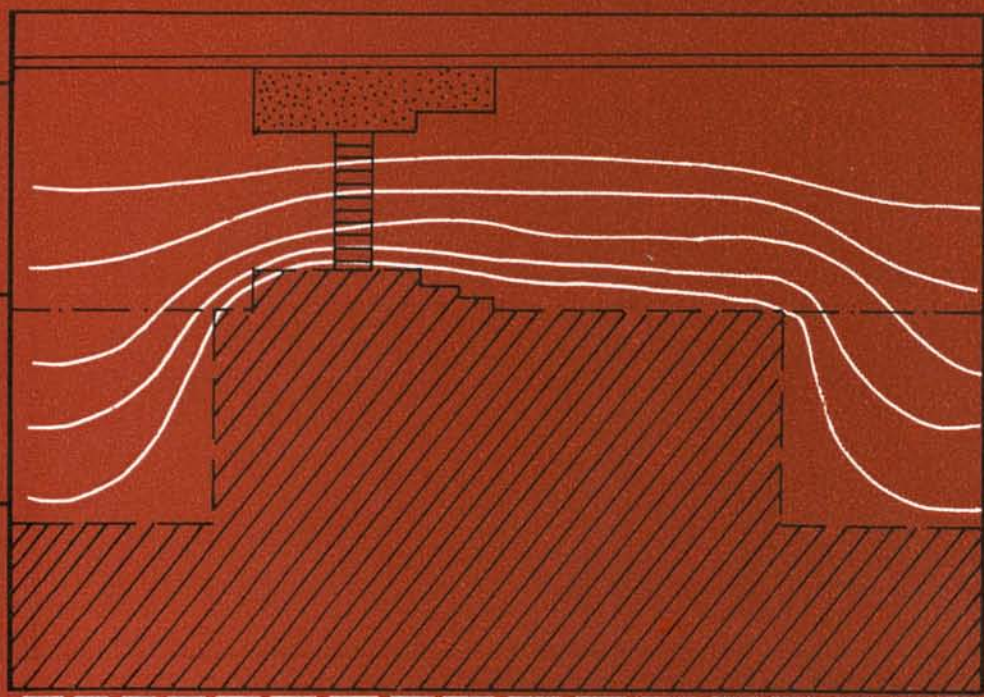


ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ НЕДР СИБИРИ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

ВЫПУСК 681

ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ НЕДР СИБИРИ

Ответственный редактор
чл.-кор. АН СССР Э. Э. Фотиади



НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1987

Работающие в отдельных регионах Сибири научные коллективы неоднократно описывали результаты геотермических исследований, но обобщающей такой сводки по всей территории Сибири до сих пор не было, что, безусловно, снижает полноту и надлежащую информативность сведений о комплексе

Настоящая коллективная монография рассчитана на ликвидацию подобного пробела. Составлена она большим коллективом исследователей в основном из институтов Сибирского отделения АН СССР — Института геологии и геофизики (помимо представления ряда материалов, здесь было выполнено редактирование монографии), Института земной коры и Института мерзлотоведения, а также из ЗапСибНИГНИ Мингео РСФСР, Сибирского НИИ метрологии, Тюменского индустриального института.

Начало работ по изучению распределения теплового потока Сибири было положено Е. А. Любимовой (ИФЗ АН СССР) на оз. Байкал и по скважинам Иркутского амфитеатра в 1963—1964 гг. Скоро в подобные работы включились институты Сибирского отделения АН СССР. Определяли тепловой поток в ряде районов Сибири и организации Министерств геологии СССР и РСФСР. Однако общая современная геотермическая изученность Сибири явно низка — несколько более 1000 определений теплового потока (см. Карту теплового потока Сибири на вкладке).

Следует отметить, что настоящей коллективной монографии предшествовало составление полного каталога данных о тепловом потоке Сибири [Каталог. . ., 1985], что существенно разгрузило книгу от первичных данных.

Перед авторами стояла задача представить в обобщенном виде накопленный по Сибири геотермический материал и объяснить его с геологической и физической позиции, использовать его для прогнозирования температуры на различных уровнях земной коры и литосферы и дать количественную оценку и расшифровку аномалий теплового потока.

В начале монографии довольно подробно описаны новые разработки измерительной аппаратуры.

Среди устройств привлекают внимание трехканальный автономный термограф для морских и озерных геотермических работ, приспособленный для одновременного измерения температуры и ее градиента в донных илах водоемов, а также несколько разных приборов для измерения тепловых свойств донных илов и горных пород. Все эти приборы сравнительно недавно вошли в практику работ и явно способствуют существенному облегчению измерений. Среди серии подобных приборов особый интерес представляет тепловой компаратор — измеритель теплопроводности, разработанный в СибНИИ метрологии и позволяющий измерять теплопроводность пород практически без предварительной обработки образца. Следует отметить и прибор для автоматизации режимных измерений температуры (разработка ИГиГ СО АН СССР), который при достаточном его распространении позволит решить проблему сбора температурной информации в труднодоступных районах и на геодинамических полигонах.

Далее описывается новый вариант карты теплового потока Сибири, рассматриваются достоверность и представительность совокупности данных, методика картирования теплового потока, вариации этого параметра и его интерпретация на основе «Тектонической карты Северной Евразии» [1980]. Приводятся более подробный экспериментальный геотермический материал и результаты его анализа в платформенных районах Сибири — в молодой Западно-Сибирской плите и Сибирской древней платформе (глава 3), а затем то же в горно-складчатых областях южного обрамления (глава 4).

По Западно-Сибирской плите в этом плане представлено два разных подхода к обработке и анализу исходного геотермического материала. Авторы из ИГиГ СО АН СССР (А. Д. Дучков, Л. С. Соколова) полагают в согласии с мнением большинства исследователей, что использовать

следует все известные оценки теплового потока, и излагают новый интересный взгляд на природу теплового поля плиты, содержащего значительный привнос тепла в литосферу в эпоху мезозойского рифтогенеза.

Сотрудники ЗапсибНИГНИ А. Р. Курчиков и Б. П. Ставицкий считают, что при анализе поля можно пользоваться только значениями теплового потока, полученными при учете климатических вариаций температуры (для данного случая — в голоцене), для чего они предлагают специальную методику. Поскольку распространены оба подхода, полезно их сопоставить в данной монографии.

Особого внимания заслуживает и весьма актуальная методика определения теплового потока в северных районах Сибирской платформы — в криолитозоне. Следует отметить, что по этому району мало экспериментального материала, поэтому намечаемые выводы порой носят предварительный характер.

Среди районов горно-складчатого обрамления платформенных структур Сибири наиболее детально изучено тепловое поле Байкальской рифтовой зоны и особенно Байкальской впадины. Приводимые авторами данные по Прибайкалью позволяют расценивать вполне обоснованными их выводы о природе поля теплового потока в этой зоне, их предположение об его нестационарности, а также предлагаемую ими геотермическую модель земной коры.

Прилегающая к Байкальской рифтовой зоне с юга и юго-востока Забайкальская горно-складчатая область, претерпевшая длительную активизацию в мезозое и кайнозое, пока недостаточно охарактеризована определениями теплового потока. Несомненный интерес, однако, представляет намечающаяся на юге Забайкалья обширная аномалия теплового потока связанная с байкальскими аномалиями.

При описании теплового поля Алтае-Саянской области прежде всего обращает на себя внимание сравнительно невысокий здесь уровень теплового потока, и это несмотря на тектоническую активизацию этого региона, имевшую здесь место в неоген-четвертичное время.

Во втором разделе монографии рассматривается проблема прогнозирования температуры в недрах земной коры и литосферы. Хотя в отдельных параграфах монографии уже обсуждались вопросы расчета температуры по отдельным регионам или геотраверсам, эту проблему необходимо было рассмотреть во всей ее полноте, используя при этом экспериментальные геотермические данные. Ныне в практике региональных геологических работ для оценки температуры на глубине широко применяется геотермический метод прогнозирования температуры. Фактически, это единственный прямой метод оценки такой температуры, другие — косвенные — методы имеют меньшее значение. Используя геотермический метод, можно оценить температуру на разных участках в литосфере. В книге это сделано для границы Мохо, помимо этого здесь выполнена попытка оценить по геотермическим данным мощность литосферы (или положение кровли астеносферы) Сибири. Вопрос этот достаточно дискуссионный, пока, видимо, можно судить лишь о самых крупных структурных формах литосферы региона, вариации мощности которой здесь в целом значительны.

Более тонкие детали температурного поля литосферы Байкальской рифтовой зоны анализируются в главе 6, где намечается и математически исследуется модель энергетики рифтовой зоны на основе представления о существовании под рифтовыми зонами астеносферного выступа, выносящего горячий мантийный материал вплоть до границы Мохо. Выполненное численное моделирование отражает пример возможной интерпретации (геодинамической) аномалий теплового потока в континентальных рифтовых зонах.

Таково основное содержание монографии, которую, безусловно, следует расценивать весьма положительно как крупное высококвалифицированное обобщение с разносторонним анализом данных геотермических

исследований на огромных, геологически разнородных пространствах Сибири.

Из-за особенностей строения ряда районов, да и творческой индивидуальности авторов, несмотря на общность посылок и задач, не всегда удавалось обеспечить единство подхода к освещению изучаемого материала, что, с одной стороны, временами затрудняет сравнительное его освоение, но, с другой, отчетливо подчеркивая специфику изучения исследуемого региона, искупается широтой и глубиной освещения и проработки проблемы.

В целом предлагаемая монография, несомненно, будет полезна широкому кругу геофизиков, геологов, гидрогеологов и других специалистов, изучающих глубинное строение Сибири, характер процессов, протекающих в ее недрах, и послужит основой для дальнейшего более детального и углубленного исследования теплового поля литосферы региона.

Член-корреспондент АН СССР Э. Э. Фотиади

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК

В настоящий раздел монографии включены главы, содержащие описание новой аппаратуры, анализ Карты теплового потока Сибири и геотермических данных по отдельным регионам. Порядок изложения данных по регионам в общем одинаков: сначала приводятся краткие геологические сведения о поверхностном и глубинном строении территории, затем — описание распределений температуры (T) в породах, вертикального геотермического градиента (g), коэффициента теплопроводности (λ) пород разреза и, наиболее подробно, теплового потока ($q = g\lambda$). По мере возможности распределения геотермических параметров интерпретируются, сопоставляются с различными геолого-геофизическими данными, используются для расчета глубинных температур.

Все коллективы выполняют эксперименты примерно одинаково, по общепринятой методике, которая довольно подробно описывалась в более ранних монографических работах авторов [Дучков, Соколова, 1974а; Лысак, Зорин, 1976; Голубев, 1982а; Руководство. . ., 1978] и поэтому в настоящей книге специально не обсуждалась. Рассматривались лишь малоизвестные ее вопросы, а именно: методика работ в озерах, в районах распространения вечной мерзлоты, а также развиваемый в ЗапСибНИГНИ способ оценки значений теплового потока по единичным измерениям пластовых температур в процессе испытаний скважин.

Относительно общепринятой методики следует напомнить, что измерения температуры в скважинах обычно выполняются переносными облегченными электротермометрами, изготовленными, как правило, в самих коллективах. Для исследований подбираются достаточно выстоявшиеся глубокие скважины разного целевого назначения.

Теплопроводность пород изучается на образцах из керна этих или соседних скважин в лабораториях на различного типа установках, часто тоже уникальных или малосерийных. Тепловой поток обычно рассчитывается в интервалах разрезов, для которых можно получить средние значения геотермического градиента и коэффициента теплопроводности простым перемножением этих величин. В процессе обработки из геотермограмм исключаются интервалы, нарушенные движением подземных вод, учитывается кривизна скважин, в значения q (или g) вводятся поправки разной степени достоверности, в основном за влияние рельефа местности, по известным методикам [Любимова и др., 1973; Шасткевич, 1976; и др.]. Исследователями широко используется материал производственных организаций — термограммы ОГГ («определение геотермического градиента»), иногда ОЦК («определение цементного кольца»), пластовые температуры, литературные данные о средних значениях теплопроводности отдельных разновидностей горных пород или целых разрезов.

НОВАЯ АППАРАТУРА ДЛЯ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ РАБОТ

§ 1. ПРИБОРЫ ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ

Измерения температуры (T) в скважинах при проведении геотермических работ выполняются разного рода электротермометрами, среди которых есть и серийные приборы (ЭТМИ, ЭТС, ТЭГ и др.), и разработанные в научных коллективах [Методические основы. . ., 1983]. В качестве датчиков используются платиновые и медные резисторы, полупроводниковые термосопротивления, а также пьезокерамические и кварцевые резонаторы.

Для работы в водоемах используются главным образом автономные погружные термоградиентографы серии ПТГ, позволяющие измерять только значение геотермического градиента в донных осадках [Любимова и др., 1973]. Приборы ПТГ-1 и ПТГ-3М выпускались малыми сериями. На их базе разными организациями в настоящее время изготовлены модели многоканальных приборов [Казанцев, 1979; Казанцев, Дучков, 1983; Меркушов, 1983]. Один из таких приборов — трехканальный термограф ТГ — эксплуатируется с 1973 г. в ИГиГ СО АН СССР, он позволяет измерять два-три параметра температурного поля донных илов за один спуск (например, температуру и геотермический градиент). Этот прибор и описан в настоящем параграфе.

а. Автономный термограф для геотермических исследований в водоемах

Как уже упоминалось, автономные термоградиентографы типа ПТГ-1 и ПТГ-3М позволяют измерять в донных осадках только геотермический градиент, по которому в дальнейшем рассчитывается значение теплового потока [Любимова и др., 1973]. В то же время для правильного истолкования распределения теплового потока во многих случаях необходимо измерять и температуру донных отложений. С этой целью в ИГиГ СО АН СССР было создано несколько модификаций двух-трехканального автономного термографа ТГ, позволяющего за один спуск измерять значения геотермического градиента и температуры в осадках.

Конструктивно термограф, как обычно, представляет собой герметичный контейнер с электронным регистратором, состоящим из мостовой измерительной схемы, усилителя постоянного тока и самопишущего устройства (запись карандашом на бумаге). К контейнеру крепится металлическая штанга с укрепленными на ней датчиками температуры и грунтозаборником.

Разработки касались только регистратора, причем в качестве исходного служил прибор ПТГ-1.

В процессе работы конструкция регистратора непрерывно совершенствовалась, было изготовлено и проверено в эксплуатации несколько модификаций прибора [Казанцев, 1975; Дучков и др., 1976, 1977, 1979; Казанцев, 1979; Казанцев, Дучков, 1983; А. с. 1024858, 1983].

Начало было положено введением в регистратор прибора ПТГ-1 многоконтактного «реле режимов», с помощью которого к реохорду измерительного моста подключались поочередно датчики температурного и градиентного каналов (термисторы ММТ-1). Таким образом, на диаграммной бумаге регистратора поочередно записывались разность температуры ΔT между градиентными датчиками, разнесенными по штанге, и значение температуры T . Измеряемая величина ΔT связана с геотермическим градиентом g соотношением

$$g = \frac{\Delta R_K \cdot R_T}{K \cdot R_K \cdot \beta} \frac{\Delta T}{l}, \quad (1.1)$$

где l — расстояние между датчиками, м; R_K — сопротивление калибратора [Любимова и др., 1973] импульса ΔT , Ом; ΔR_K — изменение сопротивления калибратора, Ом; K — запись импульса от калибратора, м; R_T — сопротивление термисторов при температуре дна ($3-9^\circ\text{C}$), Ом; β — изменение сопротивления датчика при изменении температуры на 1°C , Ом/ $^\circ\text{C}$.

Для определенного термографа величина $\delta = \frac{\Delta R_K \cdot R_T}{K \cdot R_K \cdot \beta}$ обычно постоянна.

Программным устройством служил ламельный переключатель, подвижные контакты которого перемещались мотором протяжки по специальной контактной плате. Этим прибором в 1974 г. впервые удалось измерить температуру донных илов оз. Байкал [Дучков и др., 1976]. Недостатком данной конструкции является наличие нескольких контактных соединений в измерительной цепи моста, вносящих дополнительную погрешность и снижающих надежность работы прибора, а также трудности в определении линии отсчета T .

Во второй модификации термографа были применены два специализированных моста — один для измерения только ΔT , второй для измерения T . Эти мосты поочередно подключались к регистратору, при этом надежность прибора возросла.

Градуировка этого термографа по температуре осуществлялась следующим образом. Температурный датчик помещался в термостат, и температура регистрировалась прямо на барабане самописца. По нескольким температурным точкам составлялась калибровочная шкала, которая в дальнейшем использовалась для вычисления T по записи на диаграммной бумаге. Чтобы обеспечить линию отсчета, на барабане самописца фиксировался индекс, который при работе переносился и на диаграммную бумагу. Описанный способ градуирования сохранился и в дальнейшем. Основным недостатком данной схемы является возможность существенной ошибки в определении положения индекса, и, следовательно, в определении температуры, поскольку условия работы термографа при градуировке в значительной мере отличаются от реальных.

Указанного недостатка лишен термограф с «плавающим» индексом. В этой модификации термографа программное переключающее устройство после каждого измерения температуры подключало к измерительному мосту вместо температурного датчика высокостабильный контрольный резистор (рис. 1.1). Этот резистор по величине равен сопротивлению

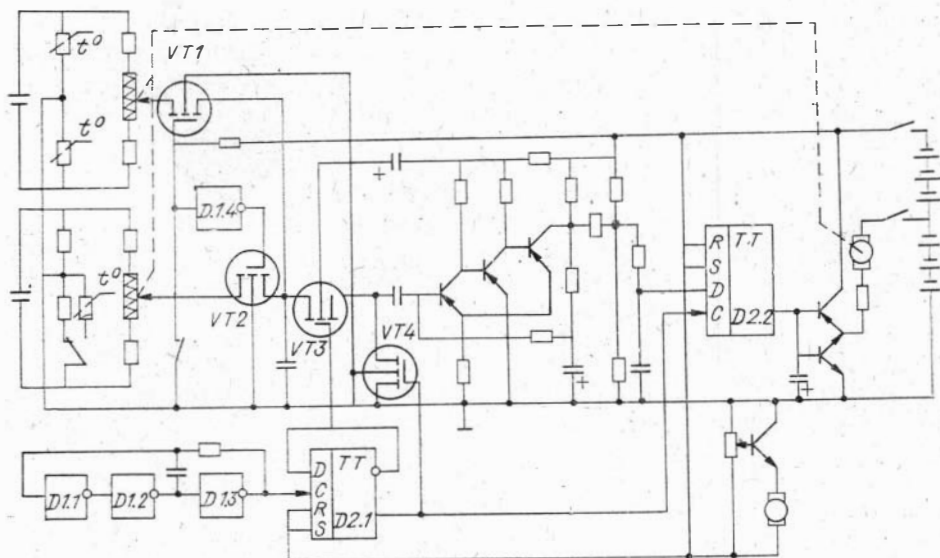


Рис. 1.1. Принципиальная схема термографа ТГ-1 с мостами постоянного тока.

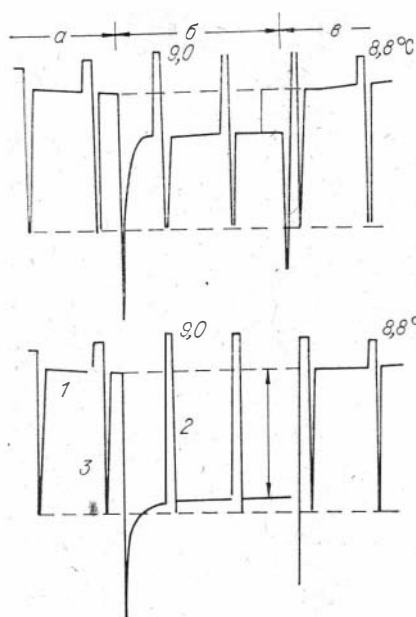


Рис. 1.2. Примеры записи автономным термографом (Черное море, станции 189 и 192, значения геотермического градиента 20 и 60 мК/м).

1—3 — записи в разности температуры двух датчиков (1), абсолютного значения температуры одного из них (2), калибровочного индекса (3); а — е — части графика, записанные в воде до внедрения в осадки (а), в осадках (б) и опять в воде при подъеме термографа (в).

при спуске зонда. Пример записи с использованием «плавающего» индекса приведен на рис. 1.2. Фактически рассматриваемый термограф является трехканальным, так как при необходимости вместо индекса можно записать температурный параметр, т. е. возможны разные варианты записи: ΔT , T и индекс, три значения ΔT , два значения T и индекс. Этот принцип разделения каналов был сохранен и в последующих модификациях. Обладая несомненными достоинствами, рассмотренный термограф имел значительную энергоемкость, а применение электромеханического модулятора снижало надежность всего прибора.

Избежать части этих недостатков удалось, построив термограф по той же функциональной схеме, но на современной элементной базе (прибор ТГ-1). В качестве модуляторов были использованы полевые транзисторы. Ток потребления был снижен до 15 мА. Принципиальная схема прибора приведена на рис. 1.1. Два моста постоянного тока поочередно подключаются ко входу усилителя через ключевые элементы на транзисторах VT1 и VT2 и модулятор на транзисторах VT3 и VT4. Генератор, собранный на элементах D1.1÷D1.3, управляет модулятором и синхронным детектором, собранным на триггере D2.2. Управление режимом работы осуществляется механическим ламельным переключателем по программной плате.

Более совершенным представляется прибор ТГ-2, регистратор которого построен на основе самобалансирующегося моста переменного тока. Питание моста переменным током позволило избежать применения дополнительных источников питания и ключевого преобразователя на входе усилителя. Значительно снижены искажения, вносимые паразитными термо-э.с. Чтобы исключить влияние реактивных сопротивлений моста и подводящих проводов датчиков, частота питающего мост напряжения снижена до 25 Гц. Ламельный переключатель режимов работы заменен электронным, что снизило размеры регистратора и значительно повысило

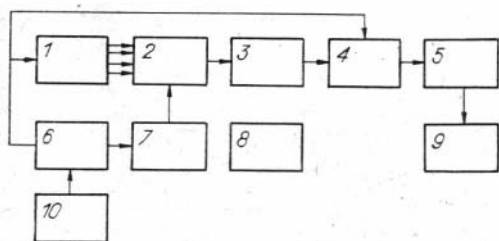


Рис. 1.3. Функциональная схема термографа ТГ-2.

1 — измерительный мост переменного тока с термисторными датчиками; 2 — коммутатор каналов; 3 — усилитель; 4 — фазовый детектор; 5 — усилитель постоянного тока; 6 — делитель частоты; 7 — формирователь временных сигналов; 8 — блок питания; 9 — двигатель реохордов и пишущего узла; 10 — опорный генератор.

термодатчика при определенной температуре, соответствующей примерно середине исследуемого интервала температур. Таким образом, на диаграммной бумаге после каждого измерения температуры автоматически записывается точка отсчета — индекс. При обработке записи величина импульса температуры отсчитывается от этого индекса. Периодическое подключение моста, измеряющего температуру, к регистратору дает возможность определить не только температуру илов, но и температуру воды в ряде точек

его надежность. Через ключи поочередно подключаются к усилителю соответствующие части комбинированного моста для измерения и записи разности температуры, ее абсолютного значения и калибровочного сигнала от постоянного высокостабильного резистора. Специальная мостовая схема позволяет использовать для измерения этих трех величин только один реохорд. В термографе предусмотрена схема регулирования гистерезиса исполнительного двигателя, которая обеспечивает покачивание пишущего узла около точки равновесия, что снижает требования к механическим деталям самописца. На рис. 1.3 приведена функциональная схема прибора ТГ-2. Сигнал рассогласования с моста (1), который питается напряжением с генератора (10) через делитель частоты (6), поступает на переключатель режимов работы (2) и далее через усилитель (3) на фазочувствительный детектор (4), где выделяется знак рассогласования. После усилителя постоянного тока (5) сигнал поступает на исполнительный двигатель (9) до тех пор, пока сигнал с моста не станет равным нулю. Формирователь временных интервалов (7) из исходной частоты 25 Гц формирует последовательно три интервала: 40 с для записи ΔT (и соответственно геотермического градиента), 20 с для записи T и 20 с для записи калибровочного индекса. Этими сигналами управляется переключатель режимов работы (2), который подключает ко входу усилителя ту или иную часть моста. Переключатель начинает работать с момента включения прибора, и циклическое переключение каналов длится все время его работы. На диаграмме запись параметров теплового поля различается по длительности временных интервалов, а внутри одного цикла — и по очередности следования (см. рис. 1.2). Элементная база прибора — К/МОП серия К176, в качестве усилителя переменного тока используется операционный усилитель 140УД8. Переход на новую элементную базу позволил не только значительно снизить размеры и энергопотребление автономного регистратора, но и резко повысить надежность аппаратуры.

Существенным недостатком приборов типа ПТГ, а также ТГ-1 является сравнительно высокая инерционность самописца. Это вызывается тем, что в указанных приборах исполнительный двигатель вращает довольно тяжелый барабан с диаграммной бумагой, а двигатель протяжки перемещает равномерно вдоль барабана легкий пишущий узел. Так как для вращения барабана необходимо большое усилие, исполнительный двигатель подключается к нему через понижающий редуктор, что замедляет реакцию самописца на полезный сигнал. Чтобы полностью использовать возможность временного разделения каналов, в термографе ТГ-2 было изменено самопишущее устройство. В этом приборе исполнительный двигатель, отрабатывающий рассогласование, перемещает облегченный пишущий узел с укрепленными на нем контактами реохорда, а двигатель протяжки протягивает бумажную ленту с постоянной скоростью. Это изменение наряду со снижением энергоемкости аппаратуры увеличило время автономной работы термографа, которое определяется запасом бумаги на самопишущем устройстве.

К преимущественным отличиям описанных приборов перед существующими, на наш взгляд, можно отнести: 1) повышение надежности и снижение габаритов регистратора, 2) существенное снижение энергопотребления — не более 10 мВт, 3) увеличение числа измерительных каналов до трех и соответственно возможность измерения за один спуск как геотермического градиента, так и температуры илов.

Погрешность измерения значения геотермического градиента термографом ТГ-2 складывается из ошибок оценки различных величин, входящих в формулу (1.1), а именно из ошибок линеаризации, определения расстояния между датчиками, считывания с диаграммной бумаги записанных импульсов. Расчет показывает, что суммарная погрешность измерения g автономным термографом составляет 5—7% от величины градиента температуры.

Точность измерения значения температуры определяется погрешностью градуирования ($\pm 0,01^\circ\text{C}$), а также ошибками, возникающими при

расшифровке записи на диаграммной бумаге и составляющими при ширине записи 180 мм и температурном диапазоне 6°C около $\pm(0,02-0,04)^{\circ}\text{C}$. Таким образом, температура определяется автономным термографом с точностью порядка $\pm(0,03-0,05)^{\circ}\text{C}$. Точность может быть увеличена за счет сужения диапазона измеряемых температур или увеличения ширины записи, т. е. габаритов самописца, что, видимо, может быть целесообразно при специальных исследованиях.

Термографы ТГ-1, ТГ-2 и их более ранние модификации широко использовались при проведении геотермических работ в пределах оз. Байкал, Телецкого и Ладожского озер, а также на Черном море [Дучков и др., 1976, 1977, 1979, 1980; Дучков, Казанцев, 1984, 1985; Казанцев, Дучков, 1983; Казанцев, 1979].

6. Прибор для режимных измерений температуры в скважинах и водоемах

Долговременные наблюдения за изменением температуры горных пород, поверхностных и подземных вод все больше применяются в практике геотермических исследований. Постоянно расширяется круг задач, для решения которых необходимо иметь длинные ряды температурных данных. Такие измерения в большом объеме выполняются в сети гидрогеологических скважин, на прогностических полигонах в сейсмоактивных районах. Длительные наблюдения температуры на разных глубинах позволяют во многих случаях оценить величину внутриземного теплового потока в пределах слоя годовых колебаний температур.

Для автоматизации режимных измерений температуры в ИГиГ СО АН СССР была сконструирована и изготовлена соответствующая аппаратура — геотермическая автономная станция (ГЕТАС), позволяющая продолжительное время измерять, запоминать и считывать показания нескольких термодатчиков, располагающихся на разной глубине в скважинах или водоемах [А. с. 1148992, 1985].

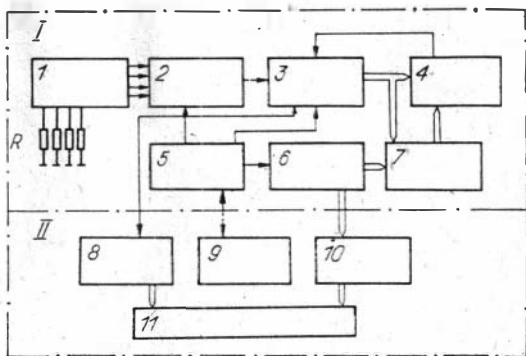
Конструктивно станция состоит из двух узлов, названных условно «измерителем» и «индикатором». «Измеритель» представляет собой электронное измерительное устройство, связанное с группой температурных датчиков — полупроводниковых терморезисторов. Он размещается на устье скважины, в которой располагаются датчики, и производит периодический опрос датчиков и запоминание информации в кристаллической памяти. В этот период работы «измеритель» не требует контроля обслуживающего персонала. «Индикатор» подсоединяется к «измерителю» через соответствующий разъем только на время считывания записанной информации.

Функциональная схема станции приведена на рис. 1.4. Таймерное устройство в схеме управления 5 периодически включает станцию на измерение и запись температуры. Каждый термодатчик (R) включается в свою схему линеаризации, которая рассчитывается по данным калибровки термисторов. Сигнал от одного из термодатчиков через блоки линеаризации 1 и коммутации 2 поступает в амплитудно-цифровой преобразователь (АЦП) 3. Закодированный сигнал со счетчика АЦП поступает в блок памяти 7. После этого схема управления выдает команду на подключение к АЦП следующего датчика. Другой управляющий импульс поступает на блок адресации 6, который при записи следующего сигнала определяет его адресацию в памяти. После измерения и запоминания сигнала последнего датчика счетчик блока адресации 6 прибавляет к своему значению единицу, и схема управления отключает от питания все блоки станции, кроме памяти, блока адресации и таймера. Через заданное время таймер вновь включит станцию, и цикл измерений повторяется.

«Индикатор» служит для воспроизведения записанной в память информации, для чего он подключается к «измерителю». После нажатия кнопки «Считывание» тактовые импульсы из схемы управления 5 начи-

Рис. 1.4. Функциональная схема геотермической автономной станции (ГЕТАС).

I — измеритель; II — индикатор.
R — термисторные датчики температуры, 1, 2 — блоки линейаризации (1) и коммутации (2); 3 — амплитудно-цифровой преобразователь (АЦП); 4 — блок сравнения; 5 — схема управления; 6, 7 — блоки адресации (6) и памяти (7); 8 — счетчик показаний памяти; 9 — блок переключателей; 10 — преобразователь двоичного кода адреса в десятичный; 11 — устройство индикации.



нают поступать на счетчик АЦП 3 и счетчик показаний памяти 8 в «индикаторе». Показания счетчика АЦП постоянно сравниваются с результатом измерений, хранящимся в памяти. Как только эти числа станут равными, блок сравнения 4 станции выдает запрет на прохождение тактовых импульсов на счетчик 8. Таким образом, число тактовых импульсов, поступивших в счетчик показаний памяти 8, будет равно числу импульсов, поступивших в счетчик АЦП, и равно числу, записанному в память. Со счетчика 8 результат в десятичной форме высвечивается на устройстве индикации 11. Одновременно 8-разрядный двоичный код адреса измерения (номеров термистора и сеанса опроса) со счетчика блока адресации 6 поступает на преобразователь 10 двоичного кода в десятичный и также высвечивается на светоиндикаторе 11. После нажатия кнопки «Управление номером» аналогичным образом происходит считывание информации из следующего адреса и т. д. Данные записываются в виде таблицы непосредственно на скважине. После завершения считывания счетчик блока адресации 6 сбрасывается в нуль, «индикатор» отключается и «измеритель» вновь готов к работе.

Наиболее важным блоком «измерителя» представляется амплитудно-цифровой преобразователь, принципиальная схема которого приведена на рис. 1.5. Так как измеряемая температура изменяется относительно медленно, стало возможным применение интегрирующего АЦП, работающего по принципу преобразования напряжения в частоту (ПНЧ). Для АЦП, построенных по этому принципу, характерны следующие преимущества: входное напряжение непосредственно и постоянно поступает на вход интегратора, что особенно важно при измерении предельно малых токов; возможно использование сравнительно «грубых» компараторов, например обычных двустабильных пороговых элементов (D-триггеры), что значительно упрощает аппаратную реализацию схемы; временной и температурный дрейф элементов не влияет на точность преобразования [Seifart, Oberst, 1979].

После включения измерителя начинается этап автокоррекции АЦП. В это время подается питание на весь АЦП, кроме схемы моста ($R_1 - R_5$), которая заперта ключом на транзисторе VT3. Этот же ключ запирает триггеры D1.1 и D1.2, что, в свою очередь, дает запрет прохождения тактовых импульсов ($f_{\text{такт}}$) в цепь «выход». Так как напряжение, поступающее с моста на вход операционного усилителя A1, равно нулю, то на его выходе вырабатываются только напряжение термо-эдс в измерительных цепях, а также напряжение смещения нуля $E_{\text{см}}$. Это напряжение через сопротивление R_7 поступает на инвертирующий вход АЦП, собранного на операционном усилителе A2, где оно складывается с сигналом коррекции, поступающим с повторителя на транзисторе VT1 через резистор R_k . Если ток через интегрирующий конденсатор $C_{\text{и}}$ не равен нулю, то корректирующий конденсатор C_k перезаряжается таким образом, что ток коррекции с VT1 и R_k компенсирует ток с A1, а также смещение нуля A2. Перезарядка конденсатора C_k идет через ключ VT2. В конце этапа автокоррекции, после установки стационарного режима, напряжение на



После включения транзистора VT3 начинается этап преобразования. С VT3 подается питание на мост, открываются триггеры D1.1 и D1.2, транзистор VT2 запирается, отключая цепь перезарядки корректирующего конденсатора C_K . На входе усилителя A1 напряжение изменится на величину, пропорциональную разбалансу моста, появится ток через R_7 и C_H . Напряжение на выходе A2 начинает уменьшаться до уровня, воспринимаемого как логический «0» входом D-триггера D1.1. Ближайшим тактовым импульсом триггеры D1.1 и D1.2 перебрасываются, что, в свою очередь, дает разрешение на прохождение тактовых импульсов $f_{\text{такт}}$ в цепь «выход» и далее на счетчик АЦП (на схеме не показан). Инверсный выход D1.2 подключает к конденсатору C_H цепь разряда — $R_{\text{разр}}$. В результате появляется другая компонента тока конденсатора C_H — через разрядный резистор $R_{\text{разр}}$. Если напряжение разбаланса не выходит за пределы диапазона линейности АЦП, ток через $R_{\text{разр}}$ будет больше тока, определяемого напряжением разбаланса, и начнется зарядка C_H . Напряжение на этом конденсаторе будет изменяться до тех пор, пока не достигнет уровня логической «1» для триггера D1.1. Триггер перебрасывается, прохождение тактовых импульсов $f_{\text{такт}}$ на выход прекращается, ток через $R_{\text{разр}}$ тоже прекращается. Начинается новый цикл перезарядки конденсатора C_H и т. д. Поскольку напряжение на C_H в начале и в конце преобразования отличается меньше чем на $E_{\text{пит}}$, то средний ток через этот конденсатор стремится к нулю. И чем больше период измерения, тем лучше выполняется это условие. Следовательно, ток через R_7 , определяемый напряжением разбаланса моста, в среднем компенсируется током, протекающим через $R_{\text{разр}}$. В свою очередь, ток через $R_{\text{разр}}$ оп-

где $E_{\text{пит}}$ — напряжение питания, принятое за опорное, которым идет перезарядка интегрирующего конденсатора; N_0 — количество тактов измерения; N_1 — количество тактов, в течение которых цепь разряда конденсатора АЦП отключена. Во время отключения $R_{\text{разр}}$ тактовым импульсам разрешен выход на счетчик. Таким образом, напряжение разбаланса моста оказывается прямо пропорциональным числу тактов N_1 с некоторым масштабным коэффициентом. Этот коэффициент зависит от соотношения плеч моста^а и спротивления обратной связи R_6 и рассчитывается таким образом, чтобы показания счетчика выражали температуру термодатчика в сотых долях $^{\circ}\text{C}$.



Рис. 1.6. Графики вариаций температуры в скважине, записанные ГЕТАС (1) и наблюдателем (2). Скважина расположена в дер. Кольцовка Новосибирской области, измерения выполнены с 14 октября по 2 ноября 1983 г. на глубинах 1, 2 и 3 м.

ГЕТАС, включая блок памяти, выполнена на интегральных микросхемах КМОП серий 176 и 561. Усредненная по времени (периодическое измерение и постоянное хранение информации) мощность потребления «измерителя» не превышает 2 мВт. «Индикатор» с выходным табло на светодиодах потребляет большее количество энергии, и предпочтительно для него использовать отдельный источник питания порядка 6 В. В схеме станции предусмотрена возможность изменения числа датчиков периодичности их опроса от минут до нескольких суток, емкости кристаллической памяти, а также сдвига или расширения интервала измеряемых температур. «Индикатор» может быть использован для обслуживания целой группы «измерителей», расставленных по скважинам.

Погрешность измерения температуры станцией ГЕТАС определяется в основном точностью градуирования и линеаризации температурных датчиков. При градуировании посредством сравнения со ртутными термометрами типа ТР-1 (цена деления $0,01^{\circ}\text{C}$) погрешность не превышает $0,03^{\circ}\text{C}$. Относительные изменения температуры измеряются точнее.

