся на месторождениях и рудопроявлениях. Наиболее изученными в связи с этим оказываются осадочные бассейны континентов, где интенсивное поисково-разведочное бурение на нефть и газ обусловливает параллельное проведение геотермических исследований. В складчатых поясах измерения теплового потока также приурочены к рудопроявлениям и месторождениям, однако плотность таких измерений намного ниже, чем в осадочных бассейнах. Таким образом, огромные «неперспективные» в от-

ношении полезных ископаемых площади континентов остаются геотермически неизученными.

На акваториях проводить геотермические исследования методически проще. Тепловой поток через дно морей и океанов с помощью погружных зондов может быть измерен практически везде, где есть донные осадки. Поэтому там нет четкой корреляции между приуроченностью пунктов измерений и перспективностью данного участка дна акваторий. Однако к узловым структурам океанической коры, характеризующимся геолого-геофизическими неоднородностями (срединно-океанические хребты, трансформные разломы, зоны перехода от континента к океану), традиционно было приковано большее внимание исследователей. Поэтому плотность измерений теплового потока в таких районах существенно выше, чем в «спокойных» участках дна.

Особую ценность представляют полигонные исследования теплового потока на акваториях. На некоторых полигонах плотность геотермических измерений превышает 10 изм./кв.милю. Метод полигонных океанических исследований дает несравненно более надежную информацию, чем одиночные измерения, и позволяет установить тонкую структуру геотермического поля, оценить вклад различных видов теплопереноса в океанической коре, корректно рассчитать глубинные температуры и фоновый тепловой поток. Подобные полигоны – это, пожалуй, единственный вид структур, где может быть проведено картирование теплового потока без потери фактора объективности.

Анализируя карту теплового потока в изолиниях, следует иметь перед глазами и карту фактического материала: там, где отсутствуют скважинные измерения, проведение изолиний нужно считать прогнозным. При интерполяции геотермических данных, так же, как и при картировании других геофизических полей, учитывается независимая геологическая информация: наличие пликативных и дизъюнктивных нарушений, проявления современного и палеовулканизма и гидротермальной деятельности и т.д. Эти геологические особенности позволяют обосновать проведение изолиний на тех площадях, где отсутствуют прямые данные о тепловом потоке. Однако оценка величины теплового потока на этих площадях приобретает субъективный характер и зависит от геологических пристрастий интерпретатора.

В 1975 г. на XVI Генеральной ассамблее Международного союза геодезии и геофизики (IUGG), проходившей в Гренобле, было выдвинуто предложение о подготовке для Европы детальной карты теплового потока. Предварительный вариант этой карты был подготовлен и представлен членами Международной комиссии по тепловому потоку (IHFC) во время проведения совместной сессии международных ассоциаций сейсмологии и физики недр Земли и вулканологии и химии недр Земли (IAVCEI) в Дареме в 1977 г.

Карта была изготовлена в цветном варианте. На тектоническом фоне, представленном штриховкой, были нанесены изолинии. По предложению комиссии IHFC при подготовке окончательного варианта карты использовались единицы измерения теплового потока в системе СИ, изолинии проводились через 10 мВт/м^2 (с нарушением геофизических кондиций).

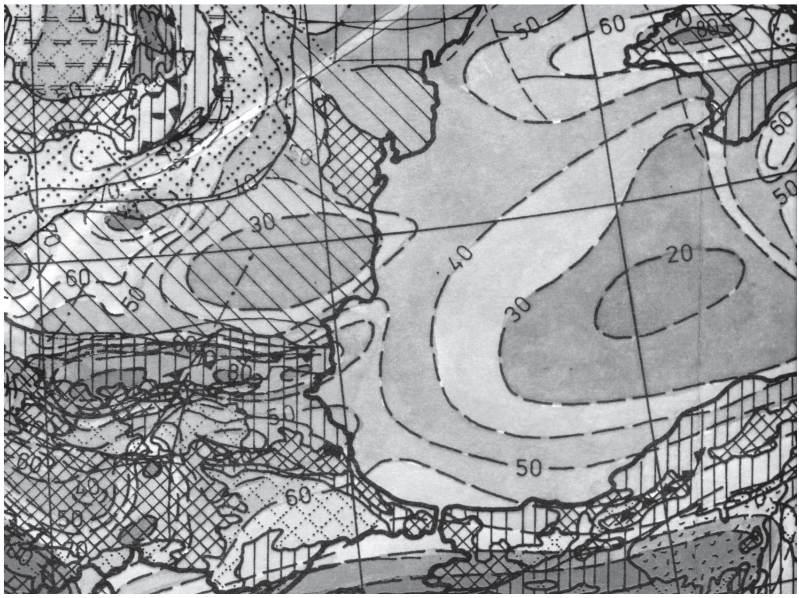


Рис. 5.5. Фрагмент карты теплового потока Европы (1975 г.)

На рис. 5.5 представлен фрагмент этой карты. Для ее составления использовано 3076 наблюдений. Однако плотность данных была неоднородной, по некоторым крупным территориям на тот момент времени данных не было вообще (западная часть Пиренейского полуострова, Югославия, Балтийское море, центральная часть Северной Атлантики), либо имелись очень ограниченные сведения (Ирландия, Испания, Швеция, Болгария, Турция, северные районы центральной части России).

Пункты наблюдений теплового потока были использованы как опорные точки. В областях, где данных не было, характер теплового поля оценивался на основе тектонического строения региона. Основа этого метода разработана для континентов Б.Г. Поляком и Я.Б. Смирновым [1968], которые установили связь средних значений теплового потока с временем последней стадии тектоно-магматической активизации.

Сплошные изолинии проводились по опорным точкам, где значения теплового потока подтверждались непосредственными измерениями. В случаях косвенно оцененных значений проводились пунктирные линии теплового потока.

В областях, где измерений не было, изолинии теплового потока проводились вдоль границ главных тектонических структур. Однако такой подход имел определенные недостатки. Во-первых, нельзя отрицать существования погрешности определения возраста коры или точных границ областей и времени последней стадии тектоно-магматической активизации.

Во-вторых, такой подход сокращает объективность учета установленных факторов, влияющих на тепловой поток. Зависимость «тепловой поток – тектониче-

ский возраст» показывает уменьшение потока тепла от современных структур до объектов с возрастом не древнее 800 млн лет. Для более древних структур тепловой поток становится практически неразличимым. Но сегодня известно множество районов, где эта закономерность нарушается, но не отражается на «старых картах».

На Восточно-Европейской платформе яркими примерами повышения теплового потока является Балтийская моноклиналь, где в зоне мезозойских глубинных разломов значения теплового потока достигают 60–75 мВт/м^2, или экзогональные впадины платформы с развитием солянокупольной тектоники (Прикаспийская, Припятьская, Северо-Германская), где из-за рефракции тепловой поток над апикальными частями соляных куполов в 2–2,5 раза превышает фоновые его значения. Все эти примеры свидетельствуют о неоднозначности определения величины теплового потока, исходя только из возраста геологических структур. В.В. Гордиенко с соавторами [1982] прокомментировали этот факт следующими словами: «*Однако, вряд ли во всех этих случаях речь идет о приповерхностных искажениях теплового потока… Скорее, в недрах соответствующих районов*

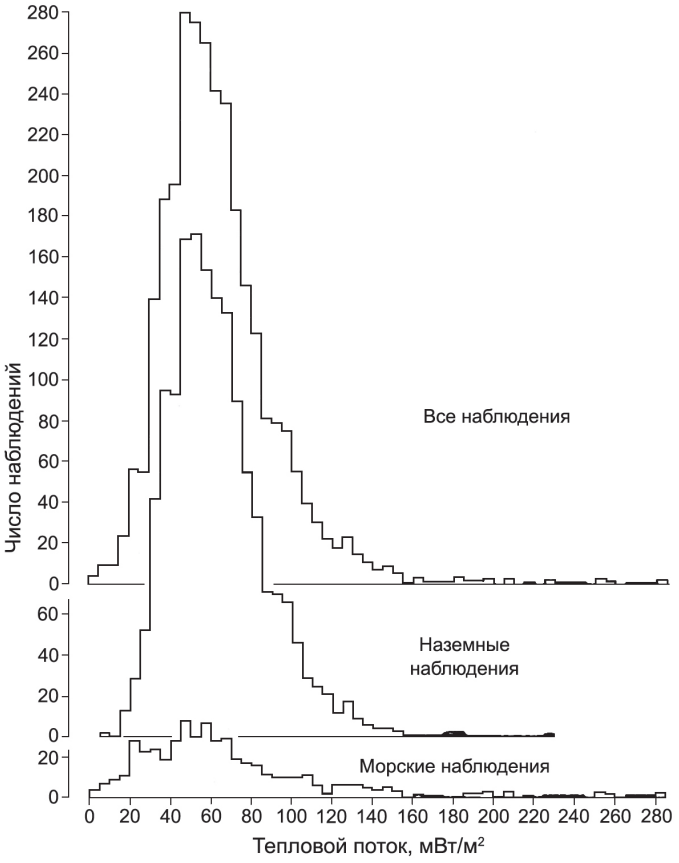


Рис. 5.6. Гистограмма данных о тепловом потоке [Чермак, 1982]

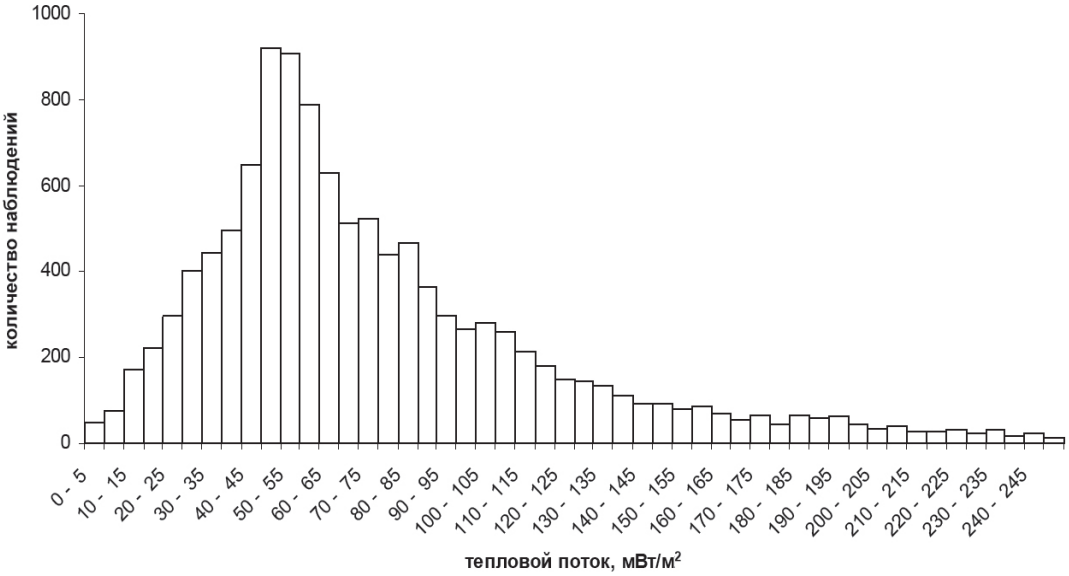


Рис. 5.7. Гистограмма данных о морском тепловом потоке на основе современных данных

происходит какая-то активизация, еще не нашедшая отражения в доступных наблюдению геологических процессах» [Гордиенко и др., 1982, с. 28].

Карта теплового потока Европы была дополнена тремя гистограммами [В. Чермак, 1982] (рис. 5.6) распределения теплового потока с подразделением на наземные и морские измерения. Было указано на три модальных значения, относящихся к морским измерениям: 20–25, 45–50 и 55–60 мВт/м^2. Низкие модальные значения характеризовали тепловой поток, измеренный в восточной части Средиземного и Черного морей.

На рис. 5.7 показана гистограмма морских измерений с интервалом 5 мВт/м^2, построенная по современным геотермическим базам данных [Hasterok et al., 2016]. Очевидно, полимодальность гистограммы морских измерений теплового потока 1982 г. объяснялась ограниченным числом измерений.

Из рисунка видно, что наиболее часто встречающиеся значения теплового потока как для наземных, так и для морских измерений заключены в интервале 50–60 мВт/м^2. Количество наземных и морских измерений в настоящий момент превышает 63 тыс. данных, из которых 25 тыс. получено на континентах, а почти 40 тыс. – на акваториях. На основании анализа гистограмм можно сделать вывод о большей вариации данных морских измерений, чем наземных. Об этом также свидетельствует коэффициент вариации, характеризующий разброс данных относительно среднего значения и равный отношению стандартного отклонения к среднему значению выборочной совокупности:

$$V = \sigma/\bar{x}.$$

Для наземных измерений $V = 0{,}41$, для морских $V = 0{,}61$. Модальное значение для наземных измерений равно 50 мВт/м^2, для морских – 55 мВт/м^2. Это говорит также о смещении данных морских измерений в сторону более высоких значений теплового потока из-за большой плотности измерений в дивергентных зонах океанов.

В работе [Чепмен и др., 1982] указываются средние значения для континентов, океанов и земного шара в целом. Они равны соответственно 62, 77 и 74 мВт/м^2. При этом авторы данной работы отмечают, что «на эти арифметические средние влияет положение участков наблюдения, которое очень неоднородное» и ссылаются на [Lee, Uyeda, 1965], которые предположили, что это влияние можно уменьшить, если вычислять средние значения для равноплощадных трапеций градусной сетки.

Идея осреднения по градусной сетке, высказанная В. Ли и С. Уедой, была продемонстрирована на практике Е.И. Суетновой в работе «Сферический гармонический анализ данных о тепловых потоках» [Суетнова, 1975]. Данные по мировому тепловому потоку осреднены по градусной сетке 5°×5°. Их географическое распределение и количество измерений представлено в виде двух таблиц, фрагменты которых представлены на рис. 5.8, а и б.

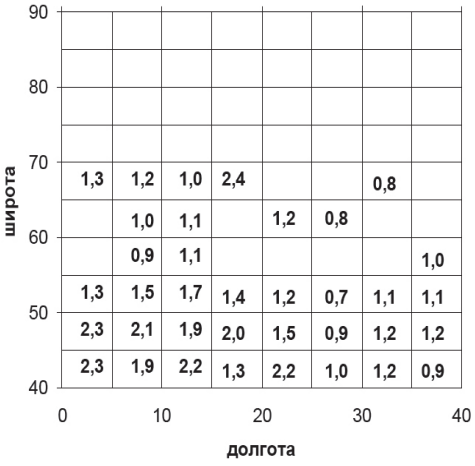


Рис. 5.8а. Фрагмент таблицы: данные теплового потока, осредненные по сетке 5°×5°, в мккал/(см^2 · с)

Эта же идея была использована при представлении теплового потока на территории Израиля [Экштейн, 1982] (см. рис. 4.42). На рисунке представлены значения регионального теплового потока для трапеций размером 0,5°×0,5°. К рисунку прилагалась таблица с указанием количества значений (на рисунке они указаны в кружочках), использованных для осреднения по каждой площадке, в центре – среднее значение теплового потока, а цифра после знака «±» – стандартное отклонение для соответствующих значений.

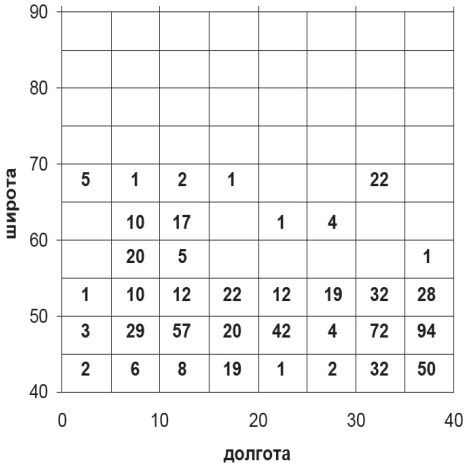


Рис. 5.8б. Фрагмент таблицы: распределение числа измерений теплового потока по сетке 5°×5°

Этот же подход был использован Л. Ленки [Lenkey, 1999] при постро-

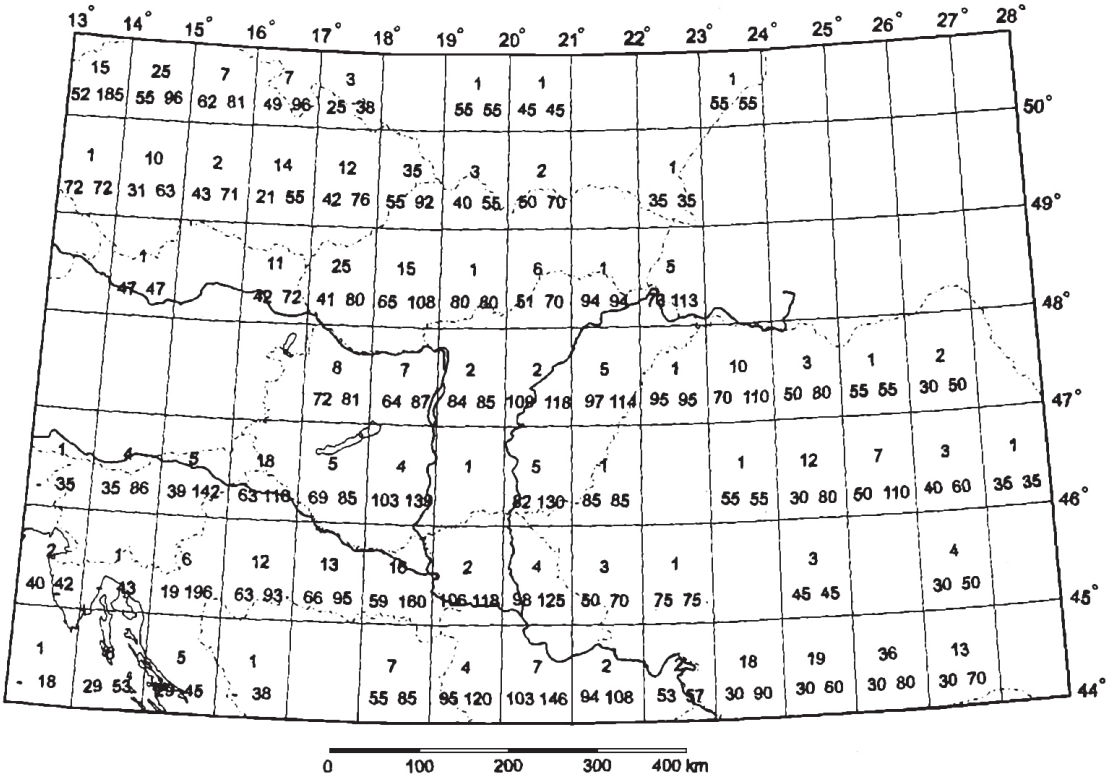


Рис. 5.9. Распределение теплового потока на территории Паннонского региона

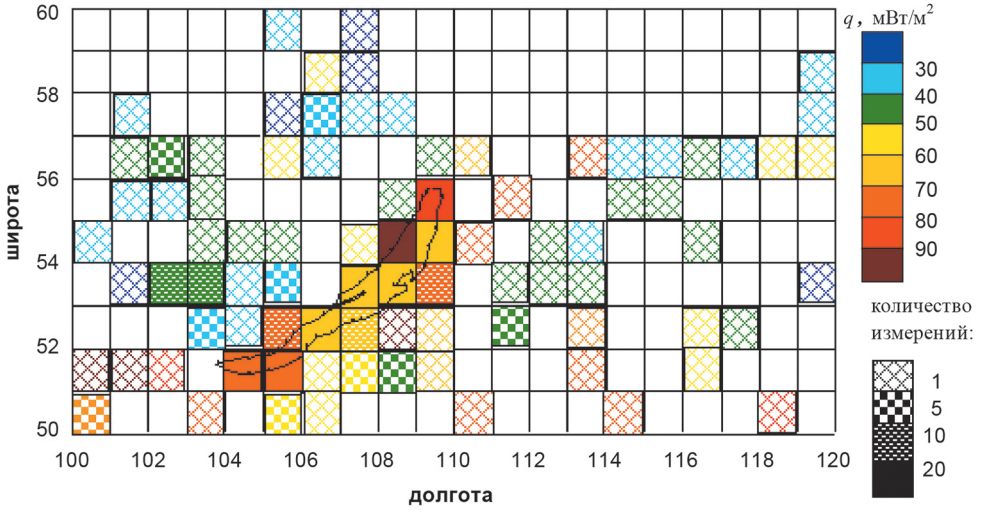


Рис. 5.10. Картирование теплового потока на территории Байкальской рифтовой зоны и ее обрамления

ении карты теплового потока Паннонского бассейна и смежных территорий (рис. 5.9). Каждой трапеции присвоено три значения: количество наблюдений (цифра вверху трапеции), минимальное и максимальные значения теплового потока (цифры соответственно слева и справа).

В последние годы способ отображения исследуемого параметра *методом трапеций или, как сейчас принято говорить в обиходе, «методом лоскутного одеяла»*, стал очень популярным. Методика построения подобных карт теплового потока подробно описана в [Хуторской, 1996; Тевелева и др., 2008]. Под этим термином понимается разбиение картируемой территории на квадраты и присвоение квадрату среднего арифметического значения теплового потока и соответствующего среднеквадратичного отклонения из всех попадающих в квадрат точек. При этом назначается градация средних значений, количества измерений и среднеквадратичных отклонений, причем средние значения, как правило, отражаются цветом, количество измерений или среднеквадратичные отклонения – штриховкой. Карта становится легко читаемой.

Такое отображение теплового поля более объективно, чем рисовка изолиний, потому что позволяет судить и о величине поля, и о достоверности оценки среднего, и о разбросе данных, а также показывает, какие площади совершенно не изучены («белые пятна»), а какие изучены слабо (1–2 измерения): в этом случае стандартное отклонение не рассчитывается и, следовательно, крап не наносится.

На рис. 5.10 изображено картирование Байкальской рифтовой зоны и ее обрамления указанным методом.

Среднее значение теплового потока здесь показано цветом, количество измерений – штриховкой.

Если территория велика, то в этом случае целесообразно представлять две карты – первая из них отображает среднее значение теплового потока, вторая – степень изученности территории. На рис. 5.11, а изображена карта теплового потока Европы, а на рис. 5.11, б – степень изученности территории.

Способ картирования методом сдвига координатной сетки применяется в том случае, если территория невелика или количество измерений ограничено, или имеют место оба условия одновременно. Если происходит сдвиг начальной точки разбиения по широте или долготе, или по широте и долготе одновременно, то картина меняется, так как в новообразованные «лоскуты» попадают уже другие точки.

В качестве примера рассмотрим варианты картирования Байкальской рифтовой зоны и ее обрамления.

На рис. 5.10 изображено картирование теплового потока Байкальской рифтовой зоны обычным способом – шаг картирования здесь равен 1°. А на рис. 5.12, а–в показаны результаты картирования того же параметра со сдвигом координатной сетки соответственно на 0,5° по широте, по долготе и по широте–долготе одновременно.

Естественно, возникает вопрос, какое из данных разбиений области на «лоскуты» является наиболее оптимальным вариантом картирования.

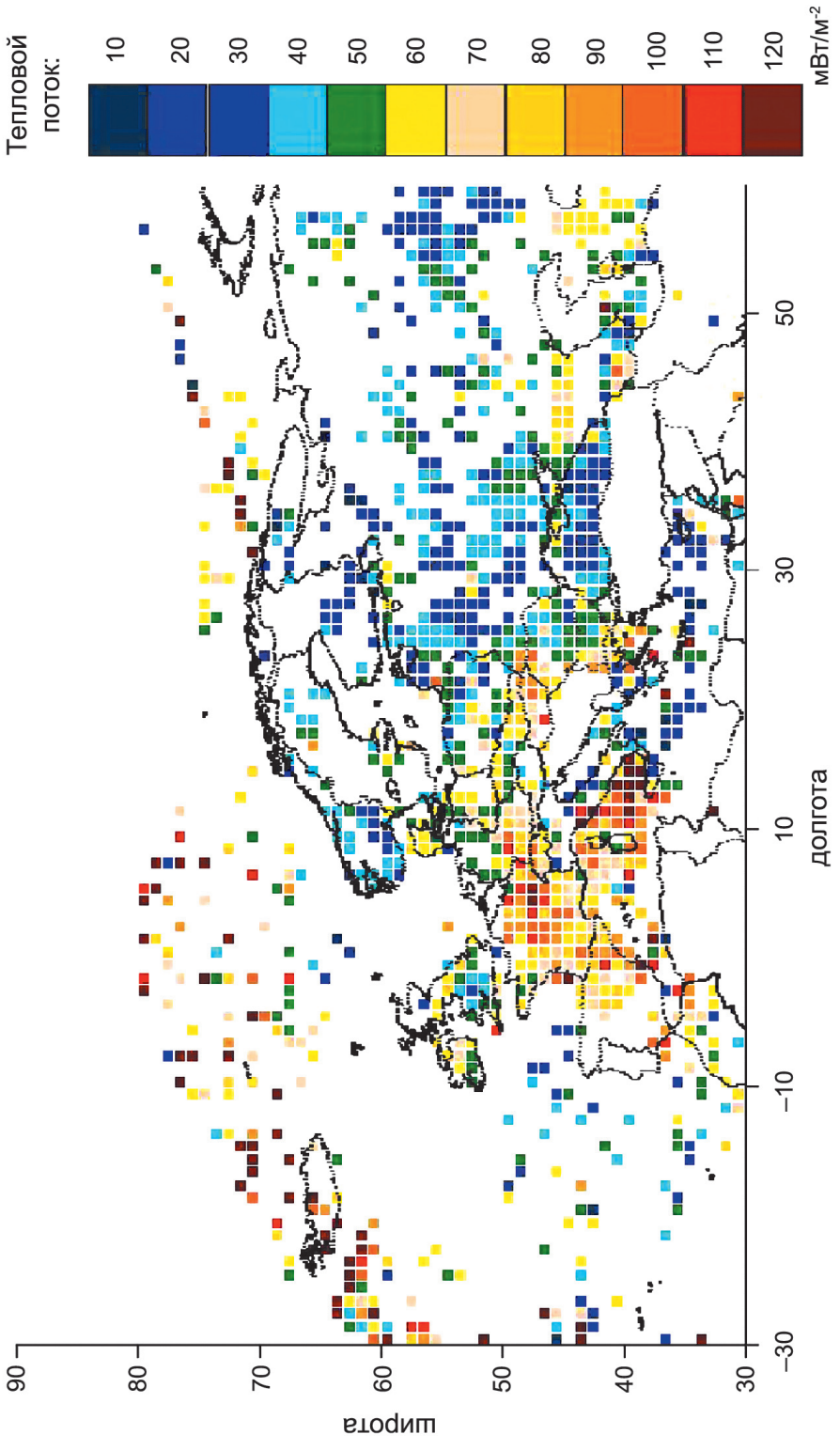


Рис. 5.11а. Карта теплового потока Европы

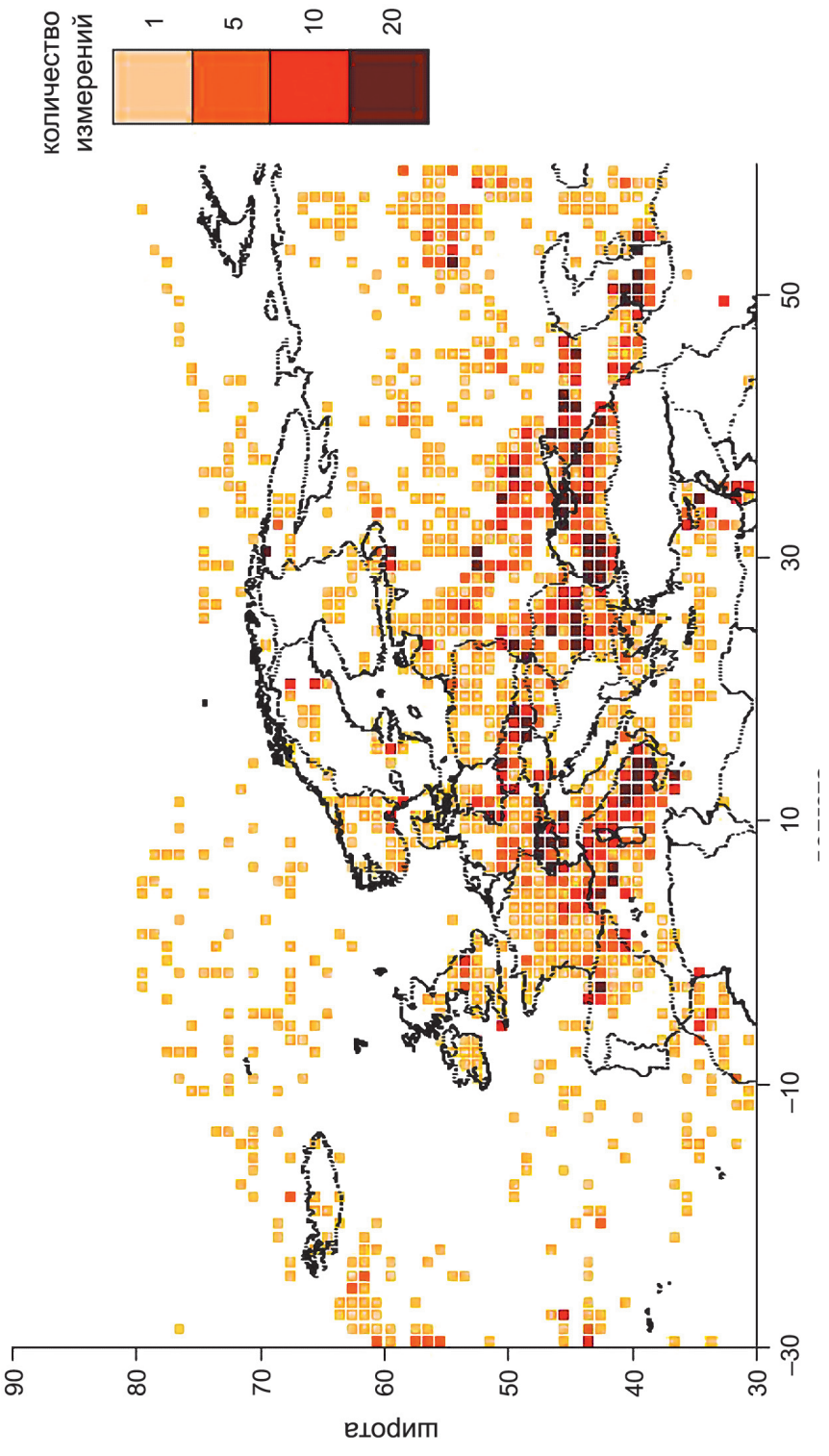


Рис. 5.116. Изученность территории

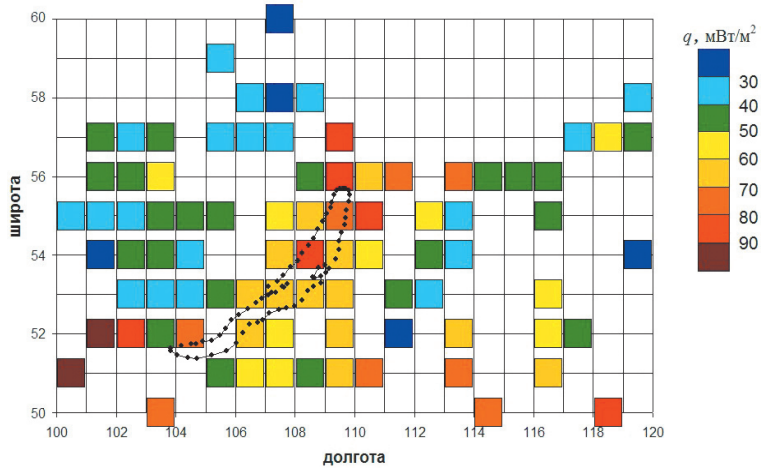


Рис. 5.12а. Картирование теплового потока на территории Байкальской рифтовой зоны и ее обрамления со сдвигом координатной сетки на 0,5° по широте

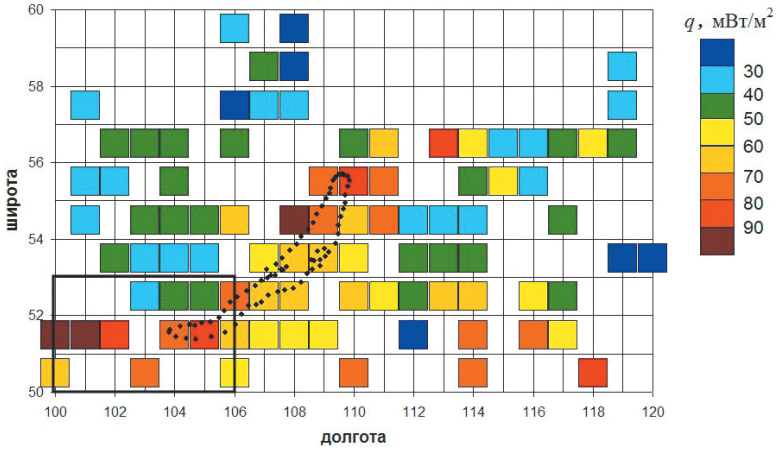


Рис. 5.12б. Картирование теплового потока на территории Байкальской рифтовой зоны и ее обрамления со сдвигом координатной сетки на 0,5° по долготе

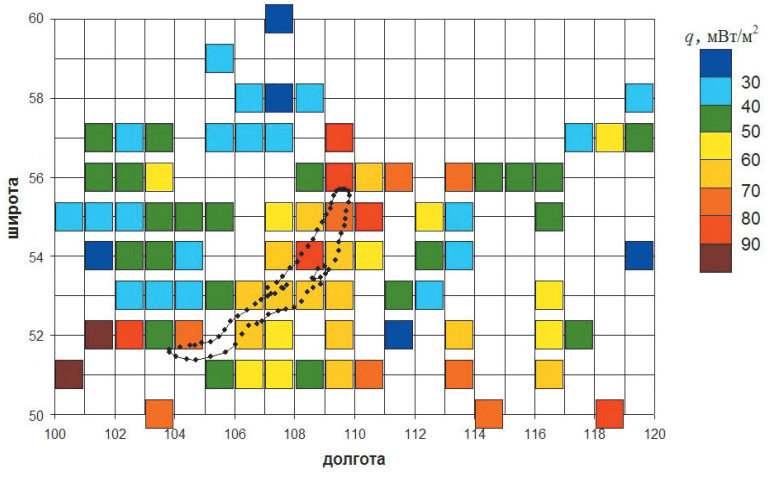


Рис. 5.12в. Картирование теплового потока на территории Байкальской рифтовой зоны и ее обрамления со сдвигом координатной сетки на 0,5° по широте–долготе

Для ответа на данный вопрос можно использовать закон сложения дисперсий [Ефимова и др., 2001]:

$$s^2 = s_1^2 + s_2^2,$$

где

$$s^2 = \frac{\sum_{i=1}^{k}(x_i - m_0)^2}{n}$$

– величина общей дисперсии, где x_i – i-й элемент выборочной совокупности, m_0 – общая средняя арифметическая для всей изучаемой совокупности, n – объем выборочной совокупности ($n = \sum_{j=1}^{k} n_j$), k – число групп (число «лоскутов»);

$$s_1^2 = \frac{\sum_{i=1}^{k}(m_j - m_0)^2 \cdot n_j}{n}$$

– межгрупповая дисперсия, отражающая те различия в величине изучаемого признака, которые возникают под действием фактора (условия), положенного в основу группировки. Здесь m_j – среднее значение параметра по j-й отдельной группе, n_j – число единиц в j-й группе;

$$s_2^2 = \frac{\sum_{j=1}^{k} s_j^2 \cdot n_j}{n}$$

– средняя внутригрупповая дисперсия, характеризующая случайную вариацию, не зависящая от условия, положенного в основу группировки, где s_j^2 – дисперсия по отдельной группе, представляющей собой данные внутри одного «лоскута».

Таким образом, в качестве наиболее оптимального варианта разбиения области на «лоскуты» следует брать вариант, которому соответствует минимальная внутригрупповая дисперсия. В связи с тем что для всех вариантов общая дисперсия является величиной постоянной, при минимальной внутригрупповой дисперсии межгрупповая дисперсия, соответствующая степени влияния выбранного варианта сдвига начальной точки координатной сетки, будет максимальной.

Данный метод нахождения оптимального варианта картирования, во-первых, позволяет достигнуть максимальной однородности значений теплового потока внутри одного лоскута и, во-вторых, минимизирует вероятность попадания границы между областями, различными по средним значениям теплового потока, внутрь одного «лоскута».

Применив этот метод к Байкальской рифтовой зоне и ее обрамлению, выяснилось, что наиболее оптимальным оказался вариант, соответствующий сдвигу координатной сетки на 0,5° по долготе.

После нахождения оптимального варианта картирования целесообразно отобразить детали, характеризующие тепловое поле внутри каждого «лоскута». Это

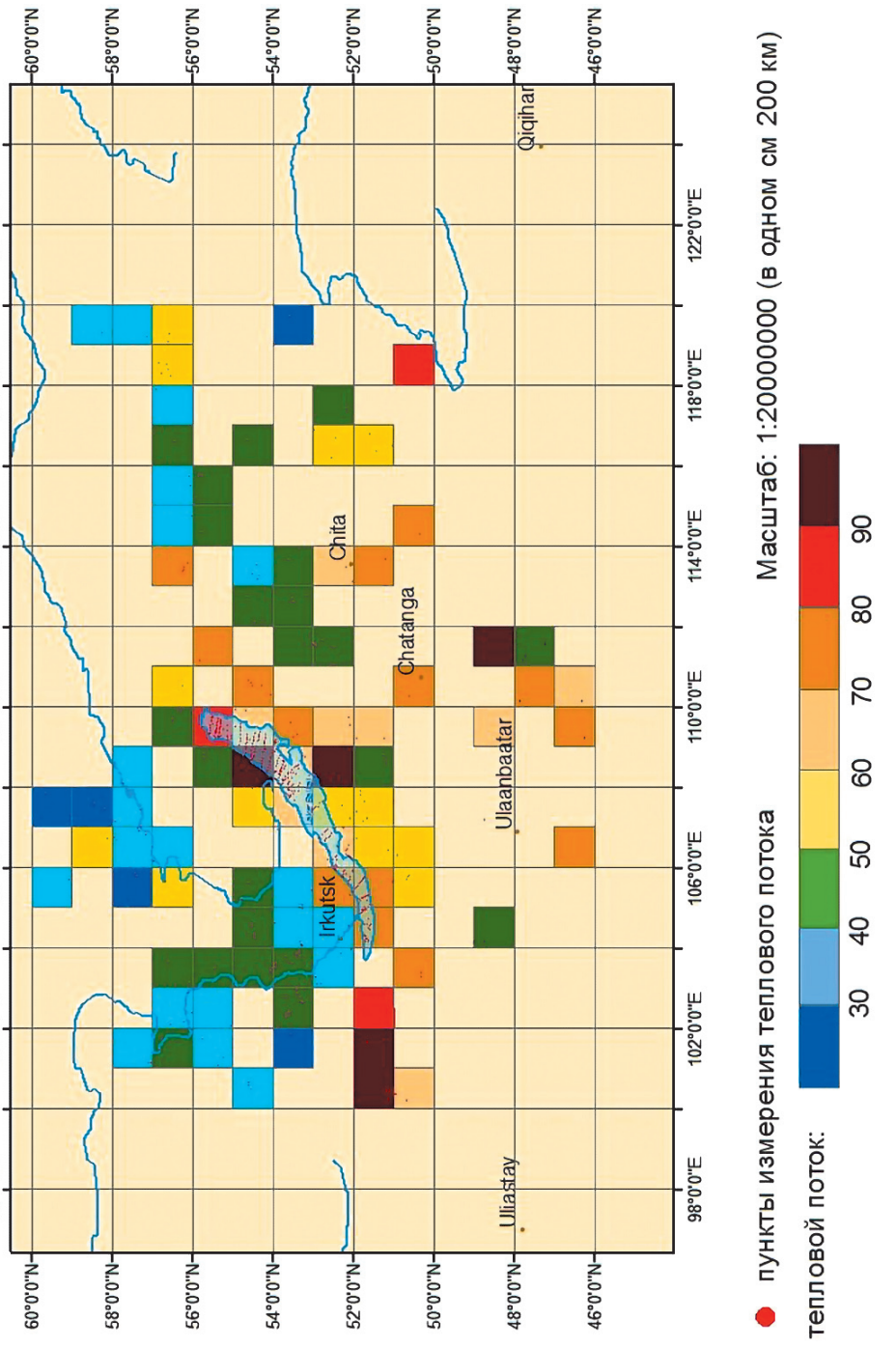


Рис. 5.13. Карта теплового потока на территории Байкальской рифтовой зоны и ее обрамления в масштабе 1:20 000 000

может быть среднее арифметическое, количество измерений, среднеквадратичное отклонение, дисперсия из всех попадающих в «лоскут» точек, или какие-либо другие статистические характеристики в зависимости от специфики задачи, например максимальное и минимальное значения геопараметров, попавших в один «лоскут».

Чем меньше картируемая территория, тем меньше может быть шаг картирования. Поэтому по мере локализации области исследования имеет смысл уменьшить шаг разбиения координатной сетки.