В ИГиГ СО АН СССР изготовлено несколько модификаций станции. Один прибор рассчитан на автономную работу в удаленных районах. «Измеритель» содержит четыре термодатчика (термисторы КМТ-4), емкость памяти составляет 256 12-разрядных двоичных чисел, периодичность опроса датчиков может быть 1,5 ч, 1, 2 и 4 сут, что соответствует времени автономной работы 15, 64, 128 и 256 сут. Диапазон линеаризации — $0 \div +20^{\circ}\text{C}$. Размеры «измерителя» с питанием составляют $300 \times 80 \times 80$ мм, «индикатора» — $120 \times 120 \times 90$ мм, общий вес прибора не превышает 3 кг и определяется в основном весом батарей.

ГЕТАС прошла длительные полевые испытания в скважинах гидрорежимной партии ПГО «Новосибирскгеология», Гармского прогностического полигона ИФЗ АН СССР, а также Комплексной гидрогеологической экспедиции ВСЕГИНГЕО Мингео СССР (Московская область). Испытания показали высокую надежность устройства, стабильность его работы и несомненные преимущества автоматической записи по сравнению с ручными замерами (рис. 1.6). Небольшое количество ГЕТАС выпущено Опытным заводом СО АН СССР.

Для автоматизации режимных измерений температуры на стационарах гидрорежимных партий и прогностических полигонах изготовлена модификация ГЕТАС, позволяющая измерять и хранить информацию от 36 термодатчиков. Это устройство содержит промежуточную кристаллическую память с последующим выводом информации на перфоратор типа ПЛ-80, ПЛ-150. Табулирование данных и их обработка производятся на ЭВМ.

Измерения тепловых свойств пород, и особенно коэффициента теплопроводности (λ), составляют обязательную часть геотермических работ и проводятся в основном в лабораторных условиях, для чего используются разнообразные, чаще самодельные, приборы или установки, реализующие закономерности как стационарного, так и нестационарного температурных полей. Наиболее распространены приборы «Ламбда», ИТ- λ -400, прибор Института технической теплофизики АН УССР, установки методов двух температурно-временных точек, импульсного (зондовый, метод игольчатого зонда), температурных волн [Методические... основы... 1983; Любимова, 1968а; Дучков, Соколова, 1974а; и др.]. Все эти довольно разные способы измерения λ обладают одним существенным недостатком — они требуют предварительной, порой трудоемкой, обработки каменного материала: сверления в горной породе отверстий, выпиливания пластин цилиндров. К тому же перечисленные приборы обычно позволяют за один опыт измерить лишь теплопроводность, для оценки же температуропроводности и теплоемкости требуются дополнительные эксперименты.

В последнее время разработаны новые приборы, позволяющие более оперативно измерять теплопроводность и другие тепловые свойства при минимальной подготовке образцов [Калинин А. Н., 1981; Попов Ю. А. и др., 1983].

Некоторые из этих приборов, уже довольно широко внедренные в практику геотермических работ, описаны в настоящем параграфе.

а. Тепловой компаратор

Этот прибор для измерения теплопроводности твердых тел разработан в Сибирском НИИ метрологии (СНИИМ) [А. с. 949449, 1982].

Основными его достоинствами являются высокая скорость измерений и возможность проводить их на образцах произвольной формы и размера, причем лишь поверхность исследуемого материала или ее участок должны удовлетворять определенным требованиям. Во время измерений не нужно строго выдерживать и контролировать температуру исследуемых образцов. Кроме того, время выхода системы в стационарный тепловой режим незначительно (2—3 мин). Одно измерение предварительно отградуированным тепловым компаратором занимает не более 5 мин и сводится к раз-

мещению выносного зонда на поверхность исследуемого материала и отсчету показаний измерительного прибора.

Измерения могут проводиться на образцах малых размеров. Целостность образцов при измерениях не нарушается.

Работа теплового компаратора основана на двухточечном тепловом зондировании поверхности исследуемого образца двумя термозондами (4) (рис. 1.7), между верхними концами которых с помощью полупроводниковой термоэлектрической батареи (8) создается и поддерживается постоянная разность температур (~ 40 К). Постоянство раз-

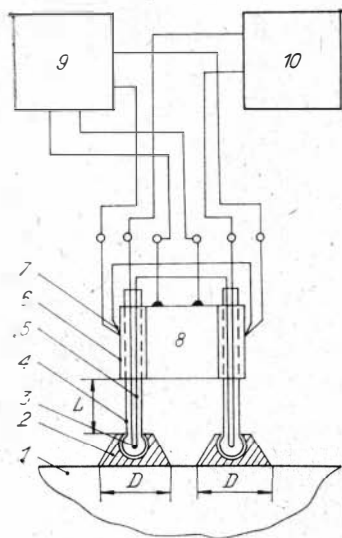


Рис. 1.7. Схема теплового компаратора для измерений теплопроводности.

1 — исследуемый образец; 2 — медные наконечники; 3 — концы термозондов шаровой формы; 4 — термозонды из латуни; 5 — измерительная термопара; 6 — медные пластинки; 7 — регулирующая термопара; 8 — термоэлектрическая батарея ТБМ-2М; 9 — автоматический регулятор; 10 — милливольтметр.

ности температур обеспечивается автоматическим регулятором (9), управляемым дифференциальной термопарой (7). О теплопроводности исследуемого образца (1) судят по величине термо-эдс дифференциальной термопары (5), регистрирующей разность температур между нижними концами термозондов при их контакте с поверхностью образца в установленном тепловом режиме. Термо-эдс этой термопары измеряется милливольтметром (10). Прибор предварительно градуируется по стандартным образцам теплопроводности.

Применимость описанного метода и прибора для измерений коэффициента теплопроводности горных пород изучалась совместно СНИИМ и ИГиГ СО АН СССР на специальной коллекции горных пород [Калинин А. Н. и др., 1983]. Чтобы уменьшить эффект неоднородности большинства горных пород, для исследований был использован тепловой компаратор, у которого термозонды снабжены коническими наконечниками (2) (см. рис. 1.7) с плоскими основаниями. Последние изготавливаются из материала с высокой теплопроводностью и подвижно соединяются с термозондами с помощью шаровых шарниров [Калинин А. Н., 1976]. Благодаря наконечникам размеры участков контактирования термозондов с образцами становятся больше размеров отдельных зерен в породах, что должно обеспечивать получение некоторого эффективного значения теплопроводности пород, близкого к истинному. Шарнирное же соединение наконечников с термозондами и их коническая форма позволяют воспроизводить площадь контактирования и тем самым получать необходимую точность измерений как на твердых образцах с неидеально плоской поверхностью, так и на многих дисперсных материалах, измерения которых неизбежно связаны с некоторым погружением в них наконечников. Кроме того, наконечники способствуют сохранению площади контакта и, следовательно, градуировочной характеристики компаратора в процессе длительной его эксплуатации.

С целью достижения максимальной чувствительности компаратора параметры термозондов и наконечников были выбраны такими, чтобы в соответствии с разработками А. Н. Калинина [1976, 1981] выполнялись условия:

$$L \geq 0,01 \text{ м}; \quad \frac{LD}{S} \approx 0,5 \frac{\lambda_T}{\lambda_0}; \quad \frac{\lambda_T S}{PL^2} \geq 4\alpha; \quad \lambda_n \gg \lambda_T, \quad (1.2)$$

где P и L — периметр поперечного сечения и длина термозондов, м; S — площадь поперечного сечения термозондов, м^2 ; D — диаметр участков контактирования термозондов с образцом или диаметр оснований наконечников, м; λ_n — коэффициент теплопроводности материала наконечников, $\text{Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$; λ_T — коэффициент теплопроводности материала термозондов, $\text{Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$; λ_0 — среднее из предполагаемого диапазона измерений или наиболее вероятное значение теплопроводности подвергаемых исследованию материалов, $\text{Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$; α — коэффициент теплообмена термозондов с окружающей средой, $\text{Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{К})$.

Первое условие исходит из размеров чувствительных элементов термопар (5) и возможностей их монтажа. Второе — определяет максимум относительной чувствительности метода в заданном диапазоне λ_0 . Соблюдение третьего условия сводит к минимуму влияние теплообмена термозондов с окружающей средой на чувствительность метода. Выполнение четвертого условия необходимо для уменьшения перепадов температур на наконечниках и включения в теплообмен по возможности всей зоны контакта с образцом.

В соответствии с (1.2) длина термозондов выбрана равной 10^{-2} м, диаметр оснований наконечников D задан равным $4 \cdot 10^{-3}$ м. Термозонды изготовлены в форме трубок с наружным диаметром $1,85 \cdot 10^{-3}$ м и внутренним диаметром 10^{-3} м ($P = 5,8 \cdot 10^{-3}$ м, $S = 1,9 \cdot 10^{-6}$ м^2).

Указанные геометрические параметры были установлены заранее, а материал для изготовления термозондов (латунь ЛС59-1) с требуемой теплопроводностью $\lambda_T \approx 100 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$ подбирался согласно (1.2) из расчета

получения максимальной чувствительности при $\lambda_0 = 2,5 \text{ Вт/(м·К)}$. Такое значение λ_0 взято потому, что большинство горных пород имеет значение коэффициента теплопроводности в диапазоне $0,5\text{--}5 \text{ Вт/(м·К)}$. Наконечники изготовлены из меди ($\lambda_n = 400 \text{ Вт/(м·К)}$).

Расчетное значение α для термозондов с выбранными параметрами при температурах, близких к комнатной, составляет около $50 \text{ Вт/(м}^2\cdot\text{К)}$. При таком значении α и указанных выше геометрических и теплофизических параметрах термозондов удовлетворяются все условия (1.2).

Термозонды в форме трубок позволили осуществить скрытый и надежный монтаж термопар (5), что влияет на долговечность компаратора. Шарнирные соединения наконечников с термозондами получены завальцовкой верхних кромок цилиндрических углублений в наконечниках после того, как в них вставлены концы термозондов, изготовленные в форме шаров. Диаметр последних составлял $2,5 \cdot 10^{-3} \text{ м}$. С целью снижения и обеспечения постоянства термического сопротивления шарнирных соединений они смазывались глицерином. Сами термопары (5, 7) изготовлены из хромель-копелевых электродов диаметром 10^{-4} м .

В остальном выносной тепловой зонд и схема регулирования выполнены по аналогии с описанными А. Н. Калининым [1982].

Контакт наконечников с образцами создавался за счет силы тяжести всего зонда, давление поддерживалось всегда постоянным ($0,15 \text{ МПа}$).

Для градуировки компаратора использовались рекомендуемые в качестве стандартных образцы из следующих материалов [Сергеев, 1972]: органического стекла ($\lambda = 0,194 \text{ Вт/(м·К)}$); стекла ТФ-1 ($\lambda = 0,700 \text{ Вт/(м·К)}$); стекла К-8 ($\lambda = 1,087 \text{ Вт/(м·К)}$); стекла ЛК-5 ($\lambda = 1,178 \text{ Вт/(м·К)}$); плавленного кварца марки КВ ($\lambda = 1,338 \text{ Вт/(м·К)}$); чистого железа ($\lambda = 81,1 \text{ Вт/(м·К)}$). Дополнительно в качестве стандартных использовались образцы из титанового сплава ВТ-6 (ГОСТ 19807—74) ($\lambda = 6,74 \text{ Вт/(м·К)}$) и нержавеющей стали марки 12Х18Н10Т (ГОСТ 5632—72) ($\lambda = 14,70 \text{ Вт/(м·К)}$) из партий, аттестованных на государственном специальном эталоне единицы теплопроводности твердых тел ГЭТ 69—75 (ГОСТ 8.177—76) [Теплофизические приборы. . ., 1981]. Значения теплопроводности стандартных образцов указаны при комнатной температуре (293 К), при которой обычно осуществляется градуировка компаратора.

Все стандартные образцы имели толщину более 10 мм и класс обработки зондируемой поверхности не ниже $\nabla 10$ ($0,1 \text{ мкм}$ по параметру R_a).

При градуировке на каждом стандартном образце проводилось не менее семи измерений, и значению теплопроводности каждого стандартного образца ставилось в соответствие среднее из этих измерений.

С целью исследования влияния термического сопротивления контакта термозондов с образцами на сходимость и точность измерений градуировка осуществлялась с контактной смазкой и без нее. Для смазки использовались глицерин ($\lambda = 0,26 \text{ Вт/(м·К)}$) и циапим ($\lambda \approx 0,18 \text{ Вт/(м·К)}$) — наиболее доступные и инертные вещества. С каждым смазочным материалом испытывались варианты с нанесением смазки на зондируемую поверхность стандартных образцов и с нанесением смазки только на контактируемые с образцом поверхности наконечников.

Результаты градуировки показали, что при всех испытанных вариантах контактной смазки градуировочные характеристики компаратора различаются в пределах случайных погрешностей и поэтому могут быть выражены одной градуировочной кривой (рис. 1.8, а). Градуировочная кривая, полученная без контактной смазки (рис. 1.8, б), существенно отличается от полученной с контактной смазкой и должна рассматриваться как самостоятельная градуировочная характеристика компаратора.

Сходимость показаний компаратора при использовании контактной смазки на стандартных образцах от оргстекла до сплава ВТ-6, т. е. в диапазоне теплопроводности горных пород, меняется в пределах $0,5\text{--}2,0 \%$. Здесь и далее отклонения приведены в единицах теплопроводности. Без контактной смазки сходимость показаний в том же диапазоне теплопро-

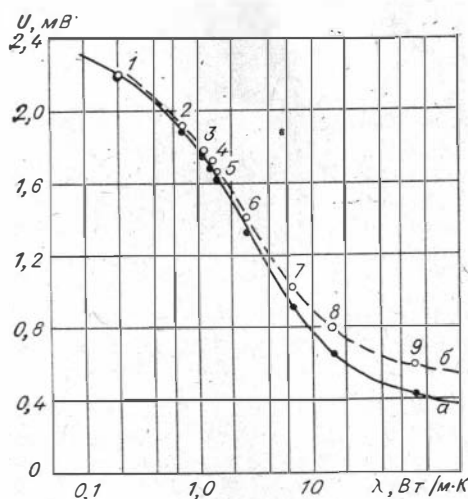


Рис. 1.8. Градуировочные кривые теплового компаратора (а — с контактной смазкой, б — без смазки).

1 — органическое стекло; 2—5 — стекла ТФ-1, К-8, ЛК-5, КВ; 6 — слюдянский мрамор (пос. Слюдянка, Прибайкалье); 7 — сплав ВТ-6; 8 — нержавеющая сталь 12Х18Н10Т; 9 — чистое железо.

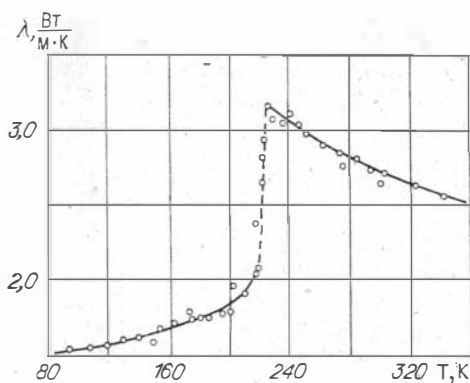


Рис. 1.9. Результаты экспериментальных исследований температурной зависимости теплопроводности белого мрамора (пос. Слюдянка, Прибайкалье) абсолютным методом.

водности меняется в пределах 1,5—6,0%, т. е. в 3 раза хуже, чем с контактной смазкой. Последнее указывает на целесообразность применения смазки, где это допустимо. Однако при измерениях с применением контактной смазки или без нее для определения λ должна использоваться и соответствующая градуировочная зависимость.

Градуировочные кривые аппроксимированы методом наименьших квадратов на ЭВМ. В качестве исходной взята зависимость [Калинин А. Н., 1982]

$$U = \frac{B_1}{B_2 + \lambda} + B_{3x} \quad (1.3)$$

где U — показание милливольтметра, мВ; $B_1 - B_3$ — определяемые эмпирически постоянные; λ — коэффициент теплопроводности.

Отклонения аппроксимирующих кривых от точек, полученных на стандартных образцах как с контактной смазкой, так и без смазки, находятся в пределах погрешности градуировки, которая складывается из погрешностей данных о теплопроводности стандартных образцов и случайных погрешностей измерений при градуировке. Это подтверждает вид градуировочной зависимости (1.3) для теплового компаратора при наличии смазки и без нее.

Важным моментом при использовании теплового компаратора применительно к горным породам является слабая обеспеченность стандартными образцами диапазона теплопроводности горных пород (см. рис. 1.8), что может снизить точность определения теплопроводности. Чтобы устранить снижение точности, необходимо привлечь для градуировки дополнительные образцы, аттестованные индивидуально с помощью высокоточных средств, реализующих абсолютные методы измерений теплопроводности. В качестве таких стандартных образцов могут быть взяты непосредственно образцы горных пород.

В связи с этим в СНИИМ были проведены экспериментальные исследования теплопроводности белого мрамора, который по теплопроводности и физико-механическим свойствам может претендовать на роль стандартного образца в интересующем нас диапазоне. Исследования проводились при температурах $94 \div 343$ К ($-179 \div +70^\circ\text{C}$) на установке, реализующей абсолютный метод стационарного осевого теплового потока (погрешность 2,5%) [Теплофизические приборы..., 1981].

Результаты исследований (рис. 1.9) показывают, что в диапазоне температур $226 \div 343$ К теплопроводность мрамора монотонно уменьшается с повышением температуры от 3,17 до 2,56 Вт/(м·К). Это свидетельствует о пригодности исследованного образца мрамора на роль дополнительного стандартного образца теплопроводности в указанном диапазоне температур, включающем комнатную, при которой обычно градуируется тепловой компаратор. Резкое снижение теплопроводности мрамора при температурах ниже 223 К (-50°C) объясняется наличием фазового перехода при этой температуре. При комнатной температуре теплопроводность мрамора составляет 2,74 Вт/(м·К).

Измерения теплопроводности этого же мрамора с помощью компаратора, проградуированного по основным стандартным образцам, дали результат 2,86 Вт/(м·К). Расхождение данных находится в пределах суммарной погрешности методов измерений, что подтверждает пригодность мрамора на роль дополнительного стандартного образца и в то же время показывает применимость компаратора для измерений теплопроводности горных пород, сходных по структуре с мрамором.

Проведенные с помощью компаратора поочередные измерения теплопроводности образцов белого мрамора трех разных месторождений дали результаты, отличающиеся до 20 % (3,22; 2,86; 2,69 Вт/(м·К)). Это указывает на необходимость индивидуальной аттестации образцов мрамора, используемых в качестве стандартных.

Некоторые неопределенности в показаниях компаратора могут возникнуть при измерениях сухих пород слабо связанной капиллярно-пористой структуры (глин, песчаников и т. п.). На образцах таких пород не всегда может быть получен тепловой контакт зондов с поверхностью образца, как на стандартных образцах, из-за наличия на поверхности частиц породы, связь которых с другими частицами нарушена при обработке поверхности. Степень нарушения связи и чистота поверхности зависят от способа или этапа ее обработки. Применение же некоторых видов контактной смазки может изменить истинное значение теплопроводности таких пород вследствие проникновения материала в образец.

В связи с этим на образце песчаника кремнистого плотного на разных этапах обработки его поверхности проводились измерения с использованием двух видов смазки — циагита и глицерина, отличающихся вязкостью, а также без контактной смазки. Кроме того, теплопроводность этого песчаника измерена на другой установке, реализующей абсолютный метод. Поскольку последний является более надежным, полученное значение теплопроводности, равное 1,85 Вт/(м·К), можно считать своего рода эталоном.

При использовании циагита в качестве контактной смазки компаратор показал следующие результаты: теплопроводность образца после пыли — $1,92 \pm 0,08$ Вт/(м·К), после обработки крупным абразивом — $1,72 \pm 0,11$, средним — $1,91 \pm 0,08$, мелким — $1,89 \pm 0,04$ Вт/(м·К). Можно видеть, что наиболее правильные показания компаратора соответствуют измерениям после обработки поверхности мелким абразивом. С глицериновой смазкой компаратор дает завышенные результаты, так как глицерин пропитывает такие породы. Без смазки теплопроводность составляет $1,79 \pm 0,13$ Вт/(м·К).

Для определения минимально допустимого размера образца выполнены специальные исследования на наборе пластин кварцита разной толщины и цилиндров кварцевого песчаника разного диаметра. Теплопроводность каждой из пластин кварцита измерялась дважды. В первом случае пластина лежала на металле, во втором — на пенопласте (рис. 1. 10). Можно видеть, что при малой толщине пластин показания компаратора не соответствуют истинной теплопроводности: они завышены в первом случае и занижены во втором. С увеличением толщины разница показаний уменьшается, достигая 10% при толщине образца 8 мм. Сопоставление показаний компаратора для песчаников показало, что диаметр цилиндров не должен быть меньше 30 мм, минимально допустимое расстояние от зон-

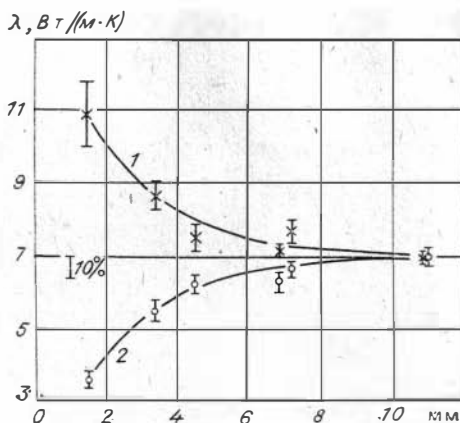


Рис. 1.10. График зависимости показаний компаратора от толщины исследуемого образца (1 — исследуемый образец лежит на металлической пластине, 2 — на пластине из пенопласта; горизонтальная прямая — истинная теплопроводность исследуемого образца).

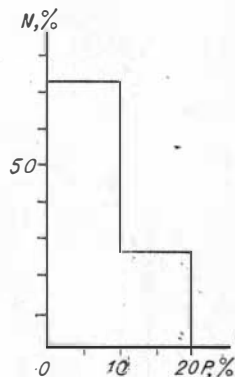


Рис. 1.11. График сопоставления коэффициентов теплопроводности образцов горных пород, измеренных тепловым компаратором и прибором ПАЦИТ (P — разница в значениях коэффициентов теплопроводности).

дов до кромки образца составляет около 8 мм и приблизительно равно минимальной толщине образца.

Проведены также исследования применимости компаратора для определения теплопроводности пород при полном их насыщении водой. Для этого образцы глин и песчаников погружались в воду до выравнивания поверхности образца с поверхностью воды. Измерения проводились после полного насыщения образцов без извлечения их из воды. Полученное возрастание показаний компаратора по сравнению с показаниями на воздушно-сухих образцах согласуется с данными А. Ф. Чудновского [1962] по теплопроводности материалов при насыщении их водой.

Следует заметить, однако, что во время измерений поверхность образца, контактирующая с термозондами компаратора, должна быть свободной от пленки воды. Для этого поверхность перед измерениями промокают обычной фильтровальной бумагой. В противном случае из-за пленочного эффекта измеренная теплопроводность влажного образца может быть искусственно в значительной степени завышена.

Интересно сравнить коэффициенты теплопроводности, полученные для одних и тех же образцов разными методами, чтобы иметь определенное представление о надежности и точности используемой аппаратуры. Нами на 30 образцах слабосцементированных терригенных пород Западно-Сибирской плиты (в основном Оконешниковский участок) выполнены измерения λ с помощью компаратора (λ_k) и прибора ПАЦИТ (см. § 2, в настоящей главы), являющегося разновидностью абсолютного нестационарного метода (λ_n). Для каждого образца определено расхождение между этими двумя значениями $P = \frac{\lambda_k - \lambda_n}{\lambda_k} \cdot 100\%$; результаты в виде гистограммы при-

ведены на рис. 1.11. Как можно видеть, у более 70% образцов разница не превышает 10%. Такую сходимость результатов можно считать вполне удовлетворительной, учитывая тот факт, что с помощью компаратора осуществляется тепловое зондирование поверхности среза исследуемого образца, а в случае прибора ПАЦИТ иглоочка-зонд вводится в образец, причем термодатчик располагается на глубине 3—4 см от среза. Если образец неоднороден, то расхождение значений λ может быть обусловлено именно этой неоднородностью, а не погрешностью прибора.

Таким образом, относительный метод двухточечного зондирования поверхности и описанный тепловой компаратор, реализующий этот метод,

могут с успехом применяться для экспресс-измерений теплопроводности многих горных пород как в сухом состоянии, так и в условиях полного насыщения водой или другими флюидами.

6. Микро-ИВК для исследования тепловых свойств образцов твердых материалов

В лаборатории автоматизации геокриологических исследований ИГиГ СО АН СССР в течение ряда лет ведутся работы по созданию комплекса приборов для изучения свойств многолетнемерзлых пород. Одним из направлений этой работы является разработка средств для комплексного экспресс-анализа тепловых свойств. Ниже рассмотрен измерительно-вычислительный комплекс (ИВК) «Пингвин ТФ-08» [Цибульский, 1985], предназначенный для лабораторных исследований коэффициентов тепло- и температуропроводности, удельной теплоемкости твердых образцов материалов в диапазонах: λ — $0,5 \div 10$ Вт/(м·К); k — $(0,2 \div 15,0) \cdot 10^{-6}$ м²·с; c — $0,4 \div 4,0$ кДж/кг·К.

Погрешность измерения всех параметров не более 5%. Температура исследуемых образцов $-20 \div +25^\circ\text{C}$, диаметр образца $54 \div 60$ мм, высота $5 \div 15$ мм.

В приборе «Пингвин ТФ-08» реализован нестационарный метод измерения тепловых свойств веществ. Сущность метода заключается в решении уравнения Фурье в адиабатических условиях, которые достигаются тем, что образец и плоский электрический нагреватель (рис. 1.12) помещаются в оболочку с весьма малым λ по сравнению с исследуемыми материалами.

Если принять, что свойства образца не изменяются при тепловом воздействии, то количество поглощенного тепла достаточно точно определяется интегралом

$$\int_0^{\tau} \Delta T d\tau,$$

где ΔT — разность температур на противоположных сторонах пластины; τ — время релаксации или установления нового равновесного состояния.

Все сказанное выше справедливо при незначительном смещении — небольшой разности начальной и новой равновесных температур. Для мерзлых пород эта величина должна быть меньше градиента фазового перехода, т. е. меньше $0,3^\circ\text{C}$.

Наиболее просто реализовать описанный подход импульсным методом. На одну из поверхностей образца действует тепловой импульс, равномерный по всей площади. Количество энергии, отдаваемое нагревателем, должно быть известно.

Для вычисления тепло-, температуропроводности и удельной теплоемкости необходимо определить величину интеграла

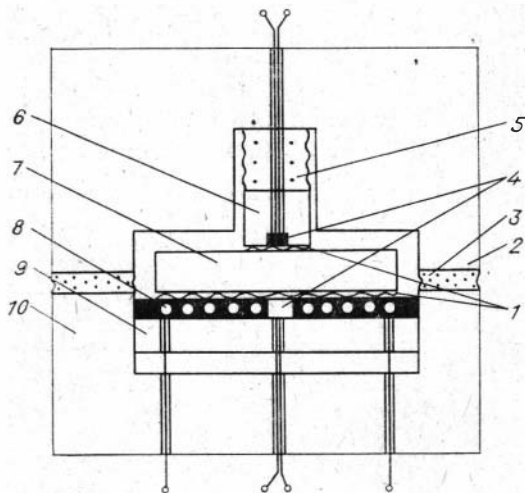


Рис. 1.12. Измерительная ячейка.

1 — смазка с высокой теплопроводностью; 2 — верхняя половина пенопластового корпуса ячейки; 3 — поролоновая уплотнительная прокладка; 4 — датчики температуры; 5 — поролоновая пружинящая прокладка; 6 — пенопластовое основание для верхнего датчика температуры; 7 — исследуемый образец породы; 8 — проволоочный нагреватель; 9 — пенопластовое основание для нагревателя (8) и датчика температуры (4); 10 — нижняя половина пенопластового корпуса ячейки.

разности температур нагреваемой и изолированной поверхностей образца и смещение равновесной температуры.

Г. Бек и С. Аль-Араджи [1974] предложили следующие расчетные формулы применительно к плоской пластине:

$$\lambda = \frac{hQ}{2 \int_0^{\infty} [T_1(\tau) - T_2(\tau)] d\tau}; \quad k = \frac{h^2 (T_K - T_H)}{2 \int_0^{\infty} [T_1(\tau) - T_2(\tau)] d\tau}; \quad c = \frac{Q}{\rho h (T_K - T_H)}, \quad (1.4)$$

где h — высота образца, м; T_H и T_K — соответственно начальная и конечная равновесные температуры образца, К; $T_1(\tau)$, $T_2(\tau)$ — текущая температура нагреваемой и изолированной поверхностей; Q — тепловая энергия, отдаваемая нагревателем; ρ — плотность образца.

Величина Q определяется калориметрическим методом и считается неизменной. Преимущества данного метода: возможность определять все три коэффициента по результатам одного измерения, независимость от формы теплового импульса, сравнительно небольшое время измерения в одной температурной точке (< 5 мин.)

Конструктивно комплекс состоит из измерительной ячейки и прибора. Измерительная ячейка (см. рис. 1.12) помещается в термокамеру для проведения исследований во всем заданном диапазоне температур. Внутренний диаметр ячейки и образца в данном приборе выбран из стандартного ряда диаметров скважинных кернов (57 мм) и может быть любым другим при соблюдении условия плоской пластины.

Нагреватель δ , расположенный в ячейке, выполнен следующим образом: пенопластовый диск диаметром 70 мм и высотой 20 мм предварительно покрыт слоем эпоксидной смолы толщиной 0,15–0,20 мм. На нем змеевидно размещают манганиновый провод диаметром 0,2 мм, обеспечивая равномерное расположение провода по площади. Затем наносится еще один слой эпоксидной смолы, поверхность которого по возможности делается ровной и гладкой. Необходимо следить, чтобы при этом не образовывались воздушные пузырьки. Чтобы ослабить влияние нагревателя на нижний датчик, последний имеет охранную зону.

Функциональная схема прибора представлена на рис. 1.13. В качестве датчиков температуры D_1 , D_2 применены миниатюрные бескорпусные транзисторы типа КТ394А в диодном включении. Собственная тепловая постоянная времени их не превышает 10 мс. Температурная чувствительность их составляет $K \approx 2,25$ мВ/К. Транзисторы предварительно подобраны с максимально близкими значениями K . Различие падения напряжения ΔU на них скомпенсировано при температуре 0°C увеличением измерительного тока, протекающего через датчик, имеющий меньшее значение U . Номинальный измерительный ток через датчики составляет 45 мкА. Поскольку зависимость прямого падения напряжения на $p-n$ переходе от температуры является линейной лишь при условии постоянства протекающего через него тока, то для питания датчиков применяется источник стабильного тока (ИСТ). Выходные напряжения формирователя опорных напряжений (ФОН) используются при калибровке измерительного тракта в процессе измерения в точках $-20, 0, +20^\circ\text{C}$.

В качестве коммутатора аналоговых сигналов (АК) используются микросхемы (МС) типа К284КН1А. Измерительный усилитель (ИУ) выполнен по электрометрической схеме на трех МС типа К544УД1А. Преобразователь напряжение — частота (ПНЧ) преобразует аналоговый сигнал в форму, необходимую для цифровой обработки, и реализован на двух МС типа К155АГ1. Диапазон изменения выходной частоты ПНЧ составляет 2,5 МГц, нелинейность характеристики менее $\pm 0,1\%$. Преобразователь частота — код (ПЧК) построен на элементах К155ИЕ5. Управление всеми режимами работы прибора и обработку результатов измерений производит микропроцессор (МП) КР580ИК80А. Алгоритм его работы записан

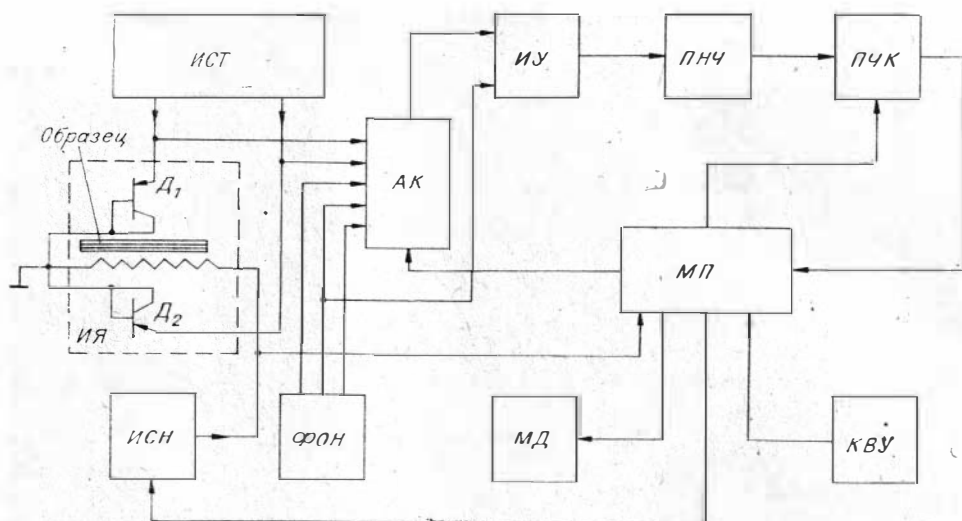


Рис. 1.13. Функциональная схема прибора.

ИСТ — источник стабильного тока; ИСН — источник стабильного напряжения; ФОН — формирователь опорных напряжений; АК — аналоговый коммутатор; ИУ — измерительный усилитель; ПНЧ — преобразователь напряжение — частота; ПЧК — преобразователь частота — код; МП — микропроцессор; МД — матричный дисплей; КВУ — клавиатура ввода и управления; ИЯ — измерительная ячейка.

в перепрограммируемом запоминающем устройстве, выполненном на МС типа 573РФ1. Для ввода данных и управления режимами работы используется стандартная цифровая клавиатура с четырьмя дополнительными функциональными клавишами. Для отображения вводимой и выводимой информации служит матричный дисплей (МД) на основе ИМГ-1-02.

Для исключения влияния временной нестабильности измерительного тракта ИУ-ПНЧ в приборе применяется автоматическая самокалибровка.

Питание нагревателя осуществляется от источника стабильного напряжения (ИСН), обеспечивая постоянство подводимой к нагревателю мощности. Если необходимо изменить энергию теплового импульса, оператор, используя цифровую клавиатуру прибора, изменяет время нагрева.

Микро-ИВК работает в диалоговом режиме. Через 15 мин после включения, необходимых для прогрева, на дисплее появляется вопрос о размерах и весе исследуемого образца и энергии нагрева. С помощью клавиатуры оператор вводит необходимые значения и переводит прибор в режим контроля температурного состояния образца. При этом на дисплее индицируется: T_1 — температура верхней поверхности образца; $T_2 - T_1$ — разность температур между поверхностями. По достижении образцом теплового равновесия, т. е. $T_2 - T_1 = 0$, прибор переводится оператором в режим измерения. При этом включается на заданное время нагреватель, измеряются и запоминаются температуры поверхностей $T_1(\tau)$, $T_2(\tau)$, производится суммирование разностей температур. Температуры T_1 и T_2 измеряются 10 раз в секунду, что обеспечивает достаточную точность воспроизведения интеграла. По окончании процесса МП производит расчет тепловых коэффициентов образца с учетом его веса, размеров начального дифференциала (вызванного неполной идентичностью датчиков температуры и неполным тепловым равновесием образца), а также тепловых параметров самой измерительной ячейки. По окончании расчета все измеренные параметры отображаются на дисплее в системе СИ. Кроме того, оператор при желании может запросить дополнительную информацию: начальную равновесную температуру измерения, ее приращения, а также максимальную зафиксированную температуру нагреваемой поверхности образца в ходе процесса.

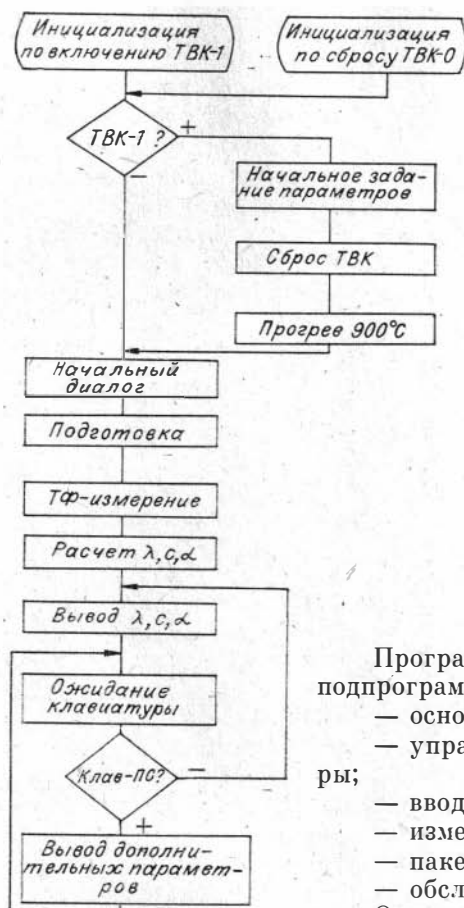


Рис. 1.14. Программа управления экспериментом (ТВК — триггер включения).

производит подключения источника сигнала к входу измерительного усилителя, разрешает счет импульсов ПНЧ в течение заданного промежутка времени и вводит данные со счетчиков. Подпрограмма измерения температуры реализует алгоритм автоматического тестирования измерительного тракта. Результат работы — численные значения температур T_1 и T_2 и разность между ними. Подпрограмма ввода принимает цифровые данные с клавиатуры прибора и преобразует их в двоичный код. Подпрограмма вывода управляет блоком индикации, осуществляя преобразование двоичного кода в коды отображения цифр и вывод их на экран дисплея. Эта же программа выводит текстовые данные.

Подпрограммы измерения тепловых параметров реализуют алгоритм Г. Бека и С. Аль-Араджи [1974]. Пакет подпрограмм вычислительных процедур содержит программы четырех арифметических действий, преобразования кодов, нахождения абсолютной величины числа, смены знаков и др. Основной формат представления данных — целые 16-разрядные числа со знаком в дополнительном коде. Ряд операций выполняется с двойной точностью. Подпрограмма обслуживания прерывания по таймеру обеспечивает работу прибора в режиме реального времени.

Точность метода в значительной степени зависит от точности определения интеграла $\int_0^{\infty} [T_1(\tau) - T_2(\tau)] d\tau$ или, в конечном счете, от точности измерения температур T_1 и T_2 и достаточном соблюдении условия $dt \rightarrow$

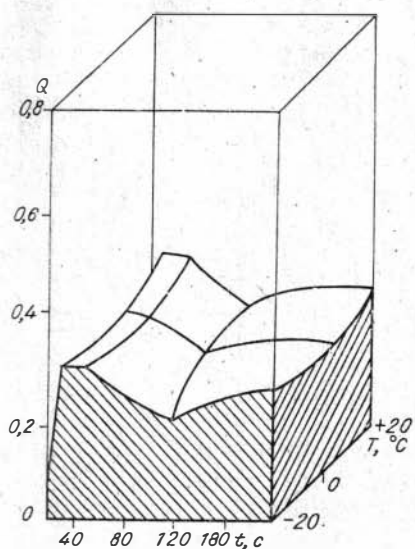


Рис. 1.15. Поле тепловых потерь в относительных единицах.

Программное обеспечение прибора состоит из подпрограмм:

- основной управляющей;
- управления АЦП и измерения температуры;
- ввода и вывода;
- измерения теплофизических параметров;
- пакета вычислительных процедур;
- обслуживания прерывания по таймеру.

Основная управляющая включает в себя подпрограммы прогрева после включения начального диалога, подготовки измерения, расчета теплофизических параметров и вывода результатов измерения на индикатор. Блок-схема приведена на рис. 1.14. Подпрограмма управления АЦП про-

→ 0. В данном приборе чувствительность по температуре составляет 0,005 К, частота дискретизации по времени $dt = \Delta\tau = 0,1$ с. Время интегрирования ограничивается временем релаксации, т. е. при достижении $[T_1(\tau) - T_2(\tau)] < 0,01$ от максимального значения процесс измерения останавливается. Среднее значение последнего замера T_1 и T_2 принимается за новую равновесную температуру образца. При таком способе окончания измерения величина неучтенной части интеграла не превышает 1%.

Кроме того, погрешности прибора в значительной степени влияют на точность определения Q и тепловые потери ΔQ . Так как λ и c зависят прямо пропорционально от Q , то их значения с учетом указанных погрешностей:

$$\lambda = \lambda_{\text{п}} \pm \Delta\lambda; c = c_{\text{п}} \pm \Delta c,$$

где $\Delta\lambda = \varphi(\Delta Q, T)$, $\Delta c = \psi(\Delta Q, T)$ — погрешности за счет тепловых потерь в исследуемом диапазоне температур T ; $\lambda_{\text{п}}$, $c_{\text{п}}$ — измеренные значения коэффициентов без учета $\Delta\lambda$ и Δc .

Исключить погрешность за счет указанного фактора можно, проведя на готовом приборе измерения λ и c эталонных образцов и по результатам определив вид функций φ и ψ .

В данном случае при получении аппроксимаций φ и ψ были использованы образцы стекла марки ТФ диаметром 56,5 мм и высотой 4,95 и 9,90 мм, два образца стекла марки КВ тех же размеров, аттестованные во ВНИИМе по λ с погрешностью $< 3\%$. Теплоемкость определялась по таблицам [Отечественные разработки..., 1981]. Кроме того, использовался образец из меди марки М2, тепловые параметры которой брались из справочника [Физические свойства..., 1984]. Эксперименты были проведены на всех образцах в трех температурных точках: $-20, 0, +20^\circ\text{C}$ многократно. Разброс значений интеграла и приращения равновесной температуры составил $0,3 \div 0,6\%$. По результатам построено поле тепловых потерь измерительной ячейки в координатах: время и температура (рис. 1.15), получены и записаны в память численные аппроксимации.

Повторяемость прибора в целом составляет $< 1\%$ по всем коэффициентам. В процессе опытной эксплуатации проведены исследования образцов из титанового сплава ВТ-6 и некоторых материалов. Полученные значения λ и c хорошо согласуются с данными ИМ СО АН СССР для тех же образцов и достаточно близки к справочным. Причем в ИМ СО АН СССР применялся стационарный метод измерения.

Опытная эксплуатация микро-ИВК «Пингвин ТФ-08» позволяет сделать следующие выводы.

1. При учете всех приведенных выше параметров ИЯ, влияющих на точность измерения и доработки конструкции нагревателя, представляется возможным снижение погрешности до 2%.

2. При малых энергиях нагрева, что обязательно для мерзлых образцов, большое влияние на точность измеряемых величин оказывает неполное тепловое равновесие как самого образца по объему, так и образца с материалом ячейки.

3. Данный прибор наиболее целесообразно использовать при измерении больших партий при фиксированных температурах, так как это уменьшит удельный вес длительного процесса выхода измерительной ячейки на новую заданную температуру. При этом необходима термокамера с достаточно точной регулировкой температуры. При небольшом усовершенствовании принципиальных схем прибора и программного обеспечения возможна его работа одновременно с несколькими ячейками, рассчитанными для измерения образцов различных размеров. Это значительно повысит производительность труда исследователя и сократит затраты на измерение одного образца.

Для лабораторий, располагающих измерительно-вычислительными комплексами, может оказаться целесообразным применение модуля для измерения тепловых характеристик образцов пород и грунта, выполненного в стандарте КАМАК. Программные средства, имеющиеся на ИВК,

Тепловое поле недр Сибири/Дучков А. Д., Лысак С. В., Балобаев В. Т. и др.— Новосибирск: Наука, 1987.

В монографии излагаются результаты геотермических исследований территории Сибири в 1964—1984 гг. Рассматриваются новые аппаратурные разработки (автономные термографы, приборы для измерения тепловых свойств пород и температуры в длительном режиме), детально описываются и анализируются экспериментальные данные, приводится карта теплового потока Сибири. Обсуждаются закономерности формирования региональных и локальных аномалий теплового потока и дается их количественная интерпретация (для Байкальской рифтовой зоны). Излагаются приемы геотермического метода оценки температуры в недрах земной коры и литосферы, приводятся и обсуждаются карты распределения температуры на границе Мох и мощности литосферы Сибири.

Книга предназначена для геофизиков и геологов, изучающих глубинное строение Сибири.

Авторы В. Т. Балобаев, В. А. Голубев, В. Н. Девяткин, Р. П. Дорофеева, А. Д. Дучков, Ю. А. Зорин, С. А. Казанцев, А. Н. Калинин, А. Р. Курчиков, С. В. Лепина, С. В. Лысак, В. И. Силифонкин, Л. С. Соколова, Б. П. Ставицкий, С. А. Ратников, В. Р. Цибульский

Рецензенты О. Г. Жеро, В. В. Ревердатто

ПРЕДИСЛОВИЕ

На современном этапе развития наших знаний по комплексу наук о Земле все большее внимание уделяется изучению разностороннего воздействия глубинных процессов на динамику формирования нашей планеты в целом и главным образом на особенности формирования ее литосферы и земной коры.

Одним из основных подобных глубинных геодинамических факторов, относящихся к главным источникам эндогенной энергии, является внутриземное тепло, определяющее формирование, состояние и физические свойства вещества, слагающего земные недра, обуславливающее геологическое развитие, в том числе процессы тектоногенеза, магматизма и связанную с последним минера- и металлогению.

С внутриземным теплом связан и основной корообразующий процесс — вулканизм, который помимо земной коры обусловил формирование и атмосферы. Процесс этот через зоны повышенной проницаемости в коре обеспечивает транспортировку мантийных расплавов и их дифференциатов как внутрь коры, так и на земную поверхность.

В свете вышесказанного понятно то исключительное значение, которое в науках о Земле приобрели исследования различных аспектов геотермической проблемы, в частности региональное изучение поверхностного теплового потока, дающего основную информацию об энергетическом состоянии глубинных недр Земли.

В области региональной геотермии за сравнительно короткое время, фактически за 30—40 последних лет, достигнуты значительные успехи, позволившие установить ряд закономерных связей между величиной теплового потока и возрастом тектономагматической активизации, интенсивностью генерации радиогенного тепла в земной коре, мощностью последней и различными геофизическими полями. Существенное развитие получили методы численного моделирования термических процессов в земной коре и литосфере в целом, методы прогнозирования по геотермическим данным распределения температуры в литосфере. Это, наряду с расширением объема измерений теплового потока и улучшением геотермической изученности различных регионов, позволило широко внедрить в практику тектонических и геодинамических работ количественные оценки термических условий в недрах Земли. В настоящее время практически ни одно исследование геодинамического плана не обходится без активного привлечения сведений о тепловых потоках и оценок температуры в блоках литосферы, выполняемых по геотермическим данным.

В нашей стране вопросы геотермии обсуждаются как в теоретическом, так и в экспериментальном планах в работах Е. А. Любимовой, Ф. П. Макаренко, Р. И. Кутаса, Ю. П. Булашевича, В. В. Гордиенко, Я. Б. Смирнова, Б. Г. Поляка, А. А. Смыслова, Н. Н. Непримерова, У. И. Моисеенко, Г. И. Буачидзе, В. Е. Сальникова, С. И. Сергиенко, Ю. Н. Зуева, Т. Аширова, Л. А. Цибули и многих других, а по районам Сибири — в работах А. Д. Дучкова, С. В. Лысак, Л. С. Соколовой, В. Т. Балобаева, Ю. А. Зорина, В. А. Голубева, Р. П. Дорофеевой, В. Н. Девяткина, А. Р. Курчикова, В. И. Роменко, Б. П. Ставицкого и др.

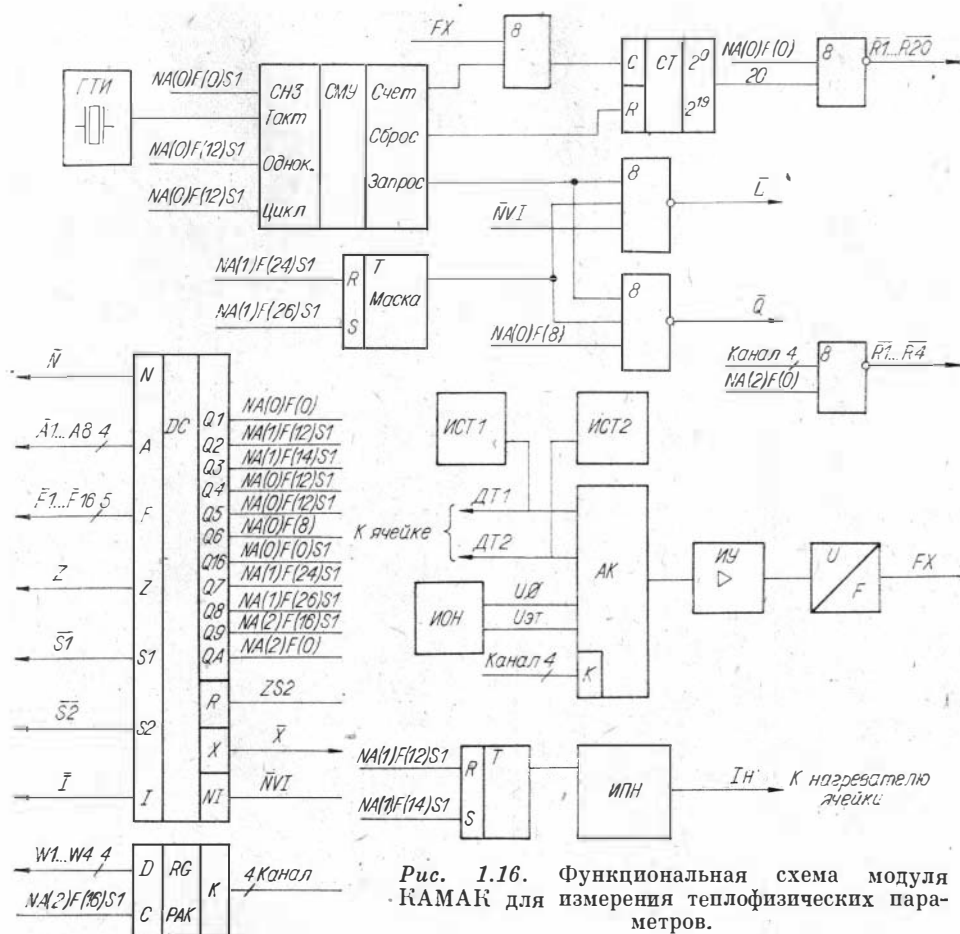


Рис. 1.16. Функциональная схема модуля КАМАК для измерения теплофизических параметров.

позволяют применять достаточно сложные и гибкие алгоритмы коррекции результатов измерения.

Описываемый модуль выполнен на основе тех же принципов, которые заложены в прибор «Пингвин ТФ-08». Переработка коснулась в основном узлов, связанных с интерфейсом КАМАК. Функциональная схема модуля приведена на рис. 1.16. Модуль работает под управлением ЭВМ ИВК Мера 60/45 по командам с магистрали КАМАК и выполняет функции двухканального измерителя температуры. Кроме того, в модуле имеются источник питания нагревателя ячейки и таймер.

Модуль может работать в двух режимах — однократного измерения и циклическом. При запуске модуля в однократный режим схема местного управления (СМУ) проводит один цикл измерения, после чего выставляет на линии L магистрали крейта запрос и переходит в режим ожидания. В циклическом режиме измерения производятся периодически, через 25 мс. С таким же периодом следуют и запросы L . Это дает возможность синхронизировать работу модуля и ИВК, т. е. модуль выполняет функции таймера, необходимого для работы в реальном масштабе времени. Временные диаграммы, иллюстрирующие работу СМУ, приведены на рис. 1.17.

В составе ИВК модуль работает под управлением соответствующей программы, функционирующей в интерактивном режиме. Программа реализует тот же алгоритм, что и прибор «Пингвин ТФ-08», хотя конструкция модуля не исключает возможности применения других методов измерения. После запуска программы запрашиваются данные о размерах и массе исследуемого образца и энергии теплового импульса. Дополнительно можно ввести название образца. Все данные вводятся с клавиатуры терминала или из активного командного файла.

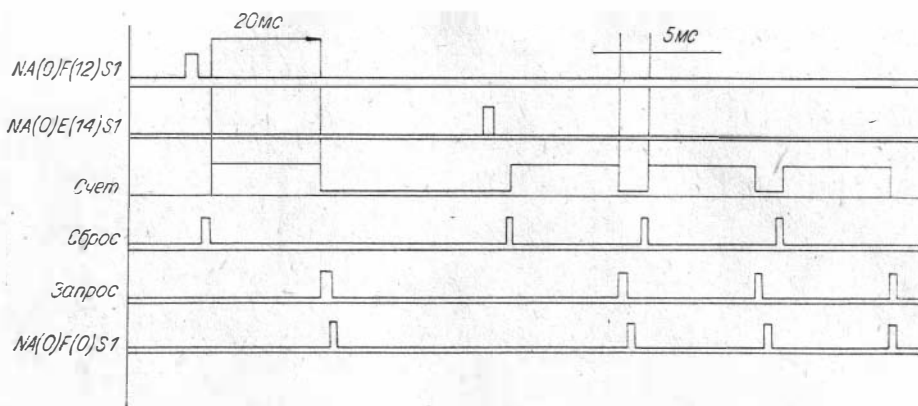


Рис. 1.17. Временные диаграммы схемы местного управления.

После завершения ввода начинается процесс измерения температуры. Значение температуры образца и разность температур его верхней и нижней поверхностей непрерывно выводятся на терминал оператора. Одновременно они запоминаются в кольцевом буфере. Один цикл замера занимает 0,1 с, или четыре цикла модуля (два такта автокалибровки, замер температуры верхнего датчика и замер температуры нижнего).

Решение о пуске процесса измерения тепловых коэффициентов принимается оператором. После запуска по данным, записанным в кольцевом буфере за последние 20 с, вычисляются значения начальной температуры, начальной разности температур, а также скорость их изменения. Это позволяет повысить точность измерения даже в случае, если тепловое равновесие в ячейке не было достигнуто к моменту запуска. Собственно процесс измерения начинается с подачи теплового импульса на образец. Одновременно начинается подсчет интеграла разности температур и запоминается ее максимальное значение. После уменьшения разности температуры до значения ниже $0,02^{\circ}\text{C}$ от максимума процесс интегрирования заканчивается. По полученным данным вычисляются значения тепловых параметров. Результаты выводятся на экран терминала и, по желанию оператора, на печать. Программа вновь переходит в режим начального диалога.

Программа управления измерением написана на языке ФОРТРАН-4, работает в среде операционных систем «рафос» или РТ-60. Подпрограммы связи с интерфейсом КАМАК написаны на МАКРОАССЕМБЛЕРЕ.

Дальнейшее совершенствование управляющей программы может быть направлено на повышение степени автоматизации эксперимента при условии, если температура в термокамере, куда помещается измерительная ячейка, будет задаваться и контролироваться специальным модулем.

в. Прибор для измерения коэффициента теплопроводности слабосцементированных пород и донных илов

В практике морских геотермических работ измерение теплопроводности донных осадков чаще всего выполняется различными устройствами, реализующими метод игольчатого зонда постоянной мощности. Для этой цели метод был применен еще в конце 50-х годов Фон Герценом и Максвеллом [Любимова, 1968а]. С тех пор только в СССР различными организациями, ведущими геотермические работы в водоемах, предложено несколько модификаций приборов, различающихся в основном конструкцией измерительного блока [Любимова и др., 1976; Голубев, 1982а; Подгорных, 1983]. Такой прибор был сконструирован и изготовлен и в ИГиГ СО АН СССР [Дучков, Казанцев, 1985]. Он получил название ПАЦИТ — полуавтоматический цифровой измеритель теплопроводности. Ниже приведено описание прибора, который состоит из цилиндрического зонда и измерительного блока. Цилиндрический зонд представляет собой стальную

трубку длиной 70 и диаметром 2 мм, в которой размещается манганиновый нагреватель и термисторный датчик температуры — термистор бусинкового типа.

Согласно теории метода, при достаточно большой длине цилиндрического зонда его температура после разогревания в течение времени $\tau > \tau_{\min}$ изменяется по закону:

$$T = Q(4\pi l \lambda)^{-1} \cdot \ln(4k\tau/B \cdot r^2), \quad (1.5)$$

где Q — рассеиваемая датчиком мощность; l и r — длина и радиус зонда; B — константа [Любимова и др., 1973]; λ и k — коэффициенты теплопроводности и температуропроводности.

Соответственно теплопроводность можно определить по формуле

$$\lambda = \frac{Q}{l} \cdot \ln(\tau_2/\tau_1) \cdot [4\pi(T_2 - T_1)]^{-1}, \quad (1.6)$$

где T_1 и T_2 — температура зонда, соответствующая моментам времени τ_1 и τ_2 после начала его разогревания ($\tau_2 > \tau_1 > \tau_{\min}$).

Зависимости (1.5) и (1.6) соблюдаются при

$$\tau_{\min} \geq 10r^2k^{-1} \text{ и } l(2r)^{-1} > 20-30. \quad (1.7)$$

Так как для описываемого прибора $\tau_{\min} = 50$ с (при $k = 2 \cdot 10^{-7} \frac{\text{м}^2}{\text{с}}$) и $l/2r = 35$, то измерения им можно начинать через 1 мин после включения нагревателя.

При фиксированных временах τ_1 и τ_2 формулу (1.6) можно представить в виде

$$\lambda = Q \ln(\tau_2/\tau_1) [4\pi(T_2 - T_1)]^{-1} = K/N, \quad (1.8)$$

где K — константа для фиксированных мощности нагревателя и времени измерений температуры зонда; N — разность температур T_1 и T_2 .

Прибор ПАЦИТ выполняет автоматическое измерение температуры зонда в моменты времени $\tau_1 = 1$ мин и $\tau_2 = 2$ мин после включения нагревателя и вычисление разности температур $T_2 - T_1 = N$, которая высвечивается на цифровом светодиодном индикаторе измерителя. Для определения коэффициента теплопроводности остается только произвести деление константы K на измеренное значение N согласно формуле (1.8). Прибор имеет два диапазона, определяемых мощностью нагревателя: $P_1 = 0,3$ Вт, $K_1 = 143$ и $P_2 = 0,5$ Вт, $K_2 = 232$.

Функциональная схема прибора приведена на рис. 1.18. Его питание осуществляется от источника напряжением 12 В.

Прибор работает следующим образом. При его включении на цифровом индикаторе 5 высвечиваются нули, на стрелочном индикаторе 4 отображается температура зонда в °С. Это означает, что прибор готов к работе. Затем зонд помещается в исследуемый образец и выдерживается в нем в течение некоторого времени до достижения теплового равновесия в системе зонд — образец, о чем можно судить по показаниям стрелочного индикатора температуры — стрелка перестает перемещаться. После этого кнопкой «пуск» включаются одновременно нагреватель зонда и счетчик времени в схеме управления 7. Через 1 мин после включения нагревателя выдается команда на первое измерение T_1 . Температурный датчик R через схему линеаризации 1 постоянно подключен к амплитудно-цифровому преобразователю 2, и сигнал с него преобразуется в цифровой код. Командный же импульс на измерение температуры разрешает прохождение этого кода на счетчик 3. Линеаризация выходного сигнала термистора выполняется в десятиградусном интервале (+15÷25)°С с точностью до 2%.

Амплитудно-цифровой преобразователь построен на принципе преобразования напряжения в частоту с компенсацией заряда [Seifart, Oberst, 1979]. Результирующая погрешность преобразования в АЦП обычно не превышает 10^{-4} — 10^{-5} .

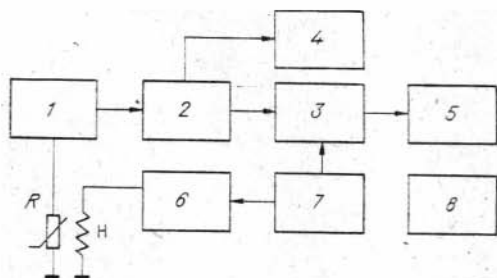


Рис. 1.18. Функциональная схема прибора ПАЦИТ.

R — датчик температуры (термистор); H — нагреватель; 1 — схема линейаризации термистора; 2 — амплитудно-цифровой преобразователь; 3 — вычитающий счетчик; 4 — стрелочный индикатор текущей температуры; 5 — цифровой индикатор; 6 — стабилизатор питания нагревателя; 7 — блок управления; 8 — блок питания.

Через 1 мин после первого измерения T_1 и соответственно через 2 мин со времени включения нагревателя схема управления выдает команду на второе измерение T_2 . При этом на индикаторе высвечивается разность температур между первым и вторым измерением (N). Одновременно отключается нагреватель зонда.

Операция вычитания аппаратно реализована следующим образом. При измерении T_1 в счетчик емкостью 1000 бит поступает не прямой код n_1 , а дополнительный $d_1 = 1000 - n_1$. При втором измерении в счетчик добавляется прямой код n_2 , соответствующий температуре T_2 . Таким образом, операция $n_2 - n_1$ заменяется операцией:

$$d_1 + n_2 = n_2 - n_1 + 1000.$$

Так как число кодовых импульсов, кратное 1000, выходит за пределы счетчика, то остается $n_2 - n_1$, соответствующее разности температур $T_2 - T_1 = N$. Обычно N не превышает 1°C .

Аппаратурная погрешность измерения коэффициента теплопроводности прибором ПАЦИТ составляет 3—4%. Воспроизводимость результатов измерений — 5—10%.

Прибором ПАЦИТ в 1981—1984 гг. выполнено около 2000 измерений теплопроводности донных осадков Черноморской впадины [Дучков, Казанцев, 1985]. Эти работы показали высокую надежность прибора, хорошую воспроизводимость результатов, позволили наметить пути его совершенствования.

Глава 2

КАРТА ТЕПЛОВОГО ПОТОКА СИБИРИ

Внутриземной тепловой поток является важнейшей характеристикой энергетического состояния земной коры и верхней мантии, и информация о его пространственном распределении широко используется во многих видах исследований: для оценки температуры земных недр, при тектоническом районировании, при интерпретации результатов региональных геофизических работ и т. д. В связи с этим картирование теплового потока представляет собой ответственную и самостоятельную задачу, имеющую большое практическое значение.

§ 1. СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ

Как известно, главнейшими элементами структуры земной коры на территории СССР являются древнейшие дорифейские платформы — Русская, или Восточно-Европейская, в западной части и Сибирская, представляющая древнейшее ядро Сибири, на востоке. Фундамент этих платформ составляют сильно метаморфизованные и дислоцированные образования архея и протерозоя [Тектоника..., 1980]. Платформы эти разделены, а Си-

бирская платформа и окаймлена с юга структурами Урало-Монгольского геосинклинального пояса, состоящего из ряда складчатых областей, процесс формирования которых происходил с начала рифея до конца палеозоя. За это время в пределах рассматриваемого пояса были образованы складчатые структуры байкалид, салаирид, каледонид и герцинид. После формирования последних большая часть Урало-Монгольского пояса, между Русской и Сибирской платформами, была преобразована в обширную Западно-Сибирскую молодую эпигерцинскую платформу — плиту, основание — гетерогенный фундамент которой в различных ее частях составили перечисленные разновозрастные складчатые сооружения пояса. Периферийные части Урало-Монгольского пояса в пределах СССР сохранились в виде областей развития горно-складчатых структур — Урала на западе, Казахстана, Алтае-Саянской, Байкальской и Забайкальской областей на юге и Туруханско-Енисейских — на востоке.

На формирование структуры и тектонического режима осадочного чехла Западно-Сибирской плиты существенное влияние оказали ранне-мезозойский рифтогенез и трапповый вулканизм [Сурков и др., 1982].

Представление о слоисто-блоковом строении глубоких частей земной коры Западно-Сибирской плиты основано на данных ГСЗ, ГСЗ — МОВЗ с привлечением массивов гравимагнитных съемок [Строение..., 1974; Сурков, Жеро, 1981; Кунин, Иогансон, 1984; Карус и др., 1984а, б]. Раздел Мохо, определяющий мощность земной коры, расположен в пределах плиты на глубинах от 34 до 52 км. Минимальные его глубины приурочены к центральной части плиты, которой соответствует также наибольшее погружение складчатого фундамента.

Наиболее древним и крупным геотектоническим образованием Сибири является Сибирская платформа, основание которой образуют глубокоометаморфизованные, сложнодислоцированные образования архея и протерозоя, выходящие на поверхность в пределах щитов. Осадочно-вулканогенный покров, залегающий на этом фундаменте, сложен породами рифея — мезозоя, а местами даже кайнозоя, причем роль этих отложений в разных районах платформы различна. Основными тектоническими элементами Сибирской платформы являются крупнейшие пликативные структуры разного знака: антеклизы — Анабарская, Алданская, Ангара-Ленская (Иркутский амфитеатр), Непско-Ботубинская и др. и синеклизы — Курейская, Тунгусская, Вилюйская и др. [Мокшанцев и др., 1968; Тектоника Якутии, 1975; Тектоника..., 1980; и др.].

Геофизическими методами отмечается блоковое строение Сибирской платформы. Мощность земной коры варьирует в ее пределах от 38 до 45 км [Пузырев и др., 1974; Зорин, 1971, 1977].

По результатам глубинных электромагнитных зондирований в земной коре и верхней мантии региона выделены три слоя повышенной электропроводности, нижний из них (140—200 км) предполагается связанным с кровлей астеносферы [Поспеев, Михалевский, 1975; Попов А. М., 1977, 1978; Ваньян и др., 1984; Зорин и др., 1984; и др.].

Древняя Сибирская платформа в начале фанерозоя распространялась далеко на восток и северо-восток. Значительно деформированным ныне ее продолжением в этом направлении была так называемая Верхояно-Колымская платформа, распространявшаяся вплоть до Охотского моря. В мезозое наиболее деформирована ее западная часть, включающая в основном две крупные области мезозойской складчатости — собственно Верхоянскую и Иньяли-Дебинскую. Восточная же часть названной платформы разбита системой крупных разломов, опущенных и смещенных глыб — блоков древней платформы, наиболее крупными из которых являются Колымский, Приколымский, Охотский массивы. В настоящей работе вся эта сложная построенная область названа Верхояно-Колымской складчатой областью, формирование которой было завершено в мезозое.

В остальной части горно-складчатого обрамления платформы формирование континентальной коры завершилось преимущественно в девоне (Алтае-Саянская, Байкальская области), в позднем палеозое (Забайкалье).

Новейшая активизация в складчатых областях происходила в мезозое — кайнозое. В некоторых районах она была весьма интенсивной и благодаря ей в гетерогенном складчатом фундаменте образовались цепочки кайнозойских рифтовых грабенных, создавших на юге Байкальскую, а на северо-востоке — Момскую рифтовые зоны [Алтае-Саянская горная область, 1969; Кузнецов, 1966; Сурков и др., 1973; Логачев, Зорин, 1984; Флоренсов, 1960; Логачев и др., 1974; Салоп, 1967].

Представление о глубинном строении горно-складчатого обрамления платформ основывается на результатах сейсмических, в том числе и сейсмологических, гравимагнитных и электромагнитных исследований, которые позволили оценить мощность земной коры в регионе (35—57 км) и выявить региональное разуплотнение вещества верхней мантии под большей частью территории южного горного обрамления Сибири. Разуплотнение связывается с развитием астеносферного диапира, подходящего к подошве земной коры в Байкальском регионе, и соответствующим разогреванием литосферы [Алексеев и др., 1971; Бугаевский, 1978; Рогожина, Кожевников, 1979; Зорин, Осокина, 1981; Новоселова, 1977; Сурков и др., 1973; Крылов и др., 1981; и др.]. Сопутствующее разогреванию тепловое расширение литосферы может привести к деформации земной поверхности, стать причиной тектонической активизации.

§ 2. ГЕОТЕРМИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Первые измерения теплового потока Сибири были осуществлены в 1964—1965 гг. сотрудниками Института физики Земли АН СССР (Е. А. Любимова, Ф. В. Фирсов, В. А. Шелягин и др.) через дно оз. Байкал и по скважинам на юго-западе Сибирской платформы. Эти измерения сразу привлекли внимание к геотермическим работам, так как выявили существенные вариации теплового потока в Байкальском регионе. Примерно в те же годы были начаты геотермические работы Институтом геологии и геофизики СО АН СССР (Э. Э. Фотиади, У. И. Моисеенко, Л. С. Соколова, А. Д. Дучков), а именно изготовлена необходимая аппаратура и выполнены оценки q по скважинам в Южно-Минусинской впадине и на Камчатском полуострове. Несколькими позднее, в 1967—1968 гг., этим коллективом проведены самостоятельные геотермические работы по скважинам Алтае-Саянской области и в Прибайкалье и Забайкалье, а также выполнены оценки теплового потока в ряде пунктов Западно-Сибирской плиты по термограммам ОГГ. К 1973 г. в ИГиГ СО АН СССР был сконструирован и изготовлен трехканальный термограф, которым в 1974 г., после десятилетнего перерыва, были получены новые определения q во впадине оз. Байкал.

В середине 60-х годов формируется геотермическое направление исследований в Институте земной коры СО АН СССР, тогда же здесь были выполнены (С. В. Лысак) оценки теплового потока по термограммам ОГГ ряда скважин Иркутского амфитеатра и Прибайкалья. Самостоятельные температурные измерения в скважинах были начаты этим коллективом (С. В. Лысак, В. Ю. Левицкий, Р. П. Дорофеева) в начале 70-х годов. К этому же времени относится разработка в ИЗК СО АН СССР (В. А. Голубев) кабельного зонда, которым с 1975 г. выполнено площадное изучение распределения теплового потока (более 250 определений) в Байкальской впадине.

В конце 60-х годов разворачиваются региональные геотермические работы в северных районах Сибири сотрудниками Института мерзлотоведения СО АН СССР (В. Т. Балобаев, В. Н. Девяткин, Б. В. Володько, А. И. Левченко и др.). В этом коллективе существенное развитие получили методика измерений геотермических параметров в скважинах, расположенных в пределах криолитозоны, и конструирование соответствующей аппаратуры — градуировочные установки, переносные электротермометры, термокосы и т. д.

В 70-х годах массовые оценки теплового потока выполнены по термограммам ОГГ и точечным измерениям температур в испытывающихся скважинах Западно-Сибирской плиты исследователями ГИН АН СССР, ИГиРГИ АН СССР, СНИИГГиМС Мингео СССР и ЗапСибНИГНИ Мингео РСФСР (Я. Б. Смирнов, С. И. Сергиенко, В. И. Роменко, Б. П. Ставицкий, А. Р. Курчиков и др.).

В настоящее время изучение распределения теплового потока в районах Сибири продолжают в основном институты Сибирского отделения АН СССР, причем сферы их деятельности определились достаточно четко (что способствует кооперации и концентрированию усилий малочисленных геотермических групп): Институт геологии и геофизики проводит исследования в основном в пределах Западной Сибири (регулярный сбор данных по Западно-Сибирской плите ведется также и в ЗапСибНИГНИ), Институт земной коры — в юго-западной части Сибирской платформы, в Байкальской рифтовой зоне и Забайкалье, а Институт мерзлотоведения — главным образом в пределах криолитозоны Сибирской платформы и северо-востока Сибири.

С начала 80-х годов перечисленные коллективы усилили координацию своих работ по сбору и обобщению сведений о тепловом потоке. В итоге было построено несколько вариантов карт теплового потока Сибири [Дучков и др., 1982], собран «Каталог данных по тепловому потоку Сибири» [1985] и подготовлена настоящая работа.

Всего за прошедшие два десятилетия (с 1964 г.) в Сибири выполнено около 1100 определений теплового потока разной степени достоверности. По регионам они распределены неравномерно (см. табл. 2.1). При расчетах q использованы температурные измерения по 1200 буровым скважинам, около 400 измерений геотермического градиента в озерах Байкал и Телецкое и несколько тысяч лабораторных измерений коэффициента теплопроводности горных пород и донных илов.

Очевидно, что для обширной территории Сибири, простирающейся от Урала до горных хребтов тихоокеанского водораздела, такая изученность совершенно недостаточна (плотность измерений q составляет в среднем 1 пункт на 20 000 км²). К тому же пункты определения теплового потока распределены крайне неравномерно. Наиболее изучены обжитые южные районы Сибири. В то же время на севере Сибири (особенно восточной) имеются буквально единичные оценки q , разделенные сотнями километров. Накопление данных по тепловому потоку происходит весьма медленно (35—40 определений в год), что объясняется сложностью методики, особенно в районах распространения вечномерзлых пород — необходимостью проведения измерений в достаточно глубоких и при этом выстоявшихся после бурения скважинах. Несомненно, что без помощи производственных организаций, ведущих буровые и каротажные работы в бескрайних районах Сибири, эта неудовлетворительная ситуация сохранится надолго. Пока же производственные организации выполняют измерения температуры в скважинах в недостаточных объемах: многие сотни скважин, в том числе и в труднодоступных районах, остаются вообще без термокаротажа.

При построении обсуждаемой ниже Карты теплового потока Сибири (см. вкладку) использованы все имеющиеся оценки этого параметра. Обратимся к рассмотрению основных принципов картирования q .

§ 3. ОЦЕНКА ТОЧНОСТИ И МЕТОДИКА КАРТИРОВАНИЯ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА

При составлении карты использованы экспериментальные данные разной точности оценки теплового потока [Каталог..., 1985]. В основном это достаточно достоверные его значения, полученные с соблюдением требований существующей методики, однако много и весьма грубых оценок.

Достоверно определить погрешность значения теплового потока весьма сложно. Сравнительно легко устанавливаемые инструментальные точности значений градиента температуры и теплопроводности чаще всего не исчерпывают возможных источников ошибок. Широко распространены поэтому так называемые экспертные оценки точности результатов по трех- и десятибалльной системе. Например, в работах [Смирнов, 1980; Каталог..., 1985; и др.] приняты следующие три градации точности: I — 5—10% (определения q , выполненные с соблюдением требований методики), II — 10—20% (определения q , при получении которых допущены нарушения методики, например использованы литературные сведения о теплопроводности разреза и др.), III — более 20% (к этой группе отнесены оценки q , малодостоверные вследствие малой глубины скважин, неполного внедрения термографа в донные осадки, существенного влияния поверхностных факторов и т. д.). Оценка точности массива данных может быть выполнена и по этим градациям, однако нам представляется целесообразным сделать это посредством сопоставления результатов, полученных разными исследователями по скважинам одного и того же участка. Обычно такие измерения производятся независимо, используются при этом разная аппаратура, разные подходы к обработке результатов и т. д.

Среди сухопутных измерений известно около 110 повторных определений q ($\sim 15\%$ от общего имеющегося объема данных), из которых большее число приходится на районы Западно-Сибирской плиты; около трех десятков сопоставлений может быть выполнено по работам в Восточной Сибири [Каталог..., 1985]. Несмотря на наличие единичных больших расхождений, в среднем повторные измерения соответствуют друг другу с точностью $\pm(10-15)\%$, т. е. $\pm(5-7)$ мВт/м². Такая средняя точность позволяет выделять особенности теплового потока с амплитудой 15—20 мВт/м². Подобный подход и был осуществлен при построении Карты теплового потока Сибири, на которой, начиная с 30, проведены изолинии через 20 мВт/м².

Дискуссионным является вопрос о том, какие значения теплового потока — измеренные или исправленные — следует использовать при построении его карты. Общеизвестно, что измеренный поток может существенно отличаться от глубинного вследствие влияния различного рода причин: нерегулярностей рельефа поверхности Земли и вариаций ее температуры, осадконакопления и эрозии, движения подземных вод и ряда других. Из перечисленных лишь влияние первого фактора может быть учтено [Любимова и др., 1973]. Для учета остальных обычно не хватает исходной информации или она настолько неопределенна, что может привести к самым различным оценкам соответствующих поправок. Поэтому для картирования представляется целесообразным использовать измеренные значения теплового потока с введением поправок лишь за дневной рельеф. Именно измеренные значения q и легли в основу Карты теплового потока Сибири и лишь в некоторых случаях (Байкальская впадина и Верхояно-Колымская складчатая область) кроме рельефа учитывались и некоторые другие факторы [Шасткевич, 1976; Голубев, 1982а].