Картирование методом «лоскутного одеяла» можно осуществлять с помощью новейших геоинформационных технологий, в частности с помощью программы ArcGIS. Данная программа позволяет строить не только статические, но и динамические электронные карты, позволяющие передвигаться по карте, увеличивать или уменьшать масштаб изображения, локализовывать интересующие участки.

На рис. 5.13 приведена карта теплового потока на территории Байкальской рифтовой зоны и ее обрамления в фиксированном масштабе.

Данная карта составлена таким образом, что при увеличении масштаба появляются новые подробности: минимальное и максимальное значения теплового потока в трапециях (посередине), количество измерений (справа внизу) (рис. 5.14).

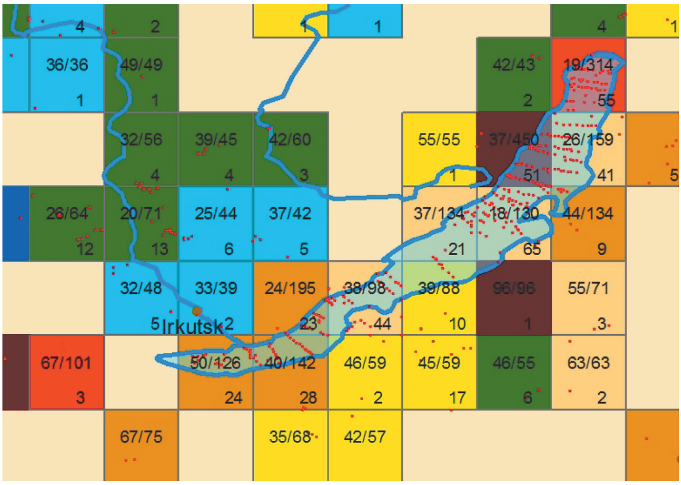


Рис. 5.14. Карта теплового потока на территории Байкальской рифтовой зоны и ее обрамления, полученная увеличением масштаба до 1:5 000 000

При дальнейшем увеличении масштаба (рис. 5.15) появляются пункты измерения с индивидуальными значениями теплового потока.

Карта снабжена подсказкой: там, где измерений много и графически они наслаиваются друг на друга, при подведении курсора к конкретной точке в желтом прямоугольнике появляется индивидуальное значение теплового потока в этой точке измерения.

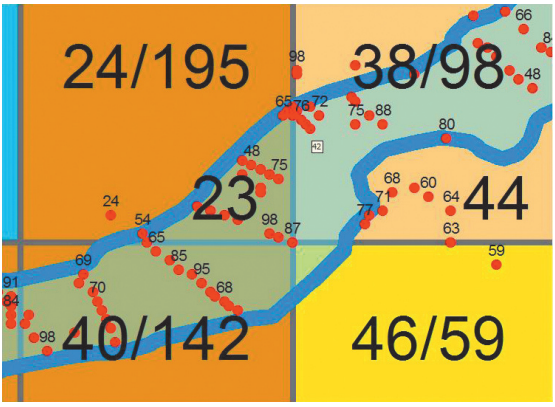


Рис. 5.15. Карта теплового потока на территории Байкальской рифтовой зоны и ее обрамления, полученная при дальнейшем увеличении масштаба с индивидуальными значениями теплового потока в точках измерения

Если на сравнительно небольшом участке измерения распределены неравномерно, то шаг разбиения координатной сетки варьирует в зависимости от количества измерений. Там, где измерений больше, там шаг разбиения меньше, и наоборот – где мало измерений, там шаг крупнее (рис. 5.16).

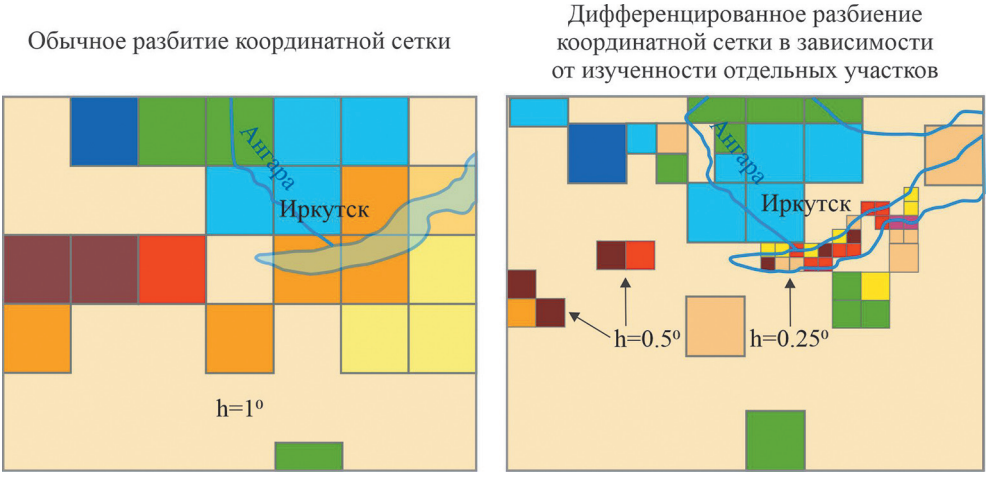


Рис. 5.16. Иллюстрация дифференцируемого подхода к разбиению координатной сетки

На основании имеющихся данных и разработанной нами алгоритмической методики в программе ArcGIS составлена электронная карта мирового теплового потока (фрагмент этой карты изображен на рис. 5.17). Осреднение теплового потока проводилось в трапециях 2°×2°. Карта является динамической и снабжена специальной подсказкой: при подведении курсора к определенному «лоскуту» в желтом прямоугольнике снизу появляется дополнительная информация: минимальное/среднее/максимальное значения теплового потока и количество измерений.

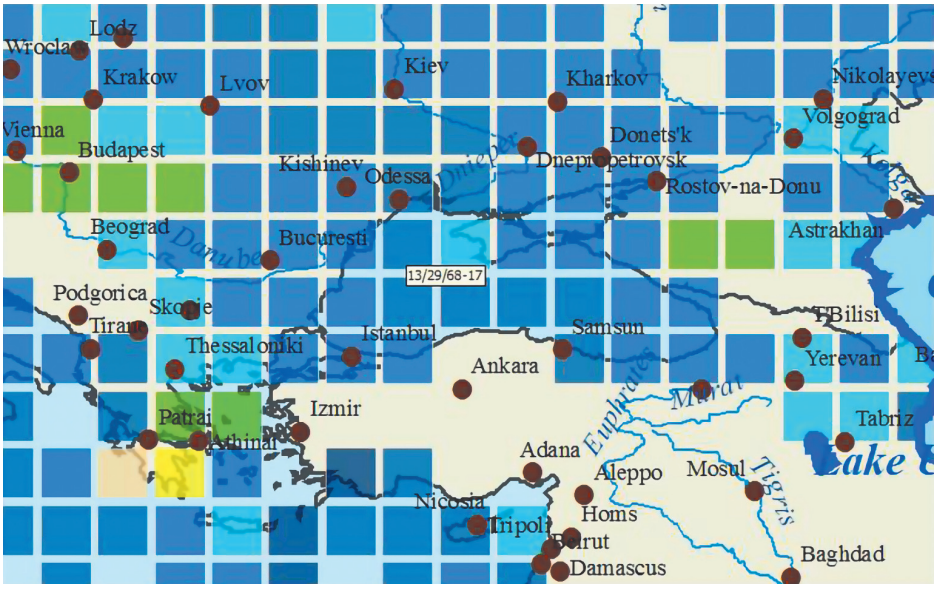


Рис. 5.17. Фрагмент электронной карты Планетарного теплового потока

Для построения карт глубинных температур и теплового потока *в изолиниях* их сечение выбирается в связи с точностью определения соответствующих параметров. Выше было показано, что оптимальное сечение при картировании теплового потока составляет 20 мВт/м^2. Если пользоваться теми же критериями для расчета сечения изолиний температуры, то надо учесть максимальную погрешность ее измерения при использовании данных термического каротажа скважин. Она составляет ±0,1 °С. Казалось бы, что по правилу выбора сечения изолиний, составляющему 3σ, изотермы можно было бы проводить через 0,3–0,5 °С. Но с учетом того, что исследуемые скважины отстоят друг от друга на значительные расстояния, интерполяция температур в межскважинном пространстве при таком сечении изолиний приведет к неизбежно ложным построениям, которые введут в заблуждение не только пользователей такой карты, но и ее составителей.

Мировой и отечественный опыт картирования геотермических параметров в изолиниях показал, что тепловой поток чаще всего изображается с сечением 20 мВт/м^2, а абсолютные температуры – с сечением 10–20 °С, если демонстрируются температуры на относительно небольших глубинах, и 20–50 °С, если отображаются глубинные температуры на уровне подошвы земной коры.

Плотность сети не является строго определяющей, так как пункты измерения теплового потока расположены крайне неравномерно. В одних районах она может удовлетворять крупному масштабу, в других – среднему и мелкому. Приходится выбирать оптимальный масштаб, исходя из среднего количества наблюдений, которые наносятся на карту. Существовавшие ранее рекомендации по сокращению в несколько раз плотности пунктов определения на древних платформах по сравнению с другими регионами, как показывают исследования, не оправдываются.

Обобщение фактических данных по тепловому потоку СССР было начато с составления схем и схематических карт отдельных регионов европейской части страны [Субботин, Кутас, 1974]. Эти материалы использованы при составлении карты теплового потока Европы в масштабе 1:6 000 000, изданной в 1979 г. под редакцией В. Чермака. Это было первое обобщение накопленных к тому времени данных по тепловому потоку во всех европейских странах [Тепловое поле Европы, 1982].-

В 1977 г. во ВСЕГЕИ под редакцией А.А. Смыслова была издана «синтетическая» геотермическая карта СССР, где цветом и изолиниями было показано распределение градиентов температуры, а отдельные точки были нанесены в пунктах измерения теплового потока и подписана его величина (рис. 5.18).

Фактические данные по тепловому потоку в 70–80-е гг. XX в. продолжали интенсивно накапливаться [Методические и экспериментальные..., 1983]. Обобщение имеющихся данных привело к изданию в 1980 г. карты глубинных температур территории СССР и сопредельных районов в масштабе 1:10 млн и карты теплового потока под редакцией Я.Б. Смирнова [1980] (рис. 5.19 и 5.20).

Целью этой карты было выявление глобальных и региональных аномалий и установление связи теплового потока с развитием и строением различных тектонических структур. Анализ неоднородностей теплового потока рассматриваемой территории проводился с привлечением мировых данных. Была установлена генетическая связь величин теплового потока и возраста тектоно-магматических циклов.

Более детальными геотермическими исследованиями и картированием теплового потока в западной части Восточно-Европейской платформы выявлена контрастная, не вписывающаяся в существующие представления для древних платформ дифференцированность теплового потока и установлены положительные аномалии, достигающие 80 мВт/м^2 [Цыбуля, 1984]. На одной из таких аномалий – Западно-Литовской впоследствии была построена и ныне работает геотермальная станция для теплоснабжения г. Клайпеда (Литва). Тем самым были доказаны перспективы практического использования геотермальной энергии некоторых геотермических активных тектонических зон Восточно-Европейской платформы.

Для территории Сибири первая карта теплового потока в изолиниях в масштабе 1:5 млн с приложением каталога фактических данных была построена в 1985 г. [Каталог данных..., 1985]. Детальное описание карты, ее геологическая интерпретация с тектоническими и геофизическими выводами приведены в книге [Тепловое поле Сибири, 1987].

Уникальные данные были получены по картированию теплового потока оз. Байкал [Голубев, 1982]. На основе интерпретации неоднородностей поля тепловых потоков и анализа гидрогеохимических данных установлена роль конвективного выноса тепла в формировании высокоамплитудных аномалий и оценено влияние трещинных энтрузий на структуру теплового поля.

Карты теплового потока для отдельных регионов издавались как в виде демонстрации фактических данных, так и в виде их интерполяции. Назовем лишь часть из таких региональных карт. Для территории Западной части СССР (Бело-

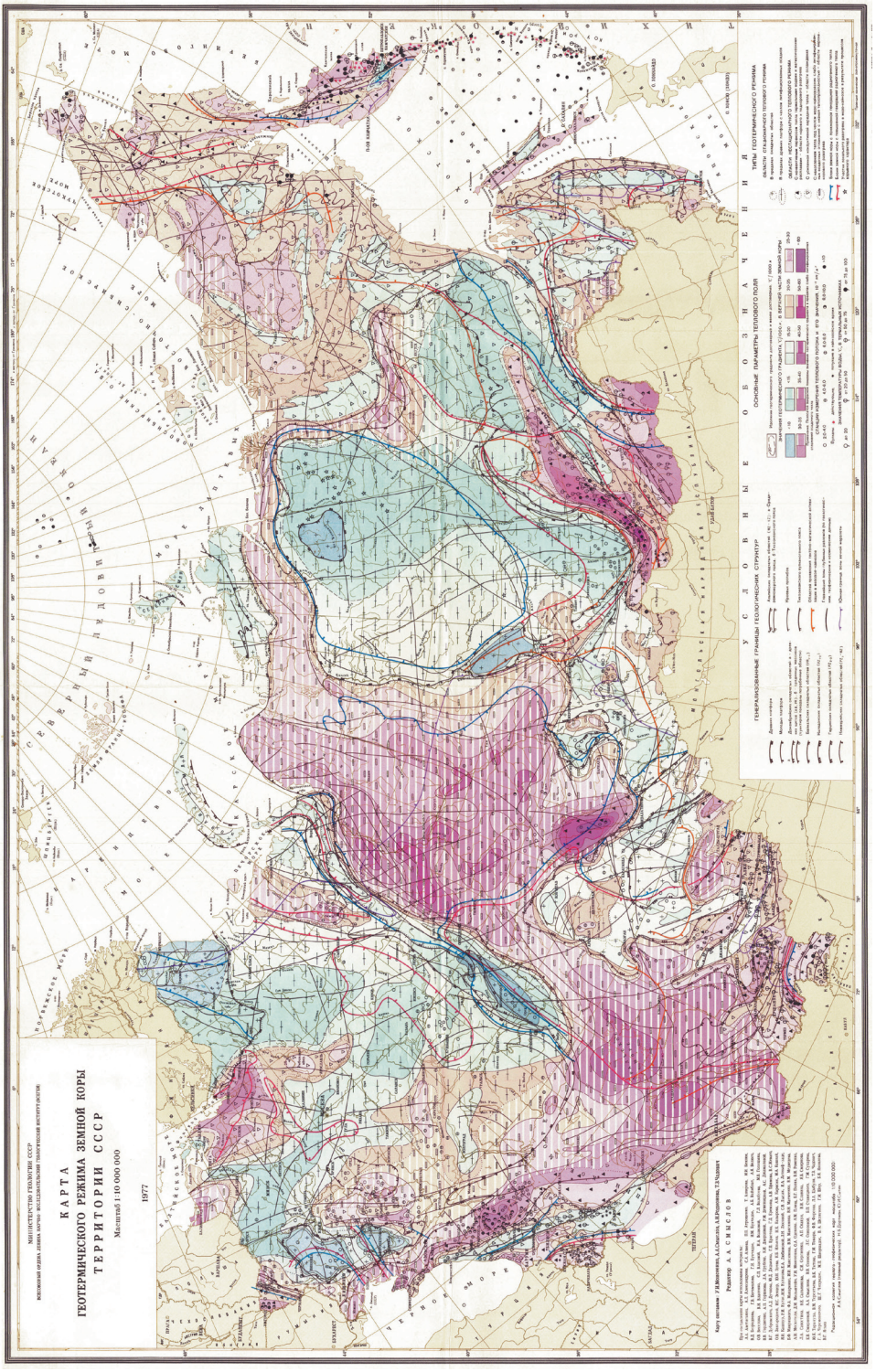


Рис. 5.18. Карта геотермического режима земной коры (1977 г.)

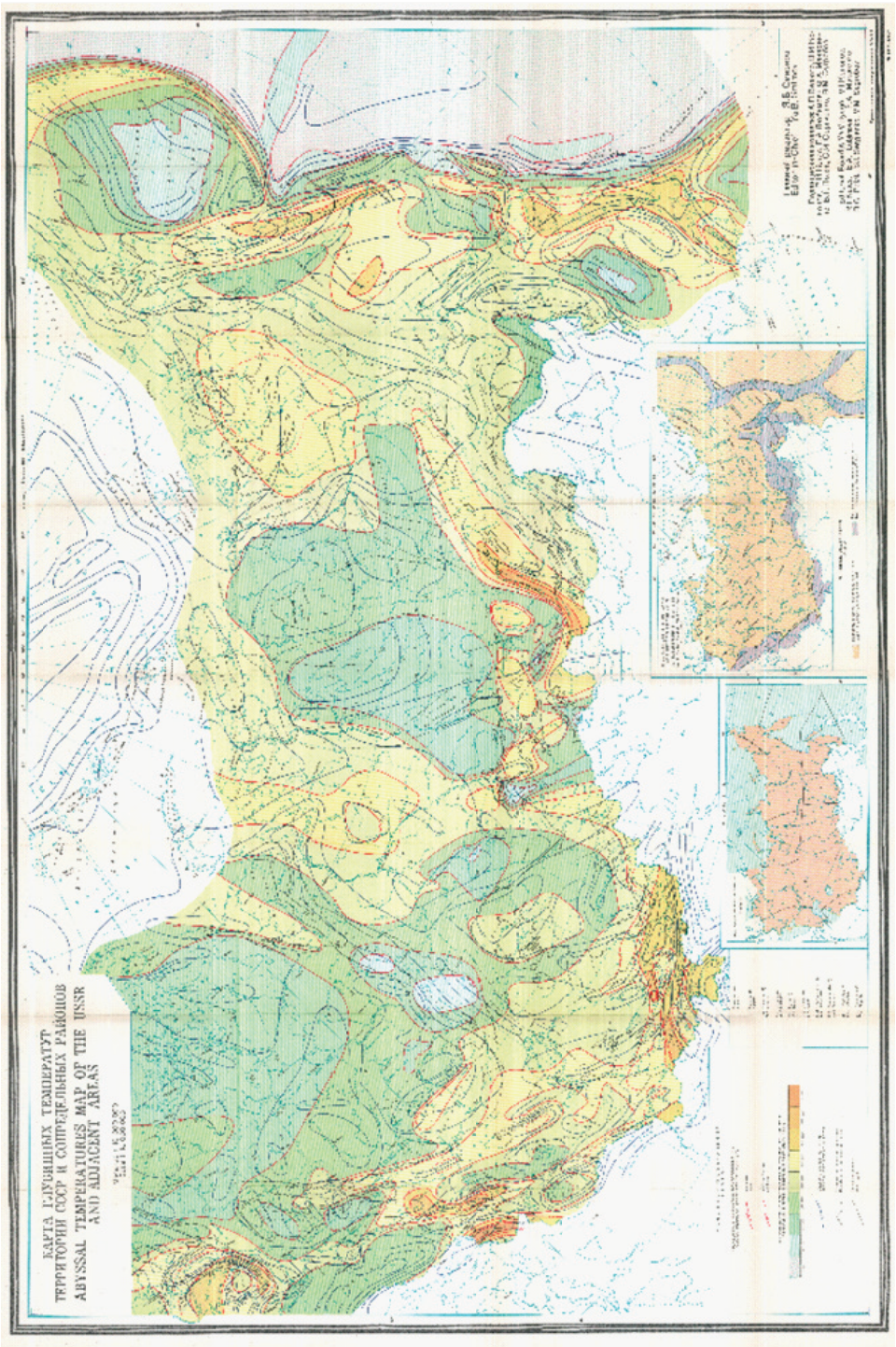


Рис. 5.19. Карта глубинных температур м-ба 1:10 млн [Смирнов, 1980]

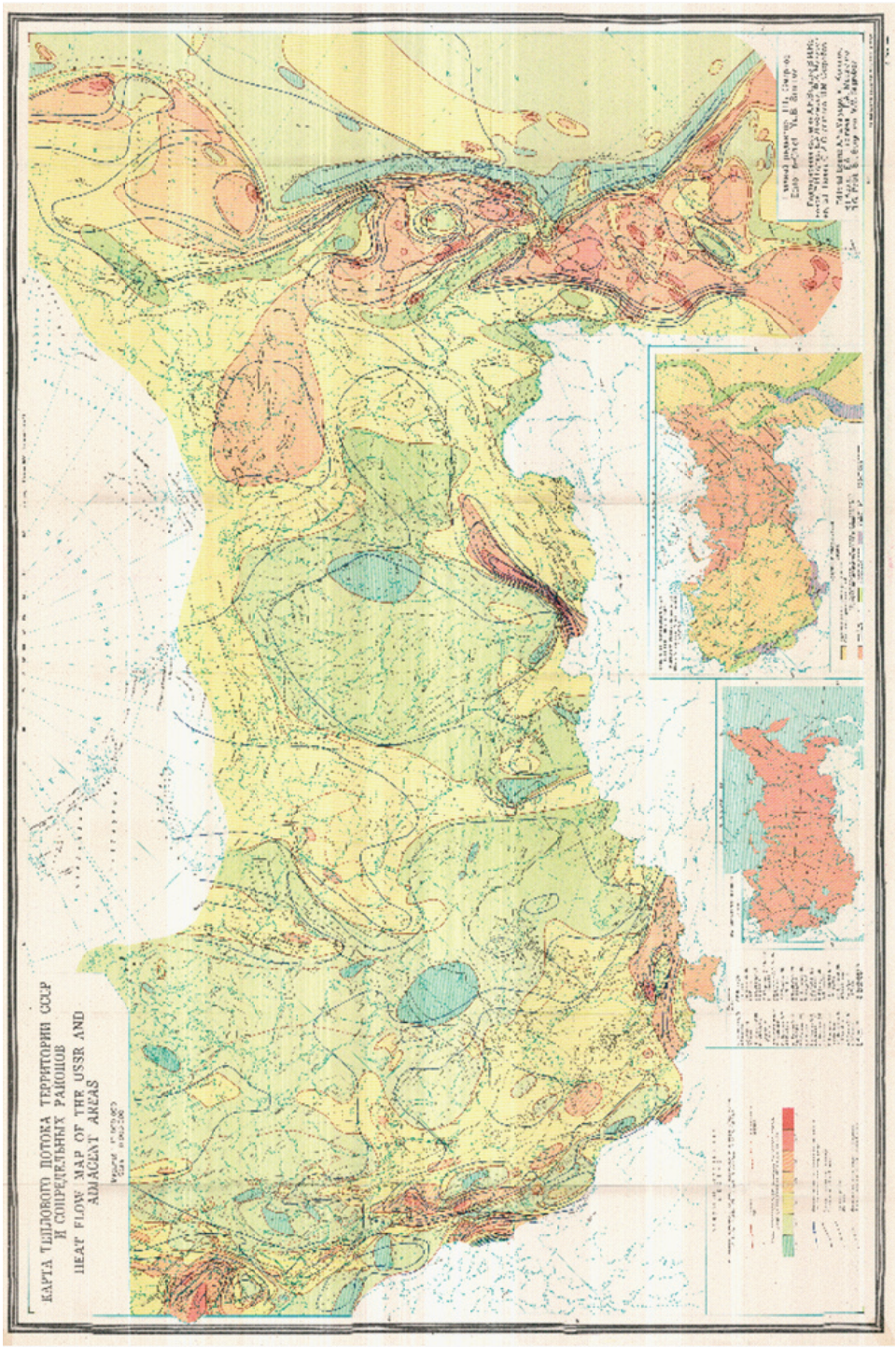


Рис. 5.20. Карта теплового потока м-ба 1:10 млн [Смирнов, 1980]

руссия и Прибалтика) – карты Л.А. Цыбули [1984], Г.И. Урбана и Л.А. Цыбули [2004] и В.И. Зуя [2013]; для Украины – карты В.В. Гордиенко с соавторами [1982] и Р.И. Кутаса [1978]; для Урала – это карты В.Е. Сальникова [1984] (рис. 5.21), М.Д. Хуторского [1985], И.В. Головановой [2005]; для Волго-Уральской провинции

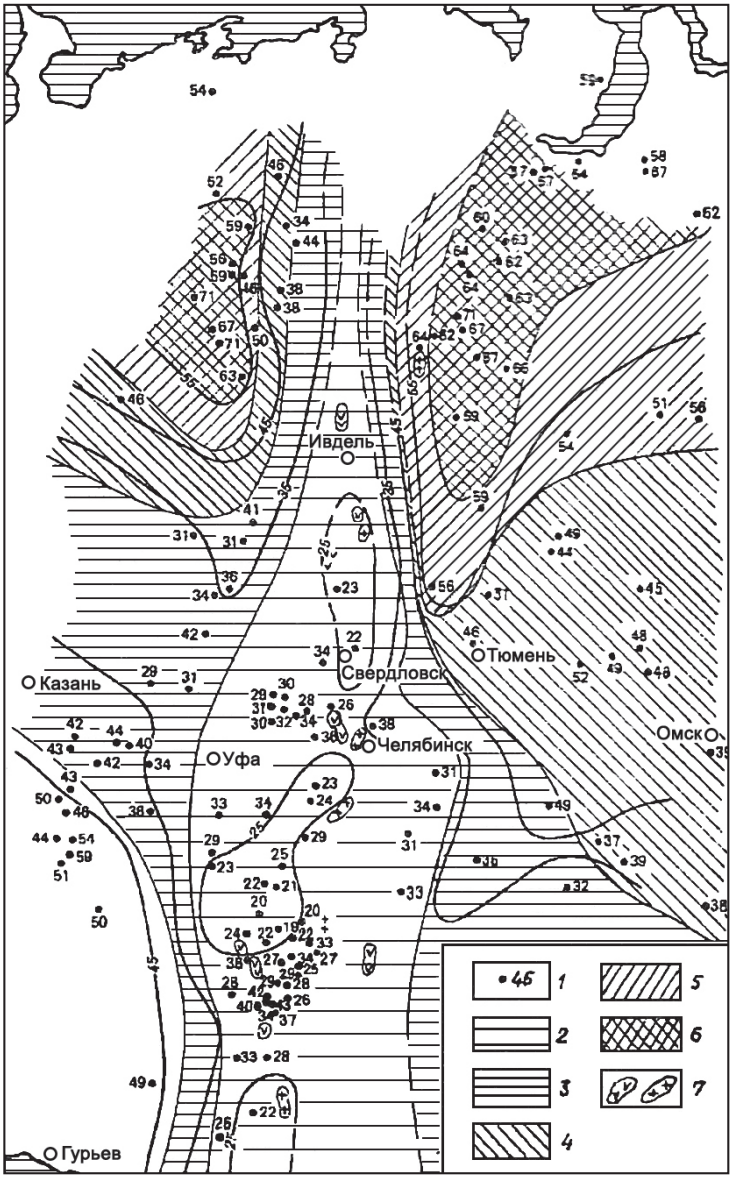


Рис. 5.21. Карта теплового потока Урала [Сальников, 1984].

1 – пункты определения теплового потока (мВт/м^2); 2–7 – зоны с тепловым потоком: 2 – <30, 3 – 30–40, 4 – 40–50, 5 – 50–60, 6 – >60; 7 – массивы: а – ультраосновные, б – гранитоидов

можно назвать карты, составленные в Казанском университете [Христофорова, 1985]; карта центрального и южного Казахстана опубликована в монографии [Хуторской, 1996] (рис. 5.22); многочисленные карты теплового потока Западной Сибири, Сибирской платформы, Алтае-Саянского региона (рис. 5.23) появились в публикациях А.Д. Дучкова, С.В. Лысак, Л.С. Соколовой, А.Р. Курчикова, В.Т. Балобаева; карта теплового потока Монголии была опубликована в монографиях М.Д. Хуторского [1990, 1996], карта Дальнего Востока и прилегающих акваторий – в книге И.К. Туезова [1988].

В 1987 г. издана карта теплового потока Европейской части СССР в масштабе 1:5 000 000 [Гордиенко и др., 1987]. Карта была дополнена новыми определениями теплового потока, которые в значительной мере изменили представление о структуре теплового поля некоторых территорий, особенно Восточно-Европейской платформы. Впервые в практике картирования теплового потока освещались методические приемы построения карт и было дано обоснование выбора масштаба карты и сечения изолиний. Несколько позже тем же коллективом авторов издается новая карта теплового потока СССР в том же масштабе, построенная на тех же принципах [Карта теплового потока СССР в масштабе 1:5 000 000, 1992].

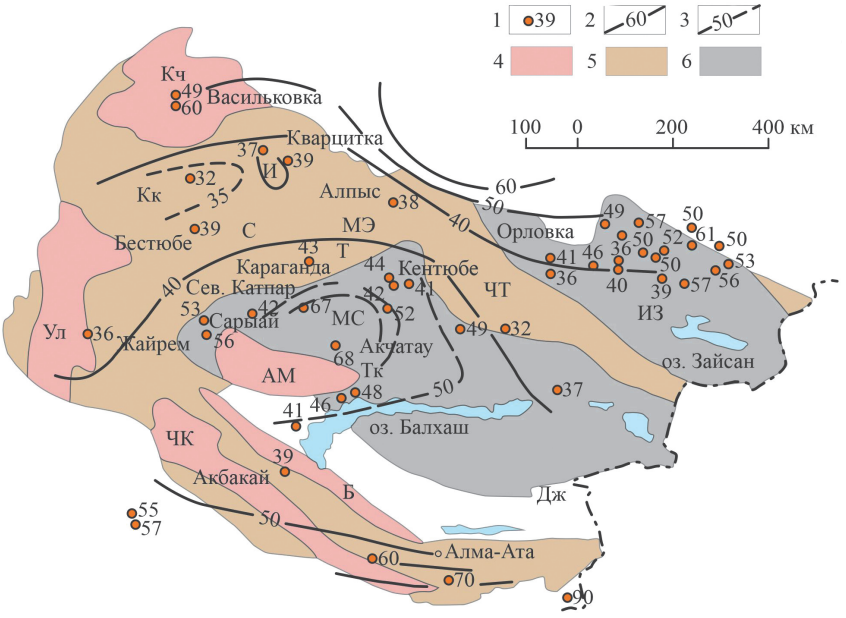


Рис. 5.22. Карта теплового потока Центрального Казахстана [Хуторской, 1996].

1 – значения теплового потока, мВт/м2); 2, 3 – изолинии теплового потока: 2 – основные, 3 – дополнительные; 4-6 – области с земной корой, сформировавшейся к концу: 4 – рифея (Кч – Кокчетавская, И – Ичкеольмесская, Ул – Улутавская, АМ – Актау-Моинтинская, Б – Бурунтавская, ЧК – Чу-Кендыктасская, Дж – Джунгарская; 5 – девона (С – Селетинская, Кк – Калмыккульская, МЭ – Майкаин-Экибастузская, ЧТ – Чингиз-Тарбагатайская, Т – Тектурмасская); 6 – карбона (ЖС – Жаман-Сарысуйская, Тк – Токрауская, ИЗ – Иртыш-Зайсанская)

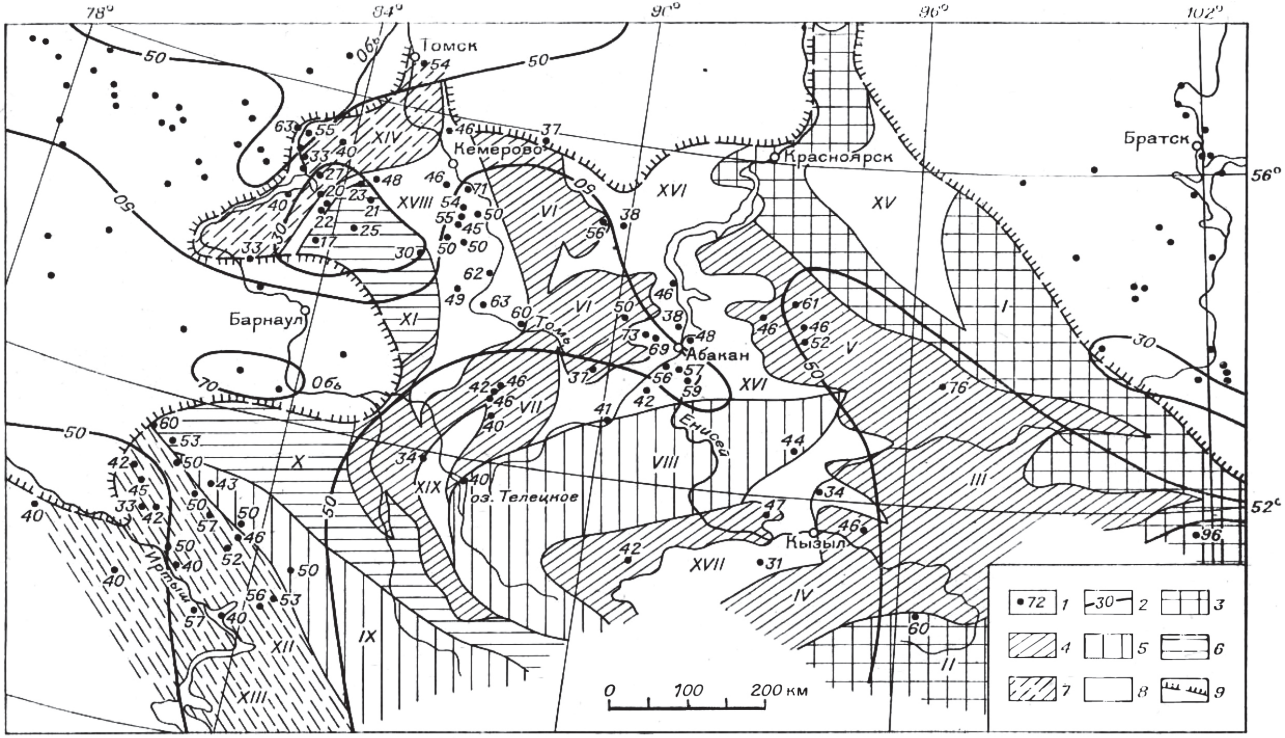


Рис. 5.23. Карта теплового потока Алтае-Саянской складчатой области [Тепловое поле Сибири, 1987].

1 – пункты определения теплового потока (мВт/м^2), 2 – изолинии теплового потока, 3-8 – складчатые зоны по В.А. Кузнецову [1966]: 3 – краевые поднятия фундамента Сибирской платформы и зоны протерозойской (байкальской) складчатости, 4 – зоны кембрийской (салаирской) складчатости, 5 – зоны каледонской складчатости, 6 – зоны раннегенцинской (доранненекарбоновой) складчатости, 7 – зоны герцинской складчатости, 8 – герцинские краевые и межгорные прогибы, 9 – границы Алтае-Саянской области. Тектонические структуры: I – Восточно-Саянский антиклинорий, II – Сангиленский массив, III – Восточно-Тувинский массив, IV – Восточный Тану-Ола, V – Сисимо-Казырская зона Восточного Саяна, VI – Кузнецкий Алатау, VII – Горная Шория; зоны: VIII – Западного Саяна, IX – Чарышско-Теректинская, X – Ануйско-Чуйская, XI – Салаирская, XII – Рудного Алтая, XIII – Калбинская, XIV – Томь-Колыванская; прогибы: XV – Рыбинский, XVI – Минусинский, XVII – Тувинский, XVIII – Кузнецкий

Значительный вклад в картирование теплового потока Земли внес Атлас геотермических исследований в Европе [Atlas of Geothermal Recourses in Europe, 2002], изданный по инициативе IHFC под редакцией Х. Хуртига. В нем кроме карты теплового потока в масштабах 1:5 млн и 1:2,5 млн приведены карты температур на глубинных срезах от 500 до 5000 м, а также карта температур на поверхности Мохоровичича и другие геотермические данные. Обобщение геотермических данных и редактирование карт по восточной части Европы выполнено В.И. Зуем и Я.Б. Смирновым.

Составление детальных карт теплового потока имеет важное значение не только для геолого-геофизического изучения земной коры, но и для прогнозирования и поисков полезных ископаемых, таких как нефть, газ, термальные воды, а также некоторых видов твердых полезных ископаемых, например алмазов. Детальные карты теплового потока позволяют успешно развивать методы полевой и морской терморазведки.

Как было сказано выше, в связи с особенностями локализации пунктов измерения теплового потока, для *профилирования* данного геопараметра требуется специальная процедура.

Предлагаемая методика заключается в следующем: исследователь задает в рассматриваемой области координаты начальной и конечной точек, т.е. вектор направления исследования, а также ширину интервала (в километрах), в пределах которого распределен данный геопараметр. Из каждой точки на отрезок, представляющий собой направление профилирования, опускается перпендикуляр при условии, что проекция точки измерения на профиль будет находиться в той же структурно-формационной зоне, что и сама точка. Если же проекция точки попадает в другую «геологическую среду», то создается новый профиль, расположенный ортогонально этой зоне. Использование предлагаемого алгоритма дает возможность определить, какие точки из рассматриваемого региона попадут в область, определяемую выбором направления профилирования и шириной интервала, а также найти пересечения между линией профиля и перпендикулярами, опущенными из каждой точки внутри выбранного интервала. Это позволяет получить четкую картину распределения значений геопараметра вдоль направления профилирования.

На рис. 5.24 представлена карта Байкальской рифтовой зоны и ее обрамления с заданными направлениями профилирования: двумя простыми профилями A_1B_1 и A_2B_2 и сложным профилем ABCDEF.

На практике часто бывает так, что исходные данные характеризуются большой степенью разброса, как видно из предыдущих рисунков. В этом случае затруднительно выявить общую тенденцию поведения геопараметра на заданном направлении. Для этого случая разработан алгоритм, позволяющий осреднять значения геопараметра в указанном интервале.

Это продемонстрировано на рис. 5.24. Здесь представлена изменчивость величины теплового потока вдоль всей рифтовой зоны – профиля ABCDEF.

На рис. 5.25 представлена изменчивость величины теплового потока вдоль профилей A_1B_1 и A_2B_2.

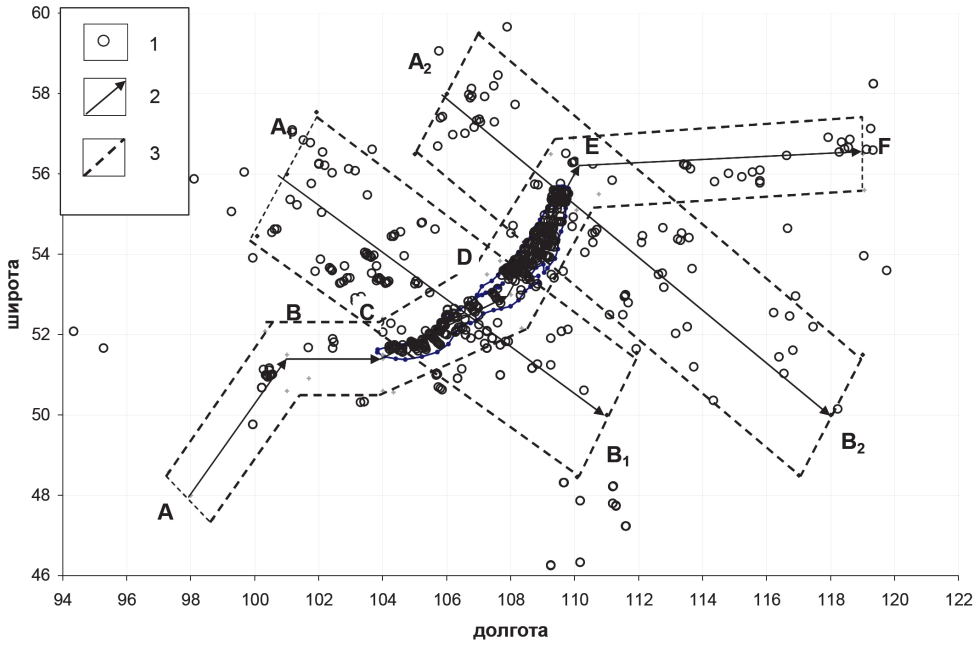


Рис. 5.24. Расположение профилей на карте Байкальской рифтовой зоны.
1 – пункты измерения теплового потока; 2 – направления профилирования; 3 – границы интервалов профилирования

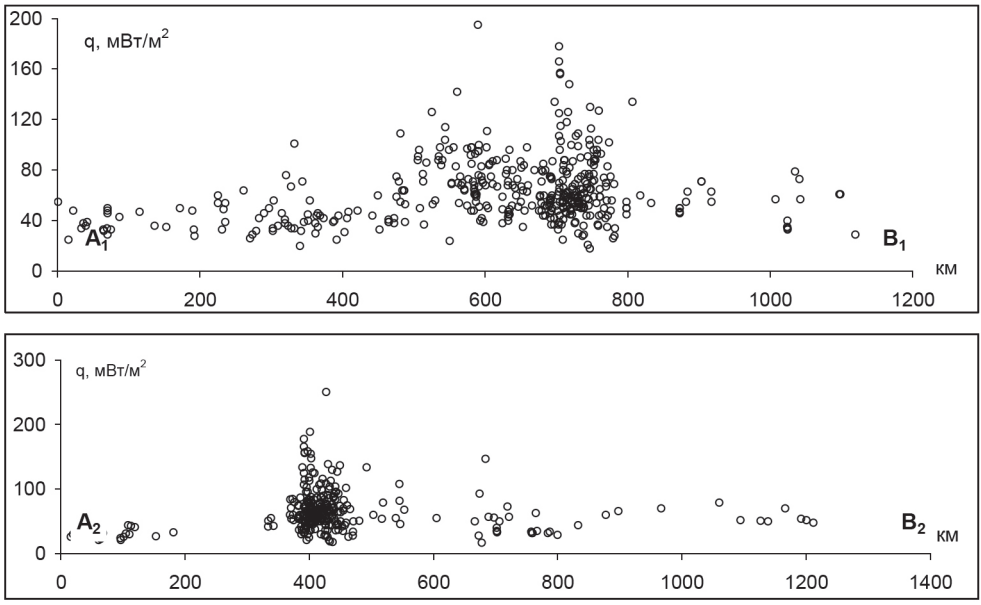


Рис. 5.25. Изменчивость величины теплового потока вдоль профилей A_1B_1 и A_2B_2

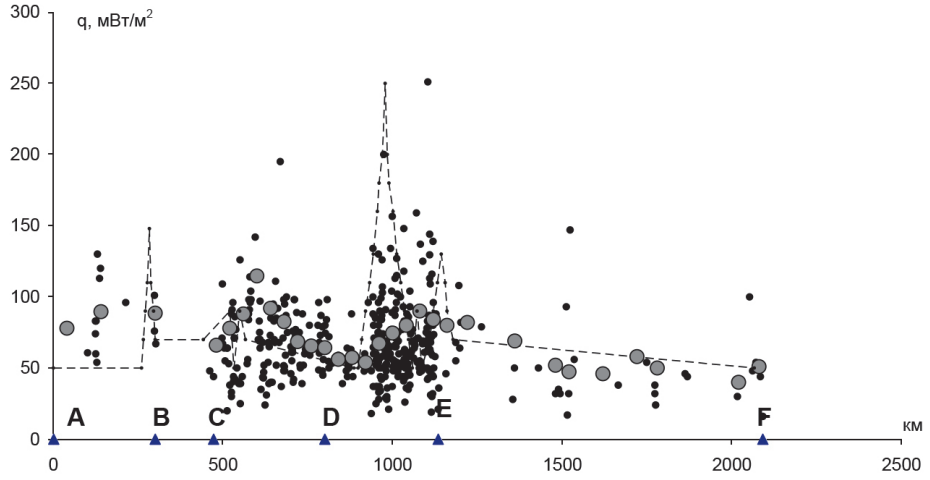


Рис. 5.26. Изменчивость величины теплового потока *q* вдоль профиля ABCDEF. Пунктирные линии – профиль, полученный на основе карты изолиний, точки – индивидуальные значения теплового потока, серые кружки – значения величины кондуктивного теплового потока, полученные осреднением исходных значений в интервале 20 км

На рис. 5.26 исходные данные обозначены маленькими точками. Пунктирные линии – это профиль, полученный на основе карты изолиний. Серые кружки представляют значения кондуктивного теплового потока, полученные осреднением исходных значений в интервале 20 км. Это позволяет выявить общую тенденцию поведения величины кондуктивного теплового потока вдоль заданного направления.