Существующая в Сибири плотность измерений q обеспечивает, видимо, построение карты масштаба 1 : 10 000 000. Для южных районов карта может быть составлена и в более крупном масштабе (особенно в пределах Байкальской рифтовой зоны), что и отражено на картах q отдельных регионов, помещенных в главах 3 и 4.

При экстраполяции поля теплового потока в районы, где измерения q пока отсутствуют, использовали рисовку изолиний, помещенную в более ранних картах q [Карта теплового потока..., 1980а; и др.], а также принимали во внимание корреляционные связи значений теплового потока с возрастом складчатых структур [Смирнов, 1968, 1980], с уровнем сейсмичности и некоторыми другими геофизическими параметрами [Лысак, Зорин, 1976].

Помещенные на рассматриваемой Карте теплового потока геологические сведения приведены в схематизированном виде по «Тектонической Карте Северной Евразии» [1980].

§ 4. ОПИСАНИЕ ПОЛЯ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА

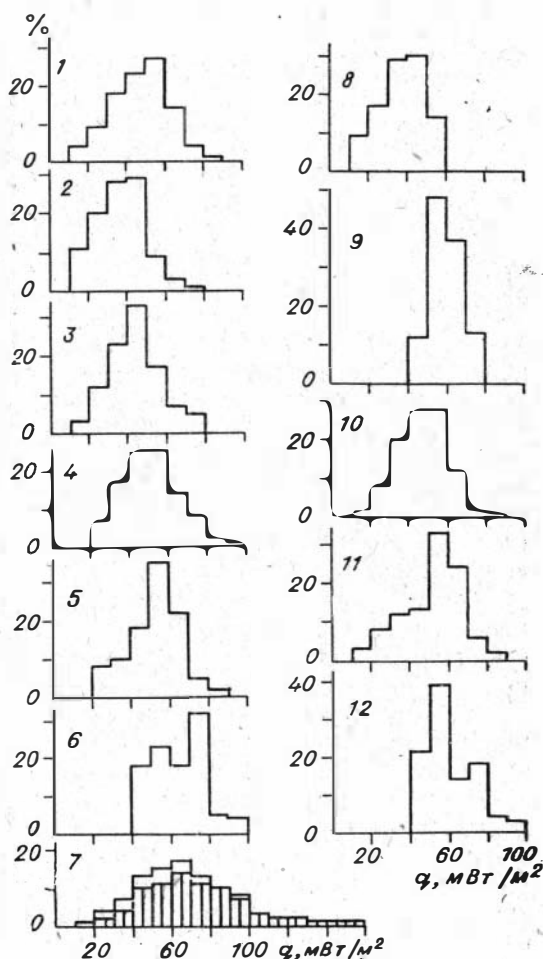
На территории Сибири (без оз. Байкал) тепловой поток изменяется в широких пределах — от 12 до 160 мВт/м², однако преобладающим является уровень поля 40—60 мВт/м². Среднее значение теплового потока в Сибири составляет примерно 50 ± 14 мВт/м², что заметно ниже среднеконтинентальной его величины — 62 мВт/м² [Суетнова, 1979]. На рис. 2.1 приведены гистограммы значений q по Сибири в целом и отдельных ее регионах. Средние значения этого параметра указаны в табл. 2.1.

Чрезвычайно изменчивым и аномально высоким тепловым потоком характеризуется собственно Байкальская впадина. Остальная площадь Байкальской рифтовой зоны имеет в среднем более низкий q . Также выше среднего уровня тепловой поток в пределах Верхояно-Колымской складчатой области. В районах Западно-Сибирской плиты, фундамент которой сложен в основном герцинскими структурами, Алтае-Саянской (каледониды) и Забайкальской (каледониды и герциниды) складчатых областей тепловой поток заметно ниже и мало отличается от среднесибирского уровня. Низкий тепловой поток характерен для докембрийской Сибирской платформы. Таким образом, изменение средних значений теплового потока соответствует возрасту стабилизации земной коры отдельных регионов Сибири, что подтверждается и соответствием их среднеконтинентальным значениям (см. табл. 2.1).

Статистический анализ данных теплового потока по зонам разного возраста формирования земной коры также подтверждает высказанное положение (см. табл. 2.1). Из таблицы следует, что для различных областей Сибири средние значения q изменяются примерно в тех же пределах, что и вариации подобных средних по различным регионам. Наиболее низкое значение q присуще самым древним структурам Сибири с дорифейской земной корой. Это — обширные пространства Сибирской платформы и сопредельной ей восточной части Западно-Сибирской плиты. Области каледонид и герцинид характеризуются примерно одинаковым тепловым потоком. Высокий, хорошо коррелирующийся со среднеконтинентальным значением тепловой поток характерен для областей земной коры, сформировавшихся до позднего мела (позднепалеозойско-мезо- и юрская складчатость Верхоянья).

Рис. 2.1. Гистограммы значений теплового потока тектонических регионов Сибири (1—7) и областей с различным возрастом формирования земной коры (8—12).

1 — вся территория Сибири (кроме впадины оз. Байкал) ($n = 740$); 2 — Сибирская платформа ($n = 143$); 3 — Алтае-Саянская складчатая область ($n = 88$); 4 — Забайкальская складчатая область ($n = 57$); 5 — Западно-Сибирская плита ($n = 371$); 6 — Верхояно-Колымская складчатая область ($n = 21$); 7 — Байкальская рифтовая зона ($n = 393$), заштриховано — гистограмма для оз. Байкал ($n = 333$); 8 — области дорифейской земной коры ($n = 173$); 9—12 — области коры, сформировавшиеся к началу фанерозоя (9, $n = 46$), к началу девона (10, $n = 293$), к середине карбона (11, $n = 160$), до позднего мела (12, $n = 28$).



Тепловой поток тектонических регионов и разновозрастных областей земной коры Сибири

Тектонические регионы, области разновозрастной складчатости [Тектоническая карта..., 1980]	Кол-во определенных	Тепловой поток, мВт/м ²			
		Интервал изменения	Среднее значение	Средне-квадратичное отклонение	Среднеконтинентальное значение [Смирнов, 1968]
Вся Сибирь (без Байкальской впадины)	740	15—160	50	14	
Западно-Сибирская плита (в основном герциниды)	371	20—90	54	10	54
Сибирская платформа (докембрийские складчатости)	143	15—67	38	14	38
Алтае-Саянская область (каледониды)	88	17—80	44	10	48
Байкальская рифтовая зона (неоген-четвертичная) тектономагматическая активизация)	393	15—474	75	46	
В том числе:					
Байкальская впадина	333	15—474	78	50	
остальная территория рифтовой зоны	60	15—160	57	24	
Забайкальская складчатая область (каледониды, герциниды, мезозойская активизация)	57	28—84	51	14	48—54
Верхояно-Колымская складчатая область (позднепалеозойско-мезозойская складчатость)	21	47—100	66	13	61
Области земной коры:					
дорифейской (байкалиды)	173	15—67	38	11	38
сформировавшиеся к началу фанерозоя (салаириды)	46	48—75	61	7	40—44
сформировавшиеся к началу девона (каледониды)	293	17—96	51	13	48
сформировавшиеся к середине карбона (герциниды)	160	16—100	53	16	54
сформировавшиеся в позднем мелу (позднепалеозойско-мезозойская складчатость)	28	46—100	61	13	61

Таким образом, для Сибири несомненно существование зависимости между уровнем теплового потока и возрастом земной коры с учетом воздействия тектономагматической активизации. Явным исключением из этого правила представляется высокий уровень q в пределах сравнительно небольшого блока дофанерозойской земной коры в центральной части Западно-Сибирской плиты. Среднее значение теплового потока в целом соответствует распределению q в этой части плиты и указывает на действие иных факторов, формирующих тепловое поле этого блока земной коры (например, наличие более молодой или активизированной коры, высокой ее радиоактивности и др.).

Поскольку подобные неоднородности теплового потока, не объясняемые региональной зависимостью q от возраста земной коры, наблюдаются и в других регионах Сибири, рассмотрим их вкратце (детальное описание поля содержится в главах 3 и 4).

Основная часть территории Сибири представлена двумя разновозрастными платформами, существенно отличающимися как по уровню теплового потока, так и по его изученности.

Древней Сибирской платформе, стабилизировавшейся в основном в дорифейское время, отвечают наиболее низкие значения теплового потока и температуры в недрах — в среднем 38 мВт/м² и 12—80°C на глубине 3 км. При этом в наиболее обширной приподнятой и древней ее части, на Анабарском массиве, Непско-Ботуобинском своде, а также на Енисейском кряже и др., тепловой поток не превышает в среднем 20 мВт/м², что подтвержда-

ется многократными измерениями. Объяснение такой ситуации мы находим, во-первых, в длительной тектонической пассивности этой части платформы, во-вторых, в наличии мощных толщ высокотеплопроводных, входящих на поверхность, в одних случаях кристаллических, в других — соленосных карбонатных пород и, в-третьих, в длительном (сотни миллионов лет) интенсивном поверхностном охлаждении этих территорий, предполагающихся в приполярных районах Земли [Балобаев, 1983]. Низким значениям тепловых потоков соответствует и глубокое проникновение, достигающее местами 1500 м, отрицательных температур в земные недра.

В депрессионных частях платформы (Вилуйская и Тунгусская синеклизы) тепловой поток возрастает до 40—50 мВт/м². Такого же порядка q характерен и для южных районов Сибирской платформы — Алданского щита и Иркутского амфитеатра. Хотя Алданская антеклиза по строению сходна с Анабарской, ее более высокий тепловой поток может быть вызван тектонической активизацией части щита в мезо-кайнозой, в результате которой южнее щита сформировался Становой хребет. Колебания в распределении q в пределах Иркутского амфитеатра обусловлены преимущественно геолого-структурными особенностями осадочного чехла и динамикой подземных вод, причем повышенный тепловой поток (примерно 50 мВт/м²) здесь свойствен антиклинальным структурам, очагам разгрузки артезианского бассейна.

Итак, в пределах Сибирской платформы устанавливается два уровня теплового потока: в северных и центральных районах в среднем 20 мВт/м², на юге и в депрессиях порядка 40—50 мВт/м².

Современная тектоническая активность Сибирской платформы чрезвычайно низка. По сейсмичности, скоростям современных движений платформа относится к стабильным регионам. Подобная ситуация сохраняется здесь, видимо, в течение последних 150—200 млн. лет (после образования мезозойских депрессий и внедрения в тот же период трапповых интрузий). Естественно считать средний тепловой поток этого региона в качестве эталонного для областей стационарного теплового режима. Однако пока не ясно, какой из выделенных уровней q — 20 или 40 мВт/м² — следует принять для характеристики стабильных областей. Решение этого вопроса имеет большое значение для понимания природы теплового потока.

В недрах молодой платформы — Западно-Сибирской плиты — геотермические условия существенно отличаются от только что рассмотренных — тепловой поток здесь заметно выше как по среднему уровню, так и по амплитудам его аномалий: тепловой поток в среднем составляет 54 мВт/м², а температура на глубине 3 км — 80—120°C.

В северной части плиты на ее границе с Сибирской платформой тепловой поток изменяется скачкообразно — на протяжении всего около 100 км он уменьшается вдвое, а температура на глубине 3 км при этом падает на 30—40°C. Соответственно горизонтальный геотермический градиент, направленный в сторону холодной Сибирской платформы, на глубинах 1—3 км достигает 200—400 мК/м. Такой перепад температуры при его сохранении в большом интервале глубин может привести к возникновению термоупругих напряжений на границе платформ порядка $(2—3) \cdot 10^8$ дин/см², т. е. достигающих предела прочности пород [Магницкий, 1965], что должно было бы отразиться здесь, например, в усилении сейсмической активности. В то же время известно, что рассматриваемая территория относится к асейсмичным регионам. В этой связи можно предположить, что наблюдаемое изменение температуры на стыке Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы с глубиной довольно быстро выравнивается. Южнее 64° с. ш. изменение теплового потока в пограничной зоне платформ происходит более плавно.

Менее точно известно распределение теплового потока вдоль западной границы Западно-Сибирской плиты с Уралом из-за слабой геотермической изученности средней и северной частей последнего. На юге тепловые потоки Урала и плиты имеют много общего — там и там зафиксированы низкие слабодифференцированные значения q .

В целом, как уже отмечалось, уровень теплового потока Западно-Сибирской плиты соответствует q , характерному для герцинид, которые в основном и слагают фундамент плиты. В то же время в распределении q отчетливо проявляются еще три особенности поля.

1. Северной части Западно-Сибирской плиты (примерно севернее 56° с. ш.) свойственны аномально высокие значения теплового потока, который здесь повышается с востока на запад, достигая на больших площадях в нижнем течении Оби (Березовские дислокации) и несколько южнее (Шамимский антиклинорий, Шеркалинский синклиний и др.) $70\text{--}80$ мВт/м². Высокий тепловой поток намечается и в западной части п-ова Ямал. Несколько изометричных обширных аномалий высокого q (более 60 мВт/м²) выявляются примерно вдоль Колтогоро-Уренгойской системы грабен-рифтов.

2. Район высокого теплового потока, меньший по площади, намечается на юго-восточной оконечности плиты, примыкающей к Алтае-Саянской складчатой области: несколько достаточно интенсивных аномалий (до $80\text{--}90$ мВт/м²) выделяется в Павлодарском Прииртышье и Бийско-Барнаульской впадине.

3. Юг Западно-Сибирской плиты, ограниченный этими зонами высокого теплового потока, характеризуется низкими значениями q , которые формируются здесь в полосу низкого теплового потока ($30\text{--}40$ мВт/м²), ориентированную в широтном направлении, т. е. вкрест простирания основных тектонических структур складчатого фундамента плиты. Ширина полосы составляет на востоке, где она смыкается с аналогичной аномалией в западной части Алтае-Саянской области, $300\text{--}400$ км. К западу эта полоса расширяется, захватывая весь юго-запад плиты, сопредельные с ней районы Северного Казахстана и переходит в Южно-Уральскую аномалию низкого q [Сальников, 1984].

О причинах, вызывающих описанное распределение теплового потока в пределах Западно-Сибирской плиты, высказывается много соображений, однако вопрос этот еще далек от окончательного решения.

Небольшие по площади аномалии теплового потока в юго-восточной части плиты, вероятнее всего, могут быть связаны с нерегулярностями рельефа складчатого фундамента (возможно, гранитоидного состава), подходящего близко к земной поверхности, или с конвективным выносом тепла по зонам разломов (например, по Иртышскому).

Особенности в распределении q на Западно-Сибирской плите одни исследователи связывают с выносом тепла по мезозойским грабен-рифтам [Сурков, Жеро, 1981], другие — с приповерхностным разогревом («парниковый» эффект) вследствие низкой теплопроводности осадочных пород чехла [Смыслов, Моисеенко, 1983] или с влиянием вариаций климата в голоцене, в эпохи развития оледенений в Сибири (А. Р. Курчиков, Б. П. Ставицкий, см. главу 3, § 2).

Более правдоподобными нам представляются гипотезы о влиянии на распределение q региональных изменений интенсивности генерации радиогенного тепла в отдельных блоках земной коры плиты или вариаций мантийного теплового потока. В этой связи можно, например, предположить увеличение радиогенного тепловыделения в земной коре северо-западных районов плиты (что подтверждается в работах В. С. Суркова, О. Г. Жеро [1981], Д. П. Куликова [1984]) и, наоборот, снижение его на юге в полосе низкого q .

Переходим к краткому анализу поля теплового потока в пределах горного обрамления Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы. Начнем с самой западной. **Алтае-Саянской области**, сформировавшейся как горная страна в неоген-четвертичное время в результате неотектонической активизации. В целом этот регион характеризуется сравнительно низким и слабодифференцированным тепловым потоком — в среднем 44 мВт/м², что присуще областям с земной корой каледонского заложения. Создается впечатление, что неотектоническая активизация, существенно изменив геоморфологию области, не отразилась в поле теплового потока,

т. е. что при формировании этой горной страны не было существенного приноса тепла из мантии в земную кору. И только на востоке области, в Восточной Туве, где она смыкается с Байкальской рифтовой зоной, выявлено возрастание теплового потока. Прогретость земной коры этого района подтверждают также обнаруженные здесь следы кайнозойского вулканизма и источники термальных вод.

В целом отмеченному выше несоответствию между неоген-четвертичным орогенезом и уровнем теплового потока в Алтае-Саянской области пока еще нет надлежащего объяснения. В частности, можно предположить, что горообразование здесь произошло в «холодной» обстановке в результате сжатия региона с юга. Если же связывать неотектоническую активизацию области с астеносферным выступом, прослеживаемым по сейсмологическим данным под Центральной Азией, т. е. с появлением в верхней мантии региона теплового источника, то низкий уровень q может быть следствием инерционности теплового поля — тепловой импульс от источника тепла в мантии еще не дошел до поверхности из-за сравнительной молодости источника или его глубокого залегания.

Небольшие по площади аномалии высокого теплового потока выявлены в Кузнецком и Южно-Минусинском прогибах и в Томь-Колыванской зоне. Они, вероятно, связаны с конвективным переносом тепла в осадочном чехле прогибов и с вариациями генерации радиогенного тепла в земной коре. С пониженной интенсивностью такой генерации, скорее всего, связан аномально низкий тепловой поток (порядка 20 мВт/м^2) в пределах Салаира и Горловского прогиба, этих двух весьма отличных тектонических структур, сформировавшихся, видимо, на одном блоке земной коры, обедненном радиоактивными элементами.

К восточной части южного горного обрамления Сибири относится Байкальский регион, включающий горные сооружения, расположенные между Сибирской платформой и Буреинским массивом. Сюда входят байкальские, каледонские и герцинские структуры Прибайкалья и Забайкалья. Эти районы, длительное время развиваясь, претерпели существенное преобразование в мезо-кайнозойское, что обусловило возрастание теплового потока и чрезвычайную его дифференциацию.

Байкальская рифтовая зона в целом характеризуется более высоким тепловым потоком, чем сопредельные районы, однако распределение его крайне изменчиво. Наиболее детально изучен тепловой поток непосредственно Байкальской впадины, где лишь на юге наблюдается достаточно выдержанная по площади аномалия q . В остальных частях озера выделен ряд узких, но протяженных аномалий q , достигающих порой $200\text{--}400 \text{ мВт/м}^2$. Сухопутная часть рифтовой зоны обладает в среднем более низким тепловым потоком, порядка 55 мВт/м^2 , причем значения q заметно возрастают в рифтовых впадинах вдоль зон активных разломов и снижаются до $30\text{--}40 \text{ мВт/м}^2$ в пределах разделяющих впадины горных хребтов.

В Забайкальской области средний тепловой поток составляет 51 мВт/м^2 , т. е. практически не отличается от такового в сухопутной части рифтовой зоны. Каледониды Забайкалья характеризуются нормальным средним тепловым потоком (около 47 мВт/м^2), в то время как q сменяющих их южнее герцинид Даурской системы намного выше среднеконтинентального значения — $70\text{--}80 \text{ мВт/м}^2$ (см. табл. 2.1). Возрастание теплового потока на юге Забайкалья, видимо, связано с кайнозойской активизацией этого региона, о чем свидетельствуют многочисленные кайнозойские разломы и наличие термальных источников.

Таким образом, для теплового потока Байкальского региона следует подчеркнуть три основные особенности поля:

- 1) отсутствию в пределах Байкальской рифтовой зоны единой региональной аномалии теплового потока;

- 2) чрезвычайную дифференцированность поля теплового потока этой зоны, выражающуюся в чередовании сравнительно узких протяженных аномалий высокого q , явно связанных с неглубокими источниками тепла,

и «холодных» участков, в пределах которых тепловой поток не превышает 30—50 мВт/м²;

3) наличие на юге Забайкалья обширной, пока еще слабо изученной аномалии повышенного теплового потока, уходящей в Монголию.

Как уже говорилось, принято считать, что в Байкальской рифтовой зоне геотермические аномалии имеют глубинную природу и тесно связаны с астеносферным выступом, прослеживаемым по сейсмическим и сейсмологическим данным непосредственно под земной корой, где у границы Мохо в полосе шириной 200—300 км от западного берега оз. Байкал температура может достигать 1100—1200°С.

Характер теплового поля, наблюдаемый у поверхности, и представления об истории развития Байкальской рифтовой зоны и ее глубинном строении возможно увязать, лишь предположив существенную нестационарность теплового поля земной коры региона над областью аномальной мантии. Эта нестационарность возникает вследствие либо сравнительной молодости теплового источника в мантии, либо глубокого его залегания. Что касается локальных аномалий q , то они представляются связанными с тепловыми дайками, внедрившимися на разные глубины в земную кору (вплоть до 3—5 км). Большое количество флюидовыводящих разломов разной формы и направления (тепловые дайки), пронизывающих земную кору Байкальской рифтовой зоны, их разная проницаемость и глубина расположения и могут быть причиной столь пестрой картины наблюдаемого здесь распределения теплового потока. Более детально вопрос этот рассмотрен в главах 4 и 6.

При интерпретации аномалии теплового потока в Южном Забайкалье следует принимать во внимание и результаты геотермических работ в Северной Монголии (Ю. Г. Шасткевич, М. Д. Хутурской), свидетельствующие о продолжении аномалий q к югу, а также геологические данные об ареалах распространения мезо-кайнозойского вулканизма в этом регионе (П. В. Коваль). В итоге складывается представление о существовании в верхней мантии Северной Монголии и Южного Забайкалья длительное время (150—200 млн. лет) действующего источника тепловой энергии, с которым связаны как повышенный тепловой поток, так и вулканизм и который выявляется по данным сейсмологических и гравитационных исследований в виде аномальной особенности в строении верхней мантии. Возможно, в этом регионе имеет место некая внутриконтинентальная «горячая» точка («плюм»), расположенная в основном под территорией Монголии, на периферии которой в кайнозое развивалась Байкальская рифтовая зона. В этой связи представляется, что аномалии теплового потока в этой зоне и Южном Забайкалье связаны генетически.

С востока Сибирская платформа окаймляется горно-складчатой **Верхояно-Колымской областью**. На этой огромной, весьма сложно построенной территории выполнено всего 21 определение теплового потока, причем не всегда достоверно [Шасткевич, 1976; Балобаев, 1983; Каталог..., 1985]. По таким немногочисленным данным регион в целом характеризуется высоким тепловым потоком, изменяющимся в пределах от 46 до 100 мВт/м². Его средняя величина составляет 66 мВт/м², что соответствует среднеконтинентальному q для складчатых структур мезозойского возраста (см. табл. 2.1).

Измерения были выполнены в пределах как антиклинорных (Верхоянский, Эльгинский, Куульский и другие антиклинории), так и синклинорных структур (Ольджойский, Иньяли-Дебинский, Суюйский и другие синклинории), причем первые в целом характеризуются более высоким тепловым потоком, чем вторые (в среднем 69 против 62 мВт/м²). Территория Момского позднемезозойско-кайнозойского рифта по тепловому потоку (шесть измерений) на общем фоне не выделяется — 62 мВт/м² в среднем. К сожалению, отсутствуют пока сведения о q Колымского срединного и других остаточных массивов. По-видимому, эти останцы былой древней платформы в силу мощной тектонической активизации региона сейчас имеют более высокий тепловой поток, чем в древности.

Тепловой поток в Верхоянской антиклинальной зоне

Район исследования	Высота измерения, м	Тепловой поток q , мВт/м ²	Район исследования	Высота измерения, м	Тепловой поток q , мВт/м ²
Хараулахский хребет	180	46	Селенняхский хребет	700—850	75
Янское нагорье	200	57	Хр. Таас-Кыстаабыт	800—950	88
	250—400	60	Хр. Сунтар-Хаята	700—1400	100
	460—600	71			
	800	76			

Из табл. 2.2 видна определенная зависимость между величиной теплового потока и высотой горных сооружений в Верхоянской антиклинальной зоне. Эта зависимость может свидетельствовать в пользу предположения о прямой связи уровня теплового потока с тектонической активностью структур: чем выше горное сооружение, чем активнее протекал здесь орогенез, тем больше должен быть подток тепла из корневых зон.

По мере затухания орогенеза температура теплового потока уменьшается. В пределах Приморской и Анадырской низменностей значение q составляет 46—56 мВт/м², т. е. совпадает с уровнем q в депрессиях и слабоактивизированных участках Сибирской платформы.

Высокий тепловой поток определяет и высокие температуры в недрах региона. В хребтах Верхоянском и Черского в настоящее время температура на глубине 3 км достигает 80—100°C, несмотря на то, что разрез здесь сложен плотными метаморфизованными хорошо проводящими тепло породами пермотриаса (верхоянский комплекс). Соответственно для региона в целом характерны и сравнительно небольшие мощности вечномерзлых пород. Даже при низких температурах (минус 6—9°C) в поверхностном слое мерзлота редко превышает 200—300 м.

§ 5. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА СИБИРИ

Все вариации теплового потока рассматриваются относительно среднего уровня (около 50 мВт/м²) для всей территории Сибири.

Основной особенностью поля теплового потока Сибири является безусловное преобладание областей с низким q (менее 50 мВт/м²). Такой тепловой поток присущ огромным пространствам практически всей Сибирской платформы, востоку и югу Западно-Сибирской плиты, центральным районам Алтае-Саянской области и северу Забайкалья. В основном это области распространения дорифейской и рифейской земной коры, а также отдельные блоки каледонид и герцинид. В пределах описанной сложной по конфигурации территории закартированы разные по площади аномалии еще более низкого теплового потока. Это еще больше подчеркивает общую охлажденность литосферы центра Сибири, вокруг которого формируются области с более молодой земной корой, где тепловой поток превышает средний уровень, возрастая порой до 70—100 мВт/м². К таким областям относятся центральная и западная части Западно-Сибирской плиты, западная герцинская часть Алтае-Саянской области, Байкальский регион и Верхояно-Колымская складчатая область.

Уровень теплового потока в этих областях, о чем подробнее говорилось выше, определяется в основном возрастом формирования земной коры или влиянием тектономагматической активизации в кайнозой, т. е. региональное изменение q объяснимо с позиций современных представлений об энергетике геосинклинального процесса и рифтогенеза. В то же время возрастание q на северо-западе и в некоторых других районах Западно-Сибирской плиты, а также на юге Забайкалья требует иного под-

хода при его истолковании (например, вариации радиогенного тепловыделения в земной коре или мантийного теплового потока).

Описанное районирование поверхностного теплового потока Сибири позволяет выделять в земной коре блоки с разным геотемпературным режимом и достаточно просто осуществлять прогноз распределения температуры на глубине (методика описана в главе 5).

Важно также знать тенденции развития температурного поля в земной коре — стационарный или нестационарный его режимы — и соответственно уточнять методику прогноза посредством составления и обчета временных геотермических моделей (см. главу 6).

Несомненно, что районирование теплового потока по динамике его развития является весьма сложной и в общем неопределенной задачей, что усугубляется существенной инерционностью теплового поля и недостаточной его изученностью. Этот вопрос еще мало рассматривался и в литературе [Карта глубинных температур..., 1980; Карта теплового потока..., 1980; Смыслов, Моисеенко, 1983]. Решение его только по геотермическим данным невозможно, требует комплексный подход.

Видимо, нужно различать несколько уровней нестационарности.

Бесспорно стационарным является тепловое поле земной коры древних областей, не претерпевших заметных геологических перестроек в течение сотен миллионов лет, например в течение фанерозоя. Такой областью в Сибири является только Сибирская платформа. Все остальные регионы, сформировавшиеся позднее, нужно рассматривать как нестационарные (глобальная нестационарность).

Возможен иной подход [Карта теплового потока..., 1980], когда к нестационарным относят только регионы, претерпевшие, как это достоверно известно по геологическим данным, тектоническую или тектономагматическую активизацию в неоген-четвертичное время. В этом случае общая зависимость уровня теплового потока от возраста стабилизации земной коры используется в качестве эталона для определения нестационарности. При таком понимании нестационарными можно считать только районы южного горного обрамления Сибири (региональная нестационарность).

Оба рассмотренных уровня нестационарности, вероятно, связаны с энергетической перестройкой в глубинных частях земной коры и верхней мантии, затрагивающей огромные блоки литосферы, соответственно очень медленно стабилизирующейся во времени.

Обширные по площади временные нарушения температурного поля пород могут быть созданы поверхностными процессами, к которым можно отнести накопление в областях прогибания слаболитифицированных и плохо проводящих тепло осадочных пород, вариации температуры поверхности Земли в современную и прошлые эпохи (особенно формирование криолитозоны), горообразование, эрозию, движение подземных вод и т. д. Эти процессы максимально нарушают поле в приповерхностных слоях коры (локальная нестационарность), с глубиной их эффект достаточно быстро убывает. Например, даже такое мощное нарушение теплового поля, как «парниковый» эффект осадочных отложений Западно-Сибирской плиты, нивелируется на глубинах 10—15 км [Дучков, Соколова, 1974а]. При прекращении действия возмущающих факторов тепловое поле пород восстанавливается в геологических масштабах также быстро. Выделение областей локальной нестационарности необходимо для правильной интерпретации измеренных значений q , введения в них соответствующих поправок, что позволяет более точно прогнозировать распределение температур в нижних слоях земной коры и верхней мантии (прогнозирование T в приповерхностной части коры, до 5—10 км, целесообразно вести по измеренным значениям q).

Вообще нам представляется, что районирование параметров теплового поля пород по типам режимов целесообразно проводить по всем упомянутым уровням, но только раздельно. Этот подход осуществлен в работах [Карта глубинных температур..., 1980; Карта теплового потока..., 1980], где приводятся схемы стационарности геотемпературного поля террито-

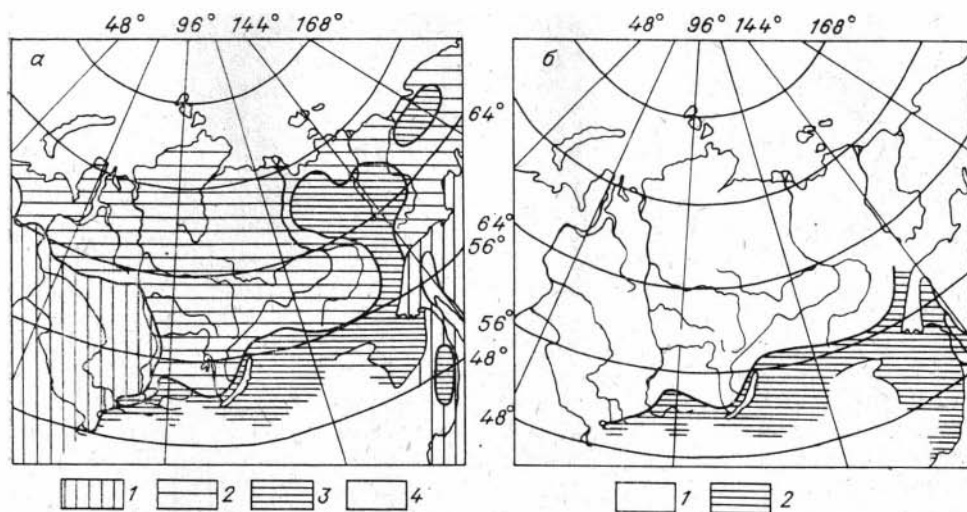


Рис. 2.2. Схемы режимного районирования теплового поля литосферы Сибири в верхней части литосферы (а) [Карта теплового потока..., 1980] и в земной коре и верхней мантии (б) [Карта глубинных температур..., 1980].

а: 1 — квазистационарное геотемпературное поле; 2—4 — нестационарное геотемпературное поле, связанное с вечной мерзлотой (2), несколькими причинами (3) и осадконакоплением (4). б: 1 — квазистационарное, 2 — нестационарное геотемпературные поля.

рии СССР для верхней (локальный уровень) и нижней (региональный) частей литосферы. Фрагменты этих схем, представляющих вполне приемлемыми для практических нужд, для территории Сибири приведены на рис. 2.2.

А. А. Смыслов и У. И. Моисеенко [1983] предлагают более сложную схему режимного районирования территории СССР, на которой они попытались выделить все уровни нестационарности, что представляется методически неоправданным. К тому же позиции некоторых регионов на этой схеме кажутся спорными.

Так, Западно-Сибирская плита и другие мезозойские депрессии и прогибы Сибири отнесены в цитируемой работе к областям нестационарного теплового режима «с накоплением тепла под чехлом мезо-кайнозойских слаболитифицированных осадочных отложений с низкой теплопроводностью — области верхнекорового разогрева». Расчеты по становлению теплового поля в верхней части земной коры Западно-Сибирской плиты (Ю. И. Галушкин, Я. Б. Смирнов и др.) показали, что в связи с «парниковым» эффектом осадочного чехла в настоящее время разогревания разреза не происходит. К тому же, как это будет отмечено в главах 3 и 4, средняя теплопроводность осадочных пород мало отличается от таковой для магматических и метаморфических пород складчатого основания (1,8—2,0 против 2,5 мВт/м²). Возможно, тепловое поле разреза Западно-Сибирской плиты и действительно нестационарно, однако не по той причине, о которой говорят А. А. Смыслов и У. И. Моисеенко [1983] (см. § 1, 2 главы 3).

Сомнительно также отнесение к стационарным областям всей территории Алтае-Саянской области, активизированной, как уже неоднократно отмечалось, в неоген-четвертичное время.

§ 6. СОПОСТАВЛЕНИЕ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА С НЕКОТОРЫМИ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ДАННЫМИ

Корреляционный анализ и устанавливаемые при этом эмпирические связи между различными характеристиками геофизических полей и геологической информацией всегда имели большое значение в практике интерпретации геофизических данных. Справедливо это и для геотермии. Мед-

ленное накопление экспериментальных определений теплового потока, с одной стороны, настоятельно требует усилить поиски взаимосвязей между q и другими величинами для косвенной оценки температурных условий, с другой же — препятствует установлению таких связей. Наиболее широко известна зависимость между q и возрастом стабилизации земной коры [Смирнов, 1968; Кутас, 1978; Смирнов, 1980], которая используется и в данной работе для прогнозирования уровня теплового потока в неизученных районах.

При рассмотрении геотермических данных по регионам упоминались попытки различных корреляций. Особенно широкое развитие корреляционный анализ получил в Байкальском регионе, наиболее изученном в настоящее время в геотермическом, да и в других отношениях. Контрастное тепловое поле земной коры южной части Восточной Сибири представляет собой хороший объект для выявления связей между величиной q и рядом геолого-геофизических данных о поверхностном и глубинном строении территории. Соответствующий анализ показал, что имеется достаточно тесная множественная корреляция между значениями теплового потока, с одной стороны, а с другой — с высотами осредненного дневного рельефа, модулями их градиентов, остаточными изостатическими аномалиями силы тяжести и сейсмической активностью [Лысак, Зарин, 1976]. Уравнения регрессии множественной корреляции используются для прогнозирования распределения q в Байкальской рифтовой зоне и сопредельных районах.

Установление подобных зависимостей для других регионов Сибири — дело будущего.

Кстати, развития требует и сама методика корреляционного анализа теплового поля. Если другие геофизические поля и различные характеристики разреза земной коры достаточно быстро реагируют на изменение температурных условий в недрах земной коры и верхней мантии, например в связи с появлением астеносферного выступа, астенолита, тепловое поле у поверхности в силу своей инерционности изменяется крайне медленно (за 30—40 млн. лет при появлении источника тепла у границы Мохо). В этом отставании параметров теплового поля от быстро меняющихся условий видится причина неудач при поисках многих корреляционных связей.

Рассмотрим некоторые примеры корреляции массива данных по тепловому потоку Сибири с глубинным строением земной коры.

Попытки установить соотношение между q и мощностью земной коры (H_K) делаются постоянно, так как общеизвестно, что в земной коре образуется внушительная доля поверхностного теплового потока [Кутас, 1978; Смирнов, 1980; Тепловое поле Европы, 1982; и др.]. Подобное сопоставление нами было выполнено для Западно-Сибирской плиты и Алтае-Саянской области (главы 3 и 4). В первом регионе корреляция отсутствует, для вто-

Т а б л и ц а 2.3

Средние значения теплового потока и мощности земной коры по регионам Сибири

Регион	Тепловой поток q , МВт/м ²	Мощность земной коры H_K , км
Западно-Сибирская плита	54	38
Алтае-Саянская область	44	45
Сибирская платформа	38	40
Байкальская рифтовая зона	75	40
Забайкальская складчатая область	51	42
Верхояно-Колымская складчатая область	66	43

П р и м е ч а н и е. Значения q взяты из табл. 2.1, значения H_K оценены по картам из работ [Беляевский, 1974; Сурков и др., 1984].

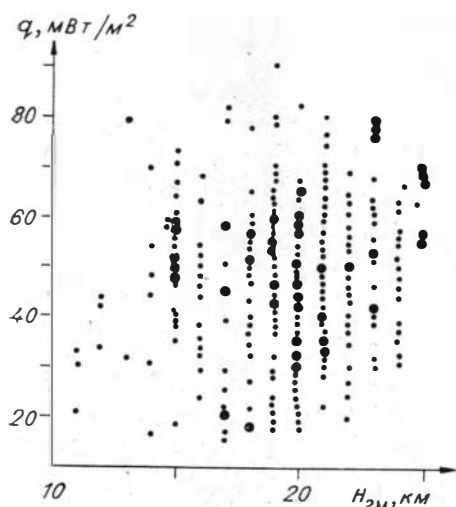


Рис. 2.3. Сопоставление значений теплового потока и мощности «гранитно-метаморфического» слоя земной коры Западной Сибири и Сибирской платформы [Моисеенко, 1969; Сурков и др., 1973; и др.].

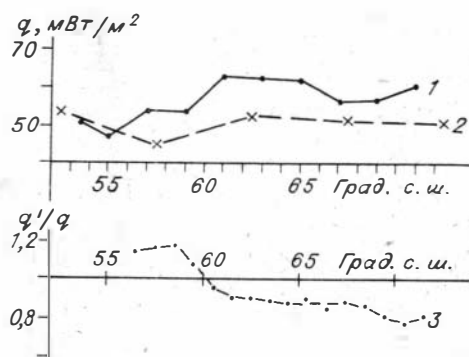


Рис. 2.4. Изменение теплового потока Сибири в меридиональном направлении. 1 — средний тепловой поток Западно-Сибирской плиты (осреднен в пределах двухградусных широтных полос, начиная с 52° с. ш.); 2 — то же для Сибири (осреднен в пределах пятиградусных широтных полос, начиная с 50° с. ш.); 3 — средняя климатическая поправка в пределах полосы шириной 1° для интервала глубин 0,7—2,4 км [Курчиков, Ставицкий, 1979; Каталог..., 1985]. q и q' — измеренный и исправленный за влияние климата тепловые потоки.

рого обнаружено незначительное возрастание теплового потока в районах с меньшей мощностью земной коры. Такая корреляция между q и H_k обычно присуща тем регионам, где она выявляется. Пока не совсем ясно, как интерпретировать подобное соотношение. Высказывается предположение о влиянии мантийного теплового потока: чем тоньше земная кора, тем меньше маскирующее ее влияние и тем явственнее проявляются тепловые неоднородности в мантии.

Детальное сопоставление q и H_k для всей Сибири не проводилось. В первом приближении можно сравнить средние значения этих параметров по регионам, которые приведены в табл. 2.3. Из таблицы следует, что средние мощности земной коры от региона к региону изменяются незначительно, в пределах 10%. В то же время тепловой поток варьирует более существенно, т. е. налицо полное отсутствие корреляции между этими параметрами. Безусловно, этот вопрос требует более тщательной проработки на более детальном материале.

Принято полагать, что большая часть корового теплового потока формируется в «гранитно-метаморфическом» ее слое. Поэтому интересно сопоставить значения q с мощностью этого слоя земной коры — H_{gm} . Сведения о распределении и мощности «гранитно-метаморфического» слоя менее определены, чем, например, о расположении границы Мохо. Имеющиеся оценки H_{gm} малодостоверны, а часто и противоречивы. По разным работам, описывающим глубинное строение Западной Сибири и Сибирской платформы, было выявлено около сотни определений H_{gm} (сбор данных выполнен Л. А. Шарловской), которые и сопоставлены с соответствующими значениями q на рис. 2.3. Нетрудно видеть, что искомая корреляция также отсутствует.

Неоднократно уже отмечалось, что весьма злободневным для Сибири является вопрос о влиянии на геотермические характеристики вариаций климата в голоцене, прошлых оледенений и мощной современной толщи вечномёрзлых пород в северных районах Сибири. До окончательного решения этого вопроса еще далеко, хотя поиски его ведутся, о чем свидетельствуют материалы, приведенные в главе 3 (§ 2 и 3).

Климатические изменения затрагивают огромные территории, причем несомненна их широтная зональность, поэтому естественно попытаться

выявить какие-либо тенденции в изменении измеренного теплового потока, которые можно было бы связать с климатическим фактором.

Для этого данные по тепловому потоку Западно-Сибирской плиты были осреднены в пределах двухградусных широтных полос, начиная с 52-й параллели, а данные по Сибири в целом — по пятиградусным полосам, начиная с 50° с. ш. В результате построены графики изменения q в меридиональном направлении, приведенные на рис. 2.4. Несмотря на разную детальность анализа, характер изменения q в обоих случаях одинаков. Обращают на себя внимание стабилизация поля теплового потока к северу от 60° с. ш. и значительное его уменьшение с последующим ростом в более южных районах. Экспериментальное изменение теплового потока на том же рисунке сопоставляется с его расчетной оценкой, выполненной по данным А. Р. Курчикова и Б. П. Ставицкого. Нетрудно видеть, что корреляция между наблюдаемым характером изменения q и прогнозируемым наблюдается только для южных районов, в северных она отсутствует. В связи с этим возможно увязать снижение теплового потока на юге Западной Сибири с влиянием климата, как это делают упомянутые исследователи. Однако имеются веские основания предполагать глубинную природу отмеченной особенности в распределении q (см. главу 3, § 1). Необходим более детальный анализ распределения теплового потока в северных районах Сибири и существующих представлений о характере климатических вариаций в предшествующие эпохи.

Глава 3

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

§ 1. ТЕПЛОВОЙ ПОТОК ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Геотермическая изученность. Температурные условия осадочного чехла Западно-Сибирской плиты изучены по сравнению с другими регионами Сибири более детально, чему способствовало интенсивное разбуривание чехла при разведочных работах на нефть и газ в течение более двух десятилетий [Фотиади и др., 1969; Сурков и др., 1972; Сергиенко и др., 1974; Курчиков, Ставицкий, 1981; Каталог..., 1985; и др.].

Основная масса оценок теплового потока выполнена по измерениям производственными организациями температуры в скважинах. При этом использованы разные виды термокаротажа в сотнях скважин и тысячи замеров в них температуры при испытаниях перспективных горизонтов. За редким исключением точность определения геотермического градиента, а соответственно теплового потока, невысока — до 15—20%. Поэтому правомочность использования подобных данных для оценки глубинного теплового потока оспаривалась многими исследователями. Однако для выяснения региональных закономерностей изменения теплового поля в настоящее время преобладает тенденция привлечения всего доступного подобного материала, в том числе и малоточного [Гордиенко, Завгородняя, 1980; Jones et al., 1984], что, по-видимому, вполне оправданно, особенно для обширной территории Сибири, поскольку фонд высокоточных определений теплового потока по многим техническим причинам здесь нарастает крайне медленно.

Среднюю точность определения теплового потока в пределах Западно-Сибирской плиты можно оценить сравнением повторных оценок этого параметра на одних и тех же участках (всего 70 оценок). Анализ показал, что систематически заниженными (в среднем на 20—30%) представляются результаты работ [Фотиади и др., 1969; Сурков и др., 1972], что, видимо, объясняется использованием заниженных значений коэффициента тепло-

проводности пород. В дальнейшем, при обобщении материала, эти данные в основном не использовались. Оценки теплового потока, приведенные в работах [Сергиенко и др., 1974; Дучков и др., 1984; Курчиков, Ставицкий, 1981; Каталог..., 1985], примерно соответствуют друг другу со средней точностью $\pm(7-10)\%$ (в ряде случаев наблюдаются и более существенные расхождения). В целом точность определения теплового потока на Западно-Сибирской плите можно оценить в пределах $\pm 10\%$, т. е. $\pm(5-6)$ мВт/м². Такая точность позволяет выделять особенности поля теплового потока более 15—20 мВт/м² и строить карты в изолиниях, проведенных через 20 мВт/м².

Некоторые вопросы методики работ. Поскольку термокаротаж ОГТ выполняется в ограниченном количестве скважин, была рассмотрена возможность использования термограмм ОЦК для хотя бы приближенной оценки значений геотермического градиента (g). В принципе, при закачке цементного раствора в скважину температура в ее стволе не должна существенно нарушаться (до интервала цементирования). Цемент перемещается в специальной трубе сравнительно короткое время. Сопоставление значений $g_{огт}$ и $g_{оцк}$, рассчитанных по термограммам ОГТ и ОЦК для одних и тех же скважин (порядка 140 пар таких значений), показало, что между ними существует линейная корреляция, хотя и с невысоким коэффициентом — порядка 0,7. Это позволяет с точностью до 20—30% оценивать величину g по термограммам ОЦК, используя выражение

$$g = 14 + 0,6 \cdot g_{оцк}, \text{ мК/м.} \quad (3.1)$$

Вопрос о возможности использования для оценки глубинного теплового потока измерений геотермического градиента в неглубоких скважинах обсуждался многими исследователями. При положительном его решении открывалась бы возможность существенного улучшения геотермической изученности многих территорий по скважинам глубиной менее 100—200 м. Основной проблемой является учет поверхностных факторов, которые создают максимальные искажения температурного поля именно в приповерхностных слоях горных пород. Нами [Дучков, Соколова, 1974а] и другими авторами [Сальников, 1984; Бек, 1982] было показано, что наиболее часто приходится сталкиваться с уменьшением геотермического градиента и теплового потока непосредственно ниже гелиотермозоны (слой пониженного градиента — ПГ). Слой ПГ составляет в разных местах десятки или даже первые сотни метров; обычно он совпадает с зоной активного водообмена, что дало нам основание связать уменьшение геотермического градиента с движением подземных вод [Дучков, Соколова, 1974а]. Высказывается также мнение, что образование слоя ПГ вызвано влиянием изменения температуры поверхности Земли за последнее время — примерно за столетие [Бек, 1982]. Уменьшение геотермического градиента (и теплового потока) в рассматриваемом слое составляет в среднем 20—30% от значения параметра, определенного по более глубокой части скважины в случаях, если таковая имеется. Обычно невозможно установить только по измерениям температуры в неглубоких скважинах степень искажения температурного поля — нет критериев выделения слоя ПГ, не хватает данных для расчетной оценки g по значениям $g_{пг}$. По этим причинам остается проблематичной оценка теплового потока по измерениям в неглубоких скважинах, хотя некоторые исследователи [Гордиенко, Завгородняя, 1980] предлагают методики определения этого параметра не только в слое ПГ, но и в гелиотермозоне. На наш взгляд, определенный прогресс в этом вопросе может быть достигнут при проведении параллельно с термокаротажом измерений эффективной теплопроводности разреза непосредственно в скважинах (тепломерами или иными способами), что позволило бы выявить существование конвективного переноса тепла в зоне активного водообмена.

В настоящее время большое количество определений теплового потока на юге Западно-Сибирской плиты выполнено по неглубоким скважинам [Дучков и др., 1984]. В данной работе эти определения использованы

Средние значения геотермического градиента и теплового потока отдельных свит мезо-кайнозойского осадочного чехла и доюрских пород промежуточного комплекса юга Западно-Сибирской плиты

№ п/п	Свита, возраст	Кол-во оценок	g , мК/м	q , мВт/м ²	$q/q_{\text{ср}}$
1	Некрасовская, P_3	13	23 ± 2	46	0,74
2	Чеганская, P_{2-3}	34	28 ± 8	56	0,90
3	Люлинворская, P_2	43	32 ± 10	64	1,03
4	Талицкая, P_1	33	29 ± 7	58	0,94
5	Ганькинская, K_2	46	32 ± 8	64	1,03
6	Славгородская, K_2	48	35 ± 10	70	1,13
7	Ипатовская, K_2	50	32 ± 9	64	1,03
8	Кузнецовская, K_2	52	34 ± 13	68	1,10
9	Покурская, K_{1-2}	52	27 ± 4	54	0,87
10	Киялинская, K_1	39	29 ± 5	58	0,94
11	Тарская, K_1	31	29 ± 5	58	0,94
12	Куломзинская, K_1	29	34 ± 7	68	1,10
13	Баженовская, J_3	27	46 ± 11	60	0,97
14	Георгиевская, J_3	17	45 ± 15	85	1,37
15	Васюганская, татарская, J_3	22	37 ± 9	80	1,29
16	Тюменская, J_{1-2}	18	41 ± 13	96	1,55
	Среднее для осадочного чехла		30 ± 10		
17	Доюрские породы промежуточного этажа и фундамента, PZ	7	22 ± 5	55	0,89

П р и м е ч а н и е. $q_{\text{ср}}$ — среднее значение теплового потока для свит 2—13, равное 62 мВт/м². При расчете q в баженовской свите значение λ взято равным 1,3 Вт/(м·К), а в свитах 1—12 — равным 2,0 Вт/(м·К).

в качестве ориентировочных оценок в пунктах, где отсутствовали более глубокие скважины.

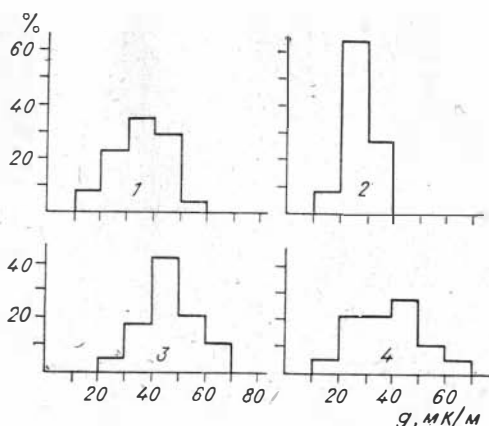
Геотермический градиент. Распределение температуры и геотермического градиента в породах осадочного чехла Западно-Сибирской плиты рассматривалось многими авторами (см. соответствующий обзор в работе Б. П. Ставицкого и др. [1981]). В настоящем разделе обсуждается характер изменения средних значений геотермического градиента в разрезах южной части Западно-Сибирской плиты. В табл. 3.1 приведены средние значения g для разных свит мезо-кайнозойского осадочного чехла, а также для доюрских пород промежуточного комплекса и складчатого фундамента. Гистограммы распределения g для некоторых из этих свит приведены на рис. 3.1.

Из табл. 3.1 видно, что наиболее низкое среднее значение g характеризует породы некрасовской свиты P_3 (вышележащая бурлинская свита N не рассматривается, так как в основном она расположена в пределах гелиотермозоны). В остальной части осадочного разреза g составляет в среднем 30 мК/м. Если это значение геотермического градиента принять за истинное, то градиент бурлинской свиты занижен примерно на 30%, что характерно для слоя ПГ [Дучков, Соколова, 1974а].

В свитах K — P средние значения g варьируют в узком диапазоне (от 27 до 35 мК/м). Вариации эти связаны с изменениями литологии свит и в определенной степени являются показателем соотношения глинистых и песчаных пород в свите [Роменко, Сергиенко, 1973]. Так, глинистые люлинворская, ганькинская, славгородская, кузнецовская свиты характеризуются сравнительно высокими g (32—35 мК/м), а песчанистая покурская имеет более низкий g (27 мК/м). В юрских отложениях g значительно

Рис. 3.1. Гистограммы геотермического градиента для некоторых свит осадочного чехла Западно-Сибирской плиты.

Свиты: 1 — славгородская K_2 ($n = 48$); 2 — покурская K_{1-2} ($n = 52$); 3 — баженовская J_3 ($n = 28$); 4 — тюменская J_{1-2} ($n = 17$).



выше, нежели в меловых (в среднем 42 мК/м при колебаниях от 37 до 46 мК/м), хотя, казалось бы, должно быть наоборот, поскольку с глубиной обычно возрастает плотность пород. Самое высокое значение g в юре получено для баженовской и георгиевской свит, сложенных в основном битуминозными аргиллитами с прослоями битуминозных известняков. Весьма дифференцированным g характеризуется тюменская свита (среднее значение составляет 41 мК/м), причем более высокие значения g наблюдаются в тюменских отложениях Новосибирской и Томской областей, что может быть обусловлено присутствием в свите этих областей угольных пластов, обладающих очень низкой теплопроводностью (0,2—0,4 Вт/(м·К)) [Стратиграфический словарь..., 1978]. В разрезах Омской области тюменские отложения содержат значительно меньше органического вещества, и соответственно средний g здесь заметно ниже. В меньшей степени аналогичная дифференциация g по площади наблюдается и для других юрских отложений (табл. 3.2).

Сходный характер изменения g наблюдается также в осадочном чехле центральных районов Западно-Сибирской плиты [Роменко, Сергиенко, 1973]. Доюрские породы промежуточного этажа, а также складчатого фундамента повсеместно характеризуются более низкими средними значениями g , чем породы мезо-кайнозойского осадочного чехла.

Теплопроводность пород. Теплопроводность пород разреза Западно-Сибирской плиты изучена пока недостаточно. К настоящему времени выполнено не более 1000 измерений этого параметра, в основном на осадочных породах [Моисеенко и др., 1970; Малофеев и др., 1972; Дучков, Соколова, 1974а, б; Каталог..., 1985]. Подобная ситуация объясняется отсутствием в достаточном количестве кернового материала, особенно в верхней части разреза чехла, и аппаратуры для измерения λ . В настоящем разделе рассматриваются результаты измерения коэффициента теплопроводности пород из разрезов южных районов плиты, которые выполнены в ИГиГ СО АН СССР на двух приборах: А-25 (первая модификация прибора «Лямбда») [Дучков, Соколова, 1974а] и тепловом компараторе конструкции СибНИИМ [Калинин и др., 1983], достаточно детально описанном в главе 1.

Таблица 3.2
Средние значения геотермического градиента в юрских отложениях Западно-Сибирской плиты, мК/м

Свита	Области		
	Омская	Новосибирская	Томская
Баженовская	41	47	48
Георгиевская	39	49	48
Васюганская	31	37	44
Тюменская	25	47	48

Измерение λ проводилось на образцах пород в воздушно-сухом и водонасыщенном состоянии. Для насыщения образец помещался в сосуд с водой и выдерживался в нем в течение

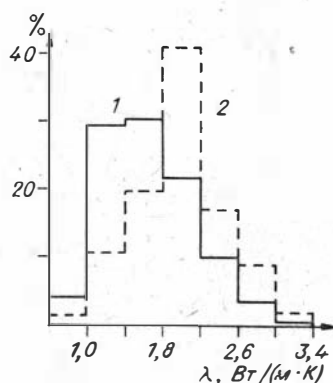


Рис. 3.2. Гистограммы значений коэффициента теплопроводности пород осадочного чехла южных районов Западно-Сибирской плиты.

1 — в воздушно-сухом состоянии ($n = 143$); 2 — водонасыщенные ($n = 66$).

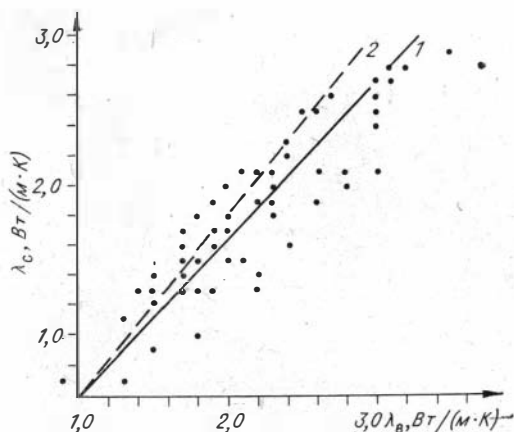


Рис. 3.3. Зависимость между значениями коэффициента теплопроводности сухих (λ_c) и водонасыщенных (λ_b) осадочных пород Западно-Сибирской плиты.

Линии регрессии: 1 — для данных настоящей работы (точки), 2 — по работе У. И. Моисеенко и др. [1970].

3—5 сут. В изученной коллекции породы осадочного чехла представлены образцами алевролитов, аргиллитов, песчаников и глин, а в единичных случаях — известняков и углей J_1 — F . Из промежуточного комплекса складчатого фундамента исследованы образцы осадочных, осадочно-вулканогенных, метаморфических и интрузивных пород S — C . Теплопроводность всей совокупности изученных пород (примерно 500 образцов) изменяется в широких пределах, от 0,2—0,4 (угли) до 4 Вт/(м·К) и более (рудные скарны, доломиты). На рис. 3.2 приведены гистограммы значений λ для пород мезо-кайнозойского чехла, а в табл. 3.3 сведены оценки средних значений λ для отдельных свит разреза. Показано, что среднее значение теплопроводности сухих терригенных пород (λ_c) составляет 1,7, а водонасыщенных — 2,0 Вт/(м·К.) Это почти на 20% превышает средние теплопроводности пород мелового возраста из разрезов Среднего Приобья [Моисеенко и др., 1970].

При насыщении водой теплопроводность осадочных пород, как правило, увеличивается (в среднем на 20%), но не для всех пород одинаково. В более пористых отложениях верхних горизонтов чехла (покурская, киялинская, тарская свиты) увеличение λ больше, с глубиной оно уменьшается (см. табл. 3.3). Для глин увеличение λ при полном водонасыщении образцов менее значительно, чем для песчаников, особенно грубозернистых (для последних отношение λ_b/λ_c может достигать 1,7).

На рис. 3.3 для образцов различных осадочных пород меловых и юрских отложений южных районов Западно-Сибирской плиты приведены результаты сопоставления значений λ_c и λ_b . Нетрудно видеть, что между этими величинами устанавливается достаточно тесная корреляционная зависимость вида:

$$\lambda_b = 0,54 + 0,9 \cdot \lambda_c. \quad (3.2)$$

Похожая зависимость для песчано-глинистых пород мелового возраста из разрезов Среднего Приобья указывалась ранее [Моисеенко и др., 1970].

Описанные данные по теплопроводности использованы для оценки средних λ отдельных свит (см. табл. 3.3).

При проведении геотермических работ вдоль профиля ГСЗ Ишим—Барабинск изучалась теплопроводность свит F — N [Дучков, Соколова, 1974а]. Измерения λ проводились методом цилиндрического зонда непосредственно на скважине. Диапазон изменения теплопроводности слабо-

Средние значения коэффициентов теплопроводности (λ) свит мезо-кайнозойской части осадочного чехла и доюрских пород промежуточного яруса в южных районах Западно-Сибирской плиты

Свита, возраст	Число образцов	Интервал отбора образцов, км	λ , Вт/(м·К)			$\frac{\lambda_B}{\lambda_C}$	$\frac{\lambda_{B,T}}{\lambda_B}$
			λ_C	λ_B	(*)		
Бурлинская, Некрасовская, P ₃ — N	187	0,05—0,1	—	2,0±0,2	—	—	—
Свиты P	—	—	—	—	—	—	—
Свиты K ₂	—	—	—	—	2,0	—	—
Покурская, K ₁₋₂	8	0,9—1,6	1,45	2,0	—	1,4	—
Киялинская, K ₁	6	1,5—2,2	1,55	2,0	—	1,3	0,96
Тарская, K ₁	8	1,8—2,3	1,35	2,0	2,1	1,5	0,96
Куломзинская, K ₁	17	1,9—2,5	1,7±0,1	2,0	—	1,2	0,96
Баженовская, J ₃	70	2,1—2,9	1,3±0,05	1,4	—	1,08	0,96
Георгиевская, J ₃	11	2,3—2,7	1,6±0,1	1,9	2,1	1,2	0,96
Васюганская, татарская, J ₃	26	2,2—2,8	1,8±0,1	2,15	—	1,2	0,96
Тюменская, J ₁₋₂	55	2,4—3,0	2,1±0,1	2,4	2,4	1,15	0,95
Породы промежуточного комплекса и фундамента (PZ):							
восточная часть	45	2,5—4,6	2,1±0,06	2,4	—	1,15	0,9
западная часть	60	0,4—2,8	2,5±0,06	—	—	—	0,96

Примечание. λ_C — коэффициент теплопроводности сухого образца при комнатной температуре, λ_B — влажного образца при комнатной температуре, $\lambda_{B,T}$ — влажного образца с учетом влияния температуры; (*) — коэффициент теплопроводности влажного образца по Г. Е. Малофееву и др. [1972].

сцементированных песчаников и алевролитов P—N достаточно велик, однако среднее значение λ_B , равное 2 Вт/(м·К), определяется уверенно. Дополнительные измерения теплопроводности палеоген-неогеновых отложений в некоторых других районах Томской и Новосибирской областей подтверждают ранее указанное среднее λ_B для этих горизонтов. По имеющимся данным, такое же среднее значение λ сохраняется и для меловых пород. Следует, однако, отметить, что из-за отсутствия керна материала даже с учетом работы Г. Е. Малофеева и др. [1972] теплопроводность меловых отложений изучена пока недостаточно.

Более разнообразна теплопроводность юрских пород. Аномально низкая теплопроводность, в среднем 1,3—1,4 Вт/(м·К), у битуминозных аргиллитов баженовской свиты. Теплопроводность достаточно большой коллекции пород из этой свиты изучена впервые, результаты исследований будут обсуждены ниже. Остальные свиты юрских отложений, по нашим измерениям, характеризуются более высокой теплопроводностью — до 2,3—2,4 Вт/(м·К) у тюменской свиты.

Наши оценки теплопроводности пород осадочного чехла южных районов Западно-Сибирской плиты хорошо согласуются с аналогичными данными по ряду разрезов в северной части плиты [Малофеев и др., 1972]. Приведенные в этой работе средние значения λ_C и λ_B осадочных пород равны соответственно 1,7 и 2,1 Вт/(м·К). Следует также отметить, что высказываемое рядом исследователей (см. § 2 данной главы) мнение о значительном уменьшении λ в верхней части разреза и плавном возрастании этого параметра с глубиной не подтверждается нашими новыми экспериментальными данными.

Теплопроводность доюрских пород промежуточного яруса и образований складчатого фундамента изучена нами примерно по 100 образцам, отобранным из керна скважин Новосибирской и Курганской областей. В целом палеозойские породы характеризуются высокой и однородной теплопроводностью, равной в среднем 2,4—2,5 Вт/(м·К). Именно такая теплопроводность присуща и осадочно-вулканогенным, метаморфическим

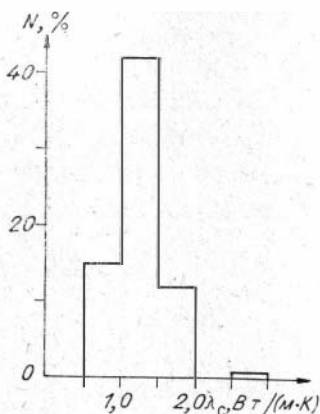


Рис. 3.4. Гистограмма коэффициентов теплопроводности воздушных образцов битуминозных аргиллитов баженовской свиты ($n = 70$).

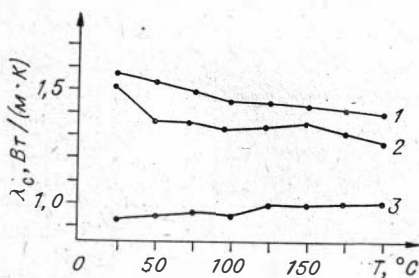


Рис. 3.5. Изменение теплопроводности битуминозных аргиллитов на Салымской площади при увеличении температуры.

1 — аргиллит с пиритом (скв. 127, глубина отбора 2,83 км); 2 — аргиллит с линзами халцедона, пиритом (скв. 147, глубина отбора 2,885 км); 3 — аргиллит с примесью карбонатного материала (скв. 147, глубина 2,88 км).

и магматическим породам Алтае-Саянской области [Соколова и др., 1973; Дучков, Соколова, 1974а, б].

Отмеченные выше закономерности изменения теплопроводности разреза юга Западно-Сибирской плиты получены по данным определения λ при температуре 30–40°C. В естественных условиях температура пород может быть существенно выше, а λ — соответственно меньше. Температурные поправки определены нами для температур середины интервалов отбора образцов (кроме пород баженовской свиты), причем в соответствии с работой Е. А. Любимовой [1968а] принималось уменьшение теплопроводности на 1,5% через каждые 10° приращения температуры. Такие поправки к измеренным значениям теплопроводности приведены в табл. 3.3 в виде отношений исправленной теплопроводности к измеренной. Для большей части разреза температурная поправка не превышает 5%, и только для глубин более 3,5 км следует ожидать уменьшения теплопроводности на 10–15%.

Подробнее остановимся на теплопроводности аргиллитов баженовской свиты. Измерения λ выполнены в основном на образцах кернов из скважин Салымской площади. Изученная коллекция, любезно предоставленная нам В. И. Москвиным и Е. Д. Глухманчуком, состоит из массивных в разной степени битуминозных глинистых сланцев с прослоями алевроитового или кремнистого материала. Теплопроводность аргиллитов в воздушно-сухом состоянии измерена в диапазоне температур от 25 до 200°C. При высоких температурах использован прибор ИТ- λ -400, работающий в режиме монотонного нагревания исследуемого образца [Теплофизические приборы..., 1981]. Экспериментальный образец имеет форму цилиндра диаметром 15 и высотой 4–6 мм.

Гистограмма значений λ всех изученных образцов баженовской свиты приведена на рис. 3.4. Видно, что λ_c изменяется от 0,8 до 2,6 Вт/(м·К), причем для большей части образцов теплопроводность варьирует в интервале 1,0–1,5 Вт/(м·К), ее среднее значение составляет $1,3 \pm 0,3$ Вт/(м·К). Зависимость величины λ_c от глубины отбора образцов не наблюдается.

Хотя в естественном залегании в породах баженовской свиты свободной воды скорее всего нет, нами повторно выполнены измерения теплопроводности образцов после насыщения их водой. Увеличение параметра оказалось незначительным, в среднем на 9%, среднее же значение для всей коллекции составило $1,4 \pm 0,3$ Вт/(м·К).

Существует мнение [Нефтеносность..., 1980], что пористое пространство битуминозных аргиллитов в их естественном залегании может

быть заполнено нефтью. Измерений теплопроводности аргиллитов при насыщении их нефтью или керосином (λ_n) мы не проводили, и нам неизвестны подобные эксперименты. Оценка λ_n получена расчетным путем по формулам эффективной теплопроводности ($\lambda_{эф}$) двухфазных сред. Можно использовать, например, зависимость Рэлея—Максвелла [Сидоров, 1979]:

$$\frac{\lambda_{эф}}{\lambda_{ск}} = \frac{2 - 2P + (1 + 2P) (\lambda_{ф}/\lambda_{ск})}{2 + P + (1 - P) (\lambda_{ф}/\lambda_{ск})}, \quad (3.3)$$

где $\lambda_{ск}$ и $\lambda_{ф}$ — коэффициенты теплопроводности соответственно минерального скелета и насыщающего поры флюида, Вт/(м·К); P — коэффициент пористости.

По имеющимся данным, пористость массивных аргиллитов баженовской свиты не превышает 0,1, тогда как нефтеотдающие породы (коллекторы) свиты, представленные, как полагают, трещиноватыми (листоватыми) аргиллитами, имеют более высокую открытую пористость — до 0,2 и выше [Нестеров, 1979; Нефтеносность..., 1980; Хабаров и др., 1981; Коллекторы..., 1983]. Используя измеренные значения λ_c и λ_b , а также значения коэффициентов теплопроводности воздуха, нефти и воды, которые соответственно равны 0,03, 0,14 и 0,58 Вт/(м·К) [Гиматудинов, 1982], можно по формуле (3.3) оценить теплопроводность нефтенасыщенных аргиллитов баженовской свиты. При $P = 0,1$ $\lambda_n = 1,3$ Вт/(м·К), т. е. равна λ_c , а при $P = 0,2$ λ_n снижается до 1,1 Вт/(м·К).

Таким образом, баженовская свита даже по оценкам на массивных породах характеризуется более низкой теплопроводностью, чем выше- и нижележащие отложения (отношение средних λ_b баженовской свиты и перекрывающих ее меловых пород составляет 0,6—0,7), наличие же коллектора может усилить это различие.

Рассмотренные измерения выполнены при температуре порядка 30°C. Реальные пластовые температуры на глубине расположения баженовской свиты достигают 120—130°C. Для оценки возможных изменений из-за влияния температуры нами измерена теплопроводность аргиллитов в интервале температур от комнатной до 200°C. Зависимости λ от T получены для 10 образцов. С ростом T в большинстве случаев наблюдается очень слабое уменьшение теплопроводности, а для некоторых образцов она или не изменялась, или даже несколько возрастала (рис. 3.5). В среднем при температуре 100—130°C теплопроводность битуминозных аргиллитов баженовской свиты уменьшается незначительно, на 5—10%.

Для части обсуждавшейся выше коллекции образцов баженовской свиты на спектрометрической установке ИГиГ СО АН СССР измерены фоновые содержания естественных радиоактивных элементов (урана, тория, калия) [Бобров, Гофман, 1971]. Установлены достаточно четкие линейные зависимости между λ_c и содержанием урана, λ_c и интенсивностью генерации радиогенного тепла (A , Вт/г), которая обычно рассчитывается по известной формуле [Любимова, 1968a]:

$$A = (9,7U + 2,64Th + 3,58 \cdot 10^{-4}K) \cdot 10^{-8}, \quad (3.4)$$

где U , Th и K — содержания урана, тория и калия соответственно, г/г. Зависимость между λ_c и A (рис. 3.6) имеет вид

$$A = (132,4 - 64,4 \cdot \lambda_c) \cdot 10^{-13}. \quad (3.5)$$

Вариации теплопроводности битуминозных аргиллитов, видимо, как и вариации концентраций урана, контролируются содержанием в породе органического вещества. Зависимость (3.5) может быть использована для оценки эффективной теплопроводности битуминозных аргиллитов по радиоактивному каротажу.

В ряде работ отмечается, что к нефтяным залежам в баженовской свите приурочены положительные температурные аномалии до 20—30°C [Курчиков, 1981; Москвин, 1983], геотермический градиент свиты почти повсеместно существенно выше градиента меловых толщ, 46 против

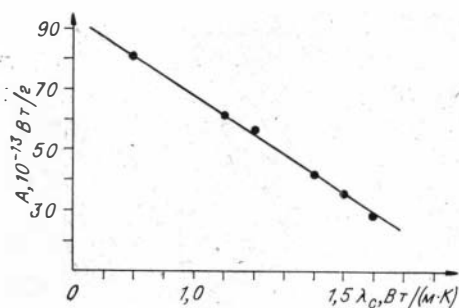


Рис. 3.6. Зависимость теплопроводности битуминозных аргиллитов баженовской свиты от интенсивности генерации в них радиоактивного тепла. При измерении радиоактивности в пробу (точки) объединялись четыре-пять образцов с близкой теплопроводностью. Прямая линия — зависимость вида $A = (132,4 - 64,4 \lambda_0) \cdot 10^{-13}$.

32 мК/м (см. табл. 3.1), отношение градиентов в меловых отложениях к градиентам в баженовской свите составляет в среднем около 0,7 [Роменко, Сергиенко, 1973]. Наблюдаемое соотношение градиентов практически полностью объясняется рассмотренными выше вариациями теплопроводности меловых и юрских пород, но они не могут быть причиной упомянутых температурных аномалий, так как уменьшение теплопроводности баженовской свиты даже до 1,1—1,2 Вт/(м·К) при мощности свиты в 40 м приведет к возрастанию температуры пласта по выполненным нами оценкам не более чем на 1—1,5°C.

Об источнике температурной аномалии в баженовской свите в течение ряда лет высказываются разные соображения [Краснов, Хуторской, 1978; Курчиков, 1981; Москвин, 1983; Коллекторы..., 1983]. В порядке постановки вопроса нам представляется уместным отметить, что в условиях аномально высоких пластовых давлений (АВПД) существенное влияние на распределение температуры в стволе скважины может оказать дроссельный процесс. Расчет показывает, что при избыточном давлении 7—10 МПа, обычном для коллекторов баженовской свиты [Нестеров, 1979; Нефтеносность..., 1980; Хабаров и др., 1981; Коллекторы..., 1983], дросселирование нефти может привести к повышению температуры пласта на 3—5°C (без приведения оценок на это обращает внимание и В. И. Москвин [1983]). Такая техногенная аномалия температуры, появившись против нефтеотдающего пласта, будет поддерживаться, а возможно, и расти в течение всего времени существования АВПД.

Совместный анализ распределений геотермического градиента и коэффициента теплопроводности по разрезу. В горизонтально-слоистой среде при отсутствии локальных неоднородностей в размещении источников тепла и распределении теплопроводности тепловой поток не должен изменяться по глубине, т. е. должны сохраняться поинтервальные (например, в пределах свит) значения теплового потока [Карслоу, Егер, 1964]. Из табл. 3.1 видно, что в основной части разреза, от чеганской свиты (P_{2-3}) до баженовской (J_3), а также в доюрских породах тепловой поток остается сравнительно постоянным, отличаясь от среднего значения, равного 62 мВт/м², не более чем на $\pm 7\%$, что не превышает точности оценки этого параметра. В этой связи представляется достоверным одинаковое значение теплопроводности меловых и палеогеновых отложений — порядка 2,0 Вт/(м·К). В баженовской свите, как уже ранее отмечалось, понижение коэффициента теплопроводности практически компенсируется возрастанием геотермического градиента. Понижение градиента и теплового потока на 20—30% в породах некрасовской свиты связано, видимо, не с вариациями теплопроводности, а с упоминавшимися ранее эффектами от перемещения подземных вод в зоне активного водообмена или с климатическими изменениями [Дучков, Соколова, 1974а]. Для оценки глубинного теплового потока по измерениям в пределах этой свиты необходимы специальные методические приемы. Сложнее ситуация у подошвы осадочного слоя, где в пределах георгийевской, васюганской и тюменской свит (J_{1-3}) наблюдается возрастание теплового потока, связанное с увеличением геотермического градиента, которое не скомпенсировано уменьшением теплопроводности. Причины подобных вариаций геотермических параметров

в юрских отложениях пока не установлены. Можно предположить несколько причин. Во-первых, средние теплопроводности свит могут на самом деле не соответствовать оценкам, полученным по измерениям отдельных образцов, так как изучаемые коллекции часто (по вполне объективным причинам) не отражают в полной мере геологический разрез той или иной свиты. Во-вторых, возможны ошибки в оценке значений градиента по термокаротажу из-за маломощности свиты, сложности рельефа границ, что в совокупности с вариациями теплопроводности может привести к перераспределению поля температур. В-третьих, не исключено и наличие в этих свитах локальных источников тепла, связанных с процессами нефтеобразования и метаморфизации залежей углеводородов [Курчиков, 1981; Москвин, 1983].

Совпадение в целом значений теплового потока в толще Р—К отложений и в доюрских породах (см. табл. 3.1) подчеркивает локальность возрастания его в низах юры. При оценке теплового потока по отдельным скважинам аномальный интервал обычно не рассматривался.

Обратимся к анализу температур разреза. Изучение распределения температуры в породах осадочного чехла и в фундаменте Западно-Сибирской плиты имеет большое самостоятельное значение для воссоздания термодинамических условий, а прогнозирование температуры и сопоставление расчетных ее значений с измеренными в глубоких скважинах позволяют оценить достоверность принятых геотермических параметров разреза, в частности теплопроводности, теплового потока. С этой целью нами выполнены оценки значений температуры на разных глубинах в южных районах Западно-Сибирской плиты [Дучков и др., 1984]. Для оценок использовались формулы

$$T(z) = T(0) + q \left(\frac{h_{oc}}{\lambda_{oc}} + \frac{h_{\phi}}{\lambda_{\phi}} \right);$$

$$h_{oc} = H_{\phi} - h_0; \quad h_{\phi} = z - H_{\phi}, \quad (3.6)$$

где $T(z)$ и $T(0)$ — значения температуры на глубинах z и h_0 (в нижней точке интервала термокаротажа), °С; q — тепловой поток, мВт/м²; H_{ϕ} — глубина залегания фундамента, м; λ_{oc} и λ_{ϕ} — соответственно средние значения коэффициента теплопроводности пород осадочного чехла и доюрского фундамента, Вт/(м·К). При расчетах обычно принималось $\lambda_{oc} = 2,0$ Вт/(м·К) и $\lambda_{\phi} = 2,4-2,5$ Вт/(м·К).