Заметим, что на всем направлении AB тепловой поток довольно высокий, тогда как профиль, построенный на основе изолиний, указывает на очень узкую локальную зону повышенных значений, достигающих отметки почти 150 мВт/м^2. На самом деле максимальное значение теплового потока на этом направлении достигает 130 мВт/м^2 в Хубсугульской впадине. Что касается поведения теплового потока в Байкальской впадине (направления профилирования CD и DE), то из рис. 5.26 видно, что значения теплового потока в целом остаются высокими в пределах всей Байкальской впадины, а на отрезке CD тепловой поток немного выше, чем на отрезке DE. На отрезке EF тепловой поток начинает медленно убывать, что в принципе отражено и на общей тенденции, и на профиле, построенном на основе карты изолиний.

Предлагаемые методики картирования и профилирования можно применять не только для картирования и профилирования теплового потока, но и для любых других разнородных и нерегулярных геолого-геофизических данных, которые имеют неравномерное площадное распределение и не могут быть измерены на достаточно густой сетке.

Глава 6
Аппаратурно-методические разработки

Без решения *аппаратурно-методических задач* невозможно получить достоверный фактический материал и провести корректную интерпретацию данных. Этот круг проблем включает вопросы конструирования высокоточной измерительной аппаратуры для работы на континентах и на акваториях в различных диапазонах температур: от отрицательных – в зонах вечной мерзлоты до температур плавления горных пород – в областях современного вулканизма. В комплекс геотермической аппаратуры входят устройства для измерений температуры, геотермического градиента, коэффициентов теплопроводности и тепловых потоков. В сферу конструирования включаются как разработки термочувствительных датчиков, так и преобразователи первичного сигнала, и интерфейсы для автоматической регистрации результатов и обработки данных.

Качество получаемого геотермического фактического материала зависит от точности применяемой аппаратуры, ее эксплуатационных характеристик, а также от правильной методики ее применения в различных природных обстановках. Поэтому вопросы, связанные с геотермическим приборостроением, всегда были в центре внимания геотермических исследовательских коллективов в разных странах мира.

Методика проведения геотермических работ должна быть оптимальной для получения наиболее достоверных данных; она должна предусматривать учет различных техногенных и природных факторов, искажающих естественное тепловое поле. Освоение методики геотермических измерений немыслимо без освоения математического аппарата, который применяется для аналитического или численного расчета искажающих факторов, а также для статистической обработки данных.

В этом разделе мы не будем подробно описывать все многочисленные разработки в области геотермического приборостроения, а приведем информацию только о тех измерительных зондах, которые мы применяли для изучения теплового поля на акваториях и на континентах.

Зонды для измерений на акваториях

Аппаратура *для геотермических измерений на океанах* разрабатывалась как универсальная, приспособленная для измерения в полярных и экваториальных широтах. Она усовершенствовалась в течение всего периода регионального изучения геотермии акваторий. В настоящее время наибольшие успехи в геотермическом приборостроении достигнуты в США, Канаде, Японии и России.

Первые зонды, работающие с электрической схемой, были применены в 1956 г. Ф. Буллардом, А. Максвеллом и К. Ревеллом [Bullard et al., 1956]. Их зонд представлял собой трубу длиной 5 м и диаметром 25 мм. Внутри трубы размещалась медь-константановая термопара, спаи которой имели улучшенный тепловой контакт с материалом трубы вблизи верхнего и нижнего концов. Полость трубы заполнялась маслом, которое обеспечивало электрическую изоляцию проводов термопары и дополнительную динамическую защиту. Спаи термопар регистрировали термоЭДС, возникающую между «горячим» и «холодным» концами. Помещенный в разрыв провода, соединяющего спаи, регистратор после калибровки фиксировал разницу температур, что позволяло легко перейти к геотермическому градиенту. Регистратор представлял собой самописец, питаемый от аккумулятора. Однако этот зонд имел большую инерционность. Время установления равновесных температур составляло 40–50 мин и не всегда удавалось с судна удержать зонд в донных осадках. Теплопроводность осадков измерялась в бортовой лаборатории по образцам, взятым грунтовой трубой. Впоследствии этот зонд был дополнен собственной грунтовой трубой, но все равно инерционность оставалась очень большой для такой сложной методики, как измерение теплового потока в дне акваторий с борта судна.

В термозонде Ламонтской геологической обсерватории (зонд М. Юинга) [Gerard et al., 1962] датчики находились в отдельных тонких трубках, размещенных с внешней стороны грунтовой трубы на диэлектрических подставках. Преимущества этого зонда заключались в том, что он был многоканальным (3, 5 или 6 датчиков), имел собственную грунтовую трубу и относительно малую инерционность. Градиент температуры с помощью такого зонда можно было измерить за 5–10 мин. Регистратор этого зонда представлял собой зеркальный гальванометр с механическим кольцевым переключателем, поочередно включавшим каждый из датчиков в измерительный мост.

Модификацией зонда Юинга являлся зонд Р. Хенеля [Haenel, 1972]. Он состоял из длинной грунтовой трубки с выступающими сбоку от нее игольчатыми датчиками и из герметичного контейнера с автономным электронным регистратором. Контейнер был оборудован внешними стабилизаторами для отвесного внедрения прибора в донные осадки. Над контейнером был укреплен рычаг «груза-разведчика», подвешенного на вспомогательном тросе, длина которого на несколько метров больше общей длины зонда. При касании дна грузом-разведчиком срабатывала пружина выключателя питания регистратора, и на его схему подавалось напряжение от источника.

Термозонд К. Листера [Lister, 1970] имел длину 2 м и содержал 12 датчиков-термисторов, из которых верхний и нижний фиксировали разность температур, а остальные десять – теплопроводность донных осадков в их естественном залегании. Это был заметный прогресс в конструировании зондов. Зонд был снабжен цифровым регистратором, который формировал сигнал в двоичном коде. Этот сигнал с помощью цифро-аналогового преобразователя перезаписывался на диаграммную ленту при помощи дешифрирующего устройства. Такой по современным меркам странный подход к регистрации объяснялся ограниченной емкостью питания и слабым распространением в то время (1970 г.) микропроцессорной техники.

Модификацией этой конструкции, но уже на более совершенной элементной базе явился зонд Р. Хиндмана [Hyndman et al., 1979]. В этом приборе также были задействованы 12 термодатчиков, которые по программе измеряли сначала температуру в осадках, а затем их теплопроводность in situ. Особенностью этого зонда было то, что он опускался автономно, на тросе, но информация в режиме on-line передавалась по акустическому каналу на борт судна.

В СССР геотермические зонды разрабатывались с конца 60-х годов в Институте радиоэлектроники АН СССР совместно с Институтом физики Земли АН СССР, в Геологическом институте АН СССР, в Институте геологии и геофизики СО АН СССР. В этот период был создан серийный зонд ПТГ [Любимова и др., 1973]. Его последняя модификация ПТГ-3МТБ представляла собой одноканальный легкий автономный зонд типа «зонда Булларда», в котором в качестве датчиков использовалась батарея из десяти медь-константановых термопар. Длина проводов, разделяющих спаи, составляла 3 м при длине измерительной базы 1 м. Это было сделано для предотвращения влияния теплопередачи по электрическим проводам. Несмотря на то что зондом ПТГ было сделано более 2 тыс. измерений теплового потока в различных океанах и морях, в том числе с дрейфующей станции СП в Центральной Арктике, он имел много недостатков, которые и остановили его дальнейшее развитие. Во-первых, это был одноканальный зонд относительно небольшой длины, во-вторых, регистрация на внутренний самописец имела много механически слабых мест и зачастую отказывала, в-третьих, зонд не имел грунтоотборника, глубина проникновения зонда фиксировалась субъективно по наличию следов ила на зонде или по изгибу штанги, в-четвертых, зонд был легким и при его внедрении в осадки и «перетравке» троса происходило заколышевание троса и как следствие его частый обрыв.

С помощью прибора ТГЦП, разработанного сотрудниками Геологического института КНЦ РАН под руководством С.П. Григоряна, было получено основное количество данных температурного зондирования на станциях в Баренцевом море [Левашкевич и др., 1992]. Прибор представлял собой двухканальный цифровой измеритель геотермического градиента с длиной каждой базы 1 м и с твердотельным запоминающим устройством, размещенным в герметичном контейнере. В качестве термочувствительных датчиков применялись кварцевые пьезорезонаторы. Чувствительность датчиков была оценена авторами как ±0,001 °С, а точность измерения градиента температуры – ±2 мК/м. Недостатком прибора было то, что



Рис. 6.1. Контейнер зонда ТГЦП после деформации

конструкция его контейнера не позволяла проводить измерения при глубинах более 2000 м. Это выяснилось во время одного из спусков в Атлантическом океане при глубине более 4000 м. Контейнер прибора был деформирован (рис. 6.1) и зонд был больше не пригоден для измерений.

Все эти недостатки заставили отечественных конструкторов разработать новый зонд с учетом всех конструктивных недостатков и широким развитием компьютерных средств регистрации сигнала. В результате был создан кабельный термозонд «ГЕОС», который в период с 1984 по 1998 г. постоянно совершенствовался в процессе его применения на судах АН СССР (РАН). Зонд был разработан в ОНИЛ «Океанприбор» при Куйбышевском политехническом институте (с 1993 г. – НПФ «ПАЛС»). Значительный вклад в усовершенствование зонда и расширение его возможностей внесли геотермики из Геологического института РАН, которые эксплуатировали его последнюю модификацию – зонд «ГЕОС-М» на НИС «Академик Николай Страхов» в Карибско-Мексиканском регионе, в Альборанском море, на Байкале и в западном секторе арктической зоны России.

Зонд предназначен для автоматического измерения температуры донных осадков; градиента температур на четырех измерительных базах длиной по 0,5 м каждая; теплопроводности осадков на тех же базах; гидростатического давления (глубины); температуры воды; угла внедрения зонда в осадки (угла отклонения от вертикали) и определения на основе полученных данных глубинного теплового потока Земли через дно акваторий. Кроме того, зонд позволял осуществлять вертикальное температурное зондирование водной толщи до глубины 6 км. Результаты измерений указанных параметров заносились в память компьютера и отображались на экране дисплея.

Зонд состоял из погружаемой части и бортового блока, связанных между собой кабель-тросом (рис. 6.2). При работах в арктических акваториях мы использовали



Рис. 6.2. Зонд «ГЕОС-М» в сборе на палубе

геофизический кабель КГ-3-60-180. Зонд запитывается от сети переменного тока частотой 50±1 Гц и напряжением 220±22 В. Бортовой блок зонда предназначен для работы с персональным компьютером через стандартный порт USB (рис. 6.3).

Погрешность измерений/разрешающая способность измерения параметров следующая:

– температура, °С 0,01 / 0,001;
– градиент температур, К/м 0,002 / 0,001;
– теплопроводность донных осадков, % 5 / 0,01;
– гидростатическое давление, % 0,15 / 0,005;
– угол внедрения зонда, град. 1 / 0,1.

Принцип действия системы заключается в том, что все непосредственно измеряемые величины (температура, термоградиент, гидростатическое давление, угол внедрения) в погружаемой части преобразуются в цифровые двоичные коды, которые передаются по проводной линии связи в бортовой блок, а затем вводятся в персональный компьютер для последующей обработки. Полученные данные отображаются на экране дисплея в виде таблиц или графиков, а на их основе автоматически вычисляются значения термоградиента, коэффициента теплопроводности донных осадков и плотности теплового потока на различных базах. Кабель-трос, по которому передается измерительный сигнал, используется также для электрического питания погружаемой части системы.

Основными блоками системы являются погружаемая часть (зонд), бортовой блок и персональный компьютер (см. рис. 6.3).

Погружаемая часть (зонд) представляет собой герметичный контейнер, к которому пристыкованы два комплекта температурных датчиков (две «косы»): коса термоградиентов и коса теплопроводностей. Обе косы идентичны по конструкции и взаимозаменяемы. Каждая коса содержит распределенный по длине нагреватель, пять температурных сенсоров (через 0,5 м) и микроконвертор, осуществляющий поочередный опрос температурных сенсоров и преобразование их сопротивлений в цифровые коды. В качестве температурных сенсоров применены миниатюрные термисторы, имеющие сопротивление 2 кОм при температуре 25 °С. Различие в функциях двух используемых кос определяется местом их подключения к зонду. В косе для измерения теплопроводности по команде оператора включается ток нагрева.

В контейнере зонда находятся датчики гидростатического давления, температуры воды и угла внедрения зонда, микроконвертор, преобразующий сигналы датчиков в цифровые коды, и микропроцессор, обеспечивающий передачу всех цифровых данных по кабелю в бортовой блок.

Бортовой блок обеспечивает передачу измерительной информации, получаемой с зонда, в персональный компьютер и электрическое питание зонда. Кроме того, в бортовом блоке индицируется наличие передачи измерительной информации, а также возникновение отказов в линии передачи (обрыв, короткое замыкание).

В персональном компьютере осуществляются вычисление всех прямо или косвенно измеряемых параметров и их представление в виде таблицы и графиков.

Датчик температуры воды представляет собой миниатюрный термопреобразователь сопротивления (термистор) microCHIP 2K7MCD1 фирмы BetaTHERM, помещенный в стальной герметичный корпус. Датчик температуры обладает высокой чувствительностью и долговременной стабильностью характеристик.

Первичный измерительный преобразователь давления представляет собой тензопреобразователь давления типа Д60, выполненный по интегральной технологии «кремний на сапфире». Индивидуальная градуировка, цифровая автоматическая коррекция температурной погрешности и погрешности нелинейности обеспе-

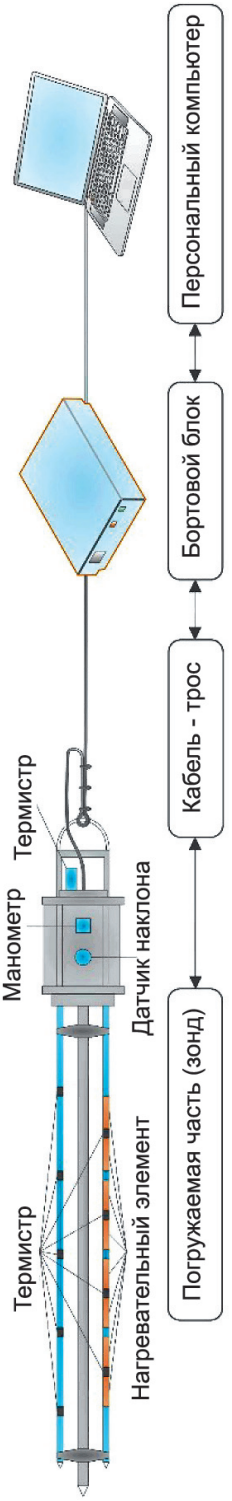


Рис. 6.3. Компоненты зонда «ГЕОС-М»

чивают высокую точность измерения давления и долговременную стабильность метрологических характеристик канала измерения давления.

Датчик температуры донных осадков (базовый датчик), датчики термоградиента и теплопроводности представляют собой миниатюрные термопреобразователи сопротивления (термисторы), аналогичные датчику температуры воды. Датчики размещены в стальных трубках на расстоянии 0,5 м друг от друга, образуя две измерительные косы. В результате создаются четыре базы для определения термоградиента и теплопроводности. Кроме того, каждая из кос содержит равномерно распределенный линейный нагреватель. Каждая из кос универсальна и может быть использована как для измерения термоградиента, так и для измерения теплопроводности.

Датчик угла внедрения зонда в донные отложения представляет собой миниатюрный акселерометр ADXL103 фирмы Analog Devices. Выходной сигнал датчика определяется проекцией ускорения силы тяжести на ось зонда, т.е. является линейной функцией косинуса угла внедрения зонда.

Для измерения теплового потока q необходимо измерить grad$T$ и измерить in situ теплопроводность донных осадков k.

Для оценки grad$T$ измеряется разность температур $(T_{i+1} - T_i)$ в донных осадках на i-й линейной базе длиной L. Если ось базы L не совпадает с вектором grad$T$, то необходимо учитывать угол между ними. Практически вектор grad$T$ можно считать вертикальным, а база L совпадает с осью погружаемой части зонда. В случае отклонения от вертикали при внедрении зонда необходимо измерять угол α между осью погружаемой части зонда и вертикалью – угол внедрения зонда в донные осадки. Тогда grad$T$ на i-й линейной базе определяется формулой

$$\text{grad}T = (T_{i+1} - T_i) / (L \cdot \cos \alpha),$$

где $(T_{i+1} - T_i)$ – разность температур на концах i-й базы L.

При использовании в качестве датчика угла внедрения однокоординатного акселерометра осуществляется непосредственное измерение величины cos α, что повышает точность определения термоградиента.

Для измерения теплопроводности донных осадков k используется метод цилиндрического зонда с линейным источником тепла постоянной мощности. Температура цилиндрического зонда (при достаточно больших временах) описывается зависимостью

$$T = D \cdot \ln(t) + E,$$

где T – температура цилиндрического зонда; t – текущее время от начала нагрева; D и E – коэффициенты.

В процессе измерения на кривой нагрева берется ряд отсчетов $(t_j; T_j)$ с постоянным шагом по времени. Оценки коэффициентов D и E находятся по полученной парной выборке методом наименьших квадратов. При этом коэффициент D обратно пропорционален искомой теплопроводности донных осадков, т.е.

$$k = \Psi/D,$$

где Ψ – постоянный коэффициент.

В геотермическом зонде используются четыре измерительные базы, на которых измеряются значения градиента температуры и теплопроводности. Коэффициенты Ψ определяются для каждой из баз индивидуально.

Работа зонда управляется программой «GEOS-M.exe», состоящей из двух опций. Можно выбрать либо основную программу «СПУСК», либо программу «Обработка данных».

Программа «СПУСК» предназначена для непосредственной работы с зондом «ГЕОС-М», оперативного получения и анализа измерительной информации о всех измеряемых величинах.

Программа «Обработка» позволяет осуществить просмотр и анализ данных, полученных при ранее проведенных экспериментах.

По сравнению с ранее существовавшими типами геотермических зондов зонд ГЕОС обладает целым рядом преимуществ, главными из которых являются измерение всех геотермических параметров в реальном времени, так как информация постоянно передается по кабелю и обрабатывается компьютером, возможность измерять температуру воды, «привязанную» к конкретной глубине, возможность измерять придонную температуру и теплопроводность in situ.

Применение этого зонда сразу сильно продвинуло информативность морских геотермических измерений и принесло ряд интересных открытий.

Методически работа с зондом намного проще, чем у автономных зондов («кот в мешке»). Благодаря постоянному поступлению информации на борт судна, оператор может четко зафиксировать момент вхождения зонда в осадки и его извлечения (см. рис. 3.53) или падения по импульсу фрикционного разогрева, может видеть глубину его внедрения в донный грунт, следить за процессом установления теплового равновесия между зондом и осадками и даже косвенно судить об их плотности (по величине импульса фрикционного разогрева зонда при внедрении). Оперативное получение такой информации позволяет вовремя менять режим работы лебедки. Например, при вхождении зонда в грунт можно сразу же уменьшить скорость вытравки кабеля, обеспечивая только его притравку, компенсирующую дрейф судна, и избежать возможного запутывания кабеля в неровностях дна, его обрыва при подъеме и потери прибора. Столь же важна возможность оперативного перехода от спуска к подъему, когда измерения показывают, что зонд не внедрился в осадки, а лежит на дне или упал в процессе измерений; в таких случаях задержка подъема (дальнейшая притравка кабеля) могла бы привести к поломке прибора или к его отрыву. Кроме того, само использование кабеля вместо троса уменьшает вероятность потери прибора, так как кабель имеет большую упругость и прочность на разрыв.

С появлением подводных обитаемых аппаратов появился метод геотермических измерений в донных осадках непосредственно с аппарата. Первые подобные измерения были выполнены в 1974 г. с подводных аппаратов «Алвин» и «Сиана» в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта, где очень редки и маломощны осадочные «карманы». Внедрить зонд в таких зонах с борта судна почти никогда не удается. Для работы на подводных обитаемых аппаратах изготавливается специальная конструкция зонда, который может быть захвачен

манипулятором или прикреплен к контейнеру для сбора проб. Легким кабелем, по которому осуществляются питание и передача информации, зонд соединен с аппаратом. Внутри аппарата размещается регистратор. В нашей стране измерения проводились с подводных аппаратов «Аргус», «Пайсис» и «Мир» Геологическим институтом РАН и Институтом океанологии РАН, начиная с 1984 г. [Хуторской и др., 1988; Кондюрин и др., 1989]. В применявшихся зондах в качестве температурных датчиков использовались термисторы или кварцевые термочувствительные резонаторы.

Измерители теплопроводности донных осадков

В реальной практике исследования теплопроводности морских осадков применяется практически исключительно метод игольчатого зонда (импульсного или постоянной мощности) [Von Herzen, Maxwell, 1959], реализованный в различных конструктивных исполнениях (рис. 6.4). Сконструированный зонд представлял собой стальную иглу длиной 6,4 см. Внешний диаметр иглы составлял 0,86 мм, а внутренний – 0,8 мм, что позволило разместить внутри иглы нагревательный проволочный элемент и термистор; внутреннее пространство иглы было заполнено эпоксидной смолой, чтобы увеличить теплоотдачу нагревателя.

Для расчета теплопроводности используется квазистационарный участок температурной кривой (рис. 6.5), когда изменение температуры ΔT зависит лишь от мощности нагревателя Q и теплопроводности образца k:

$$\Delta T = (Q/(4\pi k)) (\ln \tau + B),$$

где ΔT (К), Q (Вт/м), k (Вт/(м·К)), τ – время (с) и B – константа зонда.

На начальный переходный участок кривой влияют факторы, отличные от теплопроводности k образца, такие как коэффициент температуропроводности образца, диаметр и теплоемкость самого зонда. Этот начальный переходный участок кривой следует исключить из анализа. В зависимости от продолжительности измерения и температуропроводности образца, при длительном времени краевые эффекты, обусловленные конечным диаметром образца и конечной длиной нагревателя, могут начать влиять на данные измерений. Если это так, то часть данных, затронутая такими граничными или конечными эффектами, также должна быть исключена из анализа.

Теплопроводность может быть рассчитана на основе двух измерений при τ_1 и τ_2:

$$k = (Q/4\pi \Delta T) \ln(\tau_2/\tau_1),$$

где ΔT – повышение температуры между измерениями в моменты времени τ_1 и τ_2.

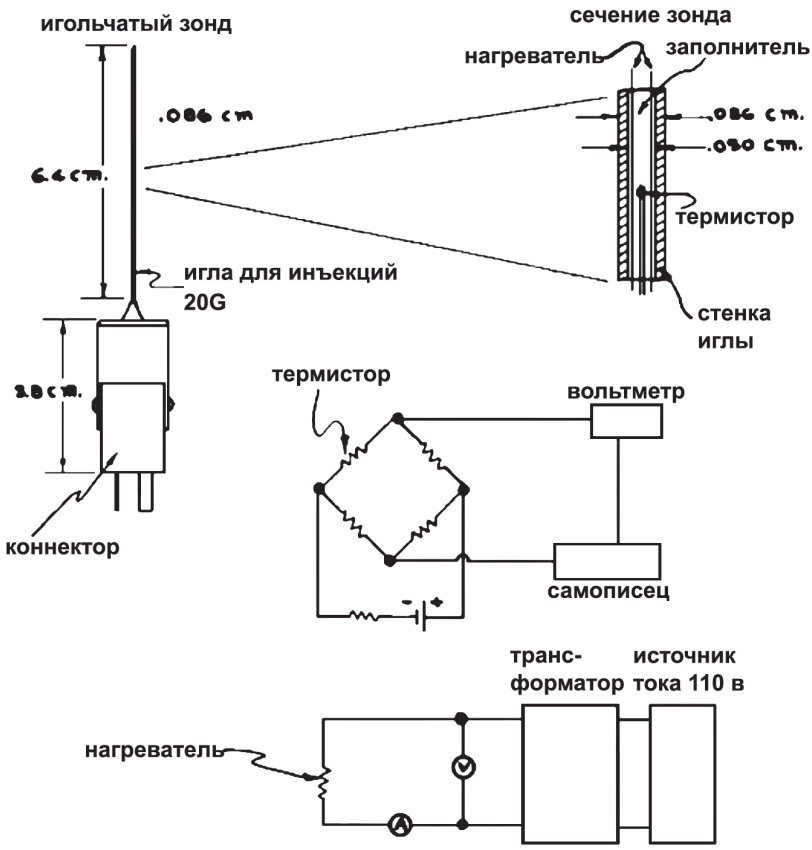


Рис. 6.4. Конструкция игольчатого зонда постоянной мощности [Von Herzen, Maxwell, 1959]

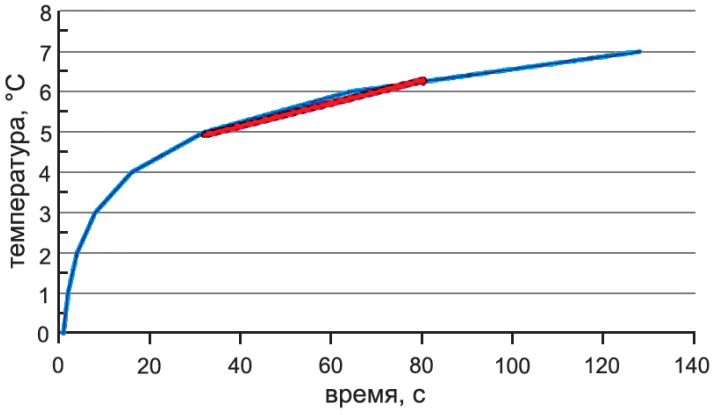


Рис. 6.5. График нагрева игольчатого зонда.
Красным цветом показан квазистационарный участок температурной кривой

Наибольшее количество измерений выполнено в рамках исследования теплового потока на керне скважин проектов морского глубоководного бурения DSDP, IODP, ODP.

Исторически первой установкой, примененной нами при работах в Баренцевом море во время 23-го рейса НИС «Академик Курчатов» (1976 г.), была установка «ЛУТ-1» [Подгорных, 1976; Методические…, 1983]. Тот же принцип работы, реализованный на другой элементной базе, был заложен в установке «ОКЕАН-1» и «ОКЕАН-2» [Подгорных, 1984]. В те же годы группа самарских прибористов разработала установку «ЛИТОС-1» [Рот и др., 1984; Матвеев, Рот, 1988].

Использование данных для характеристики теплового режима акватории диктует методику измерений – проводится ли отбор нескольких образцов из одного местоположения или последовательные измерения по глубине объекта – необходимо предварительно оценивать масштаб исследуемых осадков. Одно значение не может считаться репрезентативным для всего полигона работ.

Среди факторов, от которых зависит теплопроводность осадков, основными являются следующие: прямая зависимость проявляется при увеличении размера частиц, содержания в осадке высокотеплопроводных минералов, температуры осадков; обратная зависимость – при увеличении влажности осадков, солености поровой влаги.

Осадочные породы, в которых преимущественно выполняются геотермические измерения во время морских (и отчасти наземных) работ, представляют собой зернистые среды, включающие матрицу твердых зерен, поровое/трещинное пространство и его заполнитель. Их теплопроводность определяется теплопроводностью всех трех составляющих. Зерна чистого кварца обладают теплопроводностью 6,5–12,5 Вт/(м·К). Самой низкой теплопроводностью обладают органические включения (растительные остатки, торф – 0,3 Вт/(м·К)). Поровые флюиды имеют теплопроводность от ~0,6 (вода) до 0,023 (воздух) Вт/(м·К). Лед имеет теплопроводность порядка 2,3 Вт/(м·К). Следовательно, наиболее корректно теплопроводность определяется только для однородных материалов. Включения в образце, будь то твердые (гравий, дресва, глинистые окатыши, лед и т.п) или газообразные (разлагающиеся гидраты газов), также приводят к ошибкам измерения.

Доля объема пор также должна оказывать влияние на теплопроводность. Несмотря на высокую теплопроводность кварца, неуплотненные сухие кварцевые пески достигают значений теплопроводности лишь приблизительно 0,3–0,6 Вт/(м·К). Поскольку теплопроводность матрицы выше теплопроводности как воды, так и воздуха, общая теплопроводность пористого образца тем выше, чем меньше доля объема пор. Следовательно, теплопроводность пористого материала увеличивается с увеличением плотности. Осадки обычно хорошо уплотняются, если они имеют широкое распределение зерен по размерам, т.е. демонстрируют высокую степень неоднородности.

Осадки можно считать однородными, если размеры их зерен достаточно малы по сравнению с диаметром зонда и глубиной проникновения температурного возмущения при измерении. В то же время слишком большое количество грубых

фракций может привести к трудностям при введении игольчатого зонда в массив донных осадков, вследствие чего структура образца может быть разрыхлена, что приводит к неравномерному распространению тепла в образце во время измерений.

Образцы отбираются и хранятся таким образом, чтобы минимизировать изменение свойств образца до момента измерения.

Возможные ошибки в ходе измерений теплопроводности и их влияние на результат таковы: завышают значение а) остывание образца во время опыта; б) разложение гидратов газов в образце; в) испарение влаги из образца при хранении и во время опыта; а занижают значение нагревания образца во время опыта.

Сравнение распределения теплопроводности литологического состава отложений и некоторых других их характеристик позволило сделать вывод, что изменения теплопроводности в пределах колонки в большом числе случаев фиксируют значительные изменения в составе осадков (границы между горизонтами). Поэтому сопоставление влажности и теплопроводности не во всех случаях дает характерную обратную зависимость; если влажность с глубиной убывает, то теплопроводность может не увеличиваться, а уменьшаться с глубиной.

Ввиду сильной обратной зависимости теплопроводности осадочных пород от их влажности в практике геотермических измерений некоторое время широко использовались экспериментальные корреляционные тренды, полученные для массивов осадочных пород, для которых теплопроводность измерялась традиционными методами. Э. Буллард отмечал, что теплопроводность океанских донных осадков зависит больше от влажности, чем от минералогического состава [Bullard, 1954].

Метод определения теплопроводности морских илов по их влажности был предложен Э. Ратклиффом [Ratcliffe, 1960] на основе измерений образцов из Атлантического, Тихого океанов и Средиземного моря. Результаты этих измерений показали, что определяющее влияние на теплопроводность оказывает влажность осадков, из чего Ратклифф сделал вывод, что вариации минерального и гранулометрического состава влияют на теплопроводность незначительно[1]. На основании своих наблюдений им была составлена номограмма для определения теплопроводности по известным значениям плотности и влажности осадков.

А. Лахенбрух и Б. Маршалл [Lachenbruch, Marshall, 1966] исследовали образцы из Северного Ледовитого океана и получили зависимость с более высокими значениями теплопроводности при одинаковых содержаниях поровой влаги, что они связывали с высоким содержанием доломита в осадках в высоких широтах. Еще более высокие значения были получены Д. Гольдбергом [Goldberg, 1981] в бассейне Блэйк в северо-западной части Атлантики.

К главному недостатку эмпирических зависимостей можно отнести их применимость только в пределах относительно однородных в литологическом составе

[1] “It therefore seemed possible to treat ocean sediments collectively, whether of organic or inorganic origin, and from the following graphs and a diagram conductivity assessments can rapidly be made” [Ratcliffe, 1960, p. 1539].

и одновозрастных отложений, отлагавшихся в пределах конкретного бассейна. Кроме того, применение метода ограничено в случае наличия в донных осадках разнозернистого материала.

Параллельно с вышеуказанными эмпирическими зависимостями разрабатывались модели, позволяющие оценивать теплопроводность по совокупности теплопроводностей фракционных долей различных компонентов породы (см., например, обзор в работе [Brigaud, Vasseur, 1989]), а также по данным каротажа скважин [Fuchs et al., 2015].

Скважинные термометры

Прикладные геотермические исследования в скважинах обычно проводились в комплексе производственного каротажа. При этом измерения температуры проходят или в процессе бурения, или сразу же после окончания бурения. Эти данные подвержены влиянию техногенных факторов, связанных с нарушением естественного теплового поля собственно бурением и промывкой скважин, поэтому их необходимо тщательно анализировать и вводить соответствующие поправки. Как правило, цель таких измерений – получение промысловых характеристик скважины: отбивка границ цементного кольца, зон излива подземных вод и др. Погрешность электронных термометров, применяемых для производственного термокаротажа, составляет ±0,2–0,3 °С (например, серийно выпускавшийся электротермометр ЭТМИ). Такая погрешность слишком велика для решения научных задач, так как не позволяет выявлять температурные аномалии незначительной амплитуды и создает большие погрешности при расчете теплового потока. Промысловые работы выполняются при непрерывном спуске термометра в скважине. Это также снижает точность измерений, потому что измеренные температуры из-за инерции термометра отличаются от реально существующих в стволе скважины.

Геотермики, решающие фундаментальные проблемы, обязаны располагать аппаратурой, характеризующейся погрешностью на порядок меньшей, т.е. ±0,02–0,03 °С. Такая точность достигается с помощью использования чувствительных датчиков и тщательной их градуировки. Существуют две принципиально различные измерительные схемы – «потенциометрическая» и «мостовая». Все дальнейшие преобразования сигнала в линии идут после его фиксирования датчиком и первичной трансформации в измерительном преобразователе. В России первые высокоточные образцы геотермической аппаратуры были сконструированы в 60-е годы в Институте физики Земли АН СССР под руководством И.Д. Дергунова. Эти образцы, по сравнению с современными возможностями цифровой техники, кажутся примитивными, но надо отдать им должное – с их помощью начались фундаментальные региональные геотермические исследования. При регистрации потенциалов в трех- и четырехпроводной потенциометрической схемах удалось добиться погрешности измерения потенциала при сопротивлении датчика

200 Ом примерно 2 мкВ, что позволило вычислять температуру через температурную градуировку потенциала с погрешностью ±0,01 °С [Геотермические исследования..., 1964].

Точность измерения температуры ±0,02 °С была реализована с помощью более простой мостовой схемы, где в качестве датчика применяется термистор ММТ–1 с большим номинальным сопротивлением – 10–20 кОм.

Развитие цифровой техники затронуло и скважинную геотермию. С начала 80-х годов стали использоваться цифровые измерительные комплексы, в которых в качестве датчика температуры применялись термочувствительные кварцевые резонаторы или медные термометры сопротивления с номиналом примерно 1 кОм. Идеология измерительного преобразователя медного датчика, блока согласования с интерфейсной платой и АЦП была универсальна и могла использоваться как для скважинного, так и для океанического зонда. Различались только габариты и материалы для изготовления корпусов.

Высокоточные кабельные скважинные зонды различных конструкций были изготовлены в 60–80-е гг. аппаратурными группами в Москве, Ленинграде, Казани, Куйбышеве (рис. 6.6), Уфе, Свердловске, Новосибирске, Иркутске, Киеве, Минске, Алма-Ате, Ташкенте, Южно-Сахалинске и в других геотермических центрах СССР. Это позволило получить кондиционный материал по измерениям температур в скважинах, который был в дальнейшем использован для расчетов теплового потока и для региональных геотермических обобщений.



Рис. 6.6. Цифровой кабельный зонд «СКАТ-1» конструкции НПП «ПАЛС» (г. Самара) перед спуском в скважину

Измерение теплопроводности горных пород

Лабораторные исследования теплофизических свойств горных пород являются необходимой составной частью работ по определению теплового потока из земных недр и оценке потенциала геотермальной энергии. Теплофизические свойства горных пород всегда рассматривались в качестве важнейших параметрических данных для геотермического моделирования осадочных бассейнов и складчатых поясов при оценке глубинных температур, геотермического градиента и плотности теплового потока. При анализе результатов измерений теплофизических свойств горных пород из параметрической Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3, 12262 м) было установлено, что теплопроводность, измеренная вдоль ствола скважины, оказалась гораздо более неоднородной, чем прогнозировалось ранее [Кольская…, 1984]. Эти результаты показали, что для описания теплофизических свойств горных пород требуются новые аппаратурные и технологические разработки.

Тепловые свойства горных пород можно определять различными методами: экспериментально в лаборатории или in situ, оценивать по корреляционным зависимостям между разными физическими свойствами пород, рассчитывать аналитически на моделях и т.д.

Экспериментальный подход к определению тепловых свойств горных пород более трудоемок, чем аналитический, но позволяет получать эффективные значения тепловых параметров пород с достаточно высокой точностью. Кроме того, экспериментальные данные являются критерием истины для теоретических моделей.

Методы измерений теплопроводности in situ в скважинах не получили достаточно широкого распространения в силу очень больших методических трудностей. Однако в последние годы они очень широко применяются в морской геотермии для определения теплопроводности донных илов, где показали высокую достоверность и точность результатов.

Для определения теплопроводности и других теплофизических свойств твердых горных пород применяют лабораторный эксперимент. Экспериментальные методы делятся на две основные группы в зависимости от задаваемых в эксперименте граничных условий: стационарные методы и нестационарные методы.

В первом случае измерения выполняются на образце, достигшем термического равновесия, во втором – тепловые свойства определяются на образце с изменяющейся температурой. Основным преимуществом стационарных методов является простота анализа стабилизированных постоянных сигналов чувствительных термоэлементов. В этих методах испытуемый образец приводят в контакт с двумя телами – источником (нагревателем) и стоком (холодильником) тепла, имеющими разную температуру. Температура каждого тела поддерживается постоянной в ходе измерения. В результате через образец начинает протекать тепловой поток в направлении от нагревателя к холодильнику, и спустя некоторый промежуток

времени этот поток становится установившимся, т.е. температура в каждой точке образца перестает зависеть от времени. Между нагревателем и холодильником помещается пластина из материала с известной теплопроводностью (эталон). Зная температуры на поверхностях эталона, определяют тепловой поток Q, который постоянен во времени как для эталона, так и для испытуемого образца. Как правило, такие испытания требуют значительного времени (более одного часа) и образцов больших размеров. Поскольку в основе стационарных методов лежит применение закона Фурье, геометрия измерительной ячейки должна быть либо плоско-параллельная, либо цилиндрически симметричная.

Зная количество тепла Q, размеры образца и температуры T_2 и T_1 на поверхностях, прилегающих соответственно к нагревателю и холодильнику, после наступления стационарного режима можно определить значение теплопроводности k плоского образца из соотношения

$$k = Q \cdot x/S(T_2 - T_1),$$

где S – площадь пластины, x – расстояние между нагревающейся и охлаждающейся поверхностями. Точность определения теплопроводности зависит от идеальности контакта между образцом и нагревателем или холодильником. Одним из наиболее популярных стационарных методов является «метод разделенного стержня» (divided bar method), разработанный А. Бенфилдом. К недостаткам стационарных методов следует отнести длительность установления стационарного состояния и возможность определить только коэффициент теплопроводности.

Нестационарные методы основаны на анализе процессов охлаждения или нагревания. Они имеют очень много разновидностей, наиболее распространенные из них – это методы регулярного режима, основанные на изучении нагревания или охлаждения образца в среде постоянной температуры на временном интервале, исключающем начальную (резкую) стадию изменения температуры. Кроме того, распространены методы, основанные на измерении резких скачков температуры на начальном временном интервале после включения (выключения) нагревателя. Это так называемые импульсные, или зондовые методы.

Промышленность СССР до 1985 г. выпускала серийные установки для измерения теплопроводности стационарными (например, установка «Лямбда»), и нестационарными методами (установка ИТ-λ-400). Они позволяли проводить измерения с погрешностью 5–10% (рис. 6.7, табл. 6.1).

В отдельных исследовательских коллективах в 60–80-е гг. XX в. разрабатывались и применялись оригинальные установки для измерения теплопроводности неконсолидированных донных осадков методом «игольчатого зонда». Описание таких установок, которые применялись в работах ВНИИОкеангеология (ЛУТ-1, Океан-1) и ГИН РАН (ЛИТОС), мы привели выше, в разделе о региональном тепловом поле акваторий.

В середине 80-х годов появился сравнительно новый подход к измерениям теплофизических параметров. Исследователи наряду с контактными стали применять бесконтактные методы измерений, т.е. такие, при которых нагреватель и регистратор не контактируют непосредственно с образцом. Наиболее распространен



Рис. 6.7. Внешний вид установки для определения теплопроводности ИТ-λ-400

Таблица 6.1

Метрологические характеристики установки ИТ-λ-400

Диапазон измеряемой теплопроводности λ, Вт/(м·К)	от 0,1 до 5
Температурный диапазон измерений, °С	–100 до +400
Размер образца, диаметр/высота, мм	15/0,5 – 15/5
Продолжительность измерений во всем температурном диапазоне с обработкой экспериментальных данных, ч	<2,5
Точность измерения теплопроводности, %	±10

и обоснован «метод сканирования», разработанный Ю.А. Поповым в Московском геологоразведочном институте в период 1983–1984 гг. [Попов и др., 1983]. Этот метод основан на регистрации температурного поля нагреваемой поверхности образца в квазистационарном режиме. При этом датчик температуры перемещается вслед за подвижным сосредоточенным источником и регистрирует температуру поверхности образца на линии нагрева при внешней температуре окружающей среды. Серия образцов керна и эталон теплопроводности на подвижной платформе перемещается с постоянной скоростью $\boldsymbol{v}$ перед источником тепловой энергии, создающим на поверхности образцов пятно малых размеров, и бесконтактным ИК-регистратором температуры. В лабораторной установке в качестве подвижного источника применяется лазер, а в «полевой» установке лазер заменен малогабаритной электролампой со встроенным отражателем для фокусировки излучения. В процессе измерений фиксируется установившаяся температура образцов на линии нагрева, и профиль каждого измерения регистрируется на самописце в аналоговом виде или в цифровом виде с помощью компьютерной обработки. Теплопроводность образцов (k) определяется из простого соотношения

$$k = k_{эт}(\theta_{эт}/\theta),$$

где θ и $\theta_{эт}$ – предельные температуры образца и эталона, $k_{эт}$ – известная теплопроводность эталона. Распределение теплопроводности фиксируется вдоль всего образца. Измерения этим методом проводятся на керновом материале без какой-либо механической обработки исследуемых образцов. Это ценное преимущество метода, так как при работе на других установках много времени уходит на распиловку и шлифовку проб, а при этом многие образцы разрушаются (например, угли, соли, сланцы). Производительность метода 350–400 образцов в день, что в 50–100 раз превышало производительность «контактных» методов. Относительная погрешность измерений не превышает 5%.

Установка ТС14, разработанная и сконструированная в лаборатории тепломассопереноса Геологического института РАН (г. Москва), имеет улучшенные технические характеристики для быстрых оптических измерений теплофизических свойств горных пород (рис. 6.8). Установка ТС14 способна обнаруживать неоднородности теплопроводности и температуропроводности с разрешением 0,5 мм при скорости сканирования образца 1 мм/с.

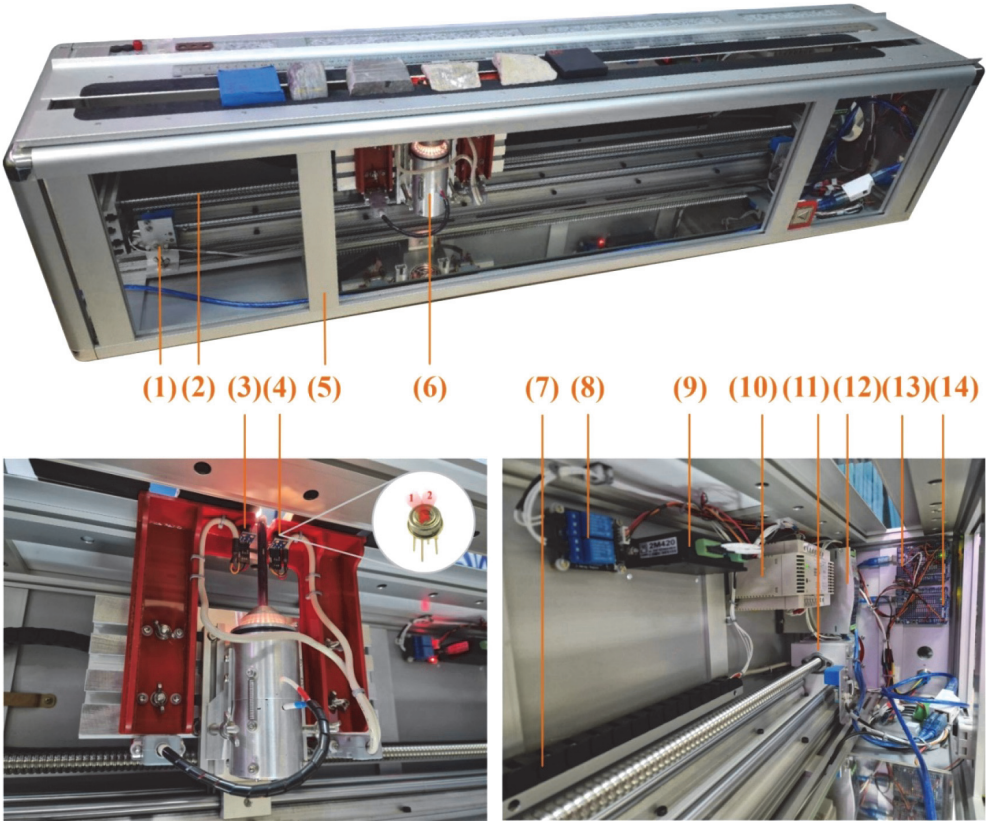


Рис. 6.8. Элементы устройства ТС14

При создании ТС14 был осуществлен комплекс работ: анализ существующих технических решений на стадии технического предложения; патентные исследования; проработка возможных вариантов создания ТС14; макетирование отдельных узлов ТС14. Затем был изготовлен действующий образец установки, на котором были проведены испытания в объеме, достаточном для подтверждения заданных технических и эксплуатационных параметров. Одновременно с проведением испытаний была разработана необходимая конструкторская документация технологии изготовления, наладки и испытания элементов, узлов устройств и ТС14 в целом.

Устройство установки ТС14 подробно представлено на рис. 6.8, где (1) – оптический источник тепла; (2) – инфракрасный термометр (пирометр) серии КМ7техн1; (3) – инфракрасный термометр (пирометр) серии КМ7техн2; (4) – актуатор с шарико-винтовой передачей, 1000 мм; (5) – шаговый двигатель с одним валом; (6) – модуль аналогового ввода ADAM-6017 на 8 каналов (мВ, мА, В), интерфейс Ethernet, протокол Modbus/TCP; (7) – концевой датчик SN04-N индуктивного типа, герметичный, нормально разомкнутый, напряжение питания DC 6В-30D, 200 мА MAX; (8) – релейный блок коммутации сильноточной нагрузки PLP-RB1, предназначен для управления нагревателем и вентилятором, питание 12 В, управляется слаботочными логическими сигналами (логические уровни ТТЛ или КМОП); (9) – гибкий пластиковый кабель-канал (кабельная цепь) открытого типа, изготовлен из пожаробезопасного пластика, радиус изгиба 18 мм, серия ТР10х10; (10) – стол лабораторный.

В табл. 6.2 представлены основные технические характеристики ТС14.

Таблица 6.2

Технические характеристики установки ТС14

Габаритные размеры (Д×Ш×В), мм	1248×282×275
Масса, кг	30
Напряжение, В	220
Частота тока, Гц	50
Температура эксплуатации, °С	15–30
Измерение теплопроводности, Вт/м·К	0.2–50
Измерение теплопроводности, мм/с	0.1–3
Погрешность измерений тепло-/температуропроводности, %	3–5/5–10
Максимальная длина/ширина образцов, см	3/80

В качестве датчиков температуры были выбраны инфракрасные термометры (пирометры) с аналоговым вольтовым выходом, произведенные ООО «Тимол». Для регистрации температуры еще «холодной» поверхности образца до нагревания используется датчик – одноканальный пирометр (КМ7техн1) (2). Поле из-

мерения диаметром 3 мм. Для регистрации повышения температуры вдоль линии сканирования, а также вдоль параллельной линии, после оптического источника тепла установлен двухканальный пирометр (КМ7техн2) (3). Разнос точек измерения 8 мм, диаметр точек измерения 3,5 мм.

Систему перемещения решено было изготовить на основе шарико-винтовой пары с приводом от шагового двигателя и рельс с линейными подшипниками. Данная конструкция в совокупности с хорошим блоком управления шаговым двигателем позволяет получить диапазон скоростей перемещения практически от нуля до 100 мм/с.

Датчики температуры (3) на выходе имеют аналоговый вольтовый сигнал. Для преобразования сигнала в цифровой используется модуль сбора информации, по сути АЦП, ADAM-6017 фирмы Advantech. С него сигнал уже в цифровом виде заводится в компьютер для последующей обработки.

Впервые разработан и испытан оптический источник тепла на основе галогенной лампы накаливания (2) мощностью 75 Вт и оптического световода из кварцевого стекла (1) (рис. 6.9). В итоге получился нагревательный элемент с пятном нагрева диаметром 8 мм. При желании пятно нагрева может быть уменьшено до 4–6 мм заменой световода на более тонкий. Нами опробован также лазер инфракрасного спектра, но от него было решено отказаться в первую очередь из-за соображений безопасности.

Значительное выделение тепла при работе устройства требует постоянного отвода тепла от галогеновой лампы и прилегающих к ней частей с помощью вентилятора (4). И несмотря на то что использование вентилятора вызывает шум и вибрацию, его нельзя отключать в целях предотвращения перегрева лампы, фокусирующего зеркала и корпуса. Таймер задержки отключения вентилятора позволяет ему продолжить работу после выключения лампы, что увеличивает интенсивность охлаждения источника тепла.

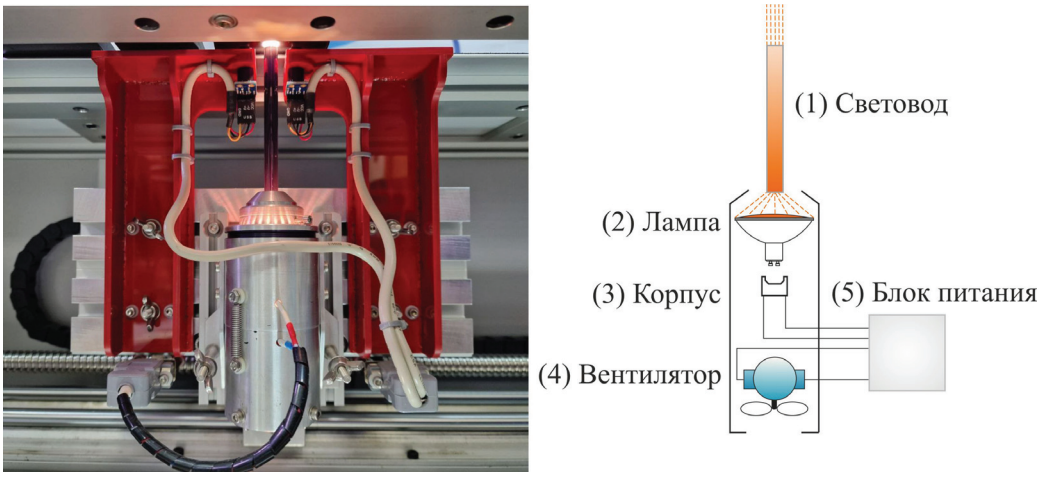


Рис. 6.9. Оптический источник тепла ТС14

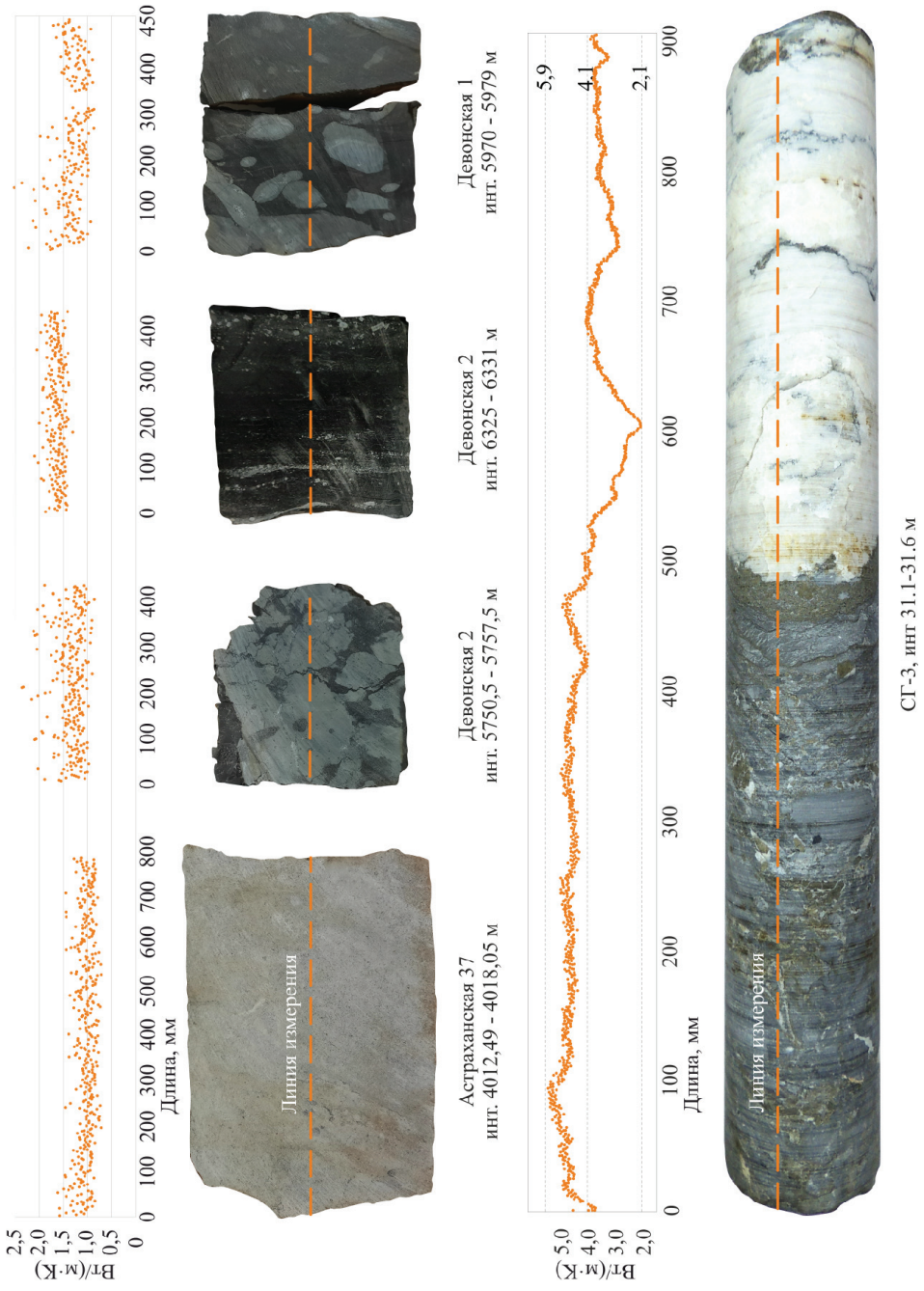


Рис. 6.10. Пример измерения теплопроводности керна на установке ТС14

Для создания программной части экспериментального комплекса ТС14 использовалась программная среда LabView.

На рис. 6.10 приведен пример измерения теплопроводности керна. Хорошо проявляются неоднородности структуры образца и резкий контраст теплопроводности роговиков (слева) и кварцево-жильной породы (справа).

Применение метода оптического сканирования сразу же изменило существовавшее долгое время при термометрии скважин соотношение, когда геотермический градиент измерялся более детально, чем коэффициент теплопроводности. Теперь на одно измерение геотермического градиента на 10-метровом интервале стало приходиться не менее десяти измерений теплопроводности. Это обстоятельство позволило более детально рассчитывать значения теплового потока вдоль ствола скважин и выявило факт изменчивости теплового потока в вертикальном направлении. Особенно хорошо это было заметно при анализе вертикальной изменчивости теплового потока в сверхглубоких скважинах: Кольской, Уральской, Саатлинской, Воротиловской.

Проблема из аппаратурно-методической переросла в идеологическую. Вопрос ставился так: можно ли при обнаружении факта изменчивости теплового потока по глубине проводить его региональные сопоставления?

Если мы даем отрицательный ответ на этот вопрос, то ставятся под сомнение все 60 с лишним тыс. измерений теплового потока на планете, накопленные к настоящему времени. Можно, конечно, «спрятать голову в песок» и доказывать, что в подавляющем числе скважинных измерений никакой корреляции теплового потока и глубины его оценки не наблюдается. Однако даже единичные случаи такой корреляции заставили пересмотреть существующую идеологию картирования данных теплового потока. Эту проблему мы обсуждали выше в разных главах и здесь не будем повторять уже высказанные идеи.

Глава 7
Прикладные исследования

Температурный мониторинг сейсмической активности

Возможность проведения высокоточного непрерывного геотермического мониторинга температурных вариаций геологической среды появилась сравнительно недавно – в последней четверти XX в. Этому способствовали разработки современных высокоточных температурных датчиков и автономной регистрирующей аппаратуры, обладающей низким энергопотреблением и большой памятью. Мониторинг в неглубоких скважинах (первые десятки метров) выполнялся во многих странах для решения широкого круга задач агрометеорологии, геокриологии, для оценки техногенных воздействий на геологическую среду. Мониторинг в скважинах на глубинах в первые сотни метров проводился фрагментарно и в ограниченные интервалы времени – от нескольких дней до первых месяцев, например в Чехии, на Камчатке, в Мексике [Čermak et al., 2007, 2008], Японии [Yamano et al., 2009]. В ходе этих экспериментов наблюдались температурные вариации с амплитудой десятые/сотые доли градуса в широком диапазоне частот – от первых секунд до десятков часов. Авторы связывали эти вариации с двумя физическими процессами – свободной конвекцией в скважине и приливными изменениями уровня воды.

Впервые наблюдения косейсмических температурных вариаций, связанных с прохождением сейсмической волны, были сделаны в Японии [Shimamura, 1983; Shimamura et al., 1985]. Температурные изменения, предшествующие тектоническим событиям, наблюдали в Грузии [Time-dependent…, 2005], Центральной Азии [Buntebarth и др., 1997], Японии [Shimamura, Watanabe, 1981; Nakamura, Wakita, 1984], в Греции [Asteriadis, Livieratos, 1989], в Закарпатье [Вербицький и др., 2000]. Высказывалось предположение о наличии связи между деформационными процессами и вариациями температурного поля. Такие связи делают температурный мониторинг в скважинах ценным методом наблюдения за деформаци-

онными процессами, связанными с подготовкой и реализацией тектонического землетрясения. Отмечались и сложности его широкого внедрения, обусловленные комплексным характером температурного сигнала, формируемого целым рядом физических процессов как в окружающей скважину геологической среде, так и в самой скважине.

С 2007 г. Институтом геофизики УрО РАН изучались возможности скважинного температурного мониторинга для контроля геодинамических процессов, в том числе связанных с подготовкой и реализацией тектонических землетрясений. С 2009 г. эти исследования проводились в рамках проектов фундаментальных исследований, выполняемых совместно организациями Уральского, Сибирского и Дальневосточного отделений РАН. Были испытаны автономные системы геотермического мониторинга на основе регистратора АИТ с косой термисторных датчиков (разработка ИНГГ СО РАН [Казанцев, Дучков, 2008]), одноканальный автономный термометр с датчиком – кварцевым резонатором (совместная разработка Омского госуниверситета и Института геофизики УрО РАН), волоконно-оптические системы с датчиками «брэгговские решетки» (разработка ИАиЭ СО РАН). Предварительные исследования в наблюдательных скважинах Урала, Западной Сибири, Прибайкалья, Сахалина, Южных Курил позволили выбрать наиболее информативные скважины для постановки в них долговременного температурного мониторинга – 300-метровую скважину kun-1 в пос. Южно-Курильск на о. Кунашир и 109-метровую скважину обсерватории «Талая» на южном побережье оз. Байкал.

Полученные в скважине kun-1 данные свидетельствуют о значительной нестационарности теплового поля по всему стволу. Температурные колебания с периодичностью от нескольких десятков минут до нескольких месяцев и амплитудой от нескольких тысячных до нескольких десятых градуса связаны с движениями жидкости – перетоками в заколонном пространстве. В условиях высокого, около 100 °С/км, геотермического градиента в скважине kun-1 даже небольшие движения жидкости надежно фиксируются температурными датчиками. В свою очередь, движения порождаются: 1) приливными воздействиями, 2) свободной тепловой конвекцией внутрискважинной жидкости, 3) деформациями водонасыщенной среды в районе скважины в процессе подготовки и реализации тектонических землетрясений [Демежко и др., 2010, 2012а,б]. «Тектонический» температурный сигнал отчетливо заметен на глубине 240 м (максимальной до 2011 г.) Деформационная чувствительность температурного поля по совокупности приливных волн M_2, S_2, O_1, K_2 оценивается в $2 \cdot 10^{-4}$ °С/наностейн.

Статистический анализ около двух тысяч землетрясений, произошедших в радиусе 1000 км от скважины, показал, что косейсмическая реакция температурного поля на тектонические события проявляется, если пороговое значение гидродинамического критерия $M/\lg(R)$, где M – магнитуда, R – эпицентральное расстояние в километрах [Roeloffs, 1998; King et al., 1999] превышает 2,5 (рис. 7.1).

Как правило, моменту землетрясения соответствует локальный температурный минимум, отмечающий смену нисходящего течения подземных вод восходящим. Так, землетрясению 14 августа 2008 г. (M = 5,3; R = 132 км, глубина эпицентра

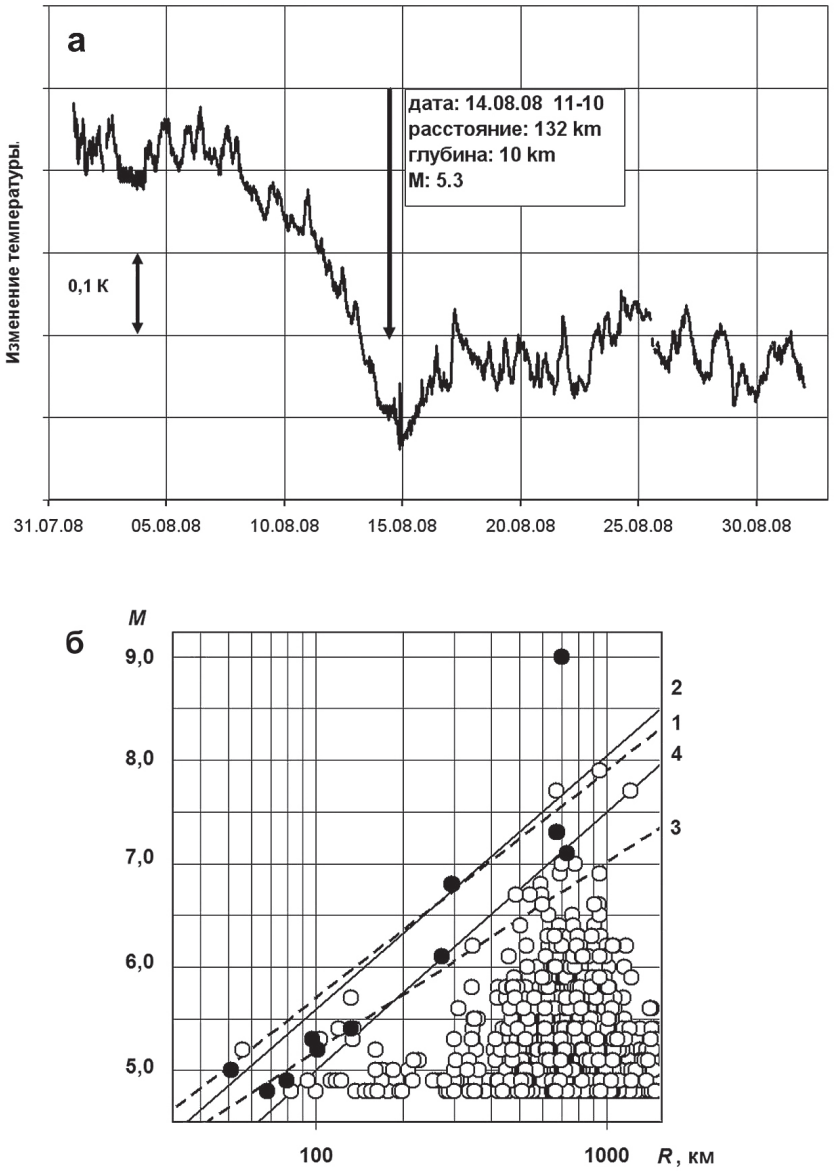


Рис. 7.1. Реакция температурного поля в скв. kun-1 на подготовку и реализацию тектонического землетрясения: а – температурные вариации на глубине 240 м в августе 2008 г. [по Демежко и др., 2010].

Вертикальной стрелкой отмечен момент землетрясения; б – совокупность землетрясений с $M \geq 4{,}8$, произошедших в радиусе $R < 1000$ км от скважины kun-1 за периоды 11.2007 г. – 09.2008 г. и 09.2010 г. – 09.2011 г. [по Демежко и др., 2012]. Черными кружками отмечены землетрясения, проявившиеся косейсмическим повышением температуры. Наклонными линиями показаны пороговые функции геодинамического критерия, предложенные разными авторами: 1 – Mogi et al., 1989, 2 – Matsumoto, Takahashi, 1994, 3 – Roeloffs, 1998, 4 – King et al., 1999

10 км), произошедшему на продолжении Малой Курильской гряды, предшествовало примерно недельное снижение температуры, достигшее к моменту землетрясения 0,3 °С (см. рис. 7.1). В момент землетрясения и последовавших за ним афтершоков происходили высокочастотные колебания температуры с амплитудой 0,05 °С, а затем в течение двух суток – подъем температуры на 0,1 °С.

Примерно за полгода до землетрясения Тохоку наблюдалось двухнедельное снижение температуры перед небольшим, но близким землетрясением 27.09.2010 (M = 5,0, R = 51 км), Косейсмическое повышение температуры составило 0,1 °С (рис. 7.2). Землетрясение Тохоку с магнитудой M = 9 произошло 11.03.2011 г. на глубине 30 км в 125 км от северо-восточного побережья о. Хонсю и в 700 км от станции геотермического мониторинга. Оно стало одним из самых значительных сейсмических событий за последние 100 лет, в том числе по масштабу косейсмических деформаций земной коры. Перед этим событием наблюдалось медленное снижение температуры в скважине kun-1, составившее к моменту события 0,1 °С. Сразу после землетрясения температура в течение суток поднялась на 0,2 °С, что, согласно приведенной выше приливной деформационной чувствительности ($2 \cdot 10^{-4}$ °С/нанострейн), соответствует деформации 1000 нанострейн. Эта оценка на порядок выше теоретических расчетов косейсмической деформации сжатия 100 нанострейн, приведенной в (Yamazaki et al., 2011) для района о. Кунашир. Отметим, что землетрясение Тохоку не вызвало изменений уровня воды в скважине, что указывает на локализацию движений подземных вод в заколонном пространстве.

Механизм наблюдаемой пред- и косейсмической температурной реакции, вероятно, связан с тектонической позицией скважины kun-1. Вода в протяженном водоносном пласте, вскрытом скважиной на глубине 250 м (ниже уровня установки датчика), в периоды сейсмического затишья находится под давлением меньшим, чем гидростатическое. Это связано с деформацией растяжения, испытываемой верхней частью Охотской плиты, изгибаемой в процессе субдукции под нее Тихоокеанской плиты. В этот период пласт поглощает воду, находящуюся в заколонном пространстве, вызывая нисходящее течение выше пласта и снижение температуры. Землетрясение вызывает разгрузку континентальной плиты и ее быстрое выпрямление. Растяжение водоносного пласта сменяется сжатием, давление в пласте резко возрастает, происходит выброс воды в заколонное пространство и повышение температуры у датчика восходящим потоком. Отметим, что сама деформируемая область может располагаться достаточно далеко от скважины, а изменения порового давления при этом передаются по пласту на значительные расстояния.

В 109-й скважине обсерватории «Талая» на южном побережье оз. Байкал температурные датчики (термисторы) были установлены на глубинах 69, 89 и 99 м [Пермяков и др., 2011]. При низких значениях температуры воды в скважине (2,7–3,3 °С) и невысоком отрицательном градиенте (до –10 °С/км) условий для свободной тепловой конвекции не возникало, и температурное поле на всех глубинах было стабильно: температурные колебания не превышали 0,001–0,002 °С. На этом фоне отчетливо проявилось снижение температуры 02.06.2013 г. на 0,004–0,007 °С, зарегистрированное всеми датчиками (рис. 7.3). Через четыре дня температура

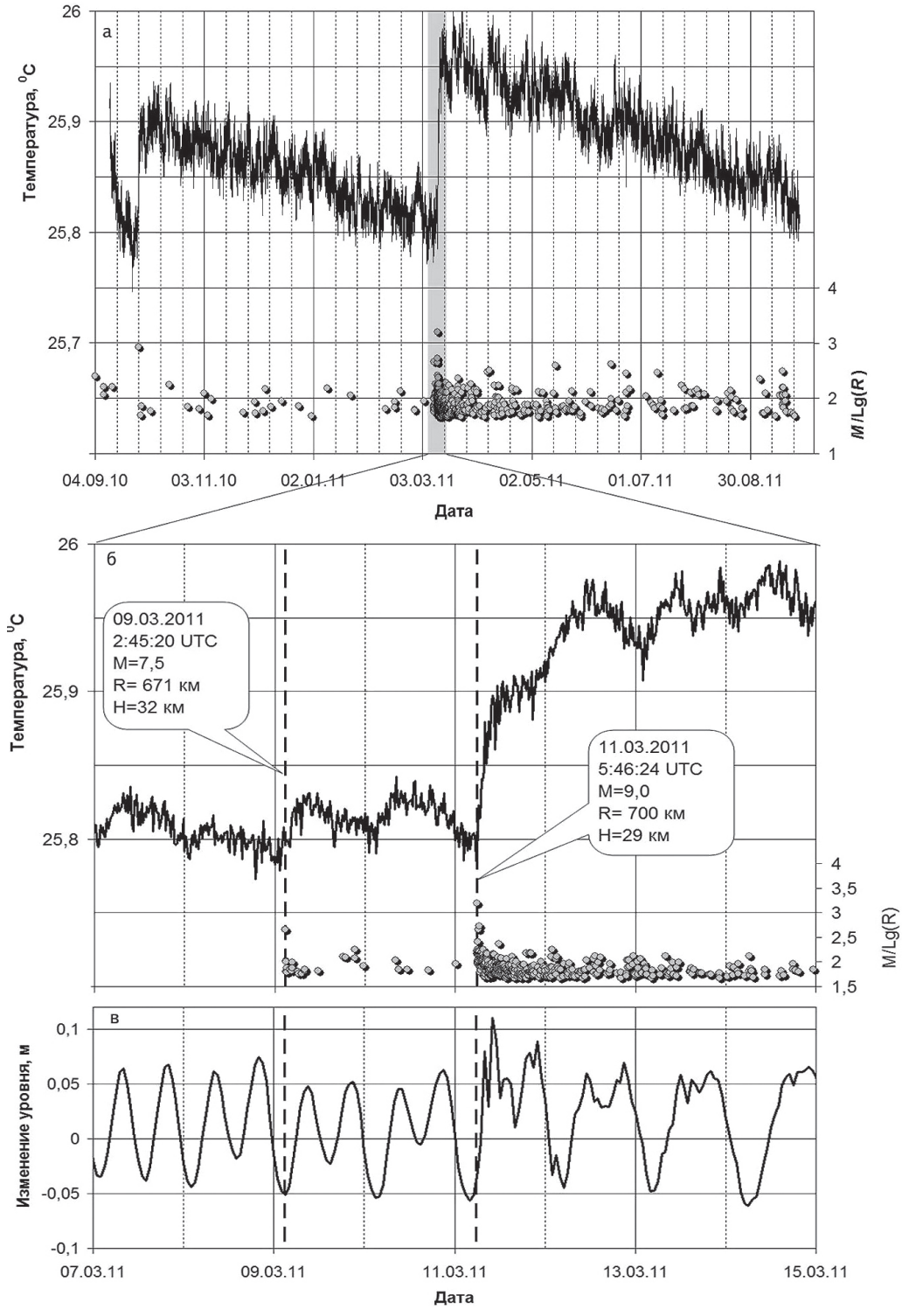

а
Температура, °С
26
25,9
25,8
25,7
4
3
2
1
M/Lg(R)
04.09.10
03.11.10
02.01.11
03.03.11
02.05.11
01.07.11
30.08.11
Дата
б
09.03.2011
2:45:20 UTC
M=7,5
R= 671 км
H=32 км
11.03.2011
5:46:24 UTC
M=9,0
R= 700 км
H=29 км
4
3,5
3
2,5
2
1,5
M/Lg(R)
в
Изменение уровня, м
0,1
0,05
0
-0,05
-0,1
07.03.11
09.03.11
11.03.11
13.03.11
15.03.11
Дата

Рис. 7.2. Изменения температуры на глубине 240 м (а, б) и вариации уровня воды в скважине kun-1 (в). В нижней части рисунков (а, б) отмечены землетрясения, произошедшие в радиусе 1000 км от скважины в координатах дата – значение гидродинамического критерия $M/\lg(R)$. Моменты землетрясения Тохоку и его форшока отмечены вертикальными пунктирными линиями [Демежко и др., 2012б]

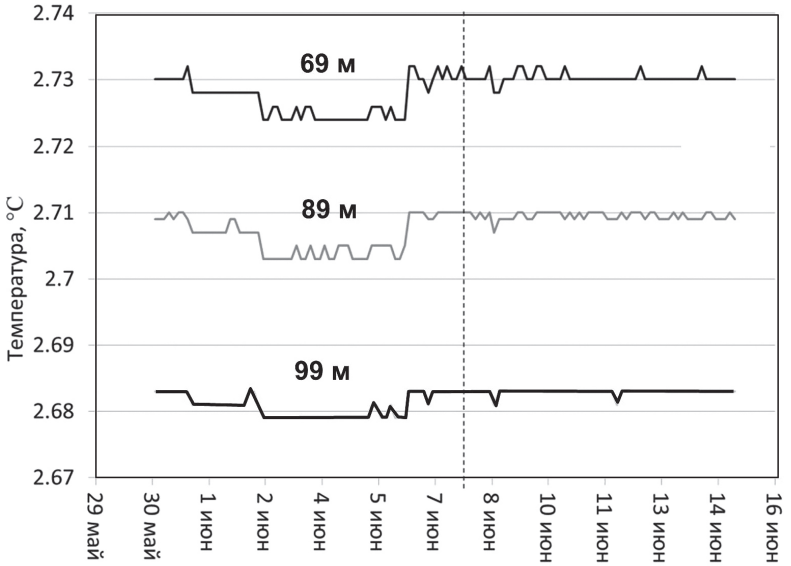


Рис. 7.3. Изменения температуры в скважине обсерватории «Талая». Вертикальная линия – землетрясение в оз. Байкал (M = 3–3,2) [Пермяков и др., 2011]

скачком восстановилась, а еще через сутки сейсмостанции зафиксировали два небольших землетрясения (M = 3–3,2) в Байкальской впадине в 15 км от скважины. Косейсмической реакции при этом не последовало. К сожалению, непродолжительный период мониторинга (менее года) и редкие сейсмические события в районе оз. Байкал не позволяют надежно связать эту температурную аномалию с геодинамическим режимом.

Косейсмическая температурная реакция, очевидно, зависит от тектонической и гидрогеологической позиции наблюдательной скважины, с одной стороны, от эпицентрального расстояния, глубины и механизма очага землетрясения – с другой, Многообразие позиций определяет различия в реакциях и порождает большое число нередко противоречивых объяснений. Между тем четкое понимание физической природы косейсмических реакций – ключ к пониманию прогностических возможностей скважинного температурного мониторинга.

Наиболее представительные исследования к настоящему времени проводились лишь в китайской провинции Сычуань, где была развернута большая сеть наблюдательных скважин. A. He и R. Singh [2020] исследовали температурный отклик в 272 скважинах на Венчуанское землетрясение (Mw = 7,9, 12.05.2008). В половине

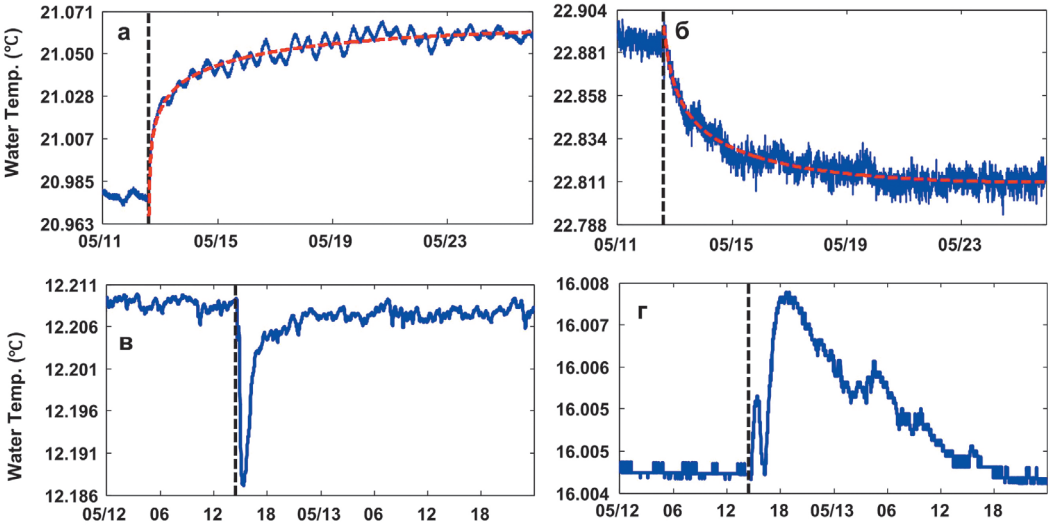


Рис. 7.4. Температурный отклик на Венчуанское землетрясение (Mw = 7,9, 12.05.2008) [He, Singh, 2020]

скважин землетрясение не вызвало температурного отклика, а в откликах остальных скважин можно выделить четыре типа: (а, б) последовательное косейсмическое повышение или понижение температуры с выходом через несколько суток на новый стационарный уровень и (в, г) резкое (от нескольких минут до первых часов) косейсмическое повышение или понижение температуры с последующим быстрым (в течение суток) ее восстановлением (рис. 7.4). При этом какой-либо пространственной закономерности в различных проявлениях температурной реакции не отмечалось. В качестве причины температурных колебаний А. He и R. Singh [2020] называют увеличение проницаемости водоносных пластов при прохождении сейсмической волны. И хотя такой механизм можно считать приемлемым для объяснения реакций типа (а, б), он вряд ли применим для типов (в, г), предполагающих быстрое залечивание трещин и пор.

S. Chen и др. [2019] приводят данные температурного мониторинга в пяти скважинах, расположенных в пределах разлома Сяньшуйхэ (Xianshuihe), где 22 ноября 2014 г. произошло Кандинское землетрясение (Ms 6,3). Во всех скважинах были зарегистрированы косейсмические реакции двух типов – экспоненциального и ступенчатого. У первых амплитуда отклика составляет около 5,6–11,5 мК, у вторых – около 0,31–0,98 мК. Экспоненциальный отклик авторы связывают с перетоками жидкости по стволу скважины, вызванными изменением пластового давления. Ступенчатый отклик связан с прямой реакцией температуры горных пород на изменение давления при землетрясении. Лабораторные исследования, проведенные на образцах горных пород, позволили оценить изменение давления по величине косейсмического отклика. Для Кандинского землетрясения в среднем оно составило 0,4 мПа.