Рассмотрим некоторые результаты прогноза температуры в верхней части земной коры Западно-Сибирской плиты.

На юге Омской области в пределах Оконешниковской геотермальной аномалии [Самсонов, 1979] оценка теплового потока по измерениям в скважинах глубиной порядка 100 м составляет 70 мВт/м², а средняя температура на глубине 100 м равна 8°С. Температуры на глубинах 1 и 2 км по формуле (3.6) оцениваются в 42 и 78°С соответственно. В скважине 2-Т, пробуренной в центре Оконешниковской аномалии, после 13 сут выстойки термокаротаж показал на глубине 1 км температуру 47°С, а на глубине 1,9 км — 74°С, что в общем соответствует прогнозным оценкам.

В ПГО «Новосибирскгеология» по той же формуле выполнено несколько десятков оценок температуры на кровле баженовской свиты. Сопоставление расчетных данных с имеющимися измерениями на этих глубинах показало, что обе группы данных совпадают с точностью до 3°С (устное сообщение Ф. Д. Степановой).

На рис. 3.7 приведено прогнозируемое распределение температуры на глубине 5 км в южных районах Западно-Сибирской плиты. Изотермы проведены через 20°С. Температура на глубине 5 км изменяется от 75 до 150°С, на большей части территории она составляет 100—120°С. Непосредственных измерений температуры на уровне 5 км в пределах рассматриваемой территории не проводилось, лишь в одной из скважин Малоичской площади на глубине 4,54 км зафиксирована температура 144°С. Это — максимальная глубина измерения температуры, а ее величина неплохо согласу-

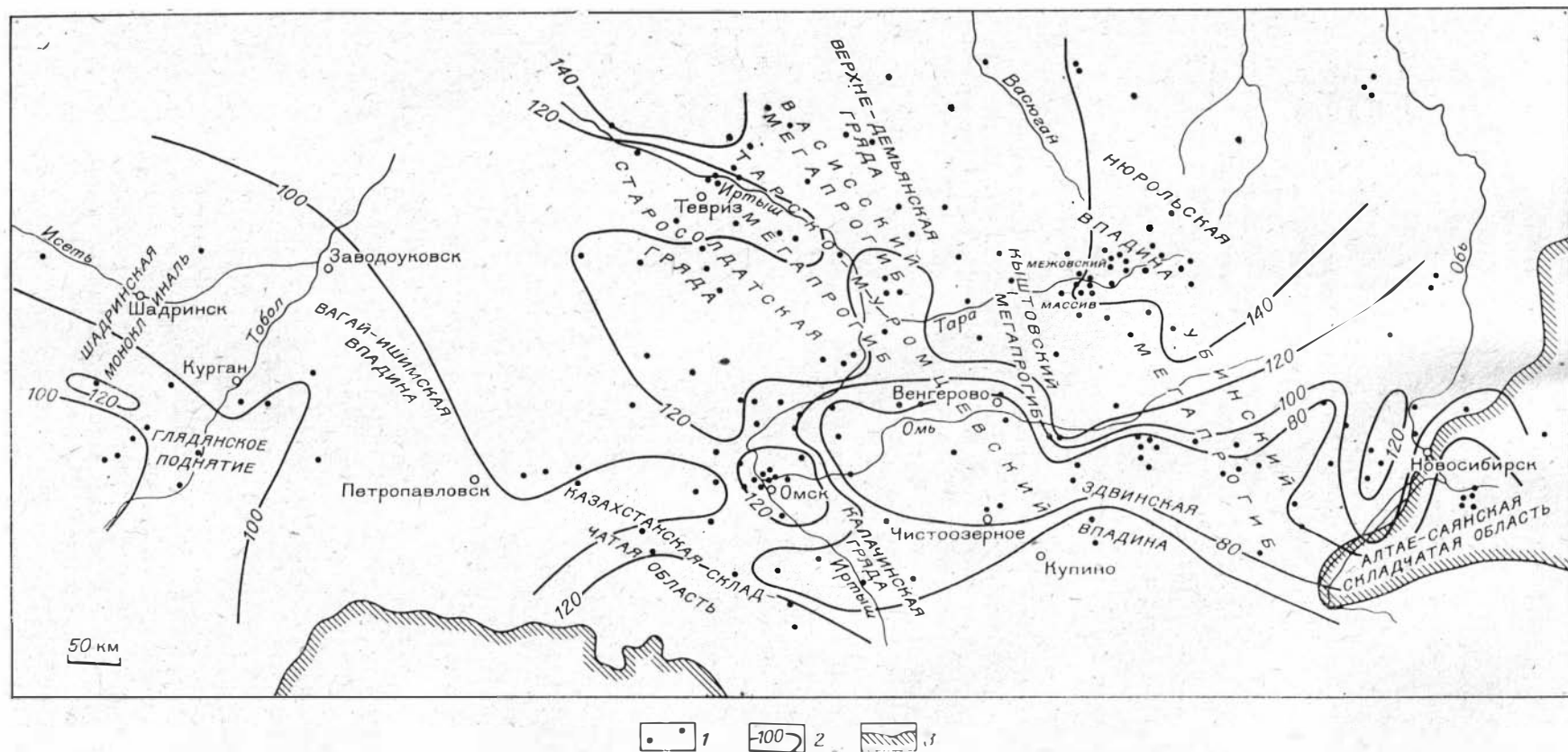


Рис. 3.7. Карта распределения температуры на глубине 5 км в южных районах Западно-Сибирской плиты.
1 — пункты определения величины теплового потока; 2 — изотермы, °C; 3 — граница распространения осадочного чехла.

ется с распределением, приведенным на рис. 3.7. Результаты прогнозирования температур осадочного чехла и доюрского фундамента южных районов Западно-Сибирской плиты свидетельствуют в пользу принятой нами модели изменения теплопроводности по разрезу.

Распределение теплового потока. Выше геотермические параметры рассмотрены в основном по результатам работ ИГиГ СО АН СССР в южных районах Западно-Сибирской плиты. В настоящем разделе выполнен анализ распределения измеренного теплового потока по всей территории плиты с привлечением весьма разнородных по точности данных. Несмотря на большое количество публикаций, посвященных анализу поля теплового потока Западно-Сибирской плиты, только в двух работах [Дучков, Соколова, 1979; Дучков и др., 1982] сделана попытка использовать весь имеющийся к тому времени материал. Остальные исследователи [Сергиенко и др., 1974; Сергиенко, 1977; Курчиков, Ставицкий, 1981; Сурков и др., 1972; см. также § 2 настоящей главы] базировались в основном на своих данных.

Представительность оценок теплового потока на территории Западно-Сибирской плиты (порядка 370 определений по более чем 400 скважинам [Каталог..., 1985]) детально рассмотрена в начале данного параграфа. Точность определения q разными авторами в среднем составляет $\pm 10\%$ или $\pm 5-6$ мВт/м², что позволяет построить карту теплового потока с сечением изолиний через $15-20$ мВт/м², изображенную на рис. 3.8 (см. вкладку). Контуры изолиний q за пределами региона проведены согласно «Карте теплового потока» [1980].

Тепловой поток в пределах Западно-Сибирской плиты изменяется от 20 до 90, составляя в среднем $53-56$ мВт/м². Уровень среднего в общем соответствует среднеконтинентальному значению q для герцинских структур [Смирнов, 1968; Смирнов, 1980]. Несмотря на столь широкий диапазон вариаций теплового потока, в целом по площади плиты он изменяется довольно закономерно. Практически вся область распространения мезокайнозойских отложений севернее 56° с. ш., кроме восточных районов, примыкающих к Сибирской платформе, характеризуется потоком, превышающим 50 мВт/м². Ряд районов выделяется аномально высоким q , превышающим $70-80$ мВт/м². Такой тепловой поток характерен для Березовских дислокаций, Шаймского антиклинория, Красноярского выступа, Шеркалинского синклинория и северной части крупной меридиональной структуры фундамента — Верхне-Демьяновского антиклинория. В пределах перечисленных районов фундамент, представленный главным образом метаморфическими толщами, насыщенными интрузивными образованиями, в основном моноклинально погружается с запада на восток от $0,5-1$ до $3-4$ км. Район аномально высокого теплового потока намечается в западной части п-ова Ямал при очень глубоком залегании складчатого фундамента — более 6 км. Ряд сравнительно мелких по площади аномалий q (более 70 мВт/м²) выявлен в широтном течении Оби (отдельные части Нижне-Вартовского и Низино-Сенькинского антиклинория) и на юго-востоке плиты (Межевский срединный массив и Нюрольская впадина). Указанные районы аномально высоких значений q во всех случаях являются частями более обширных зон повышенного теплового потока (более 60 мВт/м²), наибольшая из которых занимает весь северо-запад плиты, а остальные — изометричной конфигурации — располагаются вдоль Колтогоро-Уренгойского грабен-рифта.

В юго-восточной части Западно-Сибирской плиты, на территории Павлодарского Прииртышья и Бийско-Барнаульской впадины, тепловой поток выше среднего уровня [Голицын, Лятыф-Заде, 1975; Каталог..., 1985]. Здесь на ряде участков обнаружены локальные интенсивные аномалии q , достигающие 90 мВт/м². Часть аномалий приурочена к южной части Иртышского краевого прогиба, разбившегося на границе каледонид и ранних герцинид Центрально-Казахстанской и Салымской систем. Глубина залегания доюрского фундамента в пределах прогиба не превышает $1-2$ км при характерном его моноклинальном залегании. М. В. Голицын

Сопоставление значений q с глубиной залегания фундамента

Участок	Максимальная глубина измерения T , м	q , мВт/м ²	Глубина фундамента, м [Адаменко, 1974]	Участок	Максимальная глубина измерения T , м	q , мВт/м ²	Глубина фундамента, м [Адаменко, 1974]
Усть-Чарышский	160	96	210	Шелаболиха	110	50	440
Алейский	120	81	270	Мамонтово	260	67	580
Троицкий	100	57	350	Хабары	240	44	590
Гоньба	210	50	380				

и Я. А. Лятыф-Заде [1975] связывают аномалии q в Павлодарском Прииртышье с выносом тепла по глубинному разлому. В пределах Бийско-Барнаульской впадины аномальные участки теплового потока расположены в районе с неглубоким залеганием складчатого фундамента — до 0,5—1,0 км [Дучков и др., 1978]. Влияние рельефа даже при существующих контрастах в теплопроводности (осадки — 1,8—2,0, породы фундамента — 2,3—2,5 Вт/(м·К)) может привести к наблюдаемым здесь изменениям q . Это подтверждает, на наш взгляд, сопоставление оценок q с глубиной залегания фундамента (табл. 3.4). Возможно, тот же фактор влияет на распределение q и в других районах с неглубоким сложнодифференцированным рельефом фундамента (Павлодарское Прииртышье, северо-западная часть плиты).

Большая часть юга Западно-Сибирской плиты (см. рис. 3.8) характеризуется низким тепловым потоком (менее 50 мВт/м²). Полоса низкого q протягивается в широтном направлении от Салаира до Южного Урала, постепенно расширяясь с востока на запад. В пределах этой полосы вблизи оз. Чаны по неглубоким скважинам (100—200 м) зафиксированы весьма низкие значения q (20—30 мВт/м²). По скважинам большей глубины, которых здесь немного, q несколько выше, но не более 35—45 мВт/м². На востоке рассматриваемая аномалия q смыкается с районом низкого q в пределах Салаира и Горловского прогиба в северо-западной части Алтае-Саянской складчатой области, а на западе переходит в южно-уральскую аномалию, в пределах которой q даже по глубоким скважинам не превышает 30 мВт/м² [Сальников, 1984]. Лишь на нескольких ограниченных участках в полосе низкого теплового потока q превышает 50 мВт/м². Заметим, что распределение теплового потока на юге Западно-Сибирской плиты не соответствует общему структурно-тектоническому плану ее промежуточного комплекса и фундамента. Если структурно-тектонические элементы первого порядка фундамента (Кыштовский, Тарско-Муромцевский мегавалы, Нюрольская и Боголюбовская впадины и разделяющие их гряды и массивы) ориентированы в основном в субмеридиональном и северо-западном направлениях, то изолинии теплового потока — в широтном, причем без заметных изменений поля они пересекают разновозрастные (герцинские и каледонские) структуры фундамента, перекрытые разным по мощности, от 0 до 4 км, слоем отложений осадочного чехла. Особенно это заметно при прослеживании северной изолинии 50 мВт/м², которая почти по широте пересекает значительное количество антиклинорий и синклинорий Центрально-Западно-Сибирской, Салымской, Центрально-Казахстанской и Уральской складчатых систем фундамента. Следует отметить также, что разные части структур порой характеризуются разными значениями q . Так, северная наиболее вытянутая часть Тарско-Муромцевского мегапрогиба характеризуется q более 50 мВт/м², а южная — менее 40 мВт/м².

Можно назвать несколько вероятных причин снижения уровня q в южных районах Западно-Сибирской плиты. Возможно, что таким образом выделяется блок земной коры, испытавший длительное охлаждение

и не подвергавшийся существенной тектономагматической активизации в герцинское и более позднее время. В какой-то степени это подтверждается тем фактом, что триасовые рифтогенные структуры, широко развитые в фундаменте Западно-Сибирской плиты, практически выклиниваются севернее полосы низкого q (см. рис. 3.8). Для подобных древних блоков земной коры характерно пониженное значение мантийной составляющей, а соответственно и поверхностного теплового потока. Воздействие этой причины может быть усугублено определенными изменениями вещественного состава образований земной коры на юге Западно-Сибирской плиты, например обеднением этого блока радиоактивными элементами и соответствующим снижением генерации радиогенного тепла в породах коры. Это должно привести к существенному снижению q . Перечисленные факторы уже обсуждались при выяснении природы зон низкого q [Charman, Pollack, 1974; Сальников, 1984; Дучков и др., 1978].

Региональное снижение уровня q может быть связано и с длительным прогибанием этой территории и соответствующим усилением циркуляции подземных вод в слое активного водообмена (разгрузка подземных вод в центре прогибания) [Запывалов, Полканова, 1979]. Наличие такого процесса в рассматриваемом регионе в определенной мере подтверждается широким распространением озер в междуречье Оби и Иртыша (озера Чаны, Убинское и др.), расширяющимся засолением грунтовых вод. В реальных условиях могут иметь место различные комбинации перечисленных факторов.

Распределение q на западной и восточной границах Западно-Сибирской плиты рассмотрено детально в главе 2.

Такова в целом картина распределения измеренного теплового потока в Западно-Сибирской плите. Некоторые причины возможных вариаций q уже отмечались: влияние тектонической зональности фундамента плиты [Фотиади и др., 1969; Сурков и др., 1972; Сергиенко и др., 1974; Сергиенко, 1977; Курчиков, 1981], выноса тепла в зонах разломов и особенно в триасовых грабен-рифтах [Фотиади и др., 1969; Курчиков, 1981; Сурков, Жеро, 1981; Голицын, Лятыф-Заде, 1975; Сурков и др., 1972; Сурков и др., 1982], неоднородностей вещественного состава фундамента и соответственно интенсивности радиогенного тепловыделения [Краснов, Хуторской, 1978; Дучков, Соколова, 1979; Сурков и др., 1972; Коллекторы..., 1983; Курчиков, 1981]; влияние энергетических процессов, связанных с формированием и деструкцией залежей углеводородов [Сергиенко, 1977; Курчиков, 1981; Москвин, 1983; Дучков и др., 1984]; влияние поверхностных факторов, в частности изменений климата в голоцене; резкие изменения рельефа фундамента; воздействие тектонических движений [Шарбатян, 1974; Сергиенко, 1977; Курчиков, Ставицкий, 1979; Дучков, и др., 1982].

Рассмотрим подробнее влияние некоторых из перечисленных факторов.

Сопоставление теплового потока с возрастом структур фундамента.

Согласно существующим представлениям, складчатый фундамент Западно-Сибирской плиты сформирован в основном в эпоху герцинской складчатости (включая и области, переработанные в это время, например Уват-Хантымансийский и другие срединные массивы). Только с юга и востока в пределы плиты заходят области более древнего заложения — каледониды, салаириды и байкалиды. На рис. 3.8 указаны границы разновозрастных складчатых систем фундамента по работе [Сурков, Жеро, 1981], гistogramмы значений q в пределах этих систем приведены на рис. 3.9, а средние параметры распределений q в каждой из систем — в табл. 3.5.

Из приведенных данных следует, что районирование Западно-Сибирской плиты по возрасту складчатого фундамента с использованием комплекса геолого-геофизических методов отражается и в поле теплового потока. Нетрудно видеть, что герцинские складчатые системы по сравнению с областями распространения в фундаменте более древних складчатых систем характеризуются в целом повышенным q . Только в их пределах об-

Тепловой поток разновозрастных складчатых систем фундамента Западно-Сибирской плиты (севернее 56° с. ш.)

Складчатая система	Возраст складчатости	число определений	Тепловой поток, мВт/м ²				
			Пределы измерения	Среднее значение	Стандартное отклонение	Среднее значение для СССР [Смирнов, 1980]	Среднеконтинентальное значение [Смирнов, 1968]
Уральская	Позднегерцинская	45	40—81	62	4		
Центрально-Западно-Сибирская	Та же	133	50—78	60	8		
Уват-Хантымансийский срединный массив	Байкальская, позднегерцинская	10	55—82	68	8		
Салымская	Раннегерцинская	24	40—77	55	7		
Все герцинские системы		212	40—82	60	8	59	55
Центрально-Казхстанская и Салаирско-Кузнецко-Алатауская	Каледонская, салаирская	19	57—69	49	5	52	48
Енисейская (включая Нядохский и Верхнекетский срединный массивы)	Байкальская	23	43—65	53	5	52	46
То же, южнее 64° с. ш.	»	5	43—48	46			
То же, севернее 64° с. ш.	»	18	45—65	54			

наружены участки аномально высокого теплового потока (более 70 мВт/м^2). Точность измерения q не позволяет выполнить более тонкую дифференциацию складчатых систем, хотя в общих чертах она намечается. Например, наиболее высокое среднее значение q (68 мВт/м^2) свойственно структурам Уват-Хантымансийского срединного массива, а Салымская система выделяется пониженным q (в среднем 55 мВт/м^2). Более низким q достаточно уверенно выделяются каледониды, салаириды и байкалиды, хотя между собой по тепловому потоку эти складчатые системы не разделяются. В пределах Салаирско-Кузнецко-Алатауской системы имеется практически только одно аномально высокое определение q по скважине С-1 Тегульдетской площади (69 мВт/м^2). В этом районе необходимо провести дополнительные геотермические работы. Северная часть байкальской складчатой системы представляется более прогретой, здесь получено несколько значений q , превышающих $55\text{--}60 \text{ мВт/м}^2$, что может быть связано с прогреванием литосферных

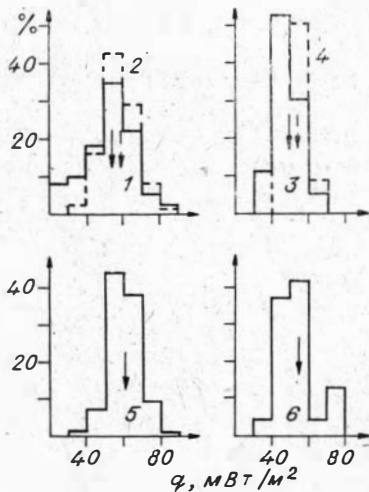


Рис. 3.9. Гистограмма измеренных значений теплового потока Западно-Сибирской плиты.

1 — все известные значения q ($n = 372$, $q_{\text{ср}} = 53 \text{ мВт/м}^2$) по работе [Каталог..., 1985]; 2 — то же для территории в рамках рис. 3.8, не учтены данные, полученные по мелким скважинам ($< 200 \text{ м}$); 3 — все значения ($n = 254$, $q_{\text{ср}} = 59$), 4 — только в пределах салаирской и каледонской складчатых систем ($n = 19$, $q_{\text{ср}} = 49$), 5 — в пределах байкалид ($n = 23$, $q_{\text{ср}} = 53$), 6 — в пределах поздних герцинид ($n = 188$, $q_{\text{ср}} = 61$), 7 — в пределах ранних герцинид ($n = 24$, $q_{\text{ср}} = 57 \text{ мВт/м}^2$).

блоков на этой территории при развитии в раннем мезозое Худосейского грабен-рифта.

В целом средние значения теплового потока для основных разновозрастных групп складчатых систем в фундаменте Западно-Сибирской плиты хорошо соответствуют аналогичным средним для байкальских, каледонских, герцинских структур территории СССР и сопредельных стран [Смирнов, 1980], хотя некоторые районы плиты (тепловой поток более 60 мВт/м^2) представляются аномально разогретыми.

Тепловой поток над мезозойскими грабен-рифтами. Раннемезозойское рифтообразование является характерной особенностью строения Западно-Сибирской плиты, в основном ее центральной части, фундамент которой сложен главным образом позднегерцинскими структурами [Сурков, Жеро, 1981; Сурков и др., 1982]. В виде узких желобов, преимущественно субширотного направления, рифтовые зоны прослеживаются по всему разрезу плиты, вплоть до современных отложений. Возможно, что рифтовые дислокации в фундаменте плиты развиты в более широких масштабах. Рифтовая система образовалась в триасовое время в результате раскола литосферной плиты на мелкие блоки, их раздвига и формирования под корой обширного астеносферного выступа, следы которого просматриваются в своеобразной картине распределения скоростей сейсмических волн в современной литосфере Западно-Сибирской плиты [Егоркин и др., 1984; Карус и др., 1984а]. Этот астеносферный выступ должен был привнести в литосферу региона огромное количество тепловой энергии, основная часть которой выносилась к поверхности, видимо, конвективным путем, с излившимся базальтами, а в дальнейшем, при застывании базальтовых интрузий, преобладал кондуктивный теплоперенос. Энергетическая напряженность рифтовых зон в определенной степени может быть охарактеризована на основе геотермических данных современных областей рифтообразования, например Байкальской [Дучков и др., 1982; Зорин и др., 1984]. О высокой степени прогретости земной коры плиты в эпоху рифтообразования свидетельствуют вскрытые бурением мощные толщи эффузивов в триасовых отложениях [Сурков, Жеро, 1981], а также вулканические очаги [Журавлев, 1984]. С этим внутрикоровым теплом связывают процессы нефтеобразования, а впоследствии и зон нефтегазонакопления [Сурков, Жеро, 1981; Сурков и др., 1982; Соколов, 1984]. В настоящее время непосредственно над рифтовыми зонами каких-либо линейных аномалий геотермического градиента или теплового потока при существующей точности геотермических измерений выделить не удастся. Среднее значение q из 30 определений в рифтовых зонах составляет 56 мВт/м^2 , что даже ниже, чем среднее значение q для герцинид плиты (см. табл. 3.5). К подобному же выводу приходят авторы, рассматривающие распределение исправленного за климат теплового потока [Курчиков, Ставицкий, 1981].

В то же время некоторые исследователи неоднократно высказывали мнение, что q и температура над погребенными рифтами в осадочном чехле заметно выше, чем в соседних районах [Сурков и др., 1972; Сурков, Жеро, 1981; Сурков и др., 1982]. Такие выводы делаются главным образом на основании измерений температуры в низах осадочного чехла при испытаниях продуктивных горизонтов. Хотя аномалии температуры, обнаруживаемые при этом, достигают $5-10^\circ\text{C}$, достоверность таких результатов из-за их низкой точности и возможности влияния дроссельного эффекта при вскрытии высоконапорных пластов невысока.

В этой связи полезно рассмотреть причины возможного появления геотермических аномалий над раннемезозойскими грабен-рифтами в настоящее время.

Можно утверждать, что интрузии мантийного вещества в земной коре региона и тем более эффузивные покровы за время, прошедшее после прекращения рифтогенеза (триас), остыли на довольно большой глубине и связанные с ними тепловые аномалии не сохранились. Расчеты тепловых полей коровых интрузий Байкальской рифтовой зоны показали, что

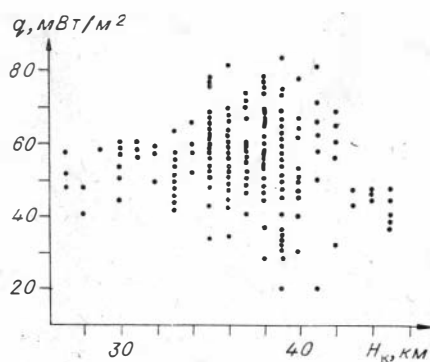
они начинают остывать уже через 3—5 млн. лет [Лысак и др., 1977; Соколова, 1979; Зорин и др., 1984]. Показано и то, что над траппами Сибирской платформы тепловые аномалии отсутствуют. Лишь в глубоких частях литосферы (корни рифтовых зон) аномалия температуры может сохраниться до настоящего времени. Об этом свидетельствуют, например, более низкие скорости сейсмических волн в литосфере центральных районов плиты, обнаруженные некоторыми исследователями [Егоркин и др., 1984; Карус и др., 1984а]. Передача тепла из этих глубоких горизонтов к подошве осадочного чехла возможна посредством конвекции разогретых флюидов по зонам разломов. Такие аномалии могут иметь разную форму и пространственно не соответствовать рифтовой системе из-за сложной топографии разломов, разной их проницаемости, своеобразия конвекции в теле разлома [Сардаров, Савина, 1984]. Подобные аномалии теплового потока, на наш взгляд, наблюдаются вдоль Колтогоро-Уренгойского грабен-рифта (см. рис. 3.8). Они соответствуют возрастанию температуры на кровле фундамента примерно на 20—30°C.

Высказываются также предположения, что тепловые аномалии вблизи древних рифтов могут быть связаны с возможным контрастом теплопроводности пород рифтов и вмещающих блоков земной коры [Сурков, Жеро, 1981; Сурков и др., 1982]. Измерения теплопроводности эффузивных пород грабен-рифтов, вскрытых бурением, показали практическое совпадение ее с теплопроводностью широкого класса метаморфических и изверженных пород фундамента вне рифтовых зон (2,4—2,5 Вт/(м·К)). Существенные изменения теплопроводности следует ожидать лишь в низах земной коры, областях возможного внедрения мантийного материала. Мощность коромантийного слоя составляет в пределах плиты от 4 до 16 км [Карус и др., 1984б]. При максимальной мощности в 20 км и избыточной теплопроводности порядка 0,7 Вт/(м·К) увеличение температуры, вызванное присутствием коромантийного слоя, составит у подошвы осадочного чехла (глубина 3 км) не более 7°C, примерно такого же порядка вариации температуры наблюдаются при испытаниях скважин [Сурков, Жеро, 1981; Сурков и др., 1982]. Принятая в настоящей работе методика определения q не позволяет выявить температурные аномалии такого порядка, что подтверждается геотермическими данными (см. рис. 3.8). Таким образом, на наш взгляд, только аномалии теплового потока, вызванные конвективным теплопереносом, могут проявиться в поверхностном тепловом потоке вблизи древних рифтов Западно-Сибирской плиты.

Оценивая в целом энергетические возможности раннемезозойского рифтогенеза, следует согласиться с представлениями В. С. Суркова, О. Г. Жеро [1981], В. С. Суркова и др. [1982] об огромном влиянии его на формирование и развитие температурного режима осадочного чехла и литосферы плиты в целом. Осадочный чехол в центральных областях региона развивался на интенсивно прогретой консолидированной коре, в более напряженном тепловом режиме, чем это представлялось ранее [Сергиенко, 1977]. Вполне вероятно, что в конце мела — палеогена тепловой поток над рифтовыми зонами составлял 90—100 мВт/м² [Зорин и др., 1984]. В настоящее время, видимо, происходит интенсивное остывание плиты, а наблюдаемые вариации теплового потока или отражают первоначальную пестроту его распределения, характерную для рифтовых зон, или обусловлены конвективным выносом остаточного тепла из нижних горизонтов земной коры. Это представление, безусловно, требует определенного количественного обоснования.

Сопоставление теплового потока с глубинной структурой земной коры и вещественным составом фундамента. В последнее десятилетие в связи с развитием региональных сейсмических работ ГСЗ — МОВЗ существенно улучшилась изученность строения фундамента и раздела М на территории плиты [Карус и др., 1984а, б; Сурков и др., 1984]. Как уже отмечалось, основной особенностью ее глубинного строения является региональное уменьшение мощности земной коры (и соответственно погружение

Рис. 3.10. Сопоставление значений теплового потока и мощности земной коры (H_K) Западно-Сибирской плиты. Сведения о мощности земной коры взяты из работы В. С. Суркова и др. [1984].



фундамента) в центральной области. Эта область, фундамент которой включает главным образом герцинские образования, характеризуется по сравнению с окраинными частями плиты повышенным тепловым потоком. Однако при прямом сопоставлении этих параметров какой-либо заметной корреляционной связи между значениями теплового потока и мощностью земной коры не обнаружено (рис. 3.10).

Существенными для теплового поля плиты являются вариации интенсивности генерации радиогенного тепла (A) и особенно увеличение радиогенного тепловыделения в гранитоидных породах, широко распространенных в фундаменте плиты. Этот вопрос рассматривался многими исследователями, наиболее детально — Д. П. Куликовым [1984]. Показана реальная возможность появления заметных аномалий q над пермскими гранитными массивами типа распространенных в Томь-Колыванской зоне. В то же время средний тепловой поток по скважинам, вскрывшим гранитоидные массивы в южной части Западно-Сибирской плиты, составляет 53 ± 2 мВт/м², что находится на уровне среднего значения q для плиты в целом.

Тепловой поток и нефтегазоносность Западно-Сибирской плиты. В настоящее время общепризнано влияние теплового поля на процессы генерации, аккумуляции, миграции нефти и газа, а также на распределение углеводородов по их фазовому составу. Статистические данные показывают, что удельная плотность потенциальных ресурсов углеводородов находится в прямой зависимости от напряженности геотермического режима [Осадчий и др., 1976; Родникова и др., 1982]. По-видимому, это особо справедливо для провинций, где процессы образования углеводородов и формирования их скоплений закончились в кайнозой или даже протекают в настоящее время, что характерно для Западно-Сибирской плиты. Согласно, например, В. А. Соколову [1984], для появления заметной нефтегазоносности в осадочном бассейне, помимо наличия мощных осадочных толщ с высокой скоростью осадконакопления, обогащения их органическим веществом, необходимы также достаточно высокие тепловые потоки, обеспечивающие активную генерацию углеводородов (геотермический градиент должен быть не менее 33—50 мК/м). Такие условия выполняются в пределах большей части территории плиты, где тепловой поток превышает 60 мВт/м². Здесь и особенно на тех площадях, где q возрастает до 70—80 мВт/м², в осадочном чехле создаются условия, благоприятные для современного нефтеобразования.

Палеотемпературные условия в осадочном чехле могут быть воссозданы по современным температурам только при наличии определенных представлений об истории геологического развития региона.

Можно рассматривать развитие теплового поля плиты с позиций рифтогенеза в этом процессе, а можно предполагать отсутствие такого влияния.

Если предположить, что мезозойский рифтогенез не привел к существенному разогреванию земной коры плиты, температурный режим в осадках будет обусловлен только возрастом складчатого основания: чем моложе возраст структуры фундамента, тем более высокие температуры следует ожидать в породах осадочного чехла, но не выше присущих герцинидам. Именно эта точка зрения изложена, например, в работе С. И. Сер-

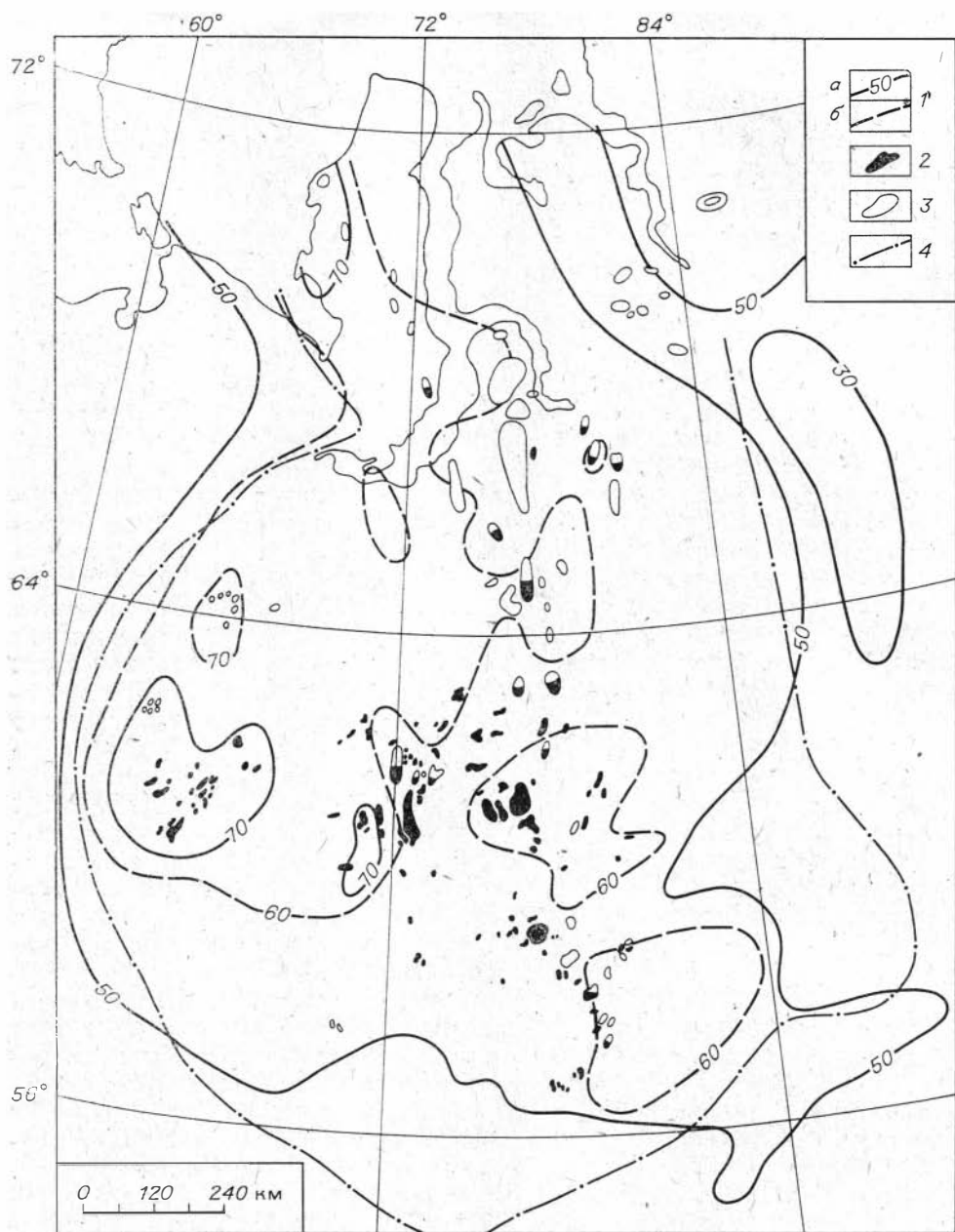


Рис. 3.11. Сопоставление распределения теплового потока с данными о нефтегазоносности Западно-Сибирской плиты [Карта нефтегазоносности СССР, 1976].

1 — изолинии теплового потока (а — основные, б — промежуточные), мВт/м²; 2, 3 — нефтяные (2) и газовые и газоконденсатные (3) месторождения; 4 — граница перспективных в нефтегазоносном отношении земель.

гиенко [1977], где показано, что уже примерно через 1 млн. лет после отложения осадков в них устанавливается квазистационарный тепловой режим, дальнейшее развитие которого будет определяться очень медленным остыванием складчатых структур фундамента, а к поверхности поступает тепловой поток, уже не нарушенный осадконакоплением. Такой подход означает, что палеотемпературы в разрезе осадочного чехла плиты никогда не превышали современных, а наблюдаемые anomalously высокие значения теплового потока, намного превышающие средний уровень, характерный для герциид, следует объяснять тепломассопереносом по разломам, интенсивной теплогенерацией в гранитоидах и другими второстепенными причинами.

Средние значения теплового потока для разных по продуктивности нефтегазоносных районов Западно-Сибирской плиты

Структуры, месторождения	Число измерений	Тепловой поток, мВт/м ²		
		мини-мальный	максимальный	среднее
Нефтяные	35	52	82	64
Газовые	13	51	80	64
Газоконденсатные	24	42	77	58
Все месторождения (нефтяные, газовые, газоконденсатные, газонефтяные)	103	42	82	61
Нефтепроявления	17	46	66	55
«Пустые» структуры (отрицательный результат при испытаниях)	74	42	75	54

Предположение о существенной роли рифтогенеза приводит к иному пути развития теплового поля плиты. В этом случае осадочные породы отлагались на уже прогретый складчатый фундамент, соответственно прогревание самих осадков происходило интенсивнее. По аналогии с современными рифтовыми системами (см. главу 6) поверхностный тепловой поток плиты в областях палеорифтов (возможно, в начале кайнозоя) мог достигать 90—100 мВт/м². По окончании стадии активного развития рифта аномалия теплового потока над ним постепенно уменьшалась. Распад аномалии мог происходить неравномерно и находиться в зависимости от первоначального распределения источников тепла и конвективного теплопереноса в осадочном чехле и фундаменте. Современное распределение температуры и теплового потока в плите отражает определенный этап в развитии ее теплового поля на стадии остывания. Это представление предполагает, что палеотемпературы пород осадочного чехла плиты могли быть выше современных, а условия для нефтеобразования — более благоприятными (K_3 — N, по А. Э. Конторовичу и др. [1975]).