C. Wang и M. Manga [2021] обсуждают и иные возможные механизмы температурных реакций. Например, косейсмическое перемешивание столба жидкости, находящейся в скважине в состоянии термодинамической неустойчивости, когда более теплые и, следовательно, более легкие слои располагаются ниже холодных и более плотных. Акустическая волна вызывает интенсивное конвективное перемешивание. При этом температура в верхней части скважины растет, а вблизи забоя снижается. Однако интенсивный теплообмен с окружающими скважину породами быстро восстанавливает status quo. Этот механизм хорошо объясняет температурные реакции типов (в, г). Возможной причиной косейсмического повышения температуры C. Wang и M. Manga [2021] называют выделение фрикционного тепла в очаге землетрясения. И хотя такая ситуация кажется нам довольно экзотической (либо сама скважина должна проходить вблизи гипоцентра, либо нагретые грунтовые воды из очага должны быстро достигать скважины), есть по крайней мере один пример регистрации фрикционной аномалии, правда уже после тектонического события.

В 2012–2013 гг. был осуществлен международный проект бурения дна океана в районе землетрясения Тохоку (Japan Trench Fast Drilling Project – JFAST) с последующим температурным мониторингом в скважине [Fulton et al., 2013]. Более чем через год после землетрясения удалось оценить остаточную температурную аномалию и количество выделенного тепла. Благодаря особым реологическим свойствам пород, слагающих зону субдукции, оно оказалось сравнительно небольшим для столь мощного землетрясения.

Несмотря на большое число свидетельств косейсмической температурной реакции в скважинах и немалое число свидетельств аномального поведения температурного поля в периоды, предшествующие землетрясениям, температурный мониторинг пока не стал традиционным методом. Для его развития и оценки прогностических возможностей необходимо развернуть сеть наблюдательных скважин, оснащенных современными системами непрерывных геофизических измерений, сбора и передачи данных. Помимо температурных измерений эти системы могут включать измерения уровня скважинной жидкости, резистивиметрию, акустические, электромагнитные, сейсмические, радоновые измерения. Наблюдательные скважины должны быть пробурены колонковым методом для последующего изучения керна. В них необходимо провести широкий комплекс геофизических и гидродинамических исследований.

Разведочная геотермия

Геотермические методы поисков и разведки (терморазведка) сформировались на стыке двух крупных научных направлений: геотермии и разведочной геофизики. Они опираются на фундаментальные положения геотермии, касающиеся происхождения источников теплового поля литосферы, особенностей нормального геотермического поля и факторов, его осложняющих, методических основ

получения информации о геотермических параметрах. В то же время в рассматриваемых методах широко используются некоторые общие принципы разведочной геофизики: построение геолого-физической модели изучаемого объекта, понятие «аномалий» и способы их выделения, решение прямой и обратной задач, комплексирование и комплексная интерпретация данных.

Основной физико-геологической предпосылкой применения терморазведки при поисково-разведочных работах является контрастность горных пород и полезных ископаемых по величине коэффициентов теплопроводности, что в сочетании с морфологией, размерами и условиями залегания изучаемого объекта влияет на распределение геотемпературного поля. Сосуществование контраста теплофизических свойств пород и структурно-геологических неоднородностей создает аномалии в поле температур и теплового потока, которые в зависимости от их величины могут регистрироваться инструментально или только фиксироваться теоретически.

Поскольку одной из важнейших задач геотермии является изучение глубинного теплового потока, воздействие на его величину разнообразных геологических факторов, включая структурно-геологические неоднородности, рассматривается и оценивается при этом в качестве помех. В терморазведке же, наоборот, отражение в характере теплового поля особенностей геологического строения и размещения полезных ископаемых является важнейшей полезной информацией, на основе которой оцениваются поисково-разведочные и картировочные возможности геотермических методов в конкретных геологических условиях. При этом в терморазведке, как и вообще в разведочной геофизике, сведения об абсолютной величине изучаемых параметров имеют подчиненное значение. Существенно более важной является информация о величине и характере приращений изучаемых параметров геотермического поля в аномальных областях.

Исходя из вышеизложенного, под *терморазведкой следует понимать метод разведочной геофизики, основанный на изучении параметров теплового поля участков земной коры, с последующим установлением взаимосвязи этих параметров с особенностями геологического строения и размещения полезных ископаемых.*

Становление геотермических методов поисков и разведки в качестве самостоятельного научного направления относится к середине 60-х годов. С этого времени отмечены их интенсивное развитие и опробование, в которых активно участвовали многие научные и производственные коллективы. Данному процессу во многом способствовали начавшиеся в этот же период систематические определения плотности глубинного теплового потока в районах со сложным геологическим строением, в рудных и нефтегазоносных провинциях, которые проводились на основе всестороннего анализа разнообразных осложняющих факторов.

Геотермические методы поисков и разведки представлены в настоящее время сравнительно большим количеством видов и модификаций. Это объясняется достаточно широким кругом геологических задач, для решения которых они используются, и разнообразием условий, в которых они могут быть применены.

В основу классификации геотермических методов положены два принципа: характер исследуемого теплового поля и условия его изучения. В соответствии

с этим все геотермические методы могут быть объединены в две группы. В первой – представлены методы, основанные на измерении параметров стационарного (квазистационарного) теплового поля; во второй – методы, в которых исследуются переменные (нестационарные) тепловые поля.

По условиям наблюдений теплового поля выделяются следующие виды терморазведки: скважинная и шахтная терморазведка, термосъемка земной поверхности, термосъемка в шпурах, а также морская и озерная терморазведка. По этому же принципу каждый вид терморазведки, в свою очередь, может быть представлен совокупностью отдельных модификаций.

За исключением термосъемки поверхности, осуществляемой, как известно, путем регистрации ее теплового излучения, практически во всех других видах и модификациях термической разведки принципиально возможно изучение всех основных параметров теплового поля (температуры, градиента, плотности теплового потока, теплофизических свойств горных пород). Однако в настоящее время эти возможности реализованы только при термических исследованиях глубоких скважин и в морских условиях. Данные виды термической разведки являются наиболее развитыми в аппаратурном и методическом отношении, поскольку надежной предпосылкой этому послужили достижения геотермии в аналогичных направлениях.

Специфическими видами геотермических исследований, получившими определенное развитие в связи со становлением терморазведки месторождений полезных ископаемых, являются термосъемка в шпурах (глубиной 0,5–3,0 м), т.е. в зоне периодических изменений температуры, а также шахтные измерения. Развитию этих направлений терморазведки способствовало использование соответствующего опыта, накопленного в смежных областях (горной теплофизике для шахтной терморазведки, агрофизике и метеорологии для обоснования шпуровой термосъемки). Шахтная терморазведка характеризуется двумя особенностями. Первая из них касается специфических тепловых источников – помех, которыми в этих условиях являются вентиляция горных выработок и экзотермические процессы в отработанных участках (самонагревание и самовозгорание руд, цементация закладки). Вторая особенность заключается в возможности изучения геотермических параметров в горизонтальной плоскости. Существенно расширяя возможности терморазведки, это обстоятельство вместе с тем увеличивает неоднородность интерпретации получаемых данных, преодоление которой возможно, в частности, путем измерений на нескольких горизонтах и на основе комплексирования терморазведки с другими методами подземной геофизики.

Применение геотермической съемки в шпурах, т.е. на глубинах, где наблюдаются весьма значительные температурные изменения, а градиенты температуры и тепловой поток на несколько порядков превышают значения этих параметров в стационарном фоновом геотермическом поле, основывается на предположении об одинаковом воздействии внешнего температурного поля в различных пунктах с однородными поверхностными условиями. В соответствии с этим принципом изучаемая площадь представляется в виде совокупности участков с однородными поверхностными условиями, под которыми подразумевается так-

же состав и температуропроводность близповерхностных (до глубины замеров) отложений.

При термической съемке в шпурах наиболее существенным вопросом является оценка глубины затухания колебаний температуры с различным периодом, что позволяет обосновать оптимальную глубину наблюдений. Для этого анализируются сведения о затухании не только годовых и суточных колебаний, но и короткопериодных колебаний температуры (с периодом 3–10 сут), обусловленных сменой погоды. Исходными данными для такого анализа являются вариационные наблюдения, осуществляемые непосредственно в пределах исследуемых участков, а также материалы многолетних наблюдений за температурным режимом близповерхностных горизонтов в соответствующем регионе по станциям гидрометеослужбы. Эти материалы, кроме того, позволяют определить оптимальный период работ, в течение которого на выбранной глубине изменения температуры минимальны.

Многолетний опыт опробования шпуровой термосъемки в различных природно-климатических зонах для решения разнообразных геологических задач позволяет сформулировать следующий подход к выбору глубины измерений. В процессе детальных работ (в масштабе 1:10 000 и крупнее) наблюдения целесообразно вести на глубине ниже слоя затухания суточных колебаний температуры (0,5–1,0 м), на которой, однако, сохраняются не только годовые, но и относительно короткопериодные, сезонные изменения (следует иметь в виду, что амплитуда периодических колебаний температуры на какой-либо глубине сравнивается с инструментальной погрешностью измерений, так как теоретически на любой глубине, доступной для терморазведки, существуют периодические вариации температуры). Для более мелкомасштабных съемок рекомендуются измерения на глубинах 1,5–3,0 м, на которых отсутствует влияние короткопериодных колебаний, а имеют место лишь годовые температурные изменения. Термосъемка в слое суточных температурных колебаний за весьма редким исключением оказывается малоэффективной из-за высокого уровня помех.

Применение различных модификаций терморазведки не увязано с характером работ по определенным видам полезных ископаемых. Выбор той или иной модификации геотермических методов осуществляется, исходя из конкретной геологической задачи и связанного с ней масштаба исследований, а также с учетом существующей в пределах изучаемой площади сети буровых скважин и горных выработок.

Объектами геотермических поисков и разведки могут быть месторождения разнообразных полезных ископаемых: нефти и газа, полиметаллических, медноколчеданных и урановых руд, термальных вод, алмазов, золота, каменного угля, солей и др. С помощью терморазведки решаются многие задачи геологического картирования, гидрогеологии и инженерной геологии. Заметная роль принадлежит терморазведке в мерзлотоведении.

Возможности геотермических методов в решении разнообразных геологических задач в сочетании с относительно небольшими затратами на проведение работ составляют основу для широкого применения терморазведки в комплексе

с другими методами разведочной геофизики. Однако следует учитывать, что возможности этого метода при поисково-разведочных работах на различные полезные ископаемые изучены и оцениваются весьма неравномерно. Так, наибольшая его эффективность отмечена при поисковых работах на нефть, газ, термальные воды, колчеданные месторождения, а также для выявления и прослеживания разрывных нарушений, тектонически ослабленных зон и др. В то же время возможности терморазведки для поисков кимберлитовых трубок или золотоносных кварцевых жил изучены весьма слабо, так что пока рано говорить о благоприятных предпосылках для этих типов руд.

К настоящему времени сформировались следующие направления термической разведки: нефтегазовая, рудная и морская. Несмотря на различие задач, решаемых каждым из этих видов терморазведки, между ними существует тесная взаимосвязь. Особенно следует подчеркнуть близость многих вопросов, связанных с совершенствованием аппаратуры и методики работ в нефтегазовой и рудной терморазведке, общность физико-геологических предпосылок и приемов интерпретации данных терморазведки нефтегазовых месторождений в континентальных районах и в условиях шельфа. Это обстоятельство предопределяет необходимость систематического использования достижений в каждом из направлений для развития всего метода.

Физической основой появления аномалий на месторождениях нефти и газа является то, что из залежи происходит миграция углеводородов (УВ) к поверхности. Они переносят тепло из глубинных слоев конвективным путем. Кроме того, в толщах осадочных пород могут происходить экзотермические реакции окисления УВ при их взаимодействии с сульфатными подземными водами, а также при участии кислорода, выделяющегося в результате естественного радиолиза подземных вод. В зоне аэрации окисление УВ, мигрирующих из залежи, осуществляется микроорганизмами. Величина температурной аномалии в своде продуктивных структур, по данным Э.Б. Чекалюка и др. [1974], достигает 10–15 °С, уменьшаясь с приближением к земной поверхности. Над нефтяными залежами по их контурам иногда фиксируются кольцевые отрицательные аномалии теплового потока. Они объясняются влиянием естественной конвекции в залежах.

Наблюдаемые аномалии на месторождениях полиметаллических сульфидных руд объясняются большой теплопроводностью руд (пирита, галенита, сфалерита и др.) по сравнению с вмещающими породами. Так, теплопроводность рудных минералов достигает 8–20 Вт/(м·К), а вмещающих терригенных или карбонатных пород – 2–3 Вт/(м·К). Это обусловливает рефракцию глубинного тепла, т.е. концентрацию теплового потока в высокотеплопроводном рудном комплексе и его разрежение в относительно низкотеплопроводных вмещающих породах. Величина аномалии теплового потока за счет контраста теплопроводности может достигать 50–80% от величины фонового теплового потока при субвертикальном расположении рудного тела. В температурном поле по сравнению с полем напряженности величина аномалии намного ниже и зачастую не выходит за пределы точности измерений. При наклонном залегании рудных тел аномалия теплового потока несколько ниже – 30–40% в случае контраста теплопроводности 1,8 и 20–30% – при

контрасте 1,5. Интенсивность температурных аномалий составляет ±0,3 и ±0,2 °С соответственно.

Вторым важным фактором, определяющим появление аномалий над сульфидными рудами, является окисление сульфидов. Оно сопровождается значительным тепловыделением (3300–8400 кДж/кг), что в пересчете на плотность теплового потока дает аномалию 20–80 мВт/м^2. Температурная аномалия над сульфидными залежами на земной поверхности может достигать долей градуса, а на глубине первые десятки метров – нескольких градусов [Лахтионов, Тархов, 1970].

Одной из модификаций терморазведки является поиск и разведка нефтегазовых структур на шельфе с помощью геотермических методов. Первые опытные измерения, выполненные на море, указывают на целесообразность применения терморазведки в комплексе с другими геофизическими методами разведки.

Появление неоднородностей геотермического поля над локальными нефтегазовыми структурами основывалось на представлениях о формировании аномалий за счет субвертикального тепломассопереноса, направленного от глубоких флюидонасыщенных горизонтов к поверхности [Артеменко, Маловицкий, 1979; Непримеров и др., 1983; Осадчий и др., 1979; Физико-химические основы..., 1986]. Влияние же структурно-теплофизических неоднородностей для локальных объектов несущественно из-за малых углов наклона пластов в масштабе отдельной залежи. Однако структурные формы на локальных объектах определяют различия реологических свойств и проницаемости пород, чем обусловливают интенсивность вертикального конвективно-диффузионного потока флюидов и конфигурацию тепловых аномалий над структурами [Царев, 1988; Дмитриевский и др., 2000]. Статистически установлено [Осадчий и др., 1976, 1979], что для зон расположения преимущественно газовых залежей характерна более высокая плотность теплового потока, чем для зон нефтяных месторождений. Известно также, что геотермические аномалии на крупных месторождениях имеют дватри локальных максимума в периферийных зонах и максимум в центре. Наиболее интенсивная утечка углеводородов происходит по ослабленным зонам, как правило, обрамляющим ловушку. В результате в районах месторождений, в основном антиклинального типа, образуются кольцевые аномалии теплового и геохимического полей [Физико-химические основы..., 1986]. На использовании этого явления основаны прикладные геотермические исследования на нефтегазовых месторождениях, в том числе на морском шельфе [Артеменко, Маловицкий, 1979; Бойков, 1986].

Отличительная особенность морской терморазведки по сравнению с другими методами – это простота измерительной аппаратуры и методики измерений, быстрота и дешевизна работ. Морские условия более благоприятны для терморазведки по сравнению с терморазведкой на суше в мелких скважинах. Наличие на большей части дна акваторий мягких илов позволяет легко заглублять датчики температур на глубины до 5–7 м под действием гравитации или простыми техническими средствами.

Основные требования, предъявляемые к методике проведения морских терморазведочных работ, определяются из решения задачи, моделирующей возмущение

глубинного теплового потока неоднородностями, расположенными в осадочной толще пород под дном моря, и из количественных оценок влияния внешних тепловых помех на параметры геотемпературного поля. Большие по амплитуде температурные аномалии (скачки температуры), наблюдаемые в придонных осадках акваторий, необходимо прежде всего связывать с экзотермическими тепловыми влияниями, а также с гидрогеологическими факторами: разгрузкой термальных вод, фильтрацией, межпластовыми перетоками и т.п. Например, за счет скрытой разгрузки термальных вод в осадки на глубине первых метров могут наблюдаться аномалии температуры до единиц и даже десятков градусов. Аномалии же за счет контрастной теплопроводности в условиях сложного залегания комплексов могут достигать десятых долей градуса.

При терморазведке трудно ожидать оценки глубинного теплового потока, потому что внешние периодические сезонные и суточные температурные волны практически полностью искажают его величину. Однако, если учесть, что амплитуда такой волны инвариантна на большой территории, и съемка проводится относительно быстро, то внешнее тепловое воздействие в данном случае будет являться постоянной величиной и не скажется на интенсивности и форме аномалии относительно фоновых значений.

Появление аномалий в разломных и проницаемых зонах объясняется, в первую очередь, теплопереносом подземными водами, движущимися по разломам. Температурные аномалии могут достигать единиц градусов в приповерхностных слоях при скоростях фильтрации подземных вод порядка нескольких метров в сутки.

Тепловую модель месторождения можно представить с помощью системы вертикальных сечений, перпендикулярных горизонтальной оси. Процессы теплопереноса и теплогенерации могут быть описаны уравнением

$$\partial/\partial x(k\partial/\partial x) + \partial/\partial z(k\partial T/\partial z) - \partial/\partial x(c\rho v_x T) - \partial/\partial z(c\rho v_z T) + W(x,z,t) = c_{\text{п}}\rho_{\text{п}}\partial T/\partial t,$$

где v – скорость движения подземных вод, k, ρ, $\rho_{\text{п}}$ – теплопроводность вмещающих пород, плотность воды и плотность пород соответственно, W – плотность тепловых источников, учитывающая не только теплогенерацию, но и теплообмен между смежными вертикальными сечениями.

Начало координат совмещается с поверхностью Земли. Рассматриваемая область ограничивается координатами $-a < x < a$ и $0 < z < b$, которые выбираются так, чтобы тепловое влияние залежи не распространялось на границу. Граничные условия на земной поверхности должны учитывать теплообмен между почвой и атмосферной конвекцией, радиацию и затраты тепла при фазовых переходах. В тех случаях, когда геотермические аномалии анализируются вблизи поверхности, как правило, задаются граничные условия третьего рода:

$$kdT/dz = N(t)(T_{\text{э}} - T_{\text{п}}),$$

где $N(t)$ – коэффициент теплообмена, $T_{\text{э}}$ – эквивалентная температура воздуха, $T_{\text{п}}$ – температура земной поверхности.

При изучении процессов теплопереноса в недрах можно использовать граничные условия первого рода, задавая гармоническое изменение температуры во времени на поверхности Земли:

$$T_{\text{п}}(t) = T_{\text{о}} + \sum_{i=1}^{2} A_i \cos(\omega_i t + \varphi_i),$$

где A_i – амплитуда температурных колебаний, $\omega_i = 2\pi/t_i$ – круговая частота, t_1 – суточный период, t_2 – годовой период колебаний, φ_i – начальная фаза.

Остальные граничные условия могут быть записаны в следующем виде:

$$x = \pm a,\ dT/dx = 0;$$

$$z = b;\ -kdT/dz = q_{\text{г}}(x),$$

где $q_{\text{г}}(x)$ – глубинный тепловой поток.

Решение поставленной задачи обычно получают на компьютере с помощью численных разностных методов.

При проведении термической разведки используют различные модификации аппаратуры: тепловизоры, термометры, термоградиентометры и тепломеры. Для аэрокосмических и полевых радиотепловых и инфракрасных съемок изготовляют тепловизоры, работающие в тех или иных участках спектра длин электромагнитных волн от микрометрового до миллиметрового диапазона. Фоточувствительным элементом (фотодетектором) тепловизора являются особые кристаллы, чувствительные к электромагнитному излучению определенных длин волн. Для достижения высокой чувствительности (сотые доли градуса) и безынерционности кристаллы должны находиться при очень низких температурах (< –203 °С). С этой целью их помещают в охлаждающее устройство на жидком азоте или гелии. Измеренные излучения преобразуются в электрические сигналы, которые усиливаются и трансформируются в форму видеоизображения и передаются на экран телевизора или на записывающие устройства.

При терморазведке температуру пород или воды измеряют с помощью скважинных (шпуровых) или донных термометров. Чувствительным элементом таких термометров являются термочувствительные сопротивления или термисторы, включаемые в мостовую или потенциометрическую схему, которая работает на постоянном токе. Изменение температуры окружающей среды приводит к разбалансу «моста», появлению в нем пропорционального изменения тока. В термоградиентометрах имеется несколько чувствительных элементов, расположенных на расстояниях от 0,2 до 2 м друг от друга. С помощью электрических схем измеряют разности температур между ними. Тепломеры, построенные на базе термометров, служат для оценки теплового потока. Сигналы, полученные со скважинного или донного термометров, усиливаются и по кабелю передаются на автоматические регистраторы, как и в серийных каротажных станциях для геофизических исследований в скважинах.

Методика термической разведки применяется не только в геологоразведочной практике, но и в геоэкологических изысканиях. Шпуровую терморазведку часто

используют для изучения теплового загрязнения и выявления отходов промышленных и сельскохозяйственных предприятий.

Геотермальные ресурсы

Переходим к разделу, описывающему наиболее значимый вид прикладной геотермии, – использование *геотермальных ресурсов в хозяйственных целях*.

Процесс интенсивного извлечения и использования невозобновляемых природных энергетических ресурсов в мире происходит очень быстрыми темпами. Слова «нефть» и «природный газ» стали самыми ходовыми не только в геологических публикациях, но и в политических сообщениях. И не случайно. Ведь запасы нефти и природного газа на суше стремительно убывают. Основные объекты потенциального прироста их запасов сосредоточены на континентальном шельфе.

Россия, несомненно, является одной из богатейших стран в мире по энергетическим ресурсам, где фактор несовпадения хозяйственных потребностей и природных возможностей пока не актуален. Однако извлечение невозобновляемых энергоресурсов из недр происходит настолько интенсивно, что, по мнению европейских независимых энергетических агентств, наша страна уже в 40-е годы XXI столетия может столкнуться с дефицитом экспортного потенциала углеводородов. В крупнейшей Западно-Сибирской провинции происходит монотонное падение добычи сырья. Уходит в прошлое эпоха «сухого» сеноманского газа. Так, извлечение газа из месторождений-гигантов Нижнего Приобья: Медвежьего, Уренгойского и Ямбургского составило соответственно 84%, 63% и около 50%.

Значительная часть добываемых из недр Земли ограниченных и невозобновляемых органических ресурсов сжигается как топливо для энергоустановок. В структуре топливных ресурсов доля природного газа составляет 64%. Для получения тепла расход углеводородного топлива увеличивается почти в 2 раза по сравнению с его расходом на производство электроэнергии. На энергетических предприятиях страны с целью получения тепла и электроэнергии ежегодно сжигается более 500 млн т.у.т. (тонн условного топлива). Это тот случай, когда вспоминаются слова великого Д.И. Менделеева «о сжигании ассигнаций».

В целом, в мире ради получения тепла и энергии ежесуточно сжигается более одного миллиона тонн угля и нефти, миллиарды кубометров природного газа. Хотя КПД тепловых электростанций, работающих на природном газе, не дотягивает до 50%. Половина вырабатываемого тепла «вылетает в трубу» и рассеивается в пространстве. А такой вид топлива, как каменный уголь одновременно отбирает из воздуха большое количество кислорода и загрязняет окружающую среду.

Эквивалентное количество энергии по сравнению с тепловыми электростанциями можно получить на атомных станциях, сжигая не миллионы, а сотни тонн ядерного топлива – разница в четыре порядка огромна. Однако при этом необходимо гарантировать экологическую безопасность использования ядерной энер-

гетики – исключить повторение «Течи», «Чернобыля» и «Фукусимы», а также обеспечить безопасный и дорогостоящий вывод из эксплуатации устаревших и отработавших свой срок энергоблоков АЭС. Запасы урана в мире тоже ограничены. Доказанные извлекаемые его запасы составляют порядка 3 млн 400 тыс., в том числе российские – 170 тыс. т.

Объективные факторы и тенденции развития энергетики позволяют предположить, что уже в первой половине этого века произойдет заметная, или почти полная переориентация на нетрадиционные источники энергии. Нефть, уголь, природный газ, горючие сланцы, а тем более древесина и продукты ее переработки практически будут исключены из энергетических ресурсов. Энергетический апокалипсис не за горами – в Европе его ждут к 2030–2040 гг.

Возросший в последние десятилетия в мире интерес к альтернативным источникам энергии вызван не только истощением запасов углеводородного топлива, но и необходимостью решения ряда экологических проблем. Объективные факторы (резервы ископаемого топлива и урана, а также изменение среды, вызванные традиционной огневой и атомной энергетикой) позволяют утверждать, что переход к новым способам и формам получения энергии является неизбежным. Чем раньше будет сделан прорыв в этом направлении – тем менее безболезненным он будет для всего общества, и тем более выгодным для страны, где такой прорыв произойдет.

Мировая экономика в настоящее время взяла курс на переход к рациональному сочетанию традиционных и новых источников энергии. Энергопотребление в мире в 2015 г. составляло более 18 млрд т.у.т., к 2025 г. оно может возрасти до 30–38 млрд т.у.т., а к 2050 г. – до 60 млрд т.у.т. Характерной тенденцией развития мировой экономики в этот период будет систематическое снижение доли органического топлива и компенсирующий рост доли возобновляемых энергетических ресурсов.

Неисчерпаемая тепловая энергия Земли – геотермальная энергия – занимает среди последних одно из лидирующих мест. Непрерывная генерация внутриземного тепла за счет радиоактивного распада долгоживущих изотопов, содержащихся в геосферах Земли, а также переход энергии гравитационной дифференциации в глубинных оболочках планеты в тепло компенсирует его внешние потери и определяет возобновляемость геотермальных ресурсов.

В силу относительной технологической простоты их извлечения, утилизация этого вида внутриземных ресурсов началась более тысячи лет назад и с успехом продолжается до настоящего времени.

Из различных источников времен античного мира известны примеры промышленного использования геотермальных ресурсов для извлечения солей и минералов из гидротерм в районе Лардерелло в Италии. В Древнем Риме патриции использовали термальные воды в многочисленных термах. Там же в XX столетии с целью получения электрической энергии началось развитие геотермальной энергетики. Первая установка по извлечению тепла была запущена в 1904 г. в Лардерелло близ Флоренции, а в 1913 г. там же была построена первая геотермальная электростанция, которая эксплуатируется и поныне.

Таким образом, геотермальная энергетика – это отрасль энергетики, производящая тепловую или электрическую энергию за счет использования глубинного тепла Земли на основе природно-техногенных систем, обеспечивающих отбор тепла из естественных или искусственных подземных резервуаров.

На Всемирных Геотермальных Конгрессах, состоявшихся в 2010 г. на о. Бали (Индонезия) и в 2015 г. в Мельбурне (Австралия) отмечалось, что использование тепла Земли станет одним из магистральных направлений в энергетике третьего тысячелетия. Предполагается, что к концу XXI в. доля геотермальных ресурсов в энергобалансе мировой экономики возрастет по крайней мере до 30% [Lund, Freeston, 2000].

Весьма богатые, по сравнению с другими странами, топливные ресурсы России пока обеспечивают развитие отечественной энергетики, поэтому освоение новых источников энергии еще не стало у нас действительно острой необходимостью и социально значимой проблемой. Это объясняет, но отнюдь не оправдывает мизерное внимание государственных структур к программам освоения нетрадиционных возобновляемых энергоресурсов, в том числе и геотермальных ресурсов [Безруких, 2007].

Геотермальные ресурсы могут быть использованы для выработки электроэнергии, для теплофикации или хладоснабжения жилых и промышленных зданий, а также горячего водоснабжения; в земледелии, животноводстве и рыбоводстве; в обрабатывающей, химической и нефтяной промышленности; в курортологических и бальнеологических целях.

По условиям теплового питания гидротермальные ресурсы можно разделить на две группы: а) формирующиеся в аномальных геотермических условиях под действием современных вулканических и магматических процессов; б) формирующиеся в региональном тепловом поле. К первым относятся гидротермальные системы, приуроченные к пористым осадочным образованиям и к трещинным зонам, а ко вторым – пластовые подземные воды обширных артезианских бассейнов.

Высокотемпературные гидротермальные системы, пригодные для выработки энергии, приурочены к тектонически мобильным поясам земной коры: к переходным зонам островодужного типа (Курило-Камчатской, Японской, Филиппинской, Ново-Зеландской и др.), к активным окраинам континентов (Кордильеры, Анды), к Средиземноморскому поясу (Калабрийская, Критская зоны), к областям эпиплатформенного орогенеза (Байкальская и Африканская рифтовые системы), к срединно-океаническим хребтам (Исландия, Азоры), к «горячим точкам» (Гавайи, Реюньон). В этих регионах бурением вскрыты наиболее высокотемпературные системы с температурами, доходящими до 300 °С. Среди наиболее высокотемпературных можно назвать гидротермальные системы: Кампи Флегрей в Италии (465 °С), Крабла-Наумафьядль в Исландии, Солтон Си в американской Калифорнии и Сьерро-Прието в мексиканской Калифорнии – все они имеют температуры около 350 °С. В разведанных на территории Камчатки гидротермальных системах Паужетка и Мутновка температуры флюида достигают 250 °С.

Фазовое состояние флюида в резервуаре обусловливается соотношением интенсивности теплового и водного питания системы. В высоконагретых породах с

низкой проницаемостью и недостаточным для восполнения расхода терм поступлением подземных вод преобладает сухой пар. Примерами парогидротермальных систем с преобладанием пара могут служить Лардерелло, Монте-Амиата, Травале в Италии, Стимбот Спрингс, Гейзеры Сонома в США, Мацукава в Японии. Их температуры обычно свыше 240 °С. В системах, заключенных в более проницаемых коллекторах, преобладает вода. Поступая в скважины, эти парогидротермы вскипают. При этом только от 13 до 25% жидкости переходит в насыщенный влажный пар. Наиболее известными парогидротермальными системами такого типа являются: Вайракей, Бродлендс, Каверау в Новой Зеландии, Наумафьядль-Крабла, Рейкьянес в Исландии, Оникобе, Отаке в Японии и др. Их температура колеблется от 180 до 376 °С. Тепловая мощность естественной разгрузки отдельных гидротермальных систем составляет $2 \cdot 10^4$–10^8 Дж/с, оставаясь практически неизменной в течение многих веков. Расход пара, выводимого в системах с сухим паром, колеблется от 250 до 8000 т/ч (Гейзеры Сонома). Средняя производительность скважин на месторождениях этого типа около 50 т/ч пара, а максимальная – до 270 т/ч пара (Монте-Амиата). Энтальпия флюида составляет 2,3–2,8 МДж/кг. В гидротермальных системах с преобладанием воды расход пароводяной смеси, выводимой скважинами, от 500 до более 10 000 т/ч (Вайракей). Средняя производительность скважин от 75–100 до 460 т/ч (Наумафьядль) и, максимум, 700 т/ч (Сьерро-Прието). Энтальпия пароводяной смеси изменяется от 935 (Аухачапан) до 1670 кДж/кг (Бродлендс).

Большие запасы тепла могут быть аккумулированы в гидротермальных системах, формирующихся в региональном тепловом поле. К таким системам можно отнести Паннонский бассейн, Северо-Мексиканский бассейн, Северо-Кавказский и Закавказский бассейны и др. Температура вод в этих регионах на глубинах до 1 км достигает 100–120 °С.

По химическому и газовому составу выделяются сероводородно-углекислые, водородные, углекислые, азотные, азотно-углекислые, метановые и азотно-метановые. Различные типы термальных вод и парогидротерм различаются по своему тепловому потенциалу, что обусловливает выбор той или иной технологии их практического использования.

Ресурсы внутриземного тепла разделяются на гидротермальные и петротермальные. Первые из них представлены теплоносителями-флюидами – подземными водами, паром и пароводяной смесью. Вторые представляют собой геотермальную энергию, содержащуюся в горячих горных породах, нагреваемых за счет глубинного кондуктивного теплового потока.

Общие кондуктивные теплопотери Земли сегодня оцениваются величинами от 25 до 32 $ГВт_т$. Эти выводы опираются на материалы обширных региональных исследований. Такие исследования в XX в. особенно интенсивно развивались в нашей стране. Их результатами стало множество разнообразных геотермических карт, изданных в разное время (см. соответствующий раздел). Собранная при этом обширная база данных о глубинных температурах позволяет составлять для отдельных регионов двухмерные и трехмерные геотермические модели, позволяющие количественно оценить ресурсы геотермальной энергии.

Гидротермальные ресурсы составляют лишь 1% от общих ресурсов геотермальной энергии, но в силу относительной технологической простоты их извлечения утилизация этого вида внутриземных ресурсов началась более ста лет назад и с успехом продолжается до настоящего времени. Однако районы их возможного энергетического использования приурочены к зонам современного вулканизма, где подземные воды приобретают дополнительную энтальпию при соприкосновении с магматическими телами и циркулируют на относительно небольшой глубине, доступной для буровой техники сегодняшнего дня. Эти районы приурочены к Циркум-Тихоокеанской и Альпийско-Гималайской геодинамически активной зоне (рис. 7.5). Мы видим, что в число таких провинций на территории России входят только Камчатка и Курильсие о-ва.

Срок службы скважин во многих странах не достигает и десяти лет. Использование термальных высокоминерализованных вод в качестве теплоносителя приводит к химической кольматации скважин, солеотложению и коррозии оборудования. Кроме того, все источники гидротермальной энергии в подавляющем большинстве отдалены от потребителя. Это во многом ограничивает возможность их утилизации, хотя, справедливости ради, следует указать на значительный прирост в последние 25–30 лет доли гидротермальной энергии в таких странах, как Мексика, Филиппины, Япония, Новая Зеландия, Китай, Сальвадор и др. В России общая инсталлированная мощность геотермальных электростанций составляет 73 МВт$_э$, и эта цифра не меняется с начала века. До 2000 г. электроэнергия производилась только на Паужетской геотермальной теплоэлектростанции (ГеоТЭС) мощностью 11 МВт на юге Камчатки, которую начали эксплуатировать в 1967 г. До указанного значения мощность возросла после пуска на Камчатке Мутновской (2000 г.) ГеоТЭС мощностью 50 МВт и Верхне-Мутновской (2001 г.) ГеоТЭС мощностью 12 МВт.

Опыт подтверждает, что при наличии неглубоких коллекторов природного пара строительство ГеоТЭС представляет собой наиболее выгодный вариант использования геотермальной энергии.

Геотермальные ресурсы как источники внутриземной энергии по классификации Международного энергетического агентства делятся на пять типов:

- Месторождения геотермального сухого пара. Они сравнительно легко разрабатываются, но довольно редко встречаются. Тем не менее половина всех действующих в мире ГеоТЭС использует тепло этих источников.
- Источники влажного пара (смеси горячей воды и пара). Они встречаются чаще. Но при их освоении приходится решать вопросы предотвращения коррозии оборудования ГеоТЭС и загрязнения окружающей среды (удаление конденсата из-за высокой степени его засоленности).
- Месторождения геотермальной воды (содержат горячую воду или пар и воду). Они представляют собой так называемые геотермальные резервуары, которые образуются в результате наполнения подземных полостей водой метеорных осадков, инфильтрующихся в них и непосредственно нагреваемых близко расположенной магмой или другими источниками тепла на глубине.

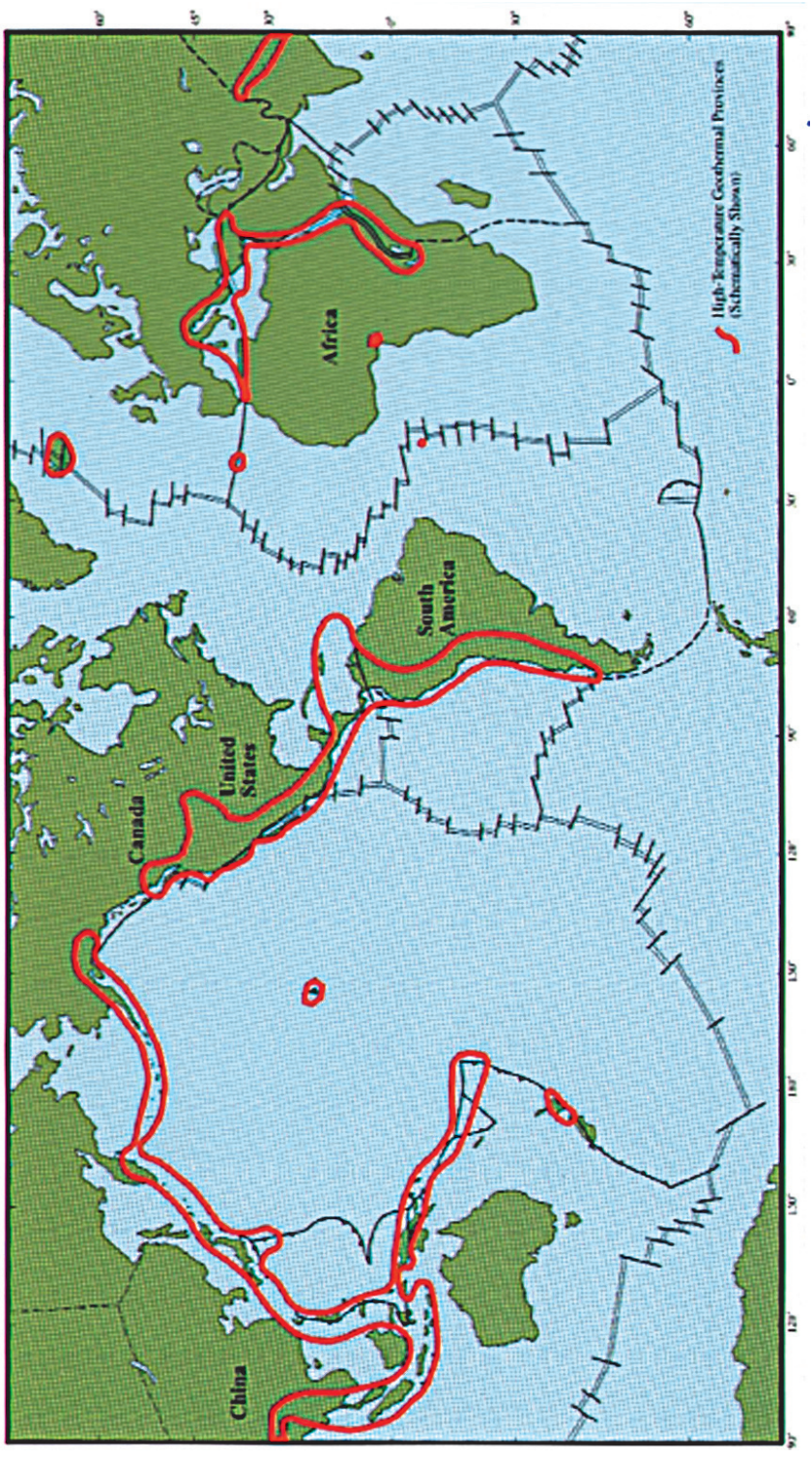


Рис. 7.5. Гидротермальные провинции мира (обведены красной линией)

- Низкопотенциальные геотермальные ресурсы (подземные воды осадочных бассейнов). Они приобретают высокую температуру из-за глубокой инфильтрации и нагревания за счет фонового теплового потока.
- Сухие горячие скальные породы, разогретые магмой (на глубине 2 км и более). Их запасы энергии наиболее велики.

Минимальная температура полученного из недр теплоносителя служит важным критерием для выделения основных сфер его использования:

1. T = 50 °С – техническое теплоснабжение в горнодобывающей и нефтегазовой промышленности, сельском хозяйстве и др.; горячее водоснабжение и отопление городов;
2. T = 50–100 °С – отопление городов; технологическое теплоснабжение в химической, в целлюлозно-бумажной промышленности и др.; локальное тепло-электроснабжение отдельных объектов;
3. T = 100–160 °С – выработка электроэнергии с применением бинарных циклов;
4. T = 160–200 °С – выработка энергии с применением прямых пароводяных циклов.

Сферы утилизации высокотемпературных геотермальных ресурсов приведены в табл. 7.1 [Богуславский, 2018].

Но аномально высокое тепло Земли очень «рассеяно» на нашей планете. В большинстве районов мира человеком может использоваться только очень небольшая часть тепловой энергии, накопленная в 5-километровом слое земной коры и в непосредственной близости от места извлечения. Поэтому промышленная ценность и эффективность освоения геотермальных ресурсов во многом определяются наличием соответствующих потребителей, а важнейшим признаком различных видов этих ресурсов является характер их распространения.

Сегодня уже в 80 странах мира в той или иной степени и форме используется геотермальное тепло. В большей части из них, а именно в 70 странах, этот вид природного тепла применяют для подогрева теплиц, бассейнов, его используют в лечебных целях и т.д.