Дальнейшее детальное изучение термики плиты, увязка представлений о современном распределении температуры и теплового потока с палеотемпературами, установленными по геохимическим данным, восстановление термической истории бассейна на количественном уровне, несомненно, будут полезны для уточнения перспектив нефтегазоносности этой нефтедобывающей провинции. Подобные исследования еще впереди. Пока же интересно сопоставить имеющийся геотермический материал с расположением выявленных месторождений углеводородов.

Перспективные в нефтегазоносном отношении земли Западно-Сибирской плиты ограничиваются изолинией теплового потока 50 мВт/м² (рис. 3.11). Известные нефтегазоносные районы по-разному проявляются в поле теплового потока. Аномально высоким q оконтуривается Березовский район, где с 1953 г. было открыто большое количество газовых и газоконденсатных месторождений, приуроченных к чехлу и породам коры выветривания фундамента. Такими же аномалиями выделяются Шалымский и Салымский районы (преимущественно нефтяные месторождения). Высокий q характерен для ряда газоконденсатных месторождений Нурминского района на п-ове Ямал, для нефтяных месторождений Нижневартовского и Александровского районов, а также газовых месторождений Пурпейского района. В то же время нефтяные месторождения Сургутского района, газовые Уренгоя и ряд месторождений в иных местах плиты не выражаются в поле теплового потока аномалиями. Таким образом, напрашивается вывод, что региональные геотермические данные в поисковом отношении не информативны.

Для более детального рассмотрения этого вопроса выполнен анализ распределения теплового потока по типам месторождений, взятых из

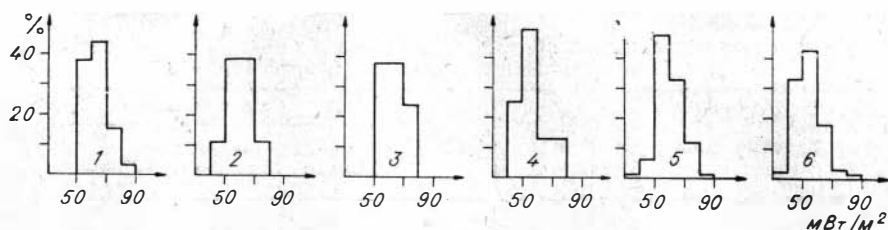


Рис. 3.12. Гистограммы значений теплового потока для разных типов залежей углеводородов Западно-Сибирской плиты.

1, 2 — значения в пределах нефтяных месторождений: 1 — измеренные ($n = 35$), 2 — исправленные за влияние климатических вариаций [Курчиков, Ставицкий, 1979] ($n = 31$); 3—6 — измеренные значения в пределах: 3 — газовых месторождений ($n = 13$), 4 — газоконденсатных ($n = 24$), 5 — всех месторождений разных типов ($n = 103$), 6 — непродуктивных (без нефтепроявлений) структур ($n = 79$).

работы И. И. Нестерова, Н. Х. Кулахматова и др. [1981]. Результаты анализа приведены в табл. 3.6 и на рис. 3.12.

Нетрудно видеть, что различия между средними значениями измеренного теплового потока для разных типов месторождений и «пустых» структур в целом невыразительно, в максимуме оно составляет 20% при одинаковом разбросе единичных определений. Это, по-видимому, связано с тем обстоятельством, что при региональных работах используется методика определения теплового потока по всей доступной длине термограммы. Такое осреднение на больших интервалах приводит к потере аномалий температуры, которые могут формироваться над залежью углеводородов вследствие конвекции в ней или физико-химических процессов при деструкции нефти [Курчиков, 1981; Сардаров, Бойков, 1975; и др.].

Влияние климатических вариаций на распределение теплового потока

Выполненные в разное время оценки показали, что четвертичное похолодание, характерное для всей Евразии, может существенно повлиять на температурный режим приповерхностного слоя (2—3 км) горных пород [Сергиенко, 1977; Шарбатян, 1974; и др.]. В последние годы большое внимание этому вопросу уделено в работах А. Р. Курчикова, Б. П. Ставицкого [1979, 1981] и подробно ими изложено в § 2. Здесь же нам хотелось бы обратить внимание на некоторые противоречия в оценках климатической поправки для территории Западно-Сибирской плиты. Об этом, в частности, свидетельствуют несоответствия между характером изменения в меридиональном направлении теплового потока и климатической поправки к нему, на что уже обращалось внимание в главе 2 (см. рис. 2.4). Обсуждались также результаты оценки распределения температуры в осадочном чехле южных районов плиты. Отмечена хорошая сходимость прогнозных значений температуры (по измеренным тепловым потокам) с реально измеренными, что ставит под сомнение необходимость учета климатического эффекта по крайней мере на юге плиты, тем более что здесь не наблюдается заметных различий ($> 10\%$) между измеренными и исправленными значениями q_z определенными по глубоким скважинам разными авторами [Каталог..., 1985].

В северных районах для 14 площадей определения q выполнены В. Т. Балобаевым с сотрудниками (приводится только измеренный q) и А. Р. Курчиковым и Б. П. Ставицким (приводятся измеренные и исправленные за климат значения q). Между измеренными значениями q разных авторов наблюдаются существенные расхождения, в среднем на 17%. В то же время исправленные за климатическое влияние значения теплового потока хорошо совпадают (до нескольких процентов) с неисправленными данными В. Т. Балобаева [Каталог..., 1985].

Все перечисленное заставляет нас весьма осторожно относиться к учету климатического влияния. Необходимо создать альтернативные модели оценки климатической поправки для различных регионов Сибири.

§ 2. ТЕПЛОВОЙ ПОТОК ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ С УЧЕТОМ ВАРИАЦИЙ КЛИМАТА В ГОЛОЦЕНЕ

Геотемпературное поле Западно-Сибирского бассейна необходимо отнести к категории сложнопостроенных. Об этом, в частности, можно судить по тому обстоятельству, что в трудах Г. Д. Гинсбурга, Л. Н. Зорькина, А. Э. Конторовича, В. М. Кошляка, Н. М. Кругликова, Б. Ф. Маерицкого, С. И. Сергиенко, Э. Э. Фотиади и других исследователей условия формирования геотермического режима бассейна объяснялись с существенно различных позиций. Нет единства мнений и о характере теплового поля региона. В различных работах [Дучков, Соколова, 1979; Нестеров и др., 1981; Сергиенко, 1977] карты теплового потока Западно-Сибирской плиты характеризуются значительными несовпадениями между собой как в величинах этого параметра на отдельных участках, так и в общей направленности их вариаций по площади.

Можно указать несколько причин создавшегося положения. Во-первых, число определений теплового потока для столь обширной территории было недостаточным, а пункты определений весьма неравномерно располагались по площади региона. Отсутствие при этом четких представлений о тектоническом строении Западно-Сибирской плиты затрудняло возможность надежных экстраполяций величин параметра в слабоизученные районы. Во-вторых, большинство исследователей совершенно не принимали во внимание искажение структуры современного геотемпературного поля Западно-Сибирского бассейна вследствие влияния резких вариаций климата в позднечетвертичное время. Поэтому выборки геотермических параметров, используемые различными авторами для формулировки тех или иных выводов, были неоднородными, одни их части оказывались несопоставимыми с другими. Именно этим обстоятельством, по нашему мнению, следует объяснять возникновение некоторых противоречащих друг другу выводов. Проиллюстрируем последнее положение данными по тепловому потоку. В табл. 3.7 приведены значения q по некоторым пунктам юга Западно-Сибирской плиты. По большинству разведочных площадей различие в значениях параметра составляет 20% и более, что выше погрешности измерений. Величина теплового потока, видимо, в значительной мере обуславливается расположением по разрезу интервала его определения: в первой работе это 1,5—3 км, во второй — 0,3—1,0. Мы полагаем, что такая зависимость между q и глубиной его оценки связана с влиянием вариаций климата в позднечетвертичное время [Курчиков, Ставицкий, 1979; Нестеров и др., 1980]*.

Нестационарность геотемпературного поля. Известно, что в течение последнего миллиона лет в Северном полушарии было несколько периодов резкого похолодания климата [Шарбатян, 1974; Баулин, 1968; и др.]. Воздействие позднечетвертичных вариаций климата существенно различно в разных регионах. В Европе оно сопровождалось формированием ледников, температура льда в нижних слоях которых близка к 0°C. Поэтому амплитуда возмущения теплового поля, распространявшегося от поверхности в горные породы, была относительно небольшой (как правило, не более 5—8°C). Тем не менее, согласно расчетам К. Эрикссона и др. [Тепловое поле Европы, 1982], в определениях теплового потока на территории Швеции и Финляндии необходимо вносить поправку за счет этого фактора до 10—25%.

Гораздо значительнее эффект должен быть в регионах, где в результате отрицательных температур сформировались мощные толщи мерзлых пород, практически не перекрытых ледниковым покровом. Мощность криолитозоны в Западной Сибири достигает 600—700 м, на Сибирской платформе — 1000 м и более. Следовательно, здесь импульс теплового

* В данных примерах различие теплового потока для одних и тех же участков может быть объяснено занижением значений теплопроводности, использованных при расчетах q А. Э. Конторовичем и др. [1975]. (Прим. отв. ред.)

Тепловой поток по некоторым пунктам Западной Сибири

Площадь	Тепловой поток q , мВт/м ²		Относительная погрешность, %	Площадь	Тепловой поток q , мВт/м ²		Относительная погрешность
	Сергиев- ко и др., 1974	Конгоро- вич и др., 1975			Сергиев- ко и др., 1974	Конгоро- вич и др., 1975	
Верхнекондинская	59	42	-39	Пудинская	51	41	-24
Западно-Сургут- ская	51	43	-22	Самотлорская	63	56	-13
Ларьякская	54	39	-38	Тобольская	59	57	-4
Леушинская	59	36	-62	Тымская	51	31	-68
Малоатлымская	66	50	-31	Уватская	49	34	-45
Нововасильевская	45	50	10	Чебурлицкая	48	47	-3
Омская	39	39	0	Среднее . . .	54	45	-25

возмущения был гораздо больше, чем в областях развития поверхностных ледников, и составлял несколько десятков градусов (до 25—30°C в Западной Сибири, до 40—50°C и более на Сибирской платформе и т. д.). Поскольку криогенные процессы продолжаются и в настоящее время, ясно, что происшедшая коренная перестройка в структуре геотемпературных полей не исчезла и без учета этого фактора немислимо решение любых вопросов, требующих привлечения геотермической информации.

В четвертичное время на территории Западной Сибири было несколько крупных похолоданий климата: самаровское, казанцевское, каргинское и др. Криогенные процессы с различной степенью интенсивности и длительности проходили на всей низменности. Следы древней криолитозоны фиксируются до 53° с. ш. [Баулин, 1968]. На современном этапе мерзлые породы развиты преимущественно севернее 61° с. ш., а в южных районах криолитозона полностью деградировала 10—15 тыс. лет назад. Ранее мощность мерзлых пород здесь достигала 500—600 м, что сопоставимо с максимальными величинами, фиксируемыми на севере региона.

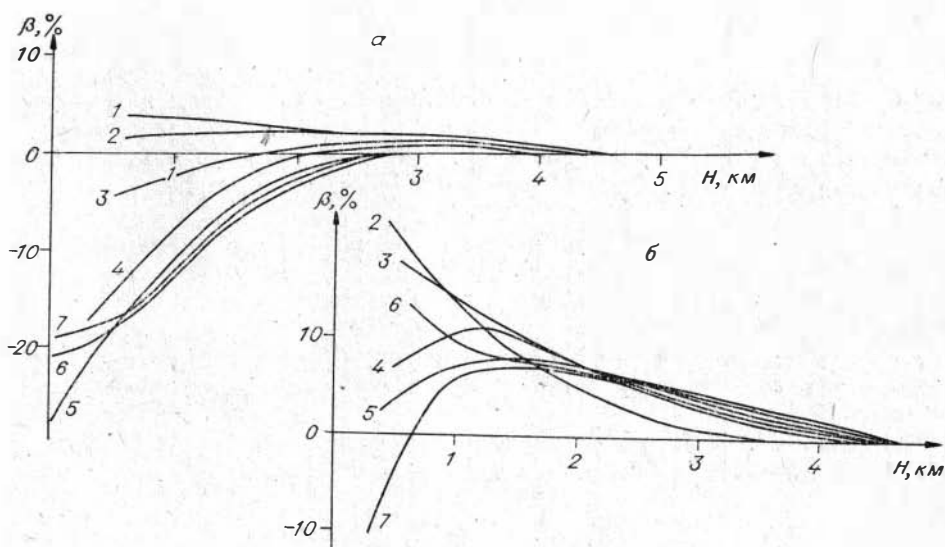
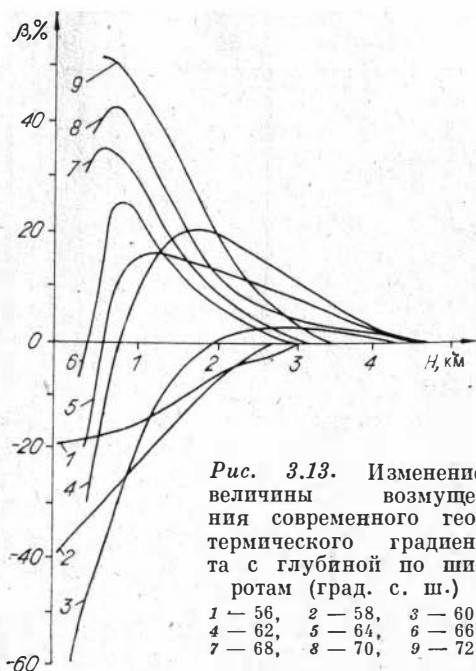
Характер изменения мощности криолитозоны в позднечетвертичное время детально описывался в ряде работ [Баулин, 1968; Шарбатян, 1974]. Схемы различных авторов имеют определенные несоответствия, однако в целом они достаточно близки. Ввиду сложного характера изменения климатических условий во времени не представляется возможным использовать известные аналитические решения Ф. Берча [Любимова, 1968а] для оценки влияния климата на распределение температуры в горных породах. Нами был выбран путь численного моделирования процесса. Особенности математической постановки задачи и сопоставления разностных схем описаны в работах А. Р. Курчикова, Б. П. Ставицкого [1979], А. Р. Курчикова [1982], И. И. Нестерова и др. [1980]. За основу были приняты данные А. А. Шарбатяна [1974], наиболее дифференцированно описывающие характер изменения мощности криолитозоны во времени.

Расчетами установлено, что под влиянием четвертичных похолоданий климата должно было произойти охлаждение приповерхностных слоев горных пород до значительных глубин. В частности, южнее 61° с. ш. возможно остывание пород на 15—20°C на глубинах 3—4 км. Севернее наибольшее охлаждение отложений фиксируется на глубинах до 1 км, а ниже 3 км температурные условия практически не изменились. Из выполненных расчетов следует вывод, что современное геотемпературное поле осадочного чехла Западно-Сибирской плиты находится в существенно нестационарном состоянии. Этот вывод наиболее полно иллюстрируется рис. 3.13, где представлены изменения величины возмущения геотермического градиента, которые вычисляются как отношение аномалий градиента к ненарушенному его значению. Видно, что эта характеристика

варьирует в очень широких пределах: от -60% на юге до $+50\%$ на севере плиты. Зона существенно возмущенных градиентов охватывает весь осадочный чехол южнее 61° с. ш., достигая глубин $3-3,5$ км между 61 и 64° с. ш., и не превышает $2-2,5$ км севернее 61° с. ш. В первой из указанных зон современные расчетные градиенты существенно ниже нормальных, что обусловлено влиянием процессов деградации мерзлой толщи, проходивших наиболее интенсивно в период климатического оптимума. Во второй области до глубины $1,0$ км расчетные градиенты меньше нормальных, а ниже — превышают их. Такой характер их поведения объясняется тем, что процесс образования криолитозоны начался здесь позднее, чем в первой области, и проходил более интенсивно.

Протаивание мерзлых пород сверху и снизу, проходившее в последние 20 тыс. лет, характеризовалось малой интенсивностью. В северной части плиты современные расчетные геотермические градиенты повсеместно превышают нормальные, что свидетельствует о преобладании процессов новообразования криолитозоны над ее деградацией.

Интерес представляет анализ изменчивости во времени климатического влияния на геотемпературное поле. На рис. 3.14 приведены кривые, отражающие характер вариаций во времени величин отклонения геотермических градиентов от нормальных на 58 и 64° с. ш. Видно, что геотемпературное поле в определенных критических условиях может быть весьма динамичным.



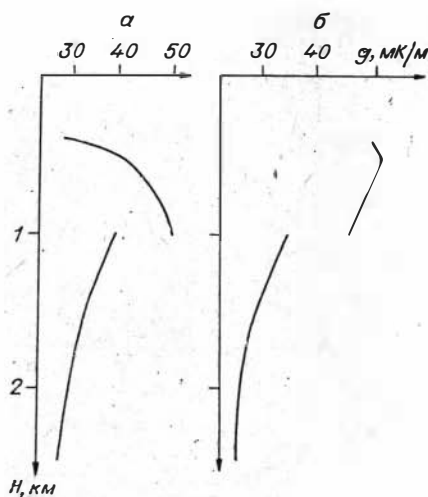


Рис. 3.15. Изменение геотермических градиентов с глубиной в глинистых отложениях Самотлорской площади (а — фактическое, б — исправленное).

Имеется ряд примеров, подтверждающих правильность сделанных оценок и выводов о нестационарности современного геотемпературного поля. Один из них уже упоминался. Данные определений теплового потока, выполненных по опорным горизонтам, залегающим на разных глубинах, несопоставимы. Другим подтверждением служат результаты использования данных об охлажденности пород в позднечетвертичное время для оценки значений максимальных палеотемператур в осадочном чехле Западно-Сибирского бассейна, имевших место в конце раннеолигоценового времени. Согласно выводам А. Р. Курчикова [1982], полученные результаты практически совпадают с оценками по витринитовой палеотермометрии. Третьим показательным примером являются термограммы по некоторым хорошо выстоявшимся скважинам. На рис. 3.15 показано изменение частных геотермических градиентов по Самотлорской площади в глинистых отложениях. Видно, что до глубины 1 км в глинах чеганской свиты, характеризующихся по всему интервалу однородностью состава и физических свойств, величина градиента возрастает, хотя в соответствии с теорией при уплотнении коэффициент теплопроводности однотипных пород увеличивается и значения g должны убывать [Любимова, 1968а]. Введение поправки на нестационарность современного геотемпературного поля устраняет указанное противоречие.

Методика расчета теплового потока. Возможное отличие структуры современного геотемпературного поля Западно-Сибирского бассейна от стационарного делает необходимым при обычной методике расчета плотности теплового потока пользоваться не общеизвестной формулой

$$q = \lambda \cdot g, \quad (3.7)$$

а несколько видоизмененным выражением

$$q' = \lambda \cdot g / (1 + \beta), \quad (3.8)$$

где λ и g — измеренные значения теплопроводности пород и геотермического градиента, Вт/(м·К) и мК/м; q и q' — измеренное и исправленное значения теплового потока, мВт/м²; β — величина отклонения нарушенных климатическим фактором градиентов от стационарных его значений в долях единицы.

Точность расчета плотности теплового потока по формулам (3.7), (3.8) прямо зависит от точности измерения геотермического градиента, что предопределяет необходимость использования только данных непрерывной термометрии по стволу выстоявшейся скважины. Проведение подобных исследований не входит в перечень обязательных работ при бурении и освоении скважин, поэтому количество таких термограмм весьма ограничено.

Изменение теплопроводности пород по разрезу скважин, в которых измерена температура, можно охарактеризовать уравнением [Любимова, 1968а]

$$\lambda(z) = \frac{\lambda_0(z)}{1 + \alpha(T - T_0)}, \quad (3.9)$$

где λ_0 — коэффициент теплопроводности пород по измерениям в лабораторных условиях при комнатной температуре T_0 ; T — температура пород

на глубине z ; α — температурный коэффициент, меняющийся в зависимости от типа пород от 0,001 до 0,005 $1/^\circ\text{C}$.

С учетом (3.9), а также возможной нестационарности температурного поля вследствие климатических вариаций или других региональных и локальных факторов формулу (3.8) можно представить в виде уравнения

$$\frac{\lambda_0(z)}{1 + \alpha(T - T_0)} \cdot \frac{dT}{dz} = q(1 + \beta), \quad (3.10)$$

решение которого относительно T приводит к соотношению

$$T(z) = \frac{1}{\alpha} \left\{ -1 + [1 + \alpha(T_H - T_0)] \cdot \exp \left[-q \int_H^z \frac{(1 + \beta(z))}{\lambda_0(z)} dz \right] \right\} + T_0, \quad (3.11)$$

где T_H — температура на заданной глубине H ; $\beta(z)$ — изменяющийся с глубиной коэффициент, характеризующий, как ранее указывалось, отклонение реальных градиентов температуры от стационарных.

Пусть известны N замеров температур T_i на глубинах z_i (точечные замеры или данные непрерывной термометрии скважин), тогда значение теплового потока q может быть найдено путем минимизации следующего функционала (любым из известных методов):

$$S = \frac{1}{N-1} \cdot \sum_{i=1}^N (T(z_i) - T_i)^2, \quad (3.12)$$

где $T(z_i)$ — рассчитанная по формуле (3.11) температура на глубине z_i .

По Западной Сибири количество скважин, в которых проведена непрерывная запись температуры по разрезу и для которых известно время выстойки, превышает 170. Они располагаются почти на 100 локальных структурах. Однако число объектов, для которых время покоя составляет 1 мес и более, значительно меньше (менее 100 скважин, расположенных на 45 структурах).

Использование для расчетов по формулам (3.11), (3.12) массовой термометрической информации — точечных замеров температур, проводимых при испытании продуктивных горизонтов, не дает должного эффекта, так как погрешности при определении геотермических градиентов при этом существенно возрастают ввиду того, что ошибки в оценке каждого значения температур могут достигать 2—3 $^\circ\text{C}$ и более.

Нами предложен иной метод использования таких малоточных единичных замеров температуры в скважинах для оценки теплового потока в пределах Западно-Сибирской плиты [Курчиков, Ставицкий, 1981; Нестеров, Ставицкий, Курчиков, 1981]. Ниже излагается более общий подход, пригодный для других осадочных бассейнов.

При разработке программы на ЭВМ использовался комплексный метод минимизации функционала S . Поиск величины T_H (в зависимости от региона H полагалось равным 500 м или глубине нейтрального слоя) производился методом наименьших квадратов, а затем значение q определялось последовательным делением интервала возможных его значений.

Применительно к условиям Западной Сибири рассмотрим характер изменения по площади и разрезу некоторых параметров, входящих в уравнение (3.11).

Коэффициент теплопроводности образцов керна экспериментально устанавливается с погрешностью 5—10%, однако из-за определенных изменений в структуре пород при отборе и подъеме керна, условий его хранения, выноса недостаточно представительных для разреза отложений образцов пород и т.д. полученные в лаборатории значения коэффициента теплопроводности могут оказаться случайными, не характерными для отложений в естественном залегании. При достаточно большом числе определений для разных типов пород установлением статистических закономерностей можно свести к минимальному влияние техногенных или случайных факторов для каждого литотипа. Величина погрешности в целом

по разрезу при таком подходе не превысит, по крайней мере, тех же пределов — 5—10%.

На основе статистической обработки имеющегося экспериментального материала и анализа геотермограмм по длительное время выстоявшимися скважинам мы показали [Курчиков, Ставицкий, 1980], что характер изменения теплопроводности песчано-алевритовых ($\lambda_{п,0}$) и глинистых ($\lambda_{г,0}$) пород — основных разновидностей, слагающих Западно-Сибирскую плиту, — с глубиной описывается зависимостями

$$\lambda_{п,0}(z) = \begin{cases} 1,19 + 0,14z, & z < 1 \\ 1,63 + 0,14z, & 1 \leq z \leq 3 \\ 2,05, & z > 3 \end{cases} \quad (3.13)$$

$$\lambda_{г,0}(z) = \begin{cases} 1,95 + 0,13z, & 0 \leq z \leq 3 \\ 2,35, & z > 3 \end{cases} \quad (3.14)$$

(z — км; λ — Вт/(м·К)).

Характер изменения теплопроводности пород с глубиной в каждом пункте устанавливается следующим образом. Весь вскрытый бурением разрез разбивается на некоторое количество (n) литологически однородных слоев, в каждом из которых известна доля песчано-алевролитовых и глинистых пород r_i , $i = 1, 2, \dots, n$. После этого на основе формул (3.13) и (3.14) для каждого i -го слоя определяется закон изменения теплопроводности $\lambda_{0,i} = r_i \cdot \lambda_{п,0}(z) + (1 - r_i) \cdot \lambda_{г,0}(z)$. Чтобы учесть влияние температуры на теплопроводность пород в соответствии со справочными данными, в уравнениях (3.9) и (3.11) значение коэффициента α для песчано-алевролитовых пород (α_n) полагалось равным 0,002 1/°С, а для глинистых (α_r) — 0,003 1/°С. Коэффициент α для смешанных по составу горизонтов рассчитывался по аналогии с коэффициентом теплопроводности по формуле $\alpha = r_i \cdot \alpha_n + (1 - r_i) \cdot \alpha_r$.

Характер изменения величины β с глубиной устанавливался в соответствии с данными расчетов, результаты которых частично представлены на рис. 3.13. Чтобы упростить программирование для ЭВМ, функция $\beta(z)$ в каждом пункте интерполировалась кусочно-линейными функциями. Интервалы линейного изменения параметров были выбраны следующие (км): 0—0,5; 0,5—1,0 и т. д. Важно оценить возможные погрешности расчета теплового потока по изложенной выше методике, возникающие вследствие ошибок в задании характера изменения мощности криолитозоны в позднечетвертичное время. Раньше [Курчиков, Ставицкий, 1979] было показано, что если ошибка в задании мощности мерзлых пород на каких-то этапах составляла 0,1 км, то отличие параметров существенно только в интервале глубин до 0,5 км и ниже подошвы криолитозоны. На глубинах, превышающих 1 км, погрешности в определении $\beta(z)$ не превышают 2—3%.

Достоверность рассчитанных значений теплового потока определяется достоверностью используемых параметров. Если использовать замеры температур, полученные при испытании высокодебитных объектов, или данные непрерывной термометрии в длительное время выстоявшихся скважинах, то отличие от естественных температур не превысит 2—3°. При этом отклонения температур, как правило, случайны, поэтому если использовать не менее 5—6 замеров в широком интервале глубин, то с высокой вероятностью (не менее 90%) отклонение теоретической кривой по зависимости (3.11) при оптимальном значении q от естественного распределения в среднем не превысит 1,0—1,5°С. При использовании данных на глубинах 2—3 км и ниже погрешность за счет ошибок в замерах температур не превысит 2—3%. С учетом сделанных выше замечаний о точности определения λ_0 и β можно констатировать, что теоретически суммарная погрешность в определении q по изложенному методу не превышает 10—15%.

Результаты изучения теплового потока. Изложенный метод опробован по 274 скважинам, расположенным на 214 площадях Западной Сибири, в наилучшей степени обеспеченных фактическим материалом (точечными замерами температур при испытании высокопродуктивных объектов или данными непрерывной термометрии). По 59 пунктам из этого числа тепловой поток рассчитывался ранее другими исследователями (С. И. Сергиенко, Я. Б. Смирнов, Э. Э. Фотиади и др.). В каталоге [Каталог..., 1985] приведена сводка этих данных, их сравнение свидетельствует о том, что точность определения значений теплового потока по изложенному методу не ниже, чем определений, выполненных обычным путем с последующими поправками, а возможно и выше. Поэтому их использование для различного рода геологических интерпретаций с формальной точки зрения не вызывает сомнений.

Необходимо отметить, что если в уравнениях (3.10)—(3.12) положить $\beta(z) = 0$, т. е. считать исследуемое геотемпературное поле стационарным, то по той же процедуре счета будут получены значения теплового потока, аналогичные рассчитываемым по уравнению (3.7).

Нами были реализованы оба подхода. Данные, рассчитанные при условии $\beta(z) = 0$, включены в Карту теплового потока Сибири и каталог [Каталог..., 1985], поскольку по другим регионам величина параметра определялась на основе соотношения (3.7).

Ниже выполнен анализ распределения теплового потока в Западно-Сибирской плите, при построении которого исключалось искажающее влияние вариаций климата в позднечетвертичное время. В целях выдержанности единства методического подхода данные других исследователей [Сергиенко и др., 1974; Фотиади и др., 1969; Дучков, Соколова, 1974а; и др.] не использованы при построении карты теплового потока Западно-Сибирской плиты, приведенной на рис. 3.16.

В пределах региона исправленный тепловой поток варьирует от 41 до 80 мВт/м², составляя в среднем 57 ± 6 мВт/м², что по мировой статистике отвечает герцинскому возрасту консолидации фундамента. Характер распределения теплового потока, направление изолиний, показанных на рис. 3.16, достаточно хорошо совпадают с положением и ориентировкой различных блоков фундамента [Бочкарев, Курчиков, 1982; Нестеров и др., 1981]. К древним складчатостям приурочены зоны пониженного значения параметра. В пределах байкальской складчатости плотность теплового потока, как правило, не превышает 46 мВт/м², а в пределах каледонской — 52 мВт/м². Небольшой по площади выступ на юго-востоке плиты салаирской складчатости характеризуется резко изменчивым поведением параметра. Достаточно отчетливо в изолиниях теплового потока выделяется Уральская складчатая система герцинского возраста консолидации. Величина параметра характеризуется здесь относительно высокими значениями (от 60 до 80 мВт/м²), на севере плиты они, как правило, невысокие — менее 55 мВт/м². Выделенный В. С. Сурковым Уват-Хантымансийский срединный массив по тепловому потоку явным образом не вырисовывается. Определенный интерес представляет анализ, выполненный Д. П. Куликовым [1984]. Согласно выводам этой работы (в ней использованы данные по тепловому потоку, рассчитанные по изложенному выше методу), в пределах разновозрастных блоков фундамента тепловой поток закономерно увеличивается при изменении состава пород в последовательности: терригенно-карбонатные породы, терригенно-глинистые и кремнистые породы, вулканогенно-осадочные породы основного состава, магматические и вулканогенно-осадочные породы среднего состава, граниты, гнейсы. Все это достаточно отчетливо свидетельствует о наличии тесной связи между структурой теплового поля и тектоническим строением плиты (чего не отмечалось ранее [Дучков, Соколова, 1979]) в изученных районах, что может служить основой для тектонического районирования в не изученных глубоким бурением областях.

На фоне общих закономерностей изменения параметра в Западной Сибири выделяется некоторое число крупных положительных и отрица-

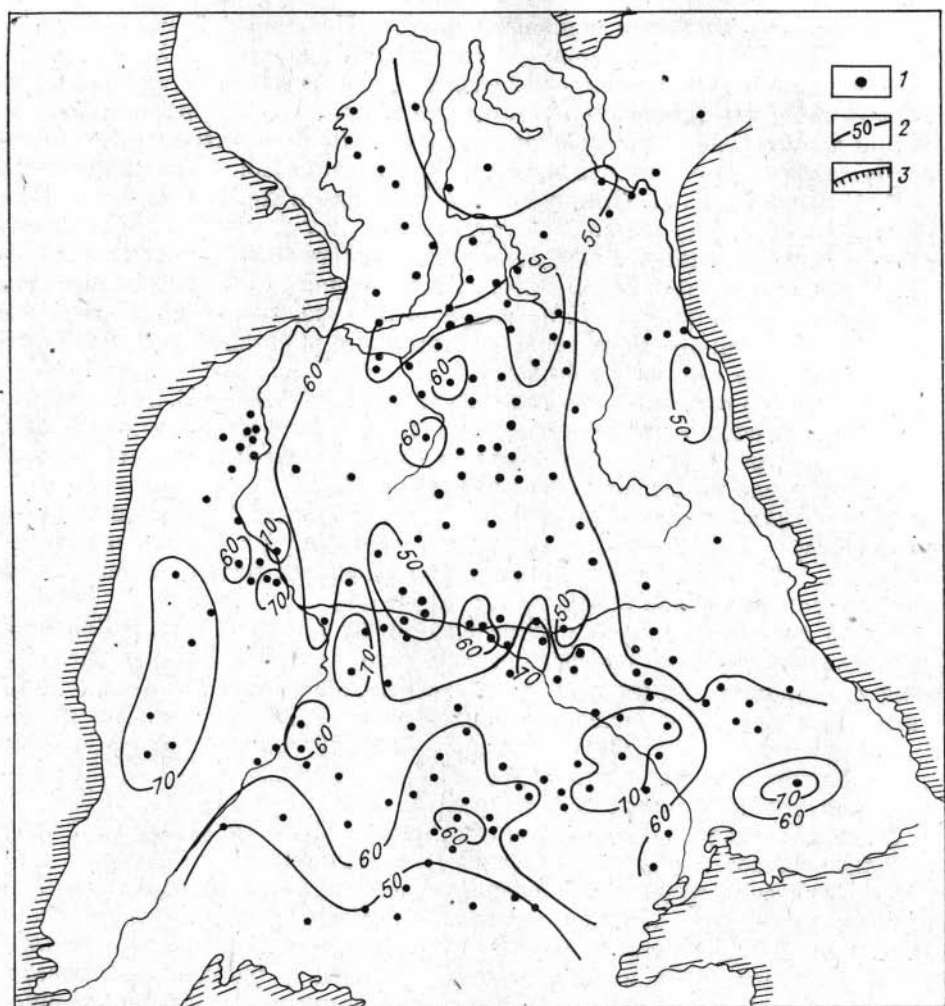


Рис. 3.16. Карта теплового потока Западно-Сибирской плиты (составили А. Р. Курчиков, Б. П. Ставицкий).

1 — пункты определения теплового потока; 2 — изолинии равных значений теплового потока мВт/м²; 3 — границы Западно-Сибирской плиты.

тельных аномалий. Относительно высокие значения теплового потока зафиксированы на отдельных участках Красноленинского (до 80 мВт/м²), Салымского (до 75 мВт/м²), Вартовского и Колпашевского (до 65 мВт/м²), Тобольского (до 70 мВт/м²) и других районов. Существенно ниже фоновых плотность теплового потока установлена в северной части Сургутского района и в Каймысовском районе (менее 50 мВт/м²). В настоящее время еще трудно однозначно определить истинную природу формирования каждой из трех аномалий.

Выполненный анализ структуры современного теплового поля Западно-Сибирской плиты показывает, что для получения достоверных представлений о тепловом потоке в областях, где в четвертичное время имели место активные криогенные процессы, использование классических методов и подходов не всегда оправданно. Требуется большой объем дополнительных исследований для установления степени соответствия геотемпературного поля стационарному, а при фиксации факта нестационарности — для оценки масштабов искажения геотемпературного поля. Пока необходимые работы далеко не в полном объеме выполнены только для наиболее изученной в геологическом плане территории Сибири. Не исключено, что геотемпературное поле Сибирской платформы, Восточной Си-

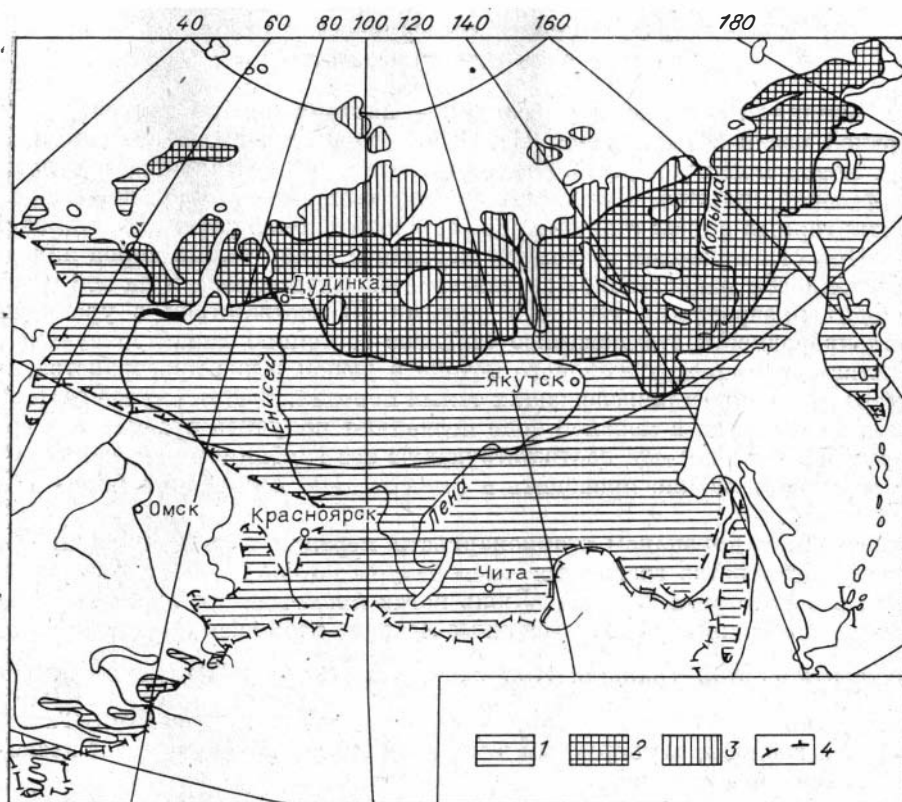


Рис. 3.17. Карта распространения многолетнемерзлых пород на азиатской территории СССР.

1—3 — зоны развития мерзлых пород мощностью от 0 до 400 м (1), от 200 до 600 м (2), от 500 до 900 м (3); 4 — южная граница зоны распространения многолетнемерзлых пород.

бири находится в более нестационарном состоянии, чем поле Западно-Сибирского бассейна. Это необходимо учитывать в будущем при проведении на этих территориях геотермических исследований, при использовании геотермических данных для решения разного рода прикладных вопросов.