А ГеоТЭС уже имеются в 20 странах мира. Установленная мощность геотермальных электростанций возросла с 678 МВт в 1970 г. до 9600 МВт в 2015 г.

В этом направлении лидируют такие страны:

- США – 2228 МВт,
- Филиппины – 1909 МВт,
- Италия – 785 МВт,
- Мексика – 755 МВт,
- Индонезия – 589 МВт.

Исландия практически полностью обеспечивает себя электрической и тепловой энергией за счет своей геотермальной и гидроэнергии. Системы геотермального теплоснабжения столицы Исландии г. Рейкьявика обеспечивают около 99% потребностей тепла. Среднегодовой рост мощности ГеоТЭС составлял за последние 30 лет 8,6%.

Таблица 7.1

Характеристика геотермальных ресурсов [Богуславский, 2018]

Тип ресурса	Распространение	Природный теплоноситель	T теплоносителя, (H = 3 км)	Сферы использования
Гидротермические	Локальное	Пар	200–300	Выработка энергии с применением прямых паров-водяных циклов
		Пароводяная смесь	100–200	Выработка электроэнергии с применением бинарных циклов; отопление городов; технологическое теплоснабжение в химической, в целлюлозно-бумажной промышленности и др.; локальное тепло-электроснабжение отдельных объектов; техническое теплоснабжение в горнодобывающей и нефтегазовой промышленности, сельском хозяйстве и др.; горячее водоснабжение и наружное отопление городов
		Термальные воды	50–100	Техническое теплоснабжение в горнодобывающей и нефтегазовой промышленности, с/х и др.; горячее водоснабжение и наружное отопление городов; отопление городов; технологическое теплоснабжение в химической, в целлюлозно-бумажной промышленности и др.; локальное тепло-электроснабжение отдельных объектов
	Региональное	Термальные	100–120	Техническое теплоснабжение в горнодобывающей и нефтегазовой промышленности, с/х и др.; горячее водоснабжение и наружное отопление городов; отопление городов; технологическое теплоснабжение в химической, в целлюлозно-бумажной промышленности и др.; локальное тепло-электроснабжение отдельных объектов
Петрогеотермические	Локальное	Сухие горные породы	300–400	Выработка энергии с применением прямых паров-водяных циклов; выработка электроэнергии с применением бинарных циклов; отопление городов; технологическое теплоснабжение в химической, в целлюлозно-бумажной промышленности и др.; локальное тепло-электроснабжение отдельных объектов; техническое теплоснабжение в горнодобывающей и нефтегазовой промышленности ,сельском хозяйстве и др.; горячее водоснабжение и наружное отопление городов
	Региональное		100–150	Техническое теплоснабжение в горнодобывающей и нефтегазовой промышленности, с/х и др.; горячее водоснабжение и наружное отопление городов; отопление городов; технологическое теплоснабжение в химической, в целлюлозно-бумажной промышленности и др.; локальное тепло-электроснабжение отдельных объектов
	Глобальное		70–100	Техническое теплоснабжение в горнодобывающей и нефтегазовой промышленности, с/х и др.; горячее водоснабжение и наружное отопление городов; отопление городов; технологическое теплоснабжение в химической, в целлюлозно-бумажной промышленности и др.; локальное тепло-электроснабжение отдельных объектов

Наибольший уровень использования геотермальной энергии отмечается в Китае и Турции, более 54% от мирового объема. Существенный рост (почти в 2 раза) использования геотермальной энергии в последние пять лет отмечен в Австрии, Канаде, Швеции, Швейцарии и Турции.

В США преобладают системы геотермального отопления отдельных домов. Наиболее активно и широко (в 26 странах) развиваются геотермальные тепловые насосы.

Принцип действия геотермических тепловых насосов (ГТН) тот же, что применяется в холодильнике, только цикл теплообмена направляется в другую сторону. ГТН отбирает тепло из недр с помощью первичного теплоносителя, который отдает его фреону, циркулирующему по вторичному контуру. Нагретый таким образом фреон приобретает еще большую температуру за счет сжатия и теплообменивается с рабочим контуром, нагревающим здание. ГТН способны помочь утилизировать энергию для малых потребителей: возможность установки индивидуального ГТН (одного на дом) делает его весьма доступным. ГТН эффективны при обычных температурах, существующих на глубине 30–100 м.

Как утверждают Дж. Лино и Дж. Лунд из Геотермального центра Орегонского технологического института, преобразование геотермального тепла возможно при всех температурах.

На сегодняшний день в США имеется 452 проекта прямого преобразования энергии, принцип действия большинства из которых основан на использовании ГТН. Типичные ГТН, используемые для домов, сберегают около 7,5 кВт мощности при ее годовой потребности (7500×365×24 = 65,7 МВт·ч энергии). Таким образом, использование ГТС для 200 тыс. домов эквивалентно строительству новой электростанции мощностью 1000 МВт. Хотя текущая стоимость ГТН около 2000 долларов, т.е. больше, чем других индивидуальных систем теплоснабжения, она окупается за 3–5 лет эксплуатации.

Среди развивающихся стран можно выделить Эфиопию. Здесь термальная вода применяется для водопоя скота, орошения пастбищ.

Что касается России, то она располагает не только большими запасами органического топлива, но также и геотермальными ресурсами, энергия которых в 10–12 раз превышает весь потенциал органического топлива. Тепловые насосы, широко внедряемые в России и других странах, сегодня открывают широкие перспективы обеспечения многих районов теплом на базе местных запасов геотермальных вод с низким потенциалом.

Применяемая в нашей стране и за рубежом фонтанная технология (самоизлив) добычи природного пара и геотермальных вод проста, но неэффективна. Использование геотермальных, как правило, минерализованных источников в качестве теплоносителя приводит к зарастанию скважинных зон оксидом железа, карбонатом кальция и силикатными образованиями. Проблемы эрозии-коррозии и кальматации (солеотложения) отрицательно сказываются на работе другого оборудования.

Но месторождения пара – редкость, его известные и прогнозные запасы невелики. Кроме того, все источники гидротермальной энергии в подавляющем

большинстве отдалены от потребителя. Срок службы скважин во многих странах не достигает и 10 лет. Поэтому фонтанная технология не может служить основой широкого освоения геотермальных ресурсов.

Более уверенно можно говорить о перспективности ГеоТЭС для локального тепло-электроснабжения промышленных объектов в отдаленных районах с дорогим привозным топливом, где даже повышенная себестоимость электроэнергии будет оправдана экономическим эффектом использования остальной части теплоносителя в системах отопления и технологического теплоснабжения.

По предварительным оценкам, на территории России прогнозные запасы термальных вод с температурой 40–250 °С, минерализацией 35–200 г/л и глубиной залегания до 3 км возможно извлекать с дебитом 21–22 млн м^3/сут, что эквивалентно сжиганию 30–40 млн т.у.т./год [Поваров и др., 1994; Гнатусь, Хуторской, 2010].

Огромное значение для энергетики будущего имеет извлечение тепловой энергии, заключенной в «сухих» горных породах – петротермальных ресурсов. Эта энергия составляет около 99% от общих ресурсов подземного тепла. На глубине до 5–6 км в активных геодинамических провинциях можно встретить массивы с температурой 250–300 °С. Но глубинные температуры 100–150 °С в этом интервале глубин встречаются на территории нашей страны почти повсеместно. При таких температурах утилизация петротермальных ресурсов для целей энергетики и особенно теплоснабжения становится актуальной и рентабельной.

Разумеется, что практический интерес вызывает не общий потенциал геотермальной энергии, а та его часть, которая отвечает современным техническим возможностям проникновения в недра планеты. Ориентируясь на достигнутые успехи традиционной технологии глубокого и перспективные технологии свехглубокого бурения, резонно ограничить технически доступные ресурсы геотермальной энергии общим теплосодержанием верхних 10–12 км земной коры в пределах суши.

Средняя теплоемкость пород этой толщи можно принять равной 1000 Дж/(кг·К), а средний геотермический градиент – 20 мК/м. При этих параметрах получим значение доступных возобновляемых геотермальных ресурсов в топливном эквиваленте, равное $1{,}4 \cdot 10^{16}$ т.у.т. На природный пар, воды и рассолы первых 10–12 км земной коры приходится лишь сотая доля указанных ресурсов – $1{,}4 \cdot 10^{14}$ т.у.т. Эти цифры огромны. Они в несколько тысяч раз превосходят суммарные оценки всех известных запасов органического топлива на Земле. Однако более обоснованная оценка реальных, т.е. пригодных для эффективного освоения геотермальных ресурсов, возможна только на основе соответствующего геологического и экономического анализа для конкретного региона.

Преимущества петротермального источника энергии следующие: повсеместное распространение, неисчерпаемость, приближенность и приспособляемость к потребителю, сравнительно низкие капитало- и трудоемкости при освоении, безотходность, безопасность в эксплуатации, экологическая чистота. К недостаткам можно отнести сравнительно низкий потенциал на глубине до 3 км, нетранспортабельность, невозможность складирования, отсутствие опыта промышленного освоения в России.

Отечественная идея извлечения основных геотермальных ресурсов, заключенных в твердых породах, высказана в 1915 г. К.Э. Циолковским [1989], а в 1920 г. геотермальная циркуляционная система (ГЦС) в горячем гранитном массиве на глубине 3000 м описана В.А. Обручевым в незавершенной повести «Тепловая шахта». Однако та схема отбора петротермальных ресурсов, которую описал Владимир Афанасьевич, неэффективна и не обеспечит проектной мощности. Для эффективной работы циркуляционных систем необходимо иметь или создать в зоне отбора тепла достаточно развитую теплообменную поверхность. Такой поверхностью обладают или встречающиеся на различных глубинах пористые пласты и зоны естественной трещиноватости, проницаемость которых позволяет организовать принудительную фильтрацию теплоносителя с эффективным теплообменом и извлечением тепловой энергии горных пород, или искусственно созданные методом гидравлического разрыва (гидроразрыва) теплообменные поверхности в слабопроницаемых массивах. Известны примеры гидроразрывов для добычи сланцевой нефти с трещинами протяженностью до 2–3 км.

Механизм гидроразрыва представляет собой хрупкое разрушение пород с расширением природных трещин и с образованием новых трещин в результате растягивающих или сдвигающих деформаций массива под влиянием давления рабочей жидкости (воды), приложенного к его обнажению – стенке скважины, а далее – к борту растущей трещины, причем избыточный объем жидкости служит гидравлическим клином.

Теоретические основы механики гидроразрыва в СССР разработаны академиком С.А. Христиановичем, его сотрудниками и учениками [Христианович и др., 1957; Христианович, 1960]. Наиболее широкое применение гидроразрыв получил при разработке нефтегазовых пластов. Гидроразрыв применяется в этих отраслях добывающей промышленности как способ повышения проницаемости пластов для увеличения дебита добычных скважин и для повышения нефтеотдачи при разработке сланцевых нефтяных месторождений с заводнением. Современная технология позволяет создавать как узкую, но длинную трещину, так и короткую, но широкую.

По данным AAPG, за последние 35–40 лет в США проведено около 800 тыс. гидроразрывов, охватывающих более 40% фонда скважин, что дало прирост добычи нефти приблизительно 1 млрд т. Активные действия по организации гидроразрыва пласта (ГРП) проводились и проводятся в России. Только на месторождениях нефти, расположенных в Нефтеюганском районе Западной Сибири, в результате проведения ГРП добыча нефти увеличилась от 2 до 12 раз [Гнатусь, Некрасов, 2008].

Большой вклад в развитие идей по извлечению и использованию петротермальных ресурсов в нашей стране внесли профессор Ленинградского горного института им. Г.В. Плеханова Ю.Д. Дядькин, академики АН УССР А.Н. Щербань и О.А. Кремнев и представители созданных ими школ [Дядькин, 1974, 1989; Тепло Земли..., 1974]. Они заложили основы новой научной дисциплины – геотермальной теплофизики, в которой обосновываются физические предпосылки для моделирования переноса массы и энергии в различных структурных средах,

приводятся методики тепловых и гидродинамических расчетов циркуляционных систем с естественными и искусственными коллекторами, а также дается теплофизический анализ работы систем извлечения энергоресурсов из массива горячих горных пород. Кроме перечисленных фундаментальных вопросов геотермии, в их трудах изложены технологические основы и инженерные решения по извлечению геотермальной энергии из природных и искусственных подземных тепловых коллекторов.

Во всех предлагаемых схемах рассматривается циркуляционная система извлечения подземного тепла, состоящая из следующих основных элементов: инжекторной (нагнетательной) скважины; подземного котла-коллектора, включающего зону естественной или искусственной трещиноватости; эксплуатационной скважины, по которой флюид доставляется на поверхность, и поверхностного комплекса, в который могут входить турбинный зал, градирни, конденсаторы, промежуточные теплообменники, трубопроводы и т.п. (рис. 7.6).

На основе созданных ПЦС осуществляется строительство петротеплоэлектростанций, максимально приближенных к потребителю.

Основными техническими и затратными задачами, связанными с созданием ПЦС, являются бурение циркуляционных скважин и образование проницаемой зоны подземного теплового котла. Производительность и срок службы циркуляционных систем зависят от объема естественной или искусственно созданной зоны проницаемости массива с развитой поверхностью теплообмена «горячих» пород и фильтрационного потока теплоносителя. Разумеется, там, где возможно, следует использовать природные пористые или трещинные коллекторы.

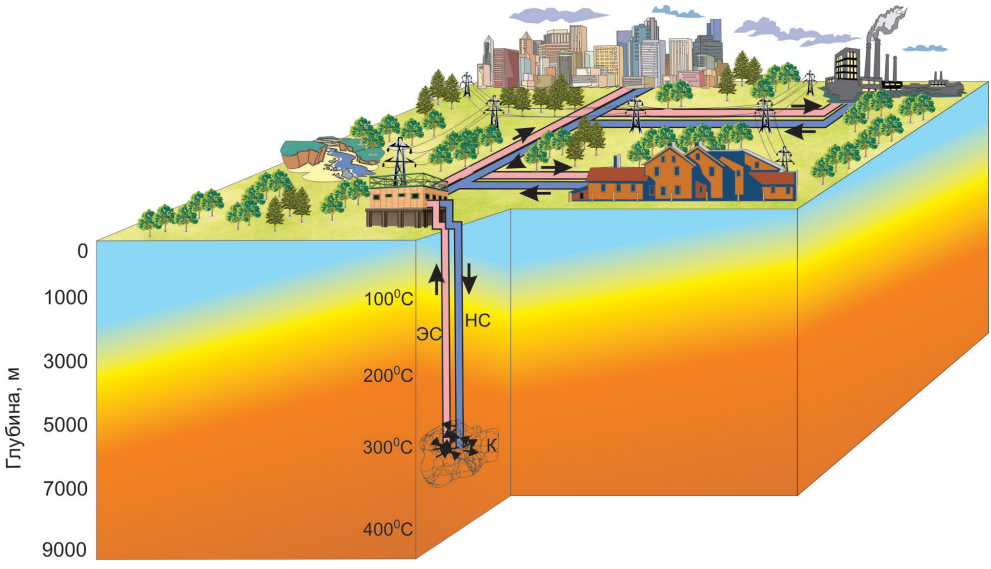


Рис. 7.6. Схема организации петротермальной циркуляционной системы (ПЦС) для извлечения петротермальной энергии и доставки ее потребителям.

НС – нагнетательная скважина, ЭС – эксплуатационная скважина, К – коллектор

При сооружении петротеплостанций (ПетроТС) для теплоснабжения коммунальных и промышленных объектов необходимо иметь на поверхности пар или пароводяную смесь с температурой до 150 °С. Такое значение температуры закачанная с поверхности вода может приобрести на глубине 3 км при очень высоком геотермическом градиенте, до 50 мК/м. Эти высокие градиенты температуры редко встречаются на территории России. Они обнаруживаются только на территории Северного Кавказа (Ставропольский свод, Восточное Предкавказье), в некоторых районах Западной Сибири, в Тункинской впадине Прибайкалья и в Курило-Камчатском регионе. При фоновом температурном градиенте 25 мК/м, который встречается почти повсеместно [Хуторской, Поляк, 2014], для получения на забое температуры 150 °С нужна уже скважина глубиной 6 и более км. Если же речь идет о выработке электроэнергии на петротеплоэлектростанциях (ПетроТЭС), то на забое нужно достичь температуры 250–280 °С, т.е. бурить на 10 км.

Оценки показывают [Augustine et al., 2006; Богуславский, 2018], что сооружение геотермальной скважины глубиной 3 км с помощью традиционных технологий бурения стоит около 4 млн долл. США (2010 г.), глубиной 6 км – 10 млн долл. США, глубиной 10 км – 20 млн долл. США[1].

Выполненные предпроектные расчеты позволили оценить инвестиционные затраты в ПетроТЭС и ПетроТС и на этой базе приблизительно определить удельные капиталовложения и себестоимость электроэнергии и тепла в ценах 2015 г. Они складываются из затрат в буровой комплекс, сооружение ПЦС, электростанции, теплообменников, системы водоснабжения, наземных сооружений.

Собственно электростанция мощностью 25 МВт в контейнерном исполнении «под ключ» оценивается в среднем в 1300 млн руб. Уточнение ее стоимости будет зависеть от числа и типа установленных турбин. Срок службы ПЦС и электростанции принят 30 лет.

До начала опытно-промышленных работ капиталовложения в ПетроТЭС и ПетроТС могут быть определены только приблизительно, с точностью примерно 25%.

При расчете себестоимости электроэнергии и тепла основными факторами являются расход электроэнергии на собственные нужды ПетроТЭС и амортизационные отчисления. Не вдаваясь в подробный экономический анализ, который приводится в [Гнатусь, Некрасов, 2008], укажем лишь, что себестоимость электроэнергии оценивается величинами 0,55 руб./(кВт·ч) при глубине скважин 10 км, и 0,46 руб./(кВт·ч) при глубине скважин 5 км. Себестоимость тепла, получаемого от ПетроТС при глубине скважин 6 км и гидроразрыве горячей породы, т.е. в экономически наиболее трудном случае, будет равна примерно 52,7 руб./Гкал, а в случае имеющейся в недрах естественной трещиноватости – 40,3 руб./Гкал. Это намного ниже себестоимости 1 Гкал тепла, получаемой сегодня на ТЭЦ и крупных котельных, работающих на органическом топливе. При меньшей глубине скважин ПЦС себестоимость тепла будет ниже приведенных значений. При этом

[1] Фактических стоимостных данных для скважин глубиной 10 км пока нет. В [Augustine et al., 2006] они лишь были оценены на основе специальной модели.

значения себестоимости электроэнергии ПетроТЭС характеризуются высокой стабильностью, в отличие от тепловых электростанций, экономичность которых существенно зависит от динамики стоимости используемого топлива.

Выполненные расчеты показали, что по экономическим характеристикам использование глубинного тепла Земли в российских условиях является вполне обоснованным новым направлением в теплоэнергетике.

Укажем еще на ряд преимуществ при освоении петротермальных ресурсов.

- Важно отметить, что развитие петротеплоэнергетики позволит кардинально уменьшить экологический риск при воздействии на окружающую среду, так как отсутствует сжигание топлива и, следовательно, нет вредных выбросов в атмосферу, загрязнения почвы и водоемов. Роль экологического фактора постоянно нарастает и уже сегодня оценивается многомиллиардными потерями из-за ухудшения здоровья людей и вредного воздействия на биогеоценозы.
- Развитие петротеплоэнергетики позволяет высвободить топливные ресурсы, расходуемые на производство электроэнергии и тепла. Замещаемые глубинным теплом Земли топливные ресурсы (в первую очередь, природный газ и энергетический уголь) могут более рационально использоваться в экономике страны, позволяют снизить остроту освоения топливных месторождений, расположенных в экстремальных условиях, дают возможность увеличить потенциал экспорта энергоресурсов.
- Снижается поток топливных грузов, высвобождаются пропускные способности газопроводов и железных дорог для других целей. В настоящее время топливные грузы занимают первое место по объемам отправления и грузопотокам. Это может быть заметным вкладом петротеплоэнергетики в решении проблем транспорта.
- Развитие петротеплоэнергетики даст новый импульс к созданию и развитию техники «know-how» и сопутствующего ей оборудования. Это новые буровые комплексы, турбины, диапазон мощности которых может включать от единиц до сотни и более мегаватт, электрогенераторы и другое электротехническое и теплотехническое оборудование, установки для химической очистки воды, насосное оборудование, в том числе сверхвысокого давления, измерительная техника для работы в диапазоне температур до 300 °С.
- Стабильно низкая стоимость электроэнергии и тепла петроэнергетических объектов позволяет решать ряд социально значимых задач: повышение надежности и качества энергоснабжения населения и коммунально-бытовой сферы страны; снижение энергетических затрат, необходимое для полноценного обеспечения населения страны растениеводческой продукцией закрытого грунта, особенно в климатически суровых и труднодоступных регионах страны; получение холода, необходимого для хранения в полном объеме сельскохозяйственной и другой продукции, что позволит снизить ее потери; круглогодичный обогрев взлетно-посадочных полос аэродромов, который повысит надежность и ритмичность воздушного сообщения.

Пока еще трудно назвать все возможные направления в экономике России, которые будут развиваться и преобразовываться под влиянием освоения горячих

недр на глубине до 10–12 км в пределах суши. По имеющимся оценкам, полномасштабное извлечение этого тепла может обеспечить энергетические нужды страны на сотни лет.

В первую очередь создание и развитие петротеплоэнергетики должно быть направлено на обеспечение энергетического комфорта населения России, особенно проживающего в поселках городского типа, малых и средних городах с населением до 150 тыс. человек. Именно в этой части населенных пунктов страны малонадежно электроснабжение, во многих случаях отопление обеспечивается от низкоэффективных тепловых источников, а горячее водоснабжение отсутствует. При этом доля энергетических затрат в бюджетах населения постоянно нарастает.

Возможность практически неограниченного размещения петроэнергетических станций позволяет сооружать их вблизи объектов потребления энергии и, тем самым, сократить инвестиционные и операционные затраты на дальний транспорт топлива и электроэнергии. Практическое освоение петротермальных ресурсов Земли будет оказывать комплексное позитивное воздействие на развитие отечественной экономики.

Заключение. Задачи геотермии в XXI веке

Сложившаяся в XX в. структура геотермических исследований сохранится, судя по всему, и в первой половине XXI в.

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

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

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

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

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

Литература

Абдуллин А.А. Геология Мугоджар: стратиграфия, тектоника, магматизм. Алма-Ата: Наука, 1973. 328 с.

Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Синичка А.М. Сарматско-Туранский линеамент земной коры // Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971. С. 41–51.

Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Карабанов А.К. и др. Разломы земной коры Беларуси. Минск: Красико-Принт, 2007. 372 с.

Андиева Т.А. Тектоническая позиция и основные структуры моря Лаптевых // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2008. № 3. С. 3–31.

Андреев А.П., Бродовой В.В., Гольдшмидт В.И. и др. Глубинное строение земной коры Казахстана и методика его изучения // Изв. АН КазССР, сер. геол. 1964. Вып. 4. С. 3–15.

Антонюк Р.М., Ляпичев Г.Ф., Маркова Н.Г. и др. Структуры и эволюция земной коры Центрального Казахстана // Геотектоника. 1977. № 5. С. 71–82.

Аплонов С.В. Геодинамика. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2001. 352 с.

Артеменко В.И., Маловицкий Я.П. Морская геотермическая съемка. М.: Недра, 1979. 103 с.

Ахмедзянов В.Р., Ермаков А.В., Хуторской М.Д. Тепловой поток и температуры в земной коре западнее Шпицбергена (26-й и 27-й рейсы НИМ «Академик Николай Страхов») // Мониторинг. Наука и технологии. 2011. № 1(6). С. 6–18.

Аширов Т. Геотермическое поле Туркмении. М.: Наука, 1984. 160 с.

Аюнов Д.Е., Дучков А.Д. Применение метода статистического моделирования (Монте-Карло) для оценки искажений геотемпературного поля поверхностным рельефом // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 4. С. 382–389.

Балобаев В.Т. Геотермия мерзлой зоны литосферы севера Азии // Новосибирск: Наука, 1991. 194 с.

Баранов Г.М., Смыслов А.А., Харламов М.Г. Содержание радиоактивных элементов в интрузивных породах Селеты-Коржункольского района Центрального Казахстана // Тр. ВСЕГЕИ, н.с. 1963. Т. 95. С. 61–69.

Безруких П.П. Возобновляемая энергетика – сегодня реальность, завтра необходимость. М.: Лесная страна, 2007. 144 с.

Бекасова Н.Б., Попов Ю.А., Ромушкевич Р.А. Теплопроводность осадочных пород Баренцевоморского региона. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1990. 48 с.

Бекжанов Г.Р., Калашников Ю.А. Геотермические исследования в Северном Прибалхашье // Современные представления о глубинном геологическом строении и рудоконтролирующих структурах Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1985. С. 25–35.

Березин В.В., Попов Ю.А. Геотермический разрез Печенгской структуры // Изв. АН СССР. Физика Земли. № 7. 1988. С. 80–88.

Боганик Н.С. Радиогенное тепло земной коры Русской платформы и ее складчатого обрамления // М.: Наука, 1975. 159 с.

Богданов Н.А. Тектоника Арктического океана // Геотектоника. 2004. № 3. С. 13–30.

Богданова Л.Л., Кулаков В.С., Черкасов А.Е. Физико-географическая характеристика // Природные условия и ресурсы Прихубсугулья в МНР. М.: Наука, 1976. С. 11–23.

Боголепов В.Г., Гуляева Н.А., Сафин Д.А. и др. К методике поисков рудных тел на редкометальном месторождении Акчатау (Центральный Казахстан) // Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л.: Наука, 1975. С. 55–65.

Боголепов А.К., Шипилов Э.В., Юнов А.Ю. Новые данные о соленосных бассейнах Западно-Арктического шельфа Евразии // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317, № 4. С. 718–722.

Боголепов А.К., Мурзин Р.Р., Хачатрян С.С. Глубинное строение Восточно-Баренцевской и Южно-Карской рифтовых систем // Материалы Всерос. конф. «300 лет горно-геологической службе России». Т. 3. СПб., 2000. С. 18–20.

Богомолов Г.В., Цыбуля Л.А., Атрошенко П.П. Геотермическая характеристика территории БССР. Минск: Наука и техника, 1972. 186 с.

Богуславский Э.И. Освоение тепловой энергии недр. М.: Изд-во «Спутник», 2018. 447 с.

Бойков А.М. Нестационарные методы морской терморазведки. М.: Наука, 1986. 135 с.

Бочкарев А.В., Матвеева Т.В., Гусев Е.А. Результаты геотермических измерений в море Лаптевых в ходе рейса НИС «Иван Петров» в 2018 году // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Вып. 9. 2022. С. 44–47.

Бро Е.Г., Преображенская Э.Н., Войцеховская А.Г. и др. Обработка и обобщение материалов бурения параметрических скважин ХЕЙСА-1 (о. Хейса, Архипелаг Земля Франца-Иосифа): Отчет о НИР (заключит.) /№ ГР 1-81-24/17 КШ. Л., 1982. 314 с.

Бро Е.Г., Преображенская Э.Н., Ронкина З.З. и др. Параметрические скважины на о. Колгуев // Сов. геология. 1988. № 3. С. 82–88.

Булашевич Ю.П., Щапов В.А. Геотермические особенности Уральской геосинклинали // Докл. АН СССР. 1978. Т. 243, № 3. С. 715–718.

Булашевич Ю.П., Щапов В.А. Термика Тараташского массива дорифейских пород Урала // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249, № 3. С. 670–673.

Булашевич Ю.П., Демежко Д.Ю., Щапов В.А., Юрков А.К. Влияние палеоклимата на геотемпературное поле Уральской сверхглубокой скважины // Докл. АН. 1997. Т. 356, № 1. С. 102–104.

Бурштар М.С. География и геология нефти и газа СССР и зарубежных стран. М.: Недра, 1979. 379 с.

Васильева В.И. Уран и торий в кристаллических породах палеозойского фундамента Восточного Оренбуржья // Материалы о содержании и распределении радиоактивных элементов в горных породах. М.: Недра, 1972. С. 132–137 (Тр. ВСЕГЕИ, н.с. Т. 188. Вып. 3).

Верба В.В., Астафурова Е.Г., Леонов В.О., Мандриков В.С., Хлюпин Н.И. Строение северной континентальной окраины Баренцевского шельфа в районе архипелага Земля Франца-Иосифа // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Тр. НИИГА-ВНИИОкеангеология, т. 203. СПб., 2004. С. 169–175.

Верба М.Л. Сравнительная геодинамика Евразийского бассейна. СПб.: Наука, 2008. 191 с.

Верба М.Л., Шаров Н.В. Состояние изученности и основные проблемы глубинного строения Баренцевского региона. Ч. 1. Апатиты: Геол. Ин-т КНЦ РАН, 1998. С. 11–41.

Вербицький Т.З., Кузнєцова В.Г., Кутас Р.І. и др. Методика обробки і аналізу даних геофізичного моніторингу сейсмотектонічних процесів у Закарпатті та деякі результати їх використання // Геофизический журнал. 2000. Т. 22, № 3. С. 9–17.

Вержбицкий Е.В. Геотермический режим, тектоника дна и температуры генерации углеводородов в восточной части Баренцева моря // Геотектоника. 2002. № 1. С. 76–85.

Вернадский В.И. Избранные сочинения: В 5 т. / Отв. ред. А.П. Виноградов. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 4, кн. 2. 651 с.

Воложж Ю.А. Осадочные бассейны Западного Казахстана (на основе сейсмостратиграфического анализа): Автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1991. 47 с.

Гаврилова О.И. К вопросу о возможных температурах при контактовом метаморфизме углей // Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. М.: Недра, 1968. С. 182–187.

Гайнанов А.Г. Гравиметрические исследования земной коры океанов. М.: МГУ, 1980. 240 с.

Галицын М.В., Лятыф-Заде Я.А. Тепловой режим недр Центрального Казахстана // Сов. Геология. 1975. № 8. С. 51–52.

Галушкин Ю.И., Смирнов Я.Б. Термическая история осадочных бассейнов: Экспресс-методы оценки теплового потока // Геология и геофизика. 1987. № 11. С. 105–112.

Гарецкий Р.Г., Печерников В.В., Айзберг Р.Е., Клушин С.В. Отражение глубинного строения Припятского палеорифта в термобарических показателях платформенного чехла // Сов. геология. 1990. № 3. С. 93–98.

Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Астапенко В.Н. и др. Литосфера белорусской части геотрансекта Eurobridge // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2000. Т. 75, вып. 1. С. 4–12.

Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я. Проблемы глубинного строения Монголии // Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979. С. 183–195.

Геологическое изучение и оценка углеводородного потенциала комплексов разреза платформенного чехла Западного Предкавказья на основе региональных сейсморазведочных работ с целью обеспечения стабильного развития и расширения ре-

сурсной базы ТЭК Южного Федерального округа (Краснодарский край и Республика Адыгея, Научно-производственный отчет «Краснодарнефтегеофизика». 2010.

Геология Беларуси. Минск: ИГН НАН Беларуси, 2001. 815 с.

Геотермическая карта СССР / ред. Ф.А. Макаренко. М.: ГУГК СССР: ГИН АН СССР, 1972.

Геотермические исследования. М.: Наука, 1964. 165 с.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 537 с.

Гидрогеология, инженерная геология, геоморфология архипелага Шпицберген. Л:. Изд-во ПГО «Севморгеология», 1983. 82 с.

Глебовский В.Ю., Каминский В.Д., Осипов В.А. Структура аномального магнитного поля от срединного хребта до Ангольского шельфа // Литосфера Ангольской котловины и восточного склона Южно-Атлантического хребта. Л., 1986. С. 70–80.

Глико А.О., Ровенских О.Н. Динамика утонения литосферы на начальном этапе континентального рифтогенеза и оценки тепловых потоков из аномальной мантии // Докл. АН СССР. 1985. Т. 282, № 1. С. 32–34.

Глюзман А.М. Стационарное тепловое поле Земли вблизи куполообразных структур // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1966. № 3. С. 113–117.

Гнатусь Н.А., Некрасов А.С. Социально-экономическая эффективность использования глубинного тепла Земли в России // Новости теплоснабжения. 2008. № 10. С. 16–21.

Гнатусь Н.А., Хуторской М.Д. Тепло «сухих» горных пород – неисчерпаемый возобновляемый источник энергии // Литология и полезн. ископаемые. 2010. № 6. С. 662–670.

Голдырев Г.С. Осадкообразование и четвертичная история котловины Байкала. Новосибирск: Наука, 1982. 181 с.

Голованова И.В., Селезнева Г.В., Смородов Е.А. Реконструкция послеледникового потепления на Южном Урале по измерениям температуры в скважинах // Геологический сборник. № 1. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2000. С. 113–116.

Голованова И.В., Валиева Р.Ю. Новые оценки изменений палеоклимата на Южном Урале по геотермическим данным // Глубинное строение. Геодинамика. Мониторинг. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. Третьи научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы. Екатеринбург: Игф УрО РАН. 2005. С. 86–87.

Голованова И.В. Тепловое поле Южного Урала. М.: Наука, 2005. 187 с.

Голованова И.В., Пучков В.Н., Сальманова Р.Ю., Демежко Д.Ю. Новый вариант карты теплового потока Урала, построенный с учетом влияния палеоклимата // Докл. АН. 2008. Т. 422, № 3. С. 394–397.

Голубев В.А. Геотермия Байкала. Новосибирск: Наука, 1982. 150 с.

Голубев В.А., Лысак С.В., Дорофеева Р.П. Тепловой поток Байкальской рифтовой зоны // Тепловое поле недр Сибири. Новосибирск: Наука, 1987. С. 121–137.

Голубева Э.Д. Эволюция магматизма Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2009. 131 с.

Гордиенко В.В., Завгородная О.В., Якоби Н.М. Тепловой поток континентов. Киев: Наукова думка, 1982. 184 с.

Гордиенко В.В., Завгородская О.В., Моисеенко У.И. Карта теплового потока Европейской части СССР: (Объяснительная записка к карте теплового потока Европейской части СССР м-ба 1:5 000 000). Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 35 с.

Городницкий А.М., Гольмшток А.Я., Хуторской М.Д. Способ расчета мощности океанической литосферы по результатам измерения теплового потока через дно океана // Тектоника литосферных плит. Вып. 3. М.: ИО АН СССР, 1979. С. 18–26.

ГОСТ 4401-81. Атмосфера стандартная. Параметры. М.: Изд-во стандартов, 1981. 179 с.

Грамберг И.С., Супруненко О.И., Лазуркин Д.В. Нефтегазовый потенциал Северного Ледовитого океана // Геологическое строение и геоморфология Северного Ледовитого океана в связи с проблемой внешней границы континентального шельфа Российской Федерации в Арктическом бассейн. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2001. С. 5–19.

Грачев А.Ф. Новый взгляд на природу магматизма Земли Франца-Иосифа // Физика Земли. 2001. № 9. С. 49–61.

Грачев А.Ф., Карасик А.М. Разрастание океанического дна и тектоника Евразийского бассейна // Геотектонические предпосылки к поискам полезных ископаемых на шельфе Северного Ледовитого океана. Л.: Ротапринт НИИГА, 1974. 44 с.

Губайдуллин Р.А., Соловьев А.К., Кутинцев В.Г. и др. Проект на детальные поиски танталового и сопутствующего оруденения в пределах Урунхайского района. Усть-Каменогорск: Фонды ГРЭ, 1984. 120 с.

Гусев Е.А., Рекант П.В., Мусатов Е.Е., Шкарубо С.И. Сейсмостратиграфическая основа расчленения четвертичного чехла Шпицбергенского шельфа // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Апатиты,. 2003. Вып. 3. С. 85–91.

Гутенберг Б. Физика земных недр. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. 445 с.

Гущенко И.И. Извержения вулканов мира (каталог). М.: Наука, 1979. 475 с.

Дальян И.Б., Посадская А.С. Геология и нефтегазоносность восточной окраины Прикаспийской впадины. Алма-Ата: Наука, 1972. 192 с.

Дальян И.Б., Сыдыков Ж.С. Геотермические условия восточной окраины Прикаспийской впадины // Сов. геология. 1972. № 6. С. 126–131.

Демежко Д.Ю. Геотермический метод реконструкции палеоклимата (на примере Урала). Екатеринбург: УрО РАН, Екатеринбург, 2001. 144 с.

Демежко Д.Ю., Голованова И.В. Интервальные оценки палеоклимата последнего тысячелетия по геотермическим данным // Уральский геофизический вестник. 2004. № 4. С. 4–9.

Демежко Д.Ю., Уткин В.И., Щапов В.А., Голованова И.В. Изменения температуры земной поверхности на Урале за последнее тысячелетие по геотермическим данным // Доклады Академии наук. 2005. Т. 402, № 6. С. 815–817.

Демежко Д.Ю., Юрков А.К, Уткин В.И., Климшин А.В. Исследование температурных вариаций в скважине kun-1 (остров Кунашир) // Доклады академии наук. 2010. Т. 434, № 6. С. 811–816.

Демежко Д.Ю., Юрков А.К., Уткин В.И., Климшин А.В. О природе температурных вариаций в скважине Kun-1 (о. Кунашир) // Геология и геофизика. 2012а. Т. 53, № 3. С. 406–414.

Демежко Д.Ю., Юрков А.К., Уткин В.И., Щапов В.А. Температурные изменения в скважине kun-1 (о. Кунашир), вызванные землетрясением Тохоку (11.03.2011 г., M = 9.0) // Доклады академии наук. 2012б. Т. 445, № 2. С. 200–204.

Демежко Д.Ю., Горностаев А.А. Реконструкция изменений теплового потока через земную поверхность на Урале по геотермическим и метеоданным //Геофизические процессы и биосфера. 2014а. Т. 13, № 4. С. 21–40.

Демежко Д.Ю., Горностаева А.А. Реконструкции долговременных изменений теплового потока через земную поверхность по данным геотермии глубоких скважин // Геология и геофизика. 2014б. Т. 55, № 12. С. 1841–1846.

Деменицкая Р.М., Киселев Ю.Г. Особенности строения, морфологии и осадочного чехла центральной части хребта Ломоносова по данным сейсмических исследований. Геофизические методы разведки в Арктике. Вып. 5. Л.: Ротапринт НИИГА, 1968. 48 с.

Деревянко Л.Г., Гусев Е.А. Переотложенные споры и пыльца в голоценовых осадках внешней части Арктического шельфа России // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Новосибирск: Изд. СО РАН, 2009. С. 185–188.

Дмитриев В.И., Костянев С.Г., Мерщикова Н.А. Реконструкция палеоклимата // Взаимодействие в системе литосфера-гидросфера-атмосфера. Т. 2. М.: МГУ, 1999. С. 60–70.

Дмитриевский А.Н., Баланюк И.Е., Каракин А.Н., Повещенко Ю.А., Лоджевская М.И. Численная модель миграции углеводородов в трещиноватой среде // Газовая промышленность. 2000. № 1. С. 2–5.

Добрецов Н.Л., Меламед В.Г., Шарапов В.Н. Динамика регионального метаморфизма для модели простого погружения коры океанического типа // Геология и геофизика. 1970. № 10. С. 16–24.

Дорофеева Р.П. Палеоклиматические реконструкции для южных районов Восточной Сибири на основе геотермических данных // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. Новосибирск: Изд. Ин-та археологии и этнографии СО РАН, 1998. С. 143–146.

Друбецкой Е.Р., Грачев А.Ф. Базальты и ультраосновные ксенолиты Байкальской рифтовой зоны: изотопия гелия и аргона // Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М.: Наука, 1987. С. 54–63.

Дружинин А.В. О связи между геотермическим режимом осадочной толщи и строением кристаллического фундамента // Геология нефти и газа. 1961. № 3. С. 20–25.

Дубинин Е.П., Ушаков С.А. Океанический рифтогенез. М.: ГЕОС, 2001. 292 с.

Думлер Л.Ф. Термальный метаморфизм углей Центрального Казахстана. М.: Недра, 1969. 82 с.

Дучков А.Д., Соколова Л.С. Топографическая поправка к геотермическому градиенту // Земная кора складчатых областей юга Сибири. Вып. 2, ч. 2. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1971. С. 29–36.

Дучков А.Д., Соколова Л.С. Геотермические исследования в Сибири. Новосибирск: Наука, 1974. 277 с.

Дучков А.Д., Соколова Л.С., Соловьева З.А., Хайковский З.С. Тепловой поток западной части Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1978. № 4. С. 96–100.

Дучков А.Д., Соколова Л.С. Изучение температуры земной поверхности по геотермии скважин // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. Новосибирск: Изд. Ин-та археологии и этнографии СО РАН, 1998. С. 151–157.

Дучков А.Д., Дучков А.А., Сухорукова К.В. Количественная оценка изменений поверхностной температуры в историческое время в Южной Сибири по геотермическим данным // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. Вып. 2. Новосибирск: Изд. Ин-та археологии и этнографии СО РАН, 2000. С. 199–206.

Дучков А.Д., Поллак Г.Н. Вековые тренды изменения климата в историческое время по термограммам скважин // Криосфера Земли. 2002. Т. VI, № 1. С. 82–89.

Дядькин Ю.Д. Теплообмен в глубоких скважинах и зонах фильтрации при извлечении тепла сухих горных пород. Л.: Наука, 1974. 38 с.

Дядькин Ю.Д. Разработка геотермальных месторождений. М.: Недра, 1989. 228 с.

Евдокимов А.Н. Вулканы Шпицбергена. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. 123 с.

Ежов Ю.А. Основные черты геотермии Урала и сопредельных территорий // Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968. С. 314–324.

Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.

Ефимова М.Р., Ганченко О.И., Петрова Е.В. Практикум по общей теории статистики. М.: Финансы и статистика, 2001. С. 278.

Жеваго В.С. Геотермия и термальные воды Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1972. 253 с.

Живаго А.В. Морфоструктура разломов и рифтов на дне Тихого и Атлантического океанов // Глубинные разломы океанского дна. М.: Наука, 1984. С. 23–44.

Журавлев В.С. Сравнительная тектоника Печорской Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы М.: Наука, 1972. 399 с.

Забанбарк А. Пассивные континентальные окраины Западной Африки и особенности нефтегазоносности их глубоководных частей // Океанология. 2000. Т. 42, № 2. С. 308–314.

Заболотник С.И., Шасткевич Ю.Г. Некоторые данные о температуре горных пород на территории МНР // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита: Забайк. Фил. Геогр. об-ва СССР, 1969. С. 85–90.

Зайцев Н.С., Ильин А.В. Некоторые особенности Буринханского месторождения фосфоритов (МНР) // Докл. АН СССР. 1981. Т. 259, № 2. С. 430–432.

Зимы нашей планеты / под ред. Б. Джона, пер. с англ. М.: Мир, 1982. 333 с.

Злотник-Хоткевич А.Г., Петрова М.А. Процессы синвулканических преобразований бзальтов в Северных Мугоджарах и связь с ними колчеданного оруденения // Геология рудных месторождений. 1979. Т. 21. С. 72–87.

Зоненшайн Л.П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому поясу. М.: Недра, 1972.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферныхплит территории СССР (в 2-х т.). М.: Недра, 1990. 680 с.

Зорин Ю.А., Лепина С.В. К вопросу о термическом утонении литосферы под континентальными рифтами // Геология и геофизика. 1984. № 7. С. 91–99.

Зорин Ю.А., Новоселова М.Р., Рогожина В.А. Глубинная структура территории МНР. Новосибирск: Наука, 1982. 93 с.

Зорин Ю.А., Осокина С.В. Модель нестационарного температурного поля земной коры Байкальской рифтовой зоны // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. № 7. С. 17–25.

Зуй В.И. Тепловое поле платформенного чехла Беларуси. Минск, 2013. 256 с.

Зыков Д.С., Балуев А.С. Характер и причины проявления неотектонических деформаций в северо-западной части Баренцевоморской плиты (Свальбардский архипелаг) // Бюлл. Моск. общества испытателей природы. Отд. Геол. 2008. Т. 83, вып. 6. С. 20–26.

Иванова Н.М., Секретов С.Б., Шкарубо С.И. Данные о геологическом строении шельфа моря Лаптевых по материалам сейсмических исследований // Океанология. 1989. Т. XXIX, вып. 5.

Изменчивость климата Европы в историческом прошлом / А.Н. Кренке. М.М. Чернавская, Р. Браздил и др. М.: Наука, 1995. 224 с.

Казанин Г.С., Кириллова-Покровская Т.А. Некоторые результаты сейсморазведочных работ МОВ ОГТ в море Лаптевых // Мат-лы Междунар. конф. «Нефть и газ Арктического шельфа-2006». Мурманск, 2006: CD-R.

Казанцев С.А., Дучков А.Д. Аппаратура для мониторинга температуры и измерения теплофизических свойств мерзлых и талых пород // Международная конференция «Криогенные ресурсы полярных и горных регионов. Состояние и перспективы инженерного мерзлотоведения». 21–24 апреля 2008 г. Тюмень: ИКЗ СО РАН, 2008. С. 236–239.

Калашников Ю.А. Роль рудоподводящих структур в формировании температурных полей сульфидных месторождений // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1986. № 1. С. 60–63.

Карасик А.М. Евразийский бассейн Северного Ледовитого океана с позиций тектоники плит // Проблемы геологии полярных областей Земли. Л.: Ротапринт НИИГА, 1974. С. 6–19.

Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. М.: Наука, 1964. 487 с.

Карта теплового потока территории СССР. (Объяснительная записка к карте теплового потока территории СССР м-ба 1:5 000 000). 1992. 34 с.

Каталог данных по тепловому потоку Сибири. 1966–1984 / под ред. А.Д. Дучкова. Новосибирск: Изд. ИгиГ СО АН СССР, 1985. 82 с.

Келлер Б.М. Тектоническая история и формации верхнего докембрия. М.: ВИНИТИ, 1973. 120 с.

Ким Б.И., Евдокимова Н.К. Геология и нефтегазоносность Лаптевоморского замыкания Евразийского бассейна // Геология нефти и газа. 2010. № 1. С. 3–10.

Клемин В.П., Семенов В.Д., Страхов В.И. Поиски глубокозалегающих колчеданных руд на Южном Урале // Разв. и охрана недр. 1974. № 4. С. 13–18.

Клещев К.А., Шеин В.С. Геодинамическая эволюция и нефтегеологическое районирование Арктики и прилегающих районов // Нефть, газ Арктики. Материалы Межд. науч.-техн. конф. М.: Интерконтакт Наука, 2007. С. 35–41.

Клименко В.В., Климанов В.А., Федоров М.В. История средней температуры северного полушария за последние 11000 лет // ДАН. 1996. Т. 348, № 1. С. 111–114.

Клюев О.С. Опыт геохимических поисков скрытого оруденения в районе грейзеного месторождения Акчатау (Центральный Казахстан) // Геохимические методы прогнозирования и поисков рудных месторождений. М.: ИМГРЭ-ОНТИ, 1976. С. 32–53.

Коваленко В.И., Моссаковский А.А., Ярмолюк В.В. Проблема реконструкции геодинамических обстановок и петрохимическая зональность (на примере позднепалеозойского вулканического пояса Монголии) // Геотектоника. 1983. № 6. С. 13–29.

Ковнер С.С. К теории термической разведки // Докл. АН СССР. 1941. Т. 32, № 6. С. 398–400.

Ковнер С.С. Расчет величины термической аномалии антиклинали // Докл. АН СССР. 1947. Т. 56, № 5. С. 473–476.

Кольская сверхглубокая: Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины / гл. ред. Е.А. Козловский. М.: Недра, 1984. 490 с.

Кондратьев К.Я. Изменения глобального климата: реальность, предположения, вымыслы // Исследование Земли из космоса. 2002. № 1. С. 3–23.

Кондюрин А.В., Сочельников В.В., Хуторской М.Д., Чжу Р.Н. Опыт первых геотермических исследований с подводного обитаемого аппарата «Аргус» // Океанология. 1989. Т. 29, № 3. С. 516–519.

Корытникова Н.Н. Влияние теплопроводности горных пород на геоизотермы // Геофиз. журн. 1937. Т. 7, вып. 1. С. 62–69.

Корытникова Н.Н. О связи глубинных температур с термическими коэффициентами горных пород и формой глубинных структур // Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз. 1943. № 3. С. 116–133.

Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов. Российская академия наук. Институт динамики геосфер. РНФ. М.: ГЕОС, 2016. 424 с.

Крапивнер Р.Б. Признаки неотектонической активизации Баренцевоморского шельфа // Геотектоника. 2007. № 2. С. 73–89.

Краснобаев А.А., Свяжин Н.В., Троянова М.В. Абсолютный возраст тараташской свиты на Урале по данным альфа-свинцового метода // Методические вопросы изотопной геологии. М.: Наука, 1965. С. 84–94.

Кропоткин П.Н. Основные проблемы энергетики тектонических процессов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 5. С. 89–104.

Кропоткин П.Н., Поляк Б.Г. Энергетический баланс Земли // Земная кора сейсмоопасных зон. М.: Наука, 1973. С. 7–24. (Верхняя мантия; № 11).

Кудельский А.В., Бурак В.М. Газовый режим Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1982. 328 с.

Кудельский А.В., Левашкевич В.Г., Пархомов М.Д. Тепловая эволюция осадочной толщи нефтегазоносных бассейнов // Геология и геофизика. 1987. № 10. С. 38–46.

Куликов К.А. Вращение Земли. М.: Недра, 1985. 159 с.

Кумпан А.С., Добрецов Г.Л., Митрофанова К.В. Верхнепалеозойские формации Восточного Казахстана. Л.: Недра, 1969. 115 с.

Курбанов А.Д. Кентюбе-Тогайская группа месторождений // Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. Алма-Ата: Наука, 1967. Т. 2. С. 141–156.

Кутас Р.И. Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры. Киев: Наук. думка, 1978. 148 с.

Кутас Р.И. Тепловой поток и геотермические модели земной коры Украинских Карпат // Геофиз. журнал. 2014. Т. 36, № 6. С. 1–27.

Кутас Р.И., Гордиенко В.В. Тепловое поле Украины. Киев: Наук. думка, 1971. 139 с.

Кутас Р.И., Любимова Е.А., Смирнов Я.Б. Геолого-геофизический анализ и карта тепловых потоков для территории Европейской части СССР // Исследования теплового и электромагнитного полей в СССР. М.: Наука, 1975. С. 20–27.

Кутасов И.М. Восстановление температурного поля после бурения скважин // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1964. № 5. С. 742–747.

Лахтионов М.О., Тархов А.Г. Термические исследования на рудных месторождениях // Сов. геология. 1970. № 3. С. 121–124.

Левашкевич В.Г. Учет температурного режима придонных вод при измерении геотермических параметров в Баренцевом море // Океанология. 1992. Т. 32, вып. 1. С. 151–158.

Левашкевич В.Г., Григорян С.П., Боровая Л.Н. Особенности и некоторые результаты геотермических исследований на Баренцевом море // Региональные геотермические исследования. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 1992. С. 31–37.

Левашкевич В.Г. Закономерности распределения геотермического поля окраин Восточно-Европейской платформы (Баренцевоморский и Белорусско-Прибалтийский регионы): Автореф. дис. … д-ра геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2005. 42 с.

Леонов Ю.Г., Хуторской М.Д., Ермаков А.В., Ахмедзянов В.Р. Аномальный тепловой поток как признак деструкции коры на северной окраине Свальбардской плиты // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 41–54.

Лившиц Ю.Я. Палеогеновые отложения и платформенная структура Шпицбергена. Тр. НИИ геологии Арктики. Т. 174. Ленинград: Недра, 1973. 160 с.

Лихачев А.А., Глебовский В.Ю., Брекке Х., Инген О., Фалейде Я.И. Оценка мощности осадочного чехла в котловине Нансена по магнитометрическим данным // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Сб. науч. трудов. Вып. 5. СПб., 2004. С. 98–110.

Лукина Н.В., Патык-Кара Н.Г. Неотектонические структуры и активные разломы Арктического шельфа России // Геология и полезные ископаемые шельфов России. М.: ГЕОС, 2002. С. 271–280.

Любимова Е.А. Новые горизонты в геотермике // Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М.: Наука, 1985. С. 37–46.

Любимова Е.А. Об условиях возникновения магматизма и роли вулканов в тепловом режиме земной коры // Вопросы вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 40–45.

Любимова Е.А. Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968. 333 с.

Любимова Е.А., Александров А.Л., Дучков А.Д. Методика изучения тепловых потоков через дно акваторий. М.: Наука, 1973. 212 с.

Любимова Е.А., Никитина В.Н., Томара Г.А. Тепловые поля внутренних и окраинных морей. М.: Наука, 1976. 174 с.

Любимова Е.А., Любошиц В.М. Влияние термических неоднородностей коры на тепловой поток // Исследования теплового и электромагнитного полей в СССР. М.: Наука, 1975. С. 49–65.

Люстих Е.Н. О роли вулканов и терм в выносе тепла из недр Земли // Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 31–36.

Ляльо В.И., Митник М.М. Исследование процессов переноса тепла и вещества в земной коре. Киев: Наук. думка, 1978. 150 с.

Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. 328 с.

Макаренко Ф.А., Покровский В.А., Маврицкий Б.Ф. Региональное картирование теплового режима подземных вод и гидрогеотермические карты // Геотермические исследования и использование тепла Земли. М.: Наука, 1967. С. 16–30.

Макаренко Ф.А., Поляк Б.Г., Сугробов В.М. Конвективное перераспределение глубинного тепла в пределах земной коры // Тепловой режим недр СССР (Тр. ГИН, Вып. 218), М.: Наука, 1970. С. 57–69.

Мамырин Б.А., Толстихин И.Н. Изотопы гелия в природе. М.: Энергоиздат, 1969. 222 с.

Матвеев В.Г., Рот А.А. Новые разработки аппаратуры для автоматизации морских геотермических исследований на шельфе // Геотермические исследования на дне акваторий. М.: Наука, 1988. С. 98–112.

Мащенков С.П., Погребицкий Ю.Е. Симметрия и асимметрия САХ по материалам комплексных геофизических исследований на атлантических геотраверсах // Геология и минеральные ресурсы Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1995. С. 64–79.

Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. 308 с.

Металлогения Казахстана. Рудные формации (месторождения руд железа и марганца). Алма-Ата: Наука, 1982. 207 с.

Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск.: Наука, 1977. 350 с.

Методические и экспериментальные основы геотермии. М.: Наука, 1983. 230 с.

Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.

Милановский Е.Е. Основные проблемы изучения рифтогенеза // Континентальный и океанский рифтогенез. М.: Наука, 1985. С. 5–29.

Милановский Е.Е. Основные этапы рифтогенеза на территории Китая (Тр. Межведомственного геофизического комитета). М., 1991. 148 с.

Милановский С.Ю., Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н. Геотермические исследования и модель теплогенерации континентальной коры на северо-восточной части Балтийского щита // Геохимия глубинных пород. М.: Наука, 1986. С. 131–149.

Москалева Л.И., Селиверстова Г.Н., Москалев А.В. и др. Отчет о поисках хромовых руд в районе Джангизачской группы месторождений // Фонды Восточной ГРЭ. Донское, 1990. 430 с.

Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозоид Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1975. 314 с.

Мусатов Е.Е. Развитие рельефа Баренцево-Карского шельфа в кайнозое // Геоморфология. 1989. № 3. С. 76–84.

Мусатов Е.Е. Неотектоника Баренцево-Карского шельфа // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1990. № 5. С. 20–27.

Мусатов Е.Е. Геоморфология северной окраины Баренцевоморского шельфа между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1996. С. 72–77.

Мусатов Е.Е. Неотектоническая структура // Геология и полезные ископаемые России. Т. 5, кн. 1. Арктические моря. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. С. 26–31.

Нарышкин Г.Д., Погребицкий Ю.Е. Морфоструктура дна Юго-Восточной Атлантики // Литосфера Ангольской котловины и восточного склона Южно-Атлантического хребта. Л., 1986. С. 10–23.

Неволин Н.В., Ковылин В.М., Масляев Г.А. и др. Геолого-геофизическое моделирование нефтегазоносных территорий. М.: Недра, 1993. 206 с.

Непримеров Н.Н., Ходырева Э.Я., Елисеева Н.Н. Геотермия областей нефтегазонакопления. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1983. 183 с.

Никитин Д.С., Хуторской М.Д. Первые измерения теплового потока на архипелаге Новая Земля // Доклады Академии наук. 2018. Т. 478, № 6. С. 692–696.

Никифоров Е.Г., Шпайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 270 с.

Ножкин А.Д., Пузанков Ю.М., Попов Н.В. и др. Теплогенерация в земной коре Алданского щита // Температура, криолитозона и радиогенная теплогенерация в земной коре Северной Азии. Тр. ОИГГМ. Вып. 821. Новосибирск, 1994. С. 101–112.

Овчинников Л.Н. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала // Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала. Свердловск, 1963. Т. 2. С. 57–81.

Огильви Н.А. Вопросы теории геотемпературных полей в приложении к геотермическим методам разведки подземных вод // Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1959. Т. 1. С. 53–85.

Осадчий В.Г., Куксов Г.А., Ковалик В.В. Морская геотермическая съемка. Киев: Наук. думка, 1979. 103 с.

Осадчий В.Г., Лурье А.И., Ерофеев В.Ф. Геотермические критерии нефтегазоносности недр. Киев: Наук. думка, 1976. 142 с.

Пархомов М.Д. Тепловой режим Припятского прогиба // Сейсмические и геотермические исследования в Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1985. С. 124–130.

Пермяков М.Е., Дучков А.Д., Демежко Д.Ю., Казанцев С.А. Мониторинг температуры в скважине обсерватории «Талая» (южное побережье оз. Байкал). Интерэкспо ГеоСибирь, 2014. Т. 2(3). С. 3–7.

Перфильев А.С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.

Пискарев А.Л. Строение фундамента Евразийского бассейна и Центральных хребтов Северного Ледовитого океана // Геотектоника. 2004. № 6. С. 49–66.

Пискарев А.Л., Сорока И.В., Чернышев М.Ю. Строение земной коры и тектогенез в море Лаптевых // Геотектоника. 2003. № 5. С. 57–72.

Поваров О.А., Томаров Г.В., Кошкин Н.А. Состояние и перспектива развития геотермальной энергетики в России // Теплоэнергетика. 1994. № 2. С. 15–22.

Погребицкий Ю.Е., Горячев Ю.В., Осипов В.А., Трухалев А.И. Строение океанической литосферы по результатам исследований на Анголо-Бразильском геотраверсе // Сов. геология. 1990. № 3. С. 8–22.

Подгорных Л.В. Датчики температуры, мспользуемые для измерений в океане // Геофизические методы разведки в Арктике. Вып. 10. Л.: НИИГА, 1976. С. 78–83.

Подгорных Л.В. Изучение теплофизических свойств океанических осадков методом игольчатого зонда // Геология океанов и морей. Тез. докл. 6-й Всесоюзн. шк. по морской геологии. Т. 2. М.: ИО АН СССР, 1984. С. 60–62.

Подгорных Л.В., Хуторской М.Д. Термическая эволюция литосферы зоны сочленения Балтийского щита и Баренцевоморской плиты // Изв. РАН. Физика Земли. 1998. № 3. С. 56–65.

Подгорных Л.В., Хуторской М.Д. Планетарный тепловой поток – карта м-ба 1:30 млн. Карта с объясн. зап. Изд-во Оргсервис, 1998.

Подгорных Л.В., Хуторской М.Д. Геотермическая асимметрия срединных хребтов Мирового океана // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–42.

Поляк Б.Г. Геотермические особенности области современного вулканизма. М.: Наука, 1966. 180 с.

Поляк Б.Г. Тепловой поток и «средний возраст» термальных событий в земной коре // Тепловое поле Земли и методы его изучения. М.: МГГА, 2000. С. 12–16.

Поляк Б.Г. Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. М.: Наука, 1988. 192 с.

Поляк Б.Г., Кропоткин П.Н., Макаренко Ф.А. Основные проблемы геоэнергетики // Энергетика геологических и геофизических процессов / ред. П.Н. Кропоткин. М.: Наука, 1972. С. 7–26. (Тр. МОИП. Отд. геол.; Т. 46).

Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов // Геотектоника. 1968. № 4. С. 3–19.

Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б. Тепловой поток на континентах // Докл. АН СССР. 1966. Т. 168, № 1. С. 170–172.

Поляк Б.Г., Толстихин И.Н., Якуцени В.П. Изотопный состав гелия и тепловой поток – геохимический и геофизический аспекты тектогенеза // Геотектоника. 1979. № 5. С. 3–23.

Поляк Б.Г., Каменский И.Л., Прасолов Э.М., Чешко А.Л., Барабанов Л.Н., Буачидзе Г.И. Изотопы гелия в газах Северного Кавказа: следы разгрузки тепломассопотока из мантии // Геохимия. 1998. № 4. С. 383–397.

Попов С.В., Маулини Р.Л. Исследование подледно-подводного рельефа северной части о. Северо-Восточная Земля (архипелаг Шпицберген) // Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. Материалы конференции. М.: ГЕОС, 2008. С. 315–318.

Попов Ю.А., Семенов В.Г., Коростелев В.М., Березин В.В. Бесконтактное определение теплопроводности горных пород с помощью подвижного источника тепла // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 7. С. 86–93.

Попов Ю.А., Певзнер С.Л., Пименов В.П., Певзнер Л.А. Геотермические характеристики разреза Кольской сверхглубокой скважины // Докл. РАН. 1999. Т. 369, № 6. С. 1–5.

Попова А.К., Смирнов Я.Б., Хуторской М.Д. Геотермическое поле трансформных разломов // Глубинные разломы океанского дна. М.: Наука, 1984. С. 78–87.

Поселов В.А., Павленкин А.Д., Буценко В.В. Структура литосферы по геотраверсам ГСЗ в Арктике // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1996. Вып. 1, ч. 2. С. 145–155.

Пузанков Ю.Н., Дучков А.Д., Мельгунов С.В., Ножкин А.Д. Радиоактивные элементы и генерация радиогенного тепла в структурно-вещественных комплексах Алтае-Саянской области. Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1989. 158 с.

Пущаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницин Ю.Н., Базилевская Е.С. Разломные зоны Центральной Атлантики. М.: ГЕОС, 1995. 163 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 495).

Пущаровский Ю.М. Тектоника океанов // Планета Земля. Энциклопедический справочник. Тектоника и геодинамика / ред. Л.И. Красный, О.В. Петров, В.А. Блюман. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. С. 226–232.

Рогожина В.А., Кожевников В.М. Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. Новосибирск: Наука, 1979. 104 с.

Розен О.М. Особенности внутреннего строения и развития некоторых докембрийских массивов палеозоид // Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976. С. 65–85.

Рот А.А., Матвеев В.Г., Новиков А.А. Цифровой измеритель коэффициента теплопроводности // Приборы и системы управления. 1984. № 6. С. 23–31.

Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976. 184 с.

Рыбин А.И., Феклистов И.К. Проект на проведение детальных поисковых работ на восточном участке Орловского рудного поля. Шемонаиха: Фонды ГРЭ, 1982.

Рывкин Д.Г. Динамика кондуктивной релаксации локально нарушенного геотермического режима // Уральский геофизический вестник. № 4. Екатеринбург, 2002. С. 39–44.

Сальников В.Е. Геотермический режим Южного Урала. М.: Наука, 1984. 79 с.

Сальников В.Е., Хуторской М.Д. Использование теплового потока для поисков слепых рудных тел // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 2. С. 91–97.

Сафронов В.С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М.: Наука, 1969. 244 с.

Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. 183 с.

Семовский Д.В. Неотектоника архипелага Шпицберген // Материалы по стратиграфии Шпицбергена. Л.: Изд. НИИГА, 1967. С. 225–238.

Сенин Б.В., Шипилов Э.В., Юнов А.Ю. Тектоника арктической зоны перехода от континента к океану. Мурманск: Кн. Изд-во, 1988. 176 с.

Сироткин А.Н., Шарин В.В. Соотношение четвертичного вулканизма с процессами морского и ледникового осадконакопления в районе Вуд-Форда (Шпицберген) // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 4. Апатиты, 2006. С. 147–151.

Смирнов Я.Б. Тепловая энергия Земли и ее геологические проявления // Докл. АН СССР. 1967. Т. 177, № 2. С. 325–328.

Смирнов Я.Б. Земной тепловой поток и проблемы энергетики геосинклинали // Энергетика геологических и геофизических процессов. М.: Наука, 1972. С. 52–74. (Тр. МОИП. Отд. геол.; Т. 46).

Смирнов Я.Б. 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.Б. Тепловое поле территории СССР (пояснительная записка к картам теплового потока и глубинных температур в масштабе 1:10 000 000). М.: ГУГК СССР, 1980. 150 с.

Смирнов Я.Б., Кононов В.И. Геотермические исследования и сверхглубокое бурение // Сов. геология. 1991. № 8. С. 25–37.

Смирнов Я.Б., Сугробов В.М. Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях // Вулканология и сейсмология. 1980. № 2. С. 3–15; 1980. № 3. С. 3–18.

Смыслов А.А., Моисеенко У.И., Чадович Т.З. Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л.: Недра, 1979. 191 с.

Соболев А.В., Сущевская Н.М. Роль мантийных неоднородностей в образовании кайнозойского магматизма хребта Книповича и архипедага Шпицберген // Строение и история развития литосферы. М.; СПб.: Paulsen Editions, 2010. С. 176–192.

Соколов В.Б., Козырев Е.И., Рыбалко В.М., Чудакова Л.Н. Особенности строения земной коры Среднего Урала (по сейсмическим данным) // Докл. АН СССР. 1974. Т. 215, № 5. С. 1202–1205.

Соколова Л.С. Распределение температур в земной коре южных областей Сибири и юго-восточной части Камчатки // Исследования теплового и электромагнитного полей в СССР. М.: Наука, 1975. С. 28–45.

Сорохтин О.Г. Энергетический баланс Земли // Тектоника литосферных плит: (Источники энергии тектонических процессов. и динамика плит). М.: Ин-т океанол. АН СССР, 1977. Вып. 2. С. 57–66.

Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. М.: Изд-во МГУ, 1991. 446 с.

Сорохтин О.Г., Чилингар Д.В., Сорохтин Н.О. Теория развития Земли: происхождение, эволюция и трагическое будущее. М.; Ижевск: Институт компьютерных исследований РАН, РАЕН, 2010. 751 с.

Справочник геофизика. Т. 2. Гравиметрия. М.: Недра, 1983. 412 с.

Субботин Р.И., Кутас Р.И. Глубинный тепловой поток европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1974. 192 с.

Суетнова Е.И. Сферический гармонический анализ данных о тепловых потоках // Исследования теплового и электромагнитного полей в СССР. М.: Наука, 1975. С. 37–41.

Сурков В.С., Жеро О.Г., Уманцкв Д.Ф. и др. Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области. М.: Недра, 1973. 144 с.

Сухорукова К.В., Дучков А.А. Восстановление температуры земной поверхности последних столетий по термограммам скважин Южной Сибири // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. С. 1121–1129.

Тевелева Е.А., Поляк Б.Г., Хуторской М.Д. Проблемы картирования теплового потока // Георесурсы. 2008. № 3. С. 37–42.

Тектоника Евразии (объяснительная записка к тектонической карте Евразии м-ба 1:5 млн) / под ред. А.Л. Яншина. М.: Наука, 1966. 428 с.

Тектоника Северной Евразии (объяснительная записка к Тектонической карте Сев. Евразии м-ба 1:5 млн. М.: Наука, 1980. 222 с.

Тектоника Урала (объяснительная записка к Тектонической карте Урала м-ба 1:10 млн) / А.В. Пейве, С.Н. Иванов, В.М. Нечеухин и др. М.: Наука, 1977. 120 с.

Тепловое поле Европы. М.: Мир, 1982. 376 с.

Тепловое поле недр Сибири. Новосибирск: Наука, 1987. 196 с.

Тепловой режим недр СССР. М.: Наука, 1970. 224 с.

Тепло Земли и его извлечение / под ред. А.Н. Щербань. Киев: Наук. думка, 1974. 263 с.

Тихонов А.Н. О влиянии радиоактивного распада на температуру земной коры // Изв. АН СССР. ОМЕН. Сер. географ. и геофиз. 1937. № 3. С. 431–459.

Туезов И.К. Карта теплового потока Тихого океана и прилегающих континентов. (Объяснительная записка к карте Тихого океана и прилегающих континентов). Хабаровск: ДО АН СССР, 1988.

Урбан Г.И., Цыбуля Л.А. Тепловой поток Балтийской синеклизы. М.: ИСРЗ РАН, 2004. С. 158.

Устрицкий В.И., Храмов А.Н. Геологическая история Арктики с позиций тектоники литосферных плит // Моря Советской Арктики. Л.: Недра, 1984. С. 253–265.

Федоров Б.Г., Мусатов Е.Е. Морфодинамический поток в переходных зонах // Геоморфология зон перехода от континентов к океанам. М.: Наука, 1992. С. 50–52.

Физико-химические основы прямых поисков залежей нефти и газа / ред. Е.В. Карус. М.: Недра, 1986. 336 с.

Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). М.: Недра, 1976. С. 189–206.

Фильчаков П.Ф., Панчишин В.И. Интеграторы ЭГДА. Моделирование потенциальных полей на электропроводной бумаге. Киев: Изд-во АН УССР, 1961. 233 с.

Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.

Фомичев В.Д. Геология СССР. Т. 14. М.: Недра, 1967. 521 с.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника (Внеальпийская Азия и Австралия). М.: Недра, 1979. 356 с.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с

Хачай Ю.В., Демежко Д.Ю., Рывкин Д.Г., Щапов В.А. Палеотемпературные реконструкции для Северного Урала по данным термометрии скважин // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 12. С. 108–113.

Хойл Ф. Галактики, ядра и квазары. М.: Мир, 1968. 157 с.

Христианович С.А., Желтов Ю.П., Баренблатт Г.И. О механизме гидравлического разрыва пласта // Нефтяное хозяйство. 1957. № 1. С. 44–53.

Христианович С.А. Исследования механизма гидравлического разрыва пласта // Тр. Института геологии и разработки горючих ископаемых. Т. 2. Материалы по разработке нефтяных и газовых месторождений. М.: Изд-во ИМГРЭ, 1960. С. 159–165.

Христофорова Н.Н., Непримеров Н.Н. К вопросу о точности карт теплового потока Урало-Поволжья // Известия вузов. Нефть и газ. 1985. № 2. С. 9–16.

Хуторской М.Д. Тепловой поток, модель строения и эволюции литосферы Южного Урала и Центрального Казахстана // Геотектоника. 1985. № 3. С. 77–88.

Хуторской М.Д. Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Изд-во РУДН, 1996. 328 с.

Хуторской М.Д. Тепловой поток в областях структурно-геологических неоднородностей. М.: Наука, 1982. 78 с.

Хуторской М.Д. Проявления асимметрии теплового потока в мантийных плюмах // Вулканология и сейсмология. 2020. № 5. С. 40–50.

Хуторской М.Д., Городницкий А.М., Гольмшток А.Я. и др. Тепловой поток, базальтовый вулканизм и строение литосферы Тирренского моря // Геотектоника. 1986. № 5. С. 116–123.

Хуторской М.Д., Сочельников В.В., Чжу Р.Н., Кондюрин А.В. Геотермические исследования с подводного обитаемого аппарата «Аргус» // Геотермические исследования на дне акваторий. М.: Наука, 1988. С. 112–115.

Хуторской М.Д., Подгорных Л.В., Ахмедзянов В.Р. Геотермическое поле и термическая эволюция литосферы Баренцевоморского региона // Вестн. РАЕН. 2000. № 5. С. 55–77.

Хуторской М.Д., Подгорных Л.В, Грамберг И.С., Леонов Ю.Г. Термотомография Западно-Арктического бассейна // Геотектоника. 2003. № 3. С. 18–30.

Хуторской М.Д., Вискунова К.Г., Подгорных Л.В., Супруненко О.И., Ахмедзянов В.Р. Геотемпературная модель земной коры Баренцева моря: исследования вдоль геотраверсов // Геотектоника. 2008. № 2. С. 36–54.

Хуторской М.Д., Тевелева Е.А., Цыбуля Л.А., Урбан Г.И. Тепловой поток в солянокупольных бассейнах Евразии – сравнительный анализ // Геотектоника. 2010. № 4. С. 34–48.

Хуторской М.Д., Ахмедзянов В.Р., Ермаков А.В. и др. Геотермия арктических морей. М.: ГЕОС, 2013. 232 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 605).

Хуторской М.Д., Голубев В.А., Козловцева С.В. и др. Тепловой режим недр МНР. М.: Наука, 1990. 176 с.

Хуторской М.Д., Антипов М.П., Воложж Ю.А., Поляк Б.Г. Температурное поле и трехмерная геотермическая модель Прикаспийской впадины // Геотектоника. 2004. № 1. С. 63–72.

Хуторской М.Д., Подгорных Л.В., Супруненко О.И., Ким Б.И. Термотомографическая модель и прогноз нефтегазоносности осадочного чехла шельфа моря Лаптевых // Докл. РАН. 2011. Т. 440, № 5. С. 663–668.

Хуторской М.Д., Поляк Б.Г. Роль радиогенной теплогенерации в формировании поверхностного теплового потока // Геотектоника. 2016. № 2. С. 43–61.

Хуторской М.Д., Поляк Б.Г. Тепловой поток в трансформных разломах Северной Атлантики и Юго-Восточной Пацифики // Геотектоника. 2017. № 2. С. 55–66.

Хуторской М.Д., Поляк Б.Г. Геотермические модели геодинамических обстановок разного типа // Геотектоника. 2014. № 1. С. 77–96.

Хуторской М.Д., Тевелева Е.А. Об асимметрии теплового потока в мантийных плюмах // Мониторинг. Наука и технологии. 2019. № 4(42). С. 72–77.

Царев В.П. Особенности нефтегазообразования в зонах тектоносейсмической активации / ред. О.Л. Кузнецов. Новосибирск: Наука, 1988. 192 с.

Циолковский К.Э. Будущее Земли и человека. Научный и технический прогресс будущего // Промышленное освоение космоса. М.: Наука, 1989. С. 167–173.

Цыбуля Л.А. Тепловой поток и геотермическое районирование западной части Восточно-Европейской платформы // ДАН БССР. 1984. Т. 28, № 9. С. 166–169.

Цыбуля Л.А., Левашкевич В.Г. Тепловой поток в Припятском прогибе и причины его неоднородности // Геол. журнал. 1990. № 4. С. 20–38.

Цыбуля Л.А., Левашкевич В.Г. Тепловое поле Баренцевоморского региона. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 1992. 114 с.

Цыбуля Л.А., Левашкевич В.Г., Заливчий О.А., Школа И.В. Тепловой поток на акватории Карского моря и его островах // Геология и геофизика. 1994. № 11. С. 93–98.

Чекалюк Э.Б., Федорцов И.М., Осадчий В.Г. Полевая геотермическая съемка. Киев: Наук. думка, 1974. 104 с.

Чепмен Д.С.,. Поллак Г.Н., Чермак В. Глобальный тепловой поток и Тепловое поле Европы // Тепловое поле Европы. М.: Мир, 1982. С. 54–64.

Череменский Г.А. О времени восстановления термического режима, нарушенного бурением скважины // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1960. № 12. С. 1801–1805.

Череменский Г.А. О подготовке специалистов по геотермии и практическому использованию тепла Земли // Изв. вузов. Геология и разведка. 1969. № 11. С. 122–129.

Чермак В. Карта теплового поля Европы // Тепловое поле Европы. М.: Мир, 1982. С. 11–54.

Шасткевич Ю.Г., Заболотник С.И. Поток внутриземного тепла в МНР // Stud. geophys. et geod. 1975. Vol. 19, № 2. P. 197–200.

Шварцман Ю.Г. Геотермический режим, динамика литосферы и перспективы использования геотермальной энергии Тянь-Шаня // Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М.: Наука, 1985. С. 236–251.

Шеридан Р. Атлантическая континентальная окраина Северной Америки // Геология континентальных окраин. Т. 2. М.: Мир, 1978. С. 82–101.

Шипилов Э.В., Шкарубо С.И., Богданов Н.А., Хаин В.Е. О тектоно-геодинамических взаимоотношениях областей молодого океанообразования с континентальными окраинами Арктики (Шпицбергенской и Лаптевоморской) // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Апатиты, 2003. Вып. 3. С. 41–58.

Шипилов Э.В., Тюремнов В.А., Глазнев В.Н., Голубев В.А. Палеогеографические обстановки и тектонические деформации Баренцевоморской континентальной окраины в кайнозое // Докл. РАН. 2006. Т. 407, № 3. С. 378–383.

Школа И.В., Бро Е.Г., Верба В.В. и др. Обработка и обобщение материалов бурения параметрических скважин на арктических островах (Нагурская и Северная параметрическая скважины на архипелаге Земля Франца-Иосифа): отчет о НИР (заключит.) / № ГР 1-78-28/3 КШ. Л., 1980. 348 с.

Школа И.В., Бро Е.Г., Верба В.В. Отчет по обработке материалов бурения параметрических скважин 3 и 1/4 на Песчаноозерской структуре (о. Колгуев): Отчет о НИР (заключит.) / Л., 1985. № ГР 1-83-31/39 КШ. 295 с.

Шмидт О.Ю. Четыре лекции о теории происхождения Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1949. 72 с.

Щапов В.А., Юрков А.К., Демежко Д.Ю., Николаев В.В. Геотермические исследования Уральской сверхглубокой скважины // Тепловое поле Земли и методы его изучения. М.: Изд-во РУДН, 1997. С. 195–198.

Экштейн Й. Тепловой поток и гидрологический цикл: примеры по Израилю // Тепловое поле Европы. М.: Мир, 1982. С. 106–117.

Эндогенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984. 234 с.

Albert-Beltran J.F. Heat flow and temperature gradient data from Spain // Terrestrial heat flow in Europe. Spring-Ver. 1979. P. 261–266.

Aldersons F., Ben-Avraham Z., Hofstetter A., Kissling E., Al-Yazjeen T. Lower crustal strength under the Dead Sea basin from local earthquake data and rheological modeling // Planet. Sci. Lett. 2003. Vol. 214. P. 129–142.

Anderson D. The thermal state of the upper mantle: no role for mantle plumes // Geophys. Res. Lett. 2000. Vol. 27. P. 3623–3626.

Anderson R.N., Langseth M.G. New terrestrial heat flow measurements on the Nazca Plate // Earth and Planet. Sci. Lett. V.29. N2, 1976. P.243–254.

Anderson R.N., Langseth M.G., Sclater J.G. The mechanism of heat transfer through the floor of the Indian Ocean // Journ. Geophys. Res. 1977. Vol. 82, No. 23. P. 3391–3408.

Anderson R.N., Langseth M.G., Hobart M.A. Geothermal convection through oceanic crust and sediments in the Indian Ocean // Science. 1979. Vol. 204. P. 828–832.

Artemieva I.M., Mooney W.D. Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: A global study // J. Geophys. Res. 2001. Vol. 106, N b8. P. 16387–16414.

Ashwal L.D., Morgan P., Kelly S.A., Percival J.A. Heat production in an Archean crustal profile and implications for heat flow and mobilization of heat-producting elements // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. Vol. 85. P. 439–450.

Asteriadis G., Livieratos E. Pre-seismic responses of underground water level and temperature concerning a 4.8 magnitude earthquake in Greece on October 20, 1988 // Tectonophysics. 1989. Vol. 170(1-2). P. 165–169.

Atlas of Geothermal Recourses in Europe. 2002. 91 p.

Augustine Ch., Tesler J.W., Anderson B., Petty S., Livesay D. A comparison of geothermal with oil and gas well drilling costs // Proceed. 31st workshop on geothermal reservoir engineering. Stanford Univ., Stanford. Ca., 2006. P. 714–717.

Balobaev V.T., Kutasov I.M., Eppelbaum L.V. Borehole paleoclimatology – the effect of deep lakes and “heat islands” on temperature profiles // Clim. Past Discuss. 2008. Vol. 4. P. 415–432. www.clim-past-discuss.net/4/415/2008/

Ballard S., Pollack H.N. Diversion of heat by Archean cratons: a model for southern Africa // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. Vol. 85. P. 253–264.

Bayer U., Scheck M., Rabbel W., Krawczyk C. M., Gotze H.J., Stiller M., Beilecke T., Marotta A.M., Barrio-Alvers L., Kuder J. An intergrated study of the NE-German Basin // Tectonophysics. 1999. Vol. 314. P. 285–307.

Beck A.E., Judge A. Analisis of heat flow data – I, detailed observation in a single borehole // Geophys. J. R. astr. Soc. 1969. Vol. 18. P. 145–158.

Beck A.E. Precision logging of temperature gradients and the extraction of past climate // Tectonophysics. 1982. Vol. 83. P. 1–11.

Beltrami H., Mareschal J.-C. Ground temperature histories for Central and Eastern Canada from geothermal measurements: Little Ice Age signature // Geophys. Res. Lett. 1992.

Beltrami H., Taylor A.E. Records on climatic change in the Canadian Arctic: towards calibrating oxigen isotope data with geothermal data // Glob. and Planet. Change. 1995. Vol. 11. P. 127–138.

Beltrami H., Wang J., Bras R.L. Energy balance at the Earth's surface: Heat flux history in eastern Canada // Geophys. Res. Lett. 2000. Vol. 27, No. 20. P. 3385–3388.

Beltrami H. On the relationship between ground temperature histories and meteorological records: a report on the Pomquet station // Glob. Planet Change. 2001. Vol. 29. P. 327–348.

Beltrami H., Smerdon J. E., Pollack H. N., Huang S. Continental heat gain in the global climate system // Geophys. Res. Lett. 2002. Vol. 29, No. 8. P. 8-1–8-3.

Beltrami H., Gosselin C., Mareschal J.C. Ground surface temperatures in Canada: Spatial and temporal variability // Geophys. Res. Lett. Vol. 30(10). 1499. doi:10.1029/2003GL017144, 2003

Ben-Avraham Z., Haenel R., Villinger H. Heat flow through the Dead Sea rift // Marine Geol. 1978. Vol. 28. P. 253–269.

Bennett W.B., Wang J., Bras R.L. Estimation of global ground heat flux // Journal of Hydrometeorology. 2008. Vol. 9(4). P. 744–759.

Birch F. The effect of pleistocene climatic variations upon geothermal gradient // Am. J. Sci. 1948. Vol. 61. P. 567–630.