§ 3. ТЕПЛОВОЙ ПОТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ЗОНЕ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ

Зона вечной мерзлоты — криолитозона — характеризуется наличием толщи мерзлых пород той или иной мощности.

Многолетнемерзлые породы на территории Сибири развиты очень широко (рис. 3.17). Сплошной их покров отмечается в Западной Сибири севернее широты 67° , в Восточной Сибири — северо-восточнее линии Туруханск — Нижнеангарск, а также на всей территории Северного Забайкалья и сплошь на Северо-Востоке СССР. На 500—600 км южнее и западнее этой границы встречаются острова мерзлых пород.

Мерзлые породы от талых отличаются присутствием в них дополнительного «минерала» — льда, изменяющего их свойства, структуру и поведение в земных потенциальных полях. По своему термодинамическому состоянию талые и мерзлые породы находятся на разных энергетических уровнях. Их взаимопревращения сопровождаются выделением или поглощением больших количеств энергии, значительно изменяющих температурное поле горных пород, а также процессами переноса энергии и массы, деформациями. Рассмотрим методику геотермических работ в мерзлых породах.

а. Особенности геотермических работ в зоне вечной мерзлоты

Влияние процессов промерзания — протаивания на тепловой режим верхней части земной коры. Изменение энергетического состояния горных пород при промерзании и протаивании осуществляется в основном на фазовой границе. Возможны три типа состояния многолетнемерзлой толщи горных пород: стационарное состояние, промерзание, протаивание.

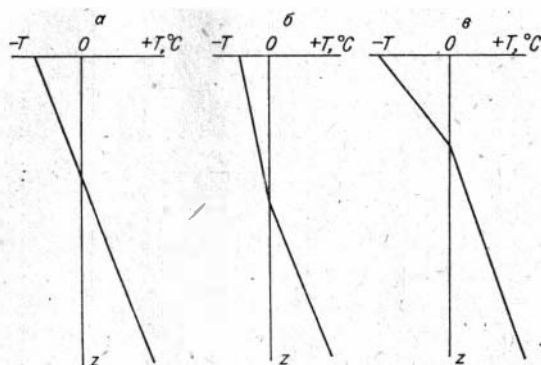
При стационарном состоянии мерзлая и талая толщи пород находятся в тепловом равновесии, фазовая граница неподвижна, и на ней не происходит превращений тепловой энергии. В соответствии с уравнением теплопроводности стационарное тепловое состояние характеризуется равенством суммарного теплового потока в любой точке пространства, как в мерзлых, так и в нижележащих талых породах. В этом случае геотермические измерения в мерзлой зоне позволяют получить правильную величину теплового потока, соответствующую его глубинному значению, а сами измерения можно проводить в относительно неглубоких (200—300 м) скважинах.

Простым признаком стационарности мерзлой толщи является практическое равенство градиентов температуры по обе стороны фазовой границы в однотипных породах. Лишь когда промерзшими являются слабо-метаморфизованные водонасыщенные осадки, возможен заметный скачок градиента на этой границе. При $q_T = q_M$ $g_T = \frac{\lambda_M}{\lambda_T} \cdot g_M$ (здесь индексы «Т» и «М» относятся соответственно к талым и мерзлым породам). Так как $\lambda_M \geq \lambda_T$, градиент температуры в мерзлой зоне, возможно, будет несколько меньше, чем в талой.

Коэффициент теплопроводности горных пород при промерзании увеличивается максимально на 30% у рыхлых молодых не сцементированных пород четвертичного возраста. Фазовая граница, как правило, находится в более старых и плотных породах, поэтому практически градиенты по обе ее стороны не отличаются больше чем на 10%. Это близко к погрешности измерения самих градиентов и не превышает погрешности измерения тепловых потоков. С достаточной степенью точности можно считать, что в стационарном тепловом режиме градиенты температуры в талой и мерзлой зонах не отличаются. Примеров этому можно привести много.

Нестационарное тепловое состояние характеризуется различием тепловых потоков в талых и мерзлых породах, что в первую очередь заметно на фазовой границе, где $q_M \neq q_T$. Фазовая граница при промерзании — протаивании движется очень медленно из-за относительно низкой теплопроводности горных пород. Скорость ее движения много меньше скорости теплопереноса в тех же породах. Например, в палеогеновых и верхнемеловых отложениях севера Западной Сибири упомянутые скорости отличаются на порядок. Это приводит к формированию квазистационарного температурного режима с сохраняющимися во времени распределениями температуры в талой и мерзлой зонах с высокой степенью точности, так как температурное поле успевает следовать за движением фазовой границы. В нестационарной мерзлой толще геотермические измерения не отражают истинного теплового состояния глубоких горизонтов земной коры. Для определения внутриземного теплового потока и интерполяции температурного поля на глубину годятся только данные, полученные ниже фазовой границы в талых породах. Для этого необходимо иметь довольно глубокие скважины, прошедшие всю толщу мерзлых пород и углубившиеся минимум на 150—200 м ниже. Чтобы установить сам факт нестационарности, нужны измерения теплового потока по обе стороны фазовой границы. Встречаются два основных типа нестационарных мерзлых толщ: агродирующая, мощность которой в настоящее время увеличивается, и деградирующая, мощность которой уменьшается. В первом случае выполняется условие $q_M > q_T$, а во втором — $q_M < q_T$ (рис. 3.18, в, б соответственно). Как правило, деградирующая мерзлая толща бывает

Рис. 3.18. Основные типы теплового режима толщи мерзлых пород (а — стационарный, б — оттаивание, в — промерзание).



большой мощности, а агролирующая — малой. Последние имеют очень ограниченное распространение, встречаются в поймах рек, на вновь возникших островах, на территориях хозяйственной деятельности, площади их невелики. Деградирующие толщи мерзлых пород имеют широкое распространение, оно определяется предшествующей холодной ледниковой эпохой, оптимум холода в пределах которой приходится на период 18—20 тыс. лет назад. По нашим реконструкциям, в эту эпоху температура горных пород была на 8—12°C ниже, а мощности криолитозоны намного больше современных. Аномально большие мощности деградирующей толщи мерзлых пород являются реликтом этой прошлой холодной эпохи. Они могли сохраниться только там, где движение фазовой границы замедлено по сравнению с теплопередачей. Такая картина характерна для сильнопористых, рыхлых горных пород с высоким водонасыщением. Можно с уверенностью сказать, что в настоящее время мерзлые толщи содержат только третичные и меловые отложения, которые широко развиты на севере Азии. В более древних породах они почти не встречаются, так как в них фазовое состояние следует без существенного опоздания за изменениями теплового режима верхней толщи горных пород.

Деградирующие мерзлые толщи представляют наибольшие трудности для измерений теплового потока. Их мощность достаточно велика, на 200—400 м больше нормальной. В Западной Сибири она достигает 500 м, в Енисей-Хатангской депрессии — 600 м, в Вилюйской синеклизе и Предверхоянском прогибе — 750 м. По нашим данным, даже в Чарской котловине, относящейся к рифтовой зоне, мощность мерзлой толщи достигает 500 м. Нужны глубокие скважины, чтобы получить данные, необходимые для расчетов теплового потока. Именно поэтому сведений о тепловом потоке для депрессий значительно меньше, нежели в обычных платформенных районах.

В мерзлой толще при неустановившемся тепловом режиме тепловой поток, как показывают измерения, в 2—3 раза меньше, чем в талой. В Западной Сибири между 60—66° с. ш. зона мерзлоты оторвана от поверхности, имеет верхнюю и нижнюю фазовые границы, и тепловой поток в ней равен нулю. В условиях древних платформ и горно-складчатых областей повсеместно развиты стационарные мерзлые толщи. Аналогичная картина наблюдается в палеозойских и раннемезозойских депрессиях, сложенных породами послемелового возраста. Здесь измерения теплового потока наиболее благоприятны и могут проводиться уже ниже коры выветривания.

Кроме рассмотренных нарушений стационарности температурного поля верхней части земной коры, обусловленных длиннопериодными изменениями климата в верхнем плейстоцене и голоцене и связанных со значительными фазовыми перестройками в горных породах, в криолитозоне встречаются и мелкомасштабные температурные нарушения. Они вызваны локальными во времени и в пространстве климатическими изменениями, а также массивированным антропогенным влиянием.

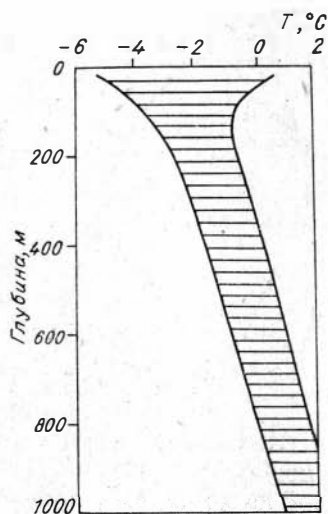


Рис. 3.19. Пределы изменения температуры горных пород в Ботуобинском районе (область изменения показана штриховкой).

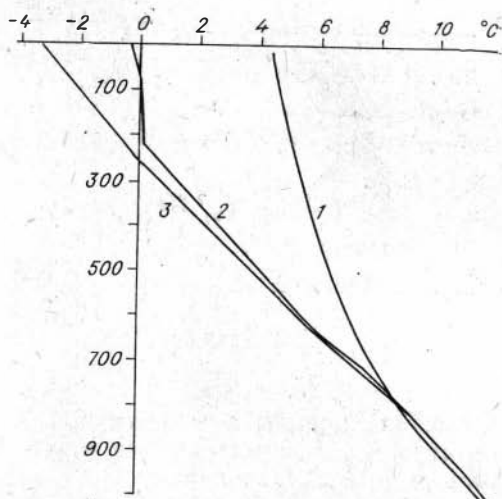


Рис. 3.20. Стадии восстановления температурного режима скважины после бурения. 1 — сразу после окончания бурения; 2 — в период промерзания оттаявшего слоя; 3 — равновесное температурное состояние.

В некоторых районах интенсивного хозяйственного освоения под влиянием радикального изменения поверхностных условий наблюдается изменение температуры верхнего слоя горных пород. Так, на территории Якутии, где выгорали леса, температура поверхности увеличилась на $1,0\text{--}2,0^\circ\text{C}$, а в местах ведения горных работ она понизилась на столько же градусов, в верхнем $100\text{--}150$ -метровом слое наблюдается даже изменение знака градиента (рис. 3.19). Такая картина типична для 50% всех имеющихся измерений температуры в скважинах. Глубина проникновения короткопериодных колебаний и относительно молодых антропогенных влияний невелика. Например, в районе г. Мирного (ЯАССР), несмотря на очень высокотеплопроводные породы, антропогенные изменения температуры поверхности горных пород на $2,0^\circ\text{C}$ за $25\text{--}30$ лет распространились на глубину $100\text{--}200$ м.

Из сказанного следует, что во многих районах криолитозоны измерения тепловых потоков можно проводить только на глубинах свыше 200 м в условиях стационарного теплового режима в мерзлой толще и ниже мерзлой толщи, когда ее тепловой режим нестационарен.

Введение поправок на нестационарность температурного режима верхнего слоя горных пород для областей криолитозоны пока невозможно, так как теория нестационарных полей с фазовыми границами развита недостаточно, а палеоклиматические построения дискуссионны или совсем отсутствуют.

Нарушение температуры горных пород в процессе бурения скважин. В области криолитозоны бурение с промывочными жидкостями ведет к значительному отоплению горных пород вокруг скважины, настолько сильному, что на термограмме, снятой сразу после окончания бурения, мерзлая толща с отрицательными температурами не проявляется (рис. 3.20, кривая 1). В зависимости от длительности и характера бурения температура оказывается завышенной на $2\text{--}8^\circ\text{C}$ (см. рис. 3.20), а градиент — заниженным на $30\text{--}60\%$ по сравнению с их равновесными значениями. Процесс восстановления нарушенного теплового режима мерзлых горных пород предполагает три основных этапа: понижение температуры до точки замерзания трещинно-поровой воды, промерзание оттаявших вокруг скважины пород, восстановление естественной отрицательной температуры мерзлых горных пород.

Длительность первого этапа невелика (несколько дней), так как нарушенное тепловое поле резко нестационарно и быстро восстанавли-

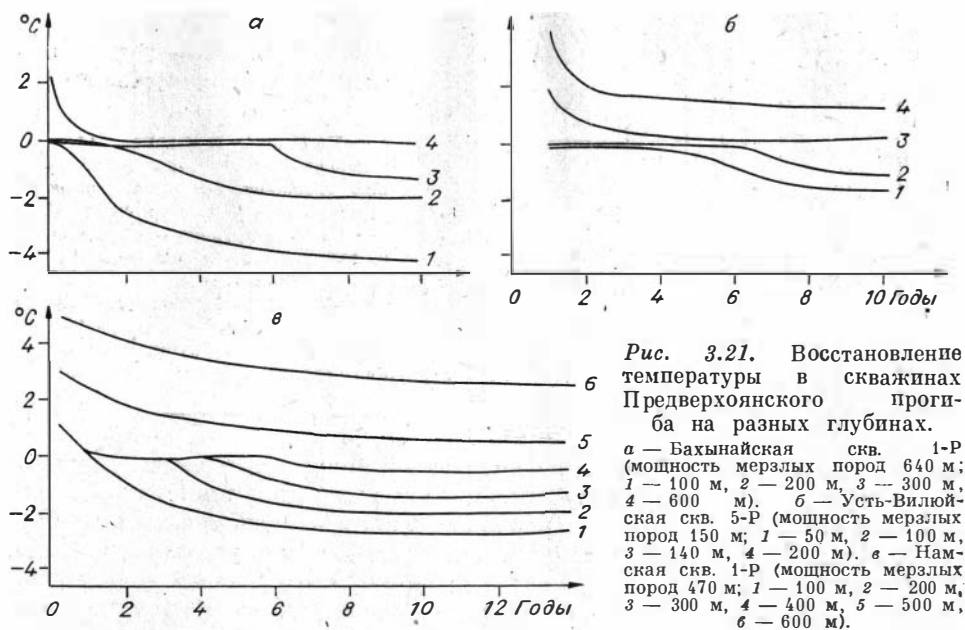


Рис. 3.21. Восстановление температуры в скважинах Предверхоянского прогиба на разных глубинах.

а — Бахынайская скв. 1-Р (мощность мерзлых пород 640 м; 1 — 100 м, 2 — 200 м, 3 — 300 м, 4 — 600 м). б — Усть-Вилуйская скв. 5-Р (мощность мерзлых пород 150 м; 1 — 50 м, 2 — 100 м, 3 — 140 м, 4 — 200 м). в — Намская скв. 1-Р (мощность мерзлых пород 470 м; 1 — 100 м, 2 — 200 м, 3 — 300 м, 4 — 400 м, 5 — 500 м, 6 — 600 м).

вается при прекращении действия теплового источника. Наиболее длительным является процесс промерзания пород вокруг скважины, требующий большого количества холода, поступающего из мерзлой толщи. Поскольку самые низкие температуры приурочены к приповерхностному слою, промерзание начинается сверху скважины, распространяясь постепенно вниз (см. рис. 3.20, кривая 2). Полная тепловая выстойка скважины наступает только после промерзания всего оттаявшего вокруг скважины слоя пород и происходит довольно быстро (см. рис. 3.20, кривая 3). Общее время восстановления нарушенного теплового равновесия зависит от скорости циркуляции и температуры бурового раствора, льдистости, температуры и тепловых свойств горных пород, времени бурения скважины. Для восстановления температуры с точностью до $0,1^{\circ}\text{C}$ в слабо литифицированных породах (на севере Азии это породы молодее юрского возраста) длительно бурившихся опорных скважин требуется 8—10 лет (рис. 3.21). В кристаллических породах и осадочных метаморфизованных этот период сокращается до 2—3 лет. В среднем можно считать, что в мерзлой осадочной толще температура в скважине выстаивается в 5 раз дольше, чем время ее бурения. Дольше всего восстанавливается температура вблизи нижней фазовой границы, так как в этой области запасы холода минимальны, а протаивание пород при бурении максимально.

В настоящее время на месторождениях твердых полезных ископаемых в криолитозоне часто применяется бурение скважин «всухую», с продувкой сжатым воздухом. Такой метод бурения вносит наименьшие искажения в температурное поле пород, скважины выстаиваются очень быстро, в течение нескольких дней. В качестве примера можно привести результаты наблюдений в Намской опорной скважине 1-Р и скважине дублере, пробуренной рядом «всухую». В последней уже через 10 сут температура с точностью до $0,2^{\circ}\text{C}$ совпадала с равновесной, которая в опорной скважине установилась только через 10 лет (рис. 3.22). В пос. Тикси скважина глубиной 600 м бурилась с продувкой воздухом. Замеры температуры сразу после бурения хорошо совпадают с проведенными через 4 года выстойки. Глубокие скважины обычно бурятся «всухую» только в пределах мерзлого слоя, а затем бурение продолжается с жидкостью. Но и в этом случае срок выстойки сокращается до нескольких месяцев.

Обычно для получения достоверных сведений о тепловом потоке необходимо знать степень выстойки градиента температуры, так как он определяется разностью температур и должен меньше, чем температура,

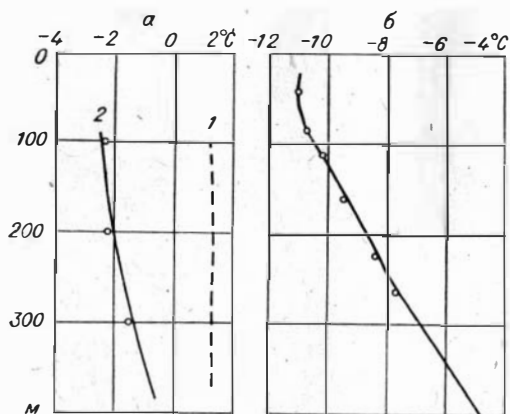


Рис. 3.22. Температура в скважинах, пробуренных «всухую».

а — Намская скважина (1 — измерения температуры в опорной скважине 1-Р сразу после бурения, 2 — то же, по прошествии 10 лет, кружки — измерения в дублирующей скважине, пробуренной «всухую»). б — скважина в пос. Тикси (сплошная линия — измеренная температура через 4 года после бурения, кружки — сразу после бурения).

искажаться процессом бурения. Для мерзлой толщи этот тезис не пригоден в корне, поскольку длительный период изменения температуры при выстойке скважины в пределах мерзлой толщи и неравномерная скорость ее изменения с глубиной приводят к значительным и длительным изменениям и самого градиента. Из рис. 3.23 видно, что градиент во времени изменяется значительно, причем не только по величине, но и по знаку. В начальный период после бурения он близок к 0 по всей глубине, затем, после начала промерзания вокруг скважины оттаявших в процессе бурения пород, которое распространяется сверху вниз, градиент сильно возрастает в верхней части скважины и постепенно плавно понижается до равновесного значения (см. рис. 3.23, кривая 1). В разных частях мерзлой толщи восстановление идет неодинаково. В нижней градиент долго остается нулевым, а затем медленно растет до равновесного (см. рис. 3.23, кривая 3), вблизи фазовой границы в начальный период он отличен от 0, затем проходит через 0 и только после этого стремится к равновесному значению (см. рис. 3.23, кривая 4). Длительность выстойки градиента фактически не меньше, чем температуры.

Иная картина наблюдается в подмерзлотной талой зоне (рис. 3.24). Лишь вблизи фазовой границы, которая стабилизируется после бурения последней, наблюдается вначале увеличение градиента на 20—30% от равновесного, а затем длительное его уменьшение до величины равновесного (рис. 3.24, кривая 1). С удалением от фазовой границы вниз искажение градиента уменьшается, а его восстановление идет быстрее. Уже через год величина градиента на глубине 200 м от фазовой границы меньше равновесного всего на 6—10%.

Приведенный выше анализ относится к наилучшим условиям восстановления температурного поля, когда скважины бурились долго (порядка двух лет) в сильнольдистых слаботеплопроводных породах (мелового воз-

Рис. 3.23. Изменение градиента температуры в период выстойки скважины в мерзлой зоне на разных глубинах (Бахынайская скв. 1-Р).

1 — 100—200 м; 2 — 200—300 м; 3 — 300—400 м; 4 — 400—500 м.
 g_1/g_0 — отношение нарушенного градиента температуры к естественному.

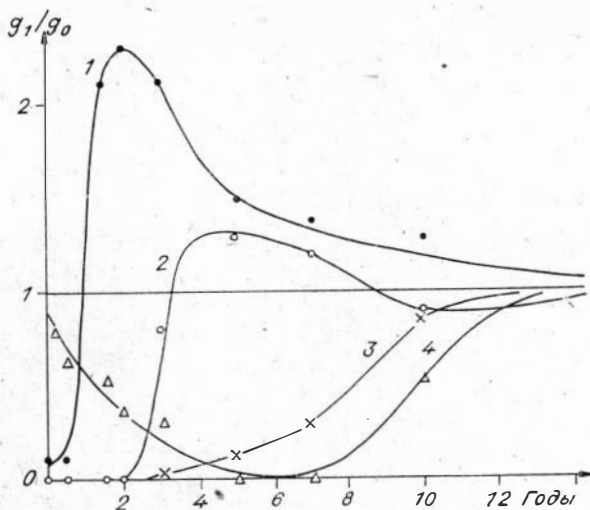
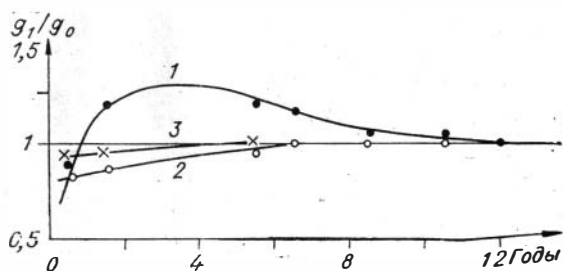


Рис. 3.24. Изменение градиента температуры в период выстойки скважины в подмерзлотной зоне на разных глубинах (Намская скв. 1-Р).

1 — 500—600 м; 2 — 600—700 м;
3 — 700—800 м. g_1/g_0 — отношение нарушенного градиента температуры к естественному.



раста). В среднем выстойка градиента температуры в подмерзлотной талой зоне не превышает одного года, а во многих случаях измеряется месяцами. В мерзлой же зоне это время всегда больше в любых породах. Последнее обстоятельство еще раз указывает на необходимость критического отношения к фактическим данным при измерениях теплового потока в пределах мерзлой толщи.

В скважинах, пробуренных с продувкой сжатым воздухом, гарантированная выстойка градиента температуры достигается уже через несколько дней, а иногда и через одни сутки.

К сожалению, не всегда удается сохранить скважины до полной выстойки в них теплового режима. Чаще всего они замерзают и ликвидируются, а у исследователей остаются данные, отвечающие неустановившемуся распределению температуры. В этом случае на помощь можно призвать методы теоретического расчета равновесной температуры. Они основаны минимум на двукратном измерении температуры в скважине с некоторым интервалом времени, в течение которого заметно изменяется измеряемое распределение температуры. Одним из таких методов является метод двух термограмм [Кутасов, 1976]. Он применяется только для подмерзлотной талой зоны и для мерзлой зоны лишь после полного прекращения промерзания стенок скважины (третий этап выстойки).

По описанной методике для ряда разведочных площадей Западной Якутии, где из-за рассолов области с отрицательными температурами не являются мерзлыми, были проведены расчеты равновесной температуры (табл. 3.8) и равновесных градиентов температуры (табл. 3.9). Как видим, в скважинах без фазовых переходов температура по прошествии 2,5—3,5 лет еще отличается от равновесной на 0,2—0,3°C, а градиент температуры — на 30—60%.

Т а б л и ц а 3.8

Температура в скважинах по данным промыслового каротажа (ПК), точечным замерам (ТЗ) и расчетная по методу двух термограмм (МДТ) для различного времени выстойки (τ)

Площадь, скважина	Глубина, м	ПК		ТЗ		МДТ, °C
		сут	°C	сут	°C	
Нелбинская, скв. 1-П	400	1	3,0	350	—1,09	—1,44
	700	1	3,55	350	—0,28	—0,62
	800	1	3,8	350	+0,18	—0,12
	1100	1	4,65	350	+1,60	+1,33
Средне-Ботубинская, скв. 2-Р	200	8	5,2	970	—0,38	—0,69
	400	8	6,2	970	+0,57	+0,29
	600	8	6,2	970	+1,32	+1,15
	800	8	6,6	970	+2,29	+2,17
	1000	8	7,2	970	+3,25	+3,14
Юрегинская, скв. 1-П	200	3	2,1	1395	—0,65	—0,83
	400	3	2,5	1395	—0,16	—0,27
	600	3	3,7	1395	+0,80	+0,67
	800	3	3,75	1395	+1,70	+1,63
Скюдюкарская, скв. 1-П	200	2	3,6	805	—1,53	—1,66
	400	2	4,1	805	—0,33	—0,43
	600	2	4,55	805	+0,49	+0,40

Градиент в скважинах для различного времени выстойки и процент его изменения по отношению к равновесной величине

Площадь, скважина	Интервал глубин, м	Время выстойки, сут									
		1	350	8	970	3	1395	2	805	∞	%
Нелбинская, скв. 1-П	400—800	0,20	0,32	—	—	—	—	—	—	0,33	39
	800—1100	0,28	0,47	—	—	—	—	—	—	0,48	42
Средне-Ботуо- бинская, скв. 2-Р	200—400	—	—	0,50	0,48	—	—	—	—	0,49	2
	400—1000	—	—	0,17	0,45	—	—	—	—	0,48	64
Юрегинская, скв. 1-П	200—400	—	—	—	—	0,20	0,25	—	—	0,28	28
	400—800	—	—	—	—	0,31	0,46	—	—	0,48	35
Сюльдюкарская, скв. 1-П	200—600	—	—	—	—	—	—	0,24	0,50	0,52	58

Искажения градиента температуры за счет проникновения нагретой буровой жидкости в поры и трещиноватые зоны могут быть на отдельных отрезках значительными и сохраняться очень долго (рис. 3.25). В этих интервалах глубин расчеты теплового потока нежелательны даже в относительно выстоявшихся скважинах. Конвекция в буровом растворе, как показали исследования [Кутасов, Девяткин, 1973], приводит к искажениям, не выходящим за пределы точности измерения температуры.

Влияние неоднородностей температуры поверхности на тепловой поток. По измерениям температуры в скважине можно получить полную величину внутриземного теплового потока лишь при условии горизонтальной однородности теплового поля, когда полный вектор потока совпадает с его вертикальной составляющей. В противном случае необходимо вводить поправки, учитывающие искажение измеренной величины параметра. Из множества факторов, искажающих распределение температуры в горных породах, мы остановимся лишь на некоторых, наиболее значительных и чаще других встречающихся в нашей практике.

Неоднородность горных пород по составу вносит, как правило, небольшую ошибку в определение теплового потока, так как теплопроводность пород единого генезиса меняется не слишком сильно. Необходимо учитывать только дизъюнктивные внедрения (траппы, кимберлитовые трубки, дайки и пр.), при наличии которых для определения теплового потока лучше выбирать скважины во вмещающих породах. Изучение кимберлитовых трубок Якутии показало, что они почти не влияют на температурное поле, хотя их теплопроводность в 1,5—2,0 раза ниже, чем вмещающих пород (рис. 3.26). На рисунке отчетливо видно и то, что температурные поля в трубке и вмещающих породах меняются синхронно. По величине геотермического градиента во вмещающих породах выделяются три зоны: верхняя, сложенная среднетеплопроводными известняками верхнего ордовика; средняя, в которой преобладают высокотеплопроводные доломитоизвестняковые толщи нижнего ордовика с небольшим включением верхнего кембрия; нижняя, сложенная преимущественно слаботеплопроводными мергелями. Характерно, что внутри однородной кимберлитовой трубки температура по глубине меняется значительно. Поэтому данные по градиенту в трубке и теплопроводности кимберлитов не могут быть использованы для расчета теплового потока, он получится ниже, чем во вмещающих породах. В качестве компромиссного выхода при наличии скважин только в трубках (аналогично в штоках траппов, дайках и др.) для расчета теплового потока можно воспользоваться градиентом по трубке, а теплопроводностью — вмещающих пород. Такой метод дает результат, не выходящий за рамки точности в 20%.

Следует обратить внимание также на влияние неоднородностей температуры земной поверхности на геотермические параметры. Вне области криолитозоны за счет микроклиматических различий и неоднородностей

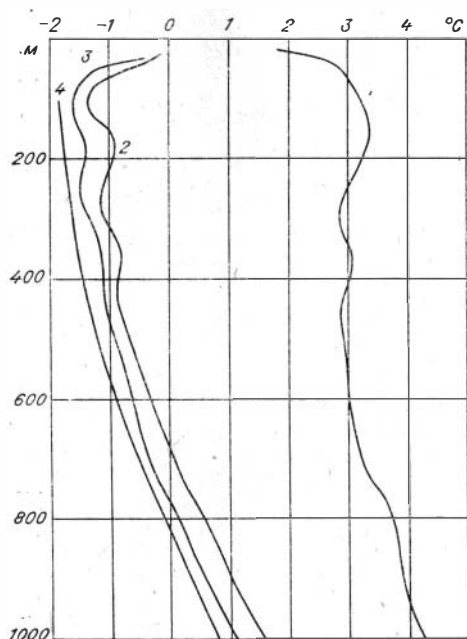


Рис. 3.25. Процесс выстойки температуры в скв. 1-Р Нелбинской разведочной площади (Западная Якутия). 1 — промысловый термокартаж 03.03.73 г.; 2 — измерения Института мерзлотоведения 15.08.73 г.; 3 — то же 17.03.74 г.; 4 — равновесная температура, рассчитанная по методу двух термограмм.

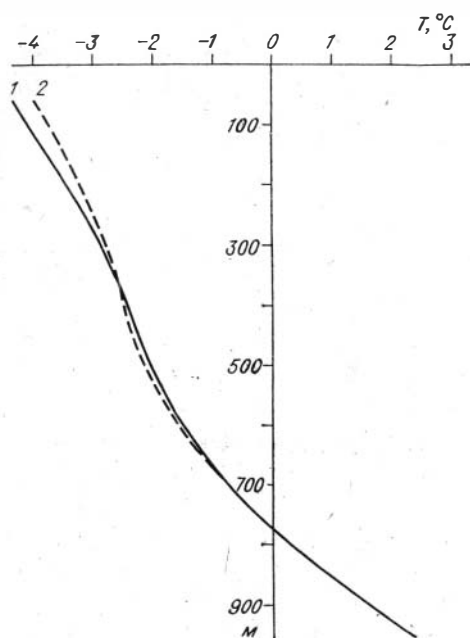


Рис. 3.26. Температура горных пород в районе кимберлитовой трубки «Юбилейная» (1 — внутри трубки, 2 — во вмещающих породах).

ландшафта латеральные изменения температуры поверхностных горных пород не превышают 2—3°C [Дучков, Соколова, 1974а]. В то же время, например, в арктической зоне эти изменения даже на небольшой площади могут достигать 15°C (температура поверхности суши равна -12°C, а дна водоема — от +2 до -4°C). Поэтому для области криолитозоны этот фактор является существенным. Наибольшие различия температуры наблюдаются вблизи водоемов, болот, а также на площадях, подвергшихся антропогенному влиянию. На рис. 3.27 приведен соответствующий геотермический профиль, показывающий, что река и озеро изменили температуру поверхности на 4—6°C, причем наиболее резко и на большую глубину температурное поле изменилось у берегов водоемов. Геотермический градиент, как можно видеть, меняется с глубиной не только по величине, но и по направлению. Вполне очевидно, что для расчетов теплового потока использовать данные определений по таким скважинам не всегда возможно. Из-за незнания в большинстве случаев пространственной структуры температурного поля внести поправки трудно. Наилучший выход — использовать только те данные, которые получены за пределами влияния поверхностных температурных неоднородностей, или в скважинах, достаточно удаленных от водоемов и прочих очевидных источников таких неоднородностей (см. рис. 3.27, скважина В), или на глубинах, куда их влияние не достигает (нижние части скважин А и Б), поскольку любые температурные различия на поверхности с глубиной затухают.

В двухмерном случае математическая интерпретация температурного поля достаточно простая. Путем гармонического анализа данных температуру на поверхности можно представить конечной суммой гармоник с разными периодами и амплитудами:

$$\varphi(x) = \frac{a_0}{2} + \sum_{m=1}^R \left(a_m \cos m \frac{2\pi x}{L} - b_m \sin m \frac{2\pi x}{L} \right), \quad (3.15)$$

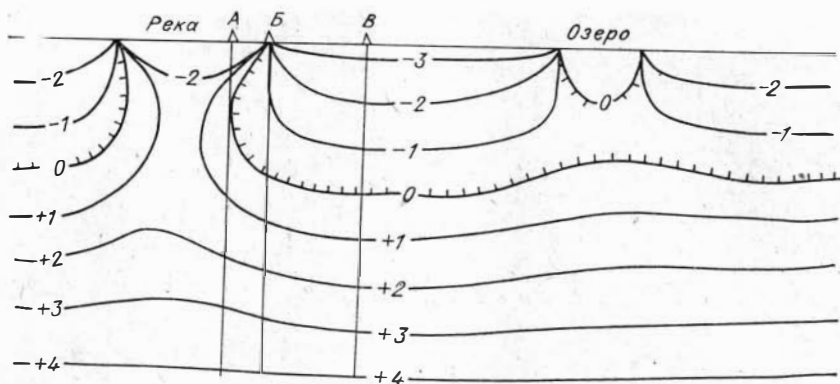


Рис. 3.27. Температурное поле ($^{\circ}\text{C}$) горных пород криолитозоны при наличии водоемов на поверхности (А, Б, В — скважины).

где a_0 , a_m , b_m — амплитуды гармоник разложения; x — горизонтальная координата; L — длина анализируемого профиля; $\frac{a_0}{2}$ — средняя температура поверхности рассматриваемого профиля. В однородном пространстве ниже глубины проникновения неоднородностей температуры поверхности H средний градиент температуры равен

$$\frac{T_H - \frac{a_0}{2}}{H} = g_H, \quad (3.16)$$

где g_H — градиент температуры на глубине ниже H ; T_H — температура на глубине H . Глубину проникновения H можно найти из решения этой задачи:

$$T(x, z) = gz + \frac{a_0}{2} + \sum_{m=1}^P \left(a_m \cos m \frac{2\pi x}{L} + b_m \sin m \frac{2\pi x}{L} \right) e^{-\frac{2\pi z}{L}}. \quad (3.17)$$

Глубже всего проникают гармоники самого большого периода и максимальной амплитуды ($m = 1$), тогда

$$\Delta T = T(x, z) - gz - \frac{a_0}{2} \leq (a_1 + b_1) e^{-\frac{2\pi z}{L}}. \quad (3.18)$$

На глубине H

$$\frac{\Delta T}{a_1 + b_1} \leq e^{-\frac{2\pi H}{L}},$$

отсюда

$$H \leq \frac{L}{2\pi} \ln \frac{a_1 + b_1}{0,1}. \quad (3.19)$$

$\Delta T = 0,1$ — точность измерения температуры.

На профиле рис. 3.27 главная гармоника имеет период, равный его длине x , а максимальная амплитуда неоднородности температуры — 6°C . Из последней формулы получаем, что $H = 0,43 x$.

Отклонения теплового потока от нормального равны

$$\Delta q = -\frac{2\pi m}{L} \sum_{m=1}^P \left(a_m \cos m \frac{2\pi x}{L} + b_m \sin m \frac{2\pi x}{L} \right) e^{-\frac{2\pi z}{L}}. \quad (3.20)$$

Отсюда можно найти такие точки x_i , в которых искажения теплового потока минимальны. Именно в этих точках лучше всего измерять тепло-

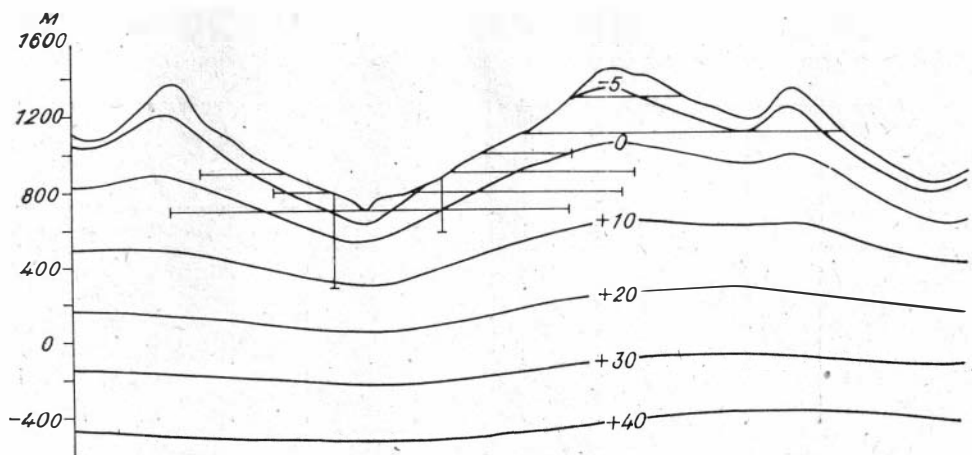


Рис. 3.28. Температурное поле ($^{\circ}\text{C}$) горных пород в хр. Сунтар-Хаята по результатам теоретической интерпретации фактических материалов (вертикальные линии — скважины, горизонтальные — штольни; горизонтальный масштаб 1 : 30 000).

вой поток. На практике такие точки находятся там, где измеренная температура поверхности близка к средней на всем участке. А поскольку различия температуры поверхности определяются ландшафтами, то такие точки находятся в местах развития более типичного ландшафта. В рассмотренном выше примере река и озеро являются аномальными элементами ландшафта, и поэтому измерения вблизи их и на них нежелательны.

Учет влияния рельефа на температурное поле горных пород методом моделирования. Наличие в орогенных районах криолитозоны практически не влияет на картину искажения рельефом температурного поля горных пород. Численные методы учета таких искажений широко известны [Карслоу, Егер, 1964; Любимова и др., 1973; Дучков, Соколова, 1974; Шасткевич, 1976; и др.].

В Институте мерзлотоведения