Birch F. Flow of heat in the Front Range, Colorado // Bull. Geol. Soc. Am. 1950. Vol. 61, No. 6.

Birch F. The present state of geothermal investigation // Geophysics. 1954. Vol. 19, № 4. P. 645–659.

Birch F., Roy R.F., Decker E.R. Heat flow and thermal history in New England and New York // Studies in Appalachian Geology: Northern and Maritime / E. Zen, W.S. White, J.B. Hadley, J.B. Thompson, Jr. (eds.). N.Y.: Interscience, 1968. P. 437–451.

Blackwell D.D. Regional implications of heat flow of the Snake River Plain, northwestern United States // Tectonophysics. 1989. Vol. 164. P. 323–343.

Blackwell D.D., Negraru P.T., Richards M.C. Assessment of the enhanced geothermal system resource base of the United States // Nat. Resources Results. 2006. Vol. 15(4). P. 283–308.

Bodri L., Cermak V. Climate change of the last millenium from borehole temperatures: results from Czech Republic. Part I // Glob. and Planet. Change. 1995. Vol. 11. P. 111–125.

Bodri L., Cermak V. Reconstruction of remote climate changes from borehole temperatures // Glob. Planet. Change. 1997. Vol. 15. P. 47–57.

Bodri L., Cermak V. Borehole climatology. A new method on how to reconstruct climate. Elsevier Science, 2007. 352 p.

Briffa K.R., Osborn T.J. Blowing hot and cold // Science. 2002. Vol. 295. P. 2227–2228.

Brigaud F., Vasseur G. Mineralogy, porosity and fluid control on thermal conductivity of sedimentary rocks // Geophysical Journal International. September 1989. Vol. 98, Iss. 3. P. 525–542.

Budanov V.G., Ermakov B.V., Podgornykh L.V. Geophysical asymmetry of the wings of mid-Atlantic ridge(MAR): gravity, magnetic fields, heat flow // European Geophysical Society, Annales Geophysical. Pt I. Society Symposia, Solid Earth Geophysics & Natural Hazards, Supplement I to Vol. 15, SE27 Tectonic evolution and thermal structure at mid-ocean ridges. 1997. P. 161.

Bullard E.S. The time nesessary for a borehole to attain temperature equilibrium // Month. Notic. Roy. Astron. Soc. 1947. Vol. 5, No. 5. P. 347–353.

Bullard E.C. The flow of heat through the floor of the Atlantic Ocean // Proc. Royal Soc. London A. 1954. Vol. 222. P. 408–429.

Bullard E.C., Maxwell A.E., Revelle R. Heat flow through the deep sea floor // Adv. Geophys. 1956. Vol. 3. P. 33–44.

Buntebarth G., Belikov V.M., Ishankuliev G.A., Kumsiashvili G. Jerks and long-term variations in borehole temperatures in the Transcaucasus and near the Kopet-Dagh Front Fault in Turkmenistan. Luxembourg: Cahier du Centre European de Geodynamique et de. Seismologie, 1997. Vol. 14. P. 65–79.

King C.-Y., Azuma S., Igarashi G., Ohno M., Saito H., Wakita H. Earthquake-related water-level changes at 16 closely clustered wells in Tono, central Japan // J. Geoph. Res. 1999. Vol. 104, No B6. P. 13073–13082.

Čermak V. Underground temperature and inferred climatic temperature of the past millennium // Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol. 1971. Vol. 10. P. 1–19.

Čermak V. Heat flow investigation in Czechoslovakia // Geoelectric and Geothermal Studies / Ed. A. Adam. Budapest: Akad. Kiado, 1976. P. 414–424.

Čermak V., Safanda J., Bodri L. Precise temperature monitoring in boreholes: Evidence for oscillatory convection? Part I. Experiments and field data // Int. J. Earth Sci. 2007. doi:10-1007/s00531-007-0237-4

Čermak V., Safanda J., Kresl M. Intra-hole fluid convection: High-resolution temperature time monitoring // Journal of Hydrology. 2008. Vol. 348. P. 464–479.

Chalmers J.A., Laursen K.N. Labrador Sea: the extent of continent and ocean crust and the timing of the onset of seafloor spreading // Marine and Petroleum Geology. 1995. Vol. 12, No 2. P. 205–218.

Chapman D., Furlong K. Continental heat flow–age relationships // Trans. Amer. Geophys. Union. 1977. Vol. 58. P. 1240–1251.

Chapman D., Pollack H. Global heat flow: a new look // Earth. Planet. Sci Lett. 1976. Vol. 28, № 1. P. 23–32.

Chapman D., Pollack H. Global heat flow: spherical harmonic representation // Trans. Amer. Geophys. Un. (Eos). 1980. Vol. 61. P. 383.

Chen S., Liu P., Guo Y., Liu L., Ma J. Co-seismic response of bedrock temperature to the Ms6. 3 Kangding earthquake on 22 November 2014 in Sichuan, China // Pure and Applied Geophysics. 2019. Vol. 176. P. 97–117.

Clark S.P., Jaeger E. Denudation rate in the Alps from geochronology date and heat flow date // Amer. J. Sci. 1969. Vol. 267. P. 1143–1160.

Clausen O.R., Pedersen P.K. The Triassic structural evolution of the southern margin of the Ringkobing-Fyn High, Denmark // Marine and Petroleum Geology. 1999. Vol. 16. P. 653–665.

Clow G. Temporal resolution of surface-temperature histories inferred from borehole temperature measurements // Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol. 1992. Vol. 98. P. 81–86.

Courtney R.C., Recq M. Anomalous heat flow near the Crozet Plateau and mantle convection // Earth Planet. Sci. Lett. 1986. Vol. 79. P. 373–384.

Christiansen R., Foulger G., Evans J. Upper-mantle origin of the Yellowstone hotspot // Geol. Soc. Am. Bull. 2002. Vol. 114. P. 1245–1256.

Crough S.T., Thompson G.A. Thermal model of continental lithosphere // J. Geophys. Res. 1976. Vol. 81. P. 4857–4862.

Cuffey K.M., Clow G.D., Alley R.B., Stuiver M., Waddington E.D., Saltus R.W. Large Arctic temperature change at the Wisconsin–Holocene glacial transition // Science. 1995. Vol. 270. P. 455–458.

Dahl-Jensen D., Mosegaard K., Gundestrup N., Clow G.D., Johnsen S.J., Hansen A.W., Balling N. Past temperatures directly from the Greenland Ice Sheet // Science. 1998. Vol. 282. P. 268–271.

Della Vedova B., Pollis G., Foucher I.P., Rehault J.P. Geothermal structure of the Tyrrhenian Sea // Marine Geol. 1984. Vol. 55. P. 271–289.

Demezhko D.Yu., Shchapov V.A. 80,000 years ground surface temperature history inferred from the temperature-depth log measured in the superdeep hole SG-4 (the Urals, Russia) // Glob. and Planet. Change. 2001. Vol. 29. P. 219–230.

Demezhko D.Yu., Ryvkin D.G., Outkin V.I., Duchkov A.D., Balobaev V.T. Spatial distribution of Pleistocene/Holocene warming amplitudes in Northern Eurasia inferred from geothermal data // Climate of the Past. 2007. Vol. 3. P. 559–568.

Demezhko D.Yu., Golovanova I.V. Climatic changes in the Urals over the past millennium – an analysis of geothermal and meteorological data // Clim. Past. 2007. Vol. 3, No. 2. P. 237–242.

Demezhko D.Yu., Gornostaeva A.A., Tarkhanov G.V., Esipko O.A. 30,000 years of ground surface temperature and heat flux changes in Karelia reconstructed from borehole temperature data // Bulletin of Geography. Phys. Geogr. Series. 2013. No 6. P. 7–25.

Demezhko D.Y., Gornostaeva A.A. Late Pleistocene–Holocene ground surface heat flux changes reconstructed from borehole temperature data (the Urals, Russia) // Clim. Past. 2015. Vol. 11, No. 4. P. 647–652.

Demezhko D.Y., Gornostaeva A.A., Antipin A.N. Late Weichselian thermal state at the base of the Scandinavian Ice Sheet // Clim. Past Discuss. 2019. P. 1–23. https://doi.org/10.5194/cp-2019-49

Drachev S.S., Malyshev N.A., Nikishin A.M. Tectonic history and petroleum geology of the Russian Arctic Shelves: an overview // Petroleum Geology. Conf. series. 2010. Vol. 7. P. 591–619.

Eckstein Y. Tamar geothermal anomaly, or perils of ignoring hydrogeology in heat flow survey // Isr. J. Earth Sci. 1978. Vol. 32. P. 119–126.

England P.C., Richardson S.W. The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments // J. Geol. Soc. London. 1977. Vol. 134. P. 201–213.

Esper J., Cook E.R., Schweingruber F.H. Low frequency signals in long tree-ring chronologies for reconstructing past temperature variability // Science. 2002. Vol. 295. P. 2250–2253.

Fairhead J.D. The structure of the lithosphere beneath the Eastern rift, East Africa, deduced from gravity studies // Tectonophysics. 1976. Vol. 30. P. 269–298.

Forjaz V. Azores Tectonic Sketch. Ponta Delgada: Centre de volcanologia, Universidade des Azores, 1983. 26 p.

Forsyth D.A., Morel-l`Huissier P., Asudsen I. et al. Alpha Ridge and Iceland: Product of the same plume? // J. Geodynamics. 1986. Vol. 6. P. 197–214.

Foster S.E., Simmons G., Lamb W. Heat flow near a North Atlantic fracture zone // Geothermics. 1974. Vol. 3, No 1. P. 158–165.

Franke D., Hitz K., Oncken O. The Laptev Sea Rift // Marine and Petroleum Geology. 2001. N 18. P. 1083–1127.

Foulger G.R. Plumes, or plate tectonic processes? // Astron. Geophys. 2002. Vol. 43. P. 619–623.

Fountain D.M., Salisbury M.H., Furlong K.P. Heat production and thermal conductivity of rocks from the Pikwitonei-Sachigo continental crust section, central Manitoba: implication for the thermal structure of Archean crust // Can. J. Earth Sci. 1987. Vol. 24. P. 1583–1594.

Fuchs S., Balling N., Förster A. Calculation of thermal conductivity, thermal diffusivity and specific heat capacity of sedimentary rocks using petrophysical well logs // Geophysical Journal International. 2015. Vol. 203. P. 1977–2000.

Fulton P.M., Brodsky E.E., Kano Y., Mori J., Chester F., Ishikawa T., Harris R.N., Lin W., Eguchi N., Toczko S. Expedition 343, 343T, and KR13-08 Scientists. Low coseismic friction on the Tohoku-Oki fault determined from temperature measurements // Science. 2013. Vol. 342(6163). P. 1214–1217.

Furlong K.P., Chapman D.S. Crustal heterogeneities and the thermal structure of the continental crust // Geophys. Res. Lett. 1987. Vol. 14. P. 314–317.

Geluk M.C. Late Permian (Zechstein) tectonics in the Netherlands – models and implications for petroleum geology // Petroleum Geoscience. 1999. Vol. 5. P. 189–199.

Gerard R., Langseth M., Ewing M. Thermal gradient measurements in the water and bottom sediment of the Western Atlantic // J. Geophys. Res. 1962. Vol. 67. P. 1346–1360.

Ginzburg A., Kashai E. Seismic measurements in the southern Dead Sea // Tectonophysics. 1981. Vol. 80. P. 67–80.

Ginzburg A., Makris J., Fuchs K., Prodehl C., Kaminski W., Amitai U. A seismic study of the crust and upper mantle of the Jordan-Dead Sea Rift and their transition toward the Mediterranean Sea // J. Geophys. Res. 1979. Vol. 84. P. 1569–1582.

Goldberg D.S. The physical properties of deep ocean sediments from the northern Atlantic: a comparison of in situ and laboratory methods: Doctoral dissertation. Massachusetts Institute of Technology. 1981.

Gregersen U., Bidstrup T. Structure and hydrocarbon prospectivity in the northern Davis Strait area, offshore West Greenland // Petroleum Geoscience. 2008. Vol. 14. P. 151–166.

Gregory R.G., Durrance M.P. Helium, radon and hydrothermal circulation associated with the Carmenwallis radiothermal granite of southwest England // Journ. Geophys. Res. 1987. Vol. 92, B12. P. 12567–12586.

Hamilton W. The closed upper-mantle circulation of plate tectonics in Plate Boundary Zones / Ed. S. Stein, J. Frey-Mueller. Washington DC: AGU, 2002. P. 359–410.

Hansen J., Lebedeff S. Global Trends of Measured Air-Surface Temperature // J. Geophys. Res. 1987. Vol. 92. P. 13,345–13,372.

Harris R.N., Chapman D.S. Climate change on the Colorado Plateau of the eastern Utah inferred from borehole temperatures // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100, No. B4. P. 6367–6381.

Huang S., Shen P.-Y., Pollack H.N. Deriving century-long trends of surface temperature change from borehole temperatures // Geoph. Res. Lett. 1996. Vol. 23, No. 3. P. 257–260.

Humphreys E.D., Dueker K.G., Schutt D.L. et al. Beneath Yellowstone: Evaluating plume and nonplume models using teleseismic images of the upper mantle // GSA Today. 2000. Vol. 10, № 12. P. 1–7.

Hamza V.M., Verma R.K. The relationship of heat flow with age of basement rocks // Bull. Volcanol. 1969. Vol. 33. P. 123–152.

Haenel R. Heat flow measurements in the Ionian Sea with a new heat flow probe // Meteorol. 1972. Vol. 11, N 105. P. 234–244.

Hänel R. Eine neue Method zur Bestimmung das terrestrischen Warmestromdichte in Binnensee // Ztschr. Geophys. 1970. Bd 36. S. 725–742.

Hansen J., Lebedeff S. Global Trends of Measured Air–Surface Temperature // J. Geophys. Res. 1987. Vol. 92. P. 13.345–13.372.

Harpp K.S., Wanless V.D., Otto R.H., Hoernle K., Werner R. The Cocos and Carnegie aseismic ridges: a trace element record of long-term plume-spreading center interaction // Journal of petrology. 2005. Vol. 46, No. 1. P. 109–133.

Hasterok et al. 2016. http://heatflow.org/data

He A., Singh R.P. Coseismic groundwater temperature response associated with the Wenchuan earthquake // Pure and Applied Geophysics. 2020. Vol. 177. P. 109–120.

Holmes A. // Bull. Nat. Research Council. No. 80. Washington, 1931. P. 211–217.

Hotchkiss W.O., Ingersoll L.R. Post–glacial time calculations from recent geothermal measurements in the Calumet Copper Mines // J. Geol. 1934. Vol. 42. P. 113–142.

Hu S., He L., Wang J. Heat fl ow in the continental area of China: a new data set // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. Vol. 179. P. 407–419.

Huang S., Pollack H.N., Shen P.-Y. Temperature trends over the past five centuries reconstructed from borehole temperatures // Nature. 2000. Vol. 403. P. 756–758.

Huang S., Pollack H.N. Integrated reconstruction of northern hemisphere surface temperature history from borehole temperatures and multiproxy models // Fifth International Meeting "Heat flow and the structure of the lithosphere". Abstracts. Kostelec nad Cernymi Lesi, Czech Rep., 2001. P. 31.

Huang Chi-cheng. An outline of the tectonic characteristics of China // Ecologal Geol. 1978. Vol. 71, No. 3, P. 611–635.

Hughes A.L., Gyllencreutz R., Lohne Ø.S., Mangerud J., Svendsen J.I. The last Eurasian ice sheets–a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1// Boreas. 2016. Vol. 45. P. 1–45.

Husen S., Smith R.B., Waite G.P. Evidence for gas and magmatic sources beneath the Yellowstone volcanic field from seismic tomographic imaging // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2004. Vol. 131. P. 397–410.

Hyndman R.D., Davis B.E., Wright J.A. The measurement of marine geothermal heat flow by a multipenetration probe with digital acoustic telemetry and in situ thermal conductivity // Marine Geophys. Res. 1979. Vol. 4. P. 181–205.

Hyndman R.D., Langseth M.G., Von Herzen R.P. Deep Sea Drilling project geothermal measurements: a review // Rev. Geophys. 1987. Vol. 2.5. P. 1563–1582.

Iryama I. Energy balance in the Earth's interior // Tectonophysics. 1977. Vol. 41, No. 1/3. P. 243–249.

Ito A. Earthquake swarm activity revealed from high-resolution relative hypocenters – clustering of microearthquakes // Tectonophysics. 1990. Vol. 175. P. 47–66.

Ito G., van Keken P.E. Hotspots and melting anomalies // Bercovici D. (ed.). Mantle Dynamics, Treatise on Geophysics. Vol. 7. Amsterdam, The Netherlands: Elsevier Press, 1997. P. 512–526.

Janssen C., Hoffmann-Rothe A., Bohnhoff M., Wetzel H.U., Matar A., Khatib M. Different styles of faulting deformation along the Dead Sea Transform and possible consequences for the recurrence of major earthquakes // J. Geodyn. 2007. Vol. 44. P. 66–89.

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

Jaupart C., Mareschal J.-C. Constraints on Crustal Heat Production from Heat Flow Data // Treatise on Geochemistry. Vol. 3: The Crust / ed. R.L. Rudnick. Amsterdam: Elsevier Science Publishers, 2004. P. 65–84.

Jaupart C., Sclater J.G., Simmons G. Heat flow studies: constraints on the distribution of uranium, thorium and potassium in the continental crust // Earth & Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 52. P. 328–344.

Jaupart C., Labrosse S., Mareschal J.C. Temperatures, Heat and Energy in the Mantle of the Earth / Editor-in-Chief S. Gerald. Treatise on Geophysics. Amsterdam: Elsevier, 2007. P. 253–303.

Jessop A.M., Lewis T. Heat flow and heat generation in the Superior Province of the Canadian Shield // Tectonophysics. 1978. Vol. 50. P. 55–77.

Joly J. // Phil. Mag. 1907. Vol. 13. P. 381–383.

Joly J. Radioactivity and Geology. Ldn: Archibald Constable&Co., Ltd., 1909. 287 p.

Jones M.Q.W. Heat flow and heat production in the Namaqua mobile belt, South Africa // J. Geophys. Res. 1987. Vol. 92. P. 6273–6289.

Jones P.D., Wigley T.M.L., Gregory J.M. Trends'93. Oak Ridge, 1994. P. 975–983.

Jordan M., Smith R.B., Puskas C., Farrell J., Waite G. The Yellowstone hotspot and related plume: volcano-tectonics, tomography, kinematics and mantle flow // EOS Trans. AGU. 2005. Vol. 86(52). P. 1380–1388.

Jouzel J., Lorius C., Petit J.R. et al. Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160 000 years) // Nature. 1987. No. 329. P. 403–408.

Kanamori H., Stewart G. Mode of the strain release along the Gibbs fracture zone: Mid-Atlantic ridge // Physics of the Earth Planet. Inter. 1976. No. 11. P. 312–332.

Kappelmeyer O., Haenel R. Geothermics with special references to application / O. Rosenbach, C. Morelli (eds.). Berlin; Stutgart: Gebrüder Borntraeger: Paul Christian KG, 1974. 234 p. (Geoexploration Monographs; Ser. 1, № 4).

Kappelmeyer O., Haenel R. Geothermics with special references to application (Geoexpl. Monogr. Ser. no. 4). Berlin; Stutgart, 1974. 234 p.

Ketcham R.A. Distribution of heat production elements in the upper and middle crust of southern and west central Arizona: evidence from the core complexes // J. Geophys. Res. 1996. Vol. 101. P. 13611–13632.

King C.-Y., Azuma S., Igarashi G., Ohno M., Saito H., Wakita H. Earthquake-related water-level changes at 16 closely clustered wells in Tono, central Japan // J. Geoph. Res. 1999. Vol. 104, No. B6. P. 13073–13082.

Kukkonen I.T., Golovanova I.V., Khachay Yu.V., Druzhinin V.S., Kosarev A.M., Schapov V.A. Low Geothermal heat flow of the Urals fold belt – implication of low heat production, fluid circulation or palaeoclimate? // Tectonophysics. 1997. Vol. 276. P. 63–85.

Kutas R.I., Lubimova E.A., Smirnov Ya.B. Heat flow map of the European part of the USSR and its geological and geophysical interpretation // Geoelectric and Geothermal Studies / Ed. A. Adam. Budapest: Akad. Kiado, 1976. P. 443–449.

Lachenbruch A.H. Implication of linear heat flow relation // J. Geophys. Res. 1970. Vol. 76. P. 3852–3860.

Lachenbruch A.H. Preliminary geothermal model of the Sierra Nevada // J. Geophys. Res. 1968. Vol. 73. P. 6977–6989.

Lachenbruch A., Marshall B. Heat Flow through the Arctic Ocean Floor: The Canada Basin-Alpha Rise Boundary // J. Geophys. Res. 1966. Vol. 71, No. 4. P. 1223–1248.

Lachenbruch A.H., Marshall B.V. Changing climate:Geothermal evidens from permafrost in the Alaskan Arctic // Science. 1986. Vol. 234. P. 689–696.

Lachenbruch A.H., Sass J.H. Heat flow and energetics of the San Andreas fault zone // J. Geophys. Res. 1980. Vol. 85, No. B11. P. 6185–6222.

Lane E.S. Geotherms of the Lake Superior Copper Country // Bull. Geol. Soc. Am. 1923. Vol. 34. P. 703–720.

Langseth M., Von Herzen R. Heat flow through the floor of the world oceans // The Sea. N.Y., 1971. Vol. 4, pt 1. P. 299–352.

Lawver L.A., Müller R.D. Iceland hotspot track // Geology. 1994. Vol. 22. P. 311–314.

Lee M.K., Brown G.C., Webb P.C. et al. Heat flow, heat production and thermo-tectonic setting in mainland UK // J. Geol. Soc. London. 1987. Vol. 144. P. 35–42.

Lee W., Uyeda S. Review of heat flow data // Terrestrial heat flow. Washington, DC: Amer. Geophys. Union, 1965. P. 87–190.

Lenkey L. Geothermics of the Pannonial Basin and its Bearing on the Tectonics of Basin Evolution. 1999. 230 p.

Lewis T. (ed.) Climatic change inferred from underground temperatures // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Paleoecol. (Global Planet. Change Section). 1992. Vol. 98. P. 78–282.

Lister C.R.B. Measurements in situ sediment conductivity by means of Bullard type probe // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1970. Vol. 19, No. 5. P. 2343–2349.

Lotze F. Di Joly'she Radioactivitthypotese zur Erklarungder Gebirgsbildungen // Nahr. Ges. Wiss. Math.-Phys. K1. Gőttingen, 1927. S. 75–114.

Lund J.W., Freeston D.H. World-wide direct uses of geothermal energy 2000 // Proc. of the World Geothermal Congress. Hyushu–Tohoku, Japan. May 28–June 10. 2000. Vol. 1. P. 1–21.

Ma X. Lithosphere dynamic map of China and adjacent seas (in scale 1:4 000 000) and explanatory notes. Beijing: Publishing House of Geology, 1987. 53 p.

Majorowicz J.A., Safanda J. Composite surface temperature history from simultaneous inversion of borehole temperatures in western Canadian plains // Glob. and Planet. Change, 2001. Vol. 29. P. 231–239.

Majorowicz J., Safanda J., Skinner W. East to west retardation in the onset of the recent warming across Canada inferred from inversions of temperature logs // J. Geoph. Res. 2002. Vol. 107, No. B10. P. 2227. doi:10.1029/2001JB000519

Majorowicz J.A., Čermak V., Šafanda J. et al. Heat flow models across the Trans-European Suture Zone in the area of the POLONAISE_97seismic experiment // Physics and Chemistry of the Earth. 2003. Vol. 28. P. 375–391.

Mareschal J.-C., Beltrami H. Evidence for recent warming from perturbed geothermal gradient: examples from eastern Canada // Clim. Dyn. 1992. Vol. 6. P. 135–143.

Mareshal J.C., Jaupart C., Gariepy C. et al. Heat flow and deep thermal structure near the southeastern edge of the Canadian Shild // Can. J. Earth Sci. 2000. Vol. 37. P. 399–414.

Matsumoto N., Takahashi M. State space modeling to detect changes of ground water level associated with earthquakes // Paper presented at IUGG XXI General Assembly, Boulder, Colo., 1994.

Mazur S., Scheck-Wenderoth M. Constraints on the tectonic evolution of the Central European Basin System revealed by seismic reflection profiles from Northern Germany // Netherlands Jour nal of Geosciences – Geologie en Mijnbouw | 84–4 |. 2005. P. 389–401.

McKenzie D.P., Sclater J.G. Heat flow in the eastern Pacific and sea-floor spreading // Bulletin of Volcanology. 1969. Vol. 33. P. 101–118.

McLennan S.M., Taylor S.R. Heat flow and the chemical composition of continental crust // J. Geol. 1996. Vol. 104. P. 377–396.

Mechie J., Abu-Ayyash K., Ben-Avraham Z., El-Kelani R., Qabbani I., Weber M., DESIRE-Team. Crustal structure of the southern Dead Sea basin derived from project DESIRE wide-angle seismic data // Geophys. J. Int. 2009. Vol. 178(1). P. 457–478.

Mogi K., Mochizuki H., Kurokawa Y. Temperature changes in an artesian spring at Usami in the Izu Peninsula (Japan) and their relation to earthquake // Tectonophysics. 1989. Vol. 159. P. 95–108.

Molnar P., Tapponier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // Sciences. 1975. Vol. 189, No. 4201. P. 419–426.

Morgan W.J. Convection plumes in the lower mantle // Nature. 1971. Vol. 230. P. 42–43.

Morgan P., Sass J.H. Thermal regime of the continental lithosphere // J. Geodynamics. 1984. Vol. 1. P. 143–166.

Nakamura Y., Wakita H. Precise temperature measurement of groundwater for earthquake-prediction study // Pure and Applied Geophysics. 1984. Vol. 122, No. 2-4. C. 164–174.

Nasir S. The lithosphere beneath the north-western part of the Arabian plate (Jordan): evidence from xenoliths and geophysics // Tectonophysics. 1992. Vol. 201. P. 357–370.

Neumann-Mahlkau P. Treibhaus oder Kühlhaus? Das Klima der Erde // Ki Luft – und Kältetechn. 2002. Bd 38, No. 7. P. 324–329.

Nicolayson L.O., Hart R.J., Gale N.H. The Vredefort radioelement profile extended to supracrustal strata at Carletonville, with implications for continental heat flow // J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86. P. 10653–10661.

Norton I. The 43Ma nonevent // Tectonics. 1995. Vol. 14. P. 1080–1094.

Nyblade A.A., Pollack H.N. A global analysis of heat flow from Precambrian terrains: implications for the thermal structure of Archean and Proterozoic lithosphere // J. Geophys. Res. 1993. Vol. 98. P. 12207–12218.

Patriat P., Sauter D., Munschy M., Parson L. A survey of the Southwest Indian Ridge axis between Atlantis II Fracture zone and the Indian Ocean Triple Junction: Regional setting and large-scale segmentation // Mar. Geophys. Res. 1997. Vol. 19. P. 457–480.

Parsons B., Sclater I.C. An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age // J. Geophys. Res. 1977. Vol. 82, No. 5. P. 883–890.

Perry H., Jaupart C., Mareshal J.C., Bienfait G. Crustal heat production in the Superior Province, Canadian Shild, and in North America inferred from heat flow data // J. Geophys. Res. 2006. Vol. 111. P. 893–903.

Pinet C., Jaupart C. The vertical distribution of radiogenic heat production in the Precambrian crust of Norway and Sweden: geothermal implications // Geophys. Res. Lett. 1987. Vol. 14. P. 260–263.

Pinet C., Jaupart C., Mareshal J.C. et al. Heat flow and structure of the lithosphere in the Eastern Canadian shild // J. Geophys. Res. 1991. Vol. 96. P. 19941–19963.

Pollack H. The heat flow from the Earth: a review // Mechanisms of continental drift and plate tectonics / P.A. Davies, S.K. Runcorn (eds.). Ldn.: Acad. Press, 1980. P. 183–192.

Pollack H.N., Huang S., Shen P.Yu. Climate change record in subsurface temperatures: A global perspective // Science. 1998. Vol. 282. P. 279–281.

Pollack H.N., Huang S. Climate reconstruction from subsurface temperatures // Ann. Rev. Earth. Planet. Sci. 2000. Vol. 28. P. 339–365.

Pollack H.N., Demezhko D.Yu., Duchkov A.D., Golovanova I.V., Huang S., Shchapov V.A., Smerdon J.E. Surface temperature trends in Russia over the past five centuries reconstructed from borehole temperatures // J. Geoph. Res. 2003. Vol. 108(B4). P. 21–54.

Popov Yu.A., Pevzner S.A., Pimenov V.P., Romushkevich R.A. New geothermal data from the Kola Superdeep Well SG–3 // Tectonophysics. 1999. Vol. 306. P. 345–366.

Rajver D., Safanda J., Shen P.Y. The climate record inverted from borehole temperatures in Slovenia // Tectonophysics. 1998. Vol. 291. P. 263–276.

Rao R.U.M., Rao G.V., Reddy G.K. Age dependence of continental heat flow – fantasy and fact // Earth Planet. Sci Lett. 1982. Vol. 59. P. 288–302.

Ratcliffe E.B. The thermal conductivities of ocean sediments // Journal of geophysical research. 1960. Vol. 65(5). P. 1535–1541.

Rath V., Hartmann A., Clauser C. An improved technique for the paleoclimatic inversion of borehole temperatures // International conference "The Earth's thermal field and related research methods". Proceedings. Moscow, 2002. P. 239–243.

Revelle R., Maxwell A.E. Heat flow through the floor of the eastern North Pacific Ocean // Nature. 1952. Vol. 170, No. 199. P. 2–25.

Richardson S.W., Oxburgh E.R. Heat flow, radiogenic heat production and crustal temperature in England and Wales // J. Geol. Soc. London. 1978. Vol. 135. P. 322–327.

Roeloffs E.A. Persistent water level changes in a well near Parkfield, California, due to local and distant earthquakes // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103. P. 869–889.

Roy R.F., Blackwell D.D., Birch F. Heat generation of plutonic rocks and continental heat flow provinces // Earth. Planet. Sci Lett. 1968. Vol. 5. P. 1–12.

Roy R.F., Blackwell D.D., Decker E.R. Continental heat flow // The nature of the solid Earth. N.Y.: McGraw-Hill, 1972. P. 506–543.

Roy S., Rao R.U.M. Heat flow in the Indian shild // J. Geophys. Res. 2000. Vol. 105. P. 25587–25604.

Royden L., Hodges K.V. A technique for analyzing the thermal and uplift histories of ero ding orogenic belts: a Scandinavian example // J. Geophys. 1984. Vol. 89. P. 7091–7106.

Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // Rev. Geophys. 1995. Vol. 33. P. 267–309.

Rudnick R.L., McDonough W.F., O'Connell R.J. Thermal structure, thickness and composition of continental lithosphere // Chemical Geology. 1998. Vol. 145. P. 395–411.

Safanda J., Cubik J. Evidence of ground surface temperature changes from two boreholes in the Bohemian Massif // Glob. Planet Change. 1992. Vol. 98. P. 199–208.

Safanda J., Cermak V., Bodri L. Climate history inferred from borehole temperatures, data from the Czech Republic // Surveys Geophys. 1997. Vol. 18. P. 197–212.

Salamon A., Hofstetter A., Garfunkel Z., Ron A. Seismotectonics of the Sinai subplate – the eastern Mediterranean region // Geophys. J. Int. 2003. Vol. 155. P. 149–173.

Sallare's V., Charvis Ph. Crustal thickness constraints on the geodynamic evolution of the Galapagos Volcanic Province // Earth and Planet. Sci. Lett. 2003. Vol. 214. P. 545–559.

Sass J.H., Blackwell D.D., Chapman D.S. et al. Heat flow of the crust of the United States // Physical properties of rocks and minerals. N.Y.: McGrew-Hill, 1981. P. 503–548.

Sclater J.G., Francheteau J. The implications of terrestrial heat flow observation on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the Earth // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1970. Vol. 20. P. 509–542.

Sclater J., Jaupart C., Galson D. The heat flow through the oceanic and continental crust and the heat losses by the Earth // Review Geophys. and Space Phys. 1980. Vol. 18. P. 269–311.

Sclater J.G., Parsons B., Jaupart C. Oceans and continents: similarities and diffe – rences in the mechanism of heat loss // J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86, No. B12. P. 11535–11552.

Shen P.Y., Beck A.E. Least Squares Inversion in Borehole Temperature Measurements in Functional Space // J. Geophys. Res. 1991. Vol. 96, No. B12. P. 19,965–19,979.

Shen Y., Solomon S.C., Bjarnason I.Th., Wolfe C.J. Seismic evidence for a lower mantle origin of the Iceland plume // Nature. 1998. Vol. 395. P. 62–65.

Shudofsky G.N., Cloetingh S., Stein S., Wortel R. Unusually deep earthquakes in East Africa; constraints on the thermo-mechanical structure of a continental rift system // Geophys. Res. Lett. 1987. Vol. 14. P. 741–744.

Shimamura H., Watanabe H. Coseismic changes in groundwater temperature of the Usu volcanic region // Nature. 1981. Vol. 291(5811). P. 137–138.

Shimamura H. Groundwater microtemperature measurements, coseismic signals and atmospheric pressure effects // Annales Geophysicae. 1983. Vol. 1. P. 235–238.

Shimamura H., Ino M., Hikawa H., Iwasaki T. Groundwater microtemperature in earthquake regions // Pageoph. 1985. Vol. 122. P. 933–946.

Smit J., Brun J.-P., Cloetingh S., Ben-Avraham Z. The rift-like structure and asymmetry of the Dead Sea Fault // Earth and Planetary Science Letters. 2010. Vol. 290, Iss. 1–2. P. 74–82.

Smith R.B., Siegel L. Windows into the Earth's interior; The geologic story of Yellowstone and Grand Teton National Parks. Oxford: University Press, 2000. 256 p.

Smith R.B., Jordan M., Steinberger B. et al. Geodynamics of the Yellowstone hotspot and mantle plume: seismic and GPS imaging, kinematics, and mantle flow // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2009. Vol. 188. P. 26–56.

Stein C.A., Stein S. A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age // Nature. 1992. Vol. 359. P. 123–129.

Steinberger B., O'Connell R.J. Effects of mantle flow on hotspot motion // Geophys. Mono. 2000. Vol. 121. P. 377–398.

Strutt R.J. On the distribution of radium in the earth's crust and on internal heat // Proceedings of the Royal Society of London. Series A. 1906. Vol. 77. P. 472–485.

Swanberg C.A., Chessman M.D., Simmons G. et al. Heat flow generation studies in Norway // Tectonophysics. 1974. Vol. 23. P. 31–48.

Tammemagi H.Y., Wheildon J. Terrestrial heat flow and heat generation in South-West England // Geophys. J. R. Astr. Soc. 1974. Vol. 38. P. 83–94.

Tarduno J., Cottrell R. Paleomagnetic evidence for motion of the Hawaiian Hotspot during formation of the Emperor Seamounts // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. Vol. 153(3-4). P. 171–180.

Taylor A., Judge A., Allen V. Terrestrial heat flow from project CESAR, Alpha Ridge, Arctic Ocean // J. Geodynamics. 1986. Vol. 6, iss. 1–4. P. 137–176.

The Global Heat Flow Database of the International Heat Flow Commission. Site Provided by the University of North Dakota [Electronic resort] – Access mode: http://www.ihfc-iugg.org/products/global-heat-flow-database

Thibo H., Janik T., Omelchenko V.D. et al. Upper lithosphere seismic velocity structure across the Pripyat Trough and Ukrainian Shield along the EUROBRIDGE'97 profile // Tectonophysics. 2003. Vol. 371. P. 41–79.

Tian Z.Y., Han P., Xu K.D. The Mesozoic-Cenozoic East China rift system // Tectonophysics. 1992. Vol. 208. P. 341–363.

Time-dependent microtemperature and hydraulic transients associated with tectonic/seismic activity – a review / G. Buntebarth, T. Chelidze, M. Middleton // Time-dependent microtemperature and hydraulic signals associated with tectonic/seismic activity. Tbilisi, 2005. P. 4–108.

Tolstikhin I.N., Kramers J. The Evolution of Matter from the Big Bang to the Present Day. Cambridge: University Press, 2008. 521 p.

Torsvik T.H., Amundsen H.E.F., Tronnes R.G. et al. Continental crust beneath southeast Iceland // Proc. of National Acad. Sci. of USA (PNAS). 2015. No. 3. P. 1818–1827.

Turcotte D.L., Burke K. Global sea-level changes and the thermal strucrure of the Earth // Earth & Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 41, No. 3. P. 341–346.

Turner F.J. Metamorphic petrology: mineralogical and field aspects. N.Y.: McGraw-Hill, 1968. 403 p.

Vasseur G., Bernard P.H., Van de Meulebrouck J., Kast Y., Jolivet J. Holocene palaeotemperatures deduced from geothermal measurements // Palaeogeogr, Palaeoclim., Palaeoecol. 1983. Vol. 43. P. 237–259.

Verhoogen J. Volcanic heat // Amer. J. Sci. 1946. Vol. 244, No. 11. P. 745–771.

Vitorello I., Pollack H. On the variation of continental heat flow with age and thermal evolution of continents // J. Geophys. Res. 1980. Vol. 85. P. 983–995.

Von Herzen R., Maxwell A. The measurement of thermal conductivity of deep-sea sediment by a needle-probe method // J. Geophys. Res. 1959. Vol. 64. P. 1557–1563.

Von Herzen R., Anderson R. Implications of heat flow and bottom water temperature in the eastern equatorial Pacific // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1972. Vol. 26, No. 4. P. 728–756.

Von Herzen R.P., Uyeda S. Heat flow through the eastern Pacific ocean floor // J. Geophys. Res. 1963. Vol. 113. No. 68. P. 4219–4250.

von Wees J.D., Stephenson R.A., Ziegler P.A., Bayer U., McCann T., Dadlez R., Gaupp R., Narkiewicz M., Bitzer F., Scheck M. On the origin of the Southern Permian Basin, Central Europe // Marine and Petroleum Geology. 2000. Vol. 17. P. 43–59.

Vosteen H., Rath V. et al. The Thermal Regime of the Northeastern-German Basin from 2-D Inversion // Tectonophysics. 2 August 2004. Vol. 386, Issues 1-2. P. 81–95.

Wang J.Y., Wang J.A. Thermal structure of the crust and upper mantle of the Liaohe rift basin // Tectonophysics. 1988. No. 145. P. 293–304.

Weaver B.L., Tarney J. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust // Nature. 1984. No. 59. P. 575–577.

Waite G.P., Schutt D.L., Smith R.B. Models of lithosphere and asthenosphere anisotropic structure of the Yellowstone hot spot from shear wave splitting // J. Geophys. Res. 2005. Vol. 110. B1.1304.

Wang K. Estimation of ground temperature history from borehole temperature data // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97. P. 2095–2106.

Wang J.Y., Wang J.A. Thermal structure of the crust and upper mantle of the Liaohe rift basin // Tectonophysics. 1988. № 145. P. 293–304.

Wang J., Bras R.L. Ground heat flux estimated from surface soil temperature // J. Hydrology. 1999. Vol. 216, № 3-4. P. 214–226.

Wang C.Y., Manga M. Earthquakes influenced by water // Water and Earthquakes. Cham: Springer International Publishing, 2021. P. 61–82.

White R.S., McKenzie D.P. Mantle plumes and flood basalts // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100. P. 17543–17585.

Williams D.L., Von Herzen R.P. Heat loss from the Earth: New estimate // Geology. 1974. Vol. 2. P. 65–79.

Wilson J.T. A possible origin of the Hawaiian Islands // Can. J. Phys. 1963. Vol. 41. P. 863–870.

Yamano M., Hamamoto H., Goto S., Miyakoshi A. Long-term temperature monitoring in boreholes for studies of the ground surface thermal environment and groundwater flow // From Headwaters to the Ocean: Hydrological Change and Watershed Management. Taylor & Francis Group London, 2009. P. 523–527.

Yamazaki K., Teraishi M., Komatsu S., Sonoda Y., Kano Y. On the possibility of the 2011 Tohoku-oki earthquake reactivating Shinmoe-dake volcano, southwest Japan: insights from strain data measured in vaults // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2011. Vol. 11. P. 2655–2661.

Научное издание

Труды Геологического института

Основаны в 1932 году
Вып. 636

**М.Д. Хуторской, Н.А. Гнатусь, Д.Ю. Демежко,
А.В. Ермаков, Д.С. Никитин, Б.Г. Поляк, Е.А. Тевелева**

Геотермия: XX–XXI век

Подписано к печати 00.00.2023
Формат 70×100 1/16. Бумага офсетная.
Печать офсетная. Уч.-изд. л. 00
Тираж 000 экз.

ООО «Издательство ГЕОС»
119017, Москва, Пыжевский пер., 7, к. 332
Тел./факс: (495) 959-35-16, 8-926-222-30-91
e-mail: geos-books@yandex.ru
www.geos-books.ru

Отпечатано с готового оригинал-макета в ИПК «Чувашия»
428019, г. Чебоксары, пр-т Ивана Яковлева, дом 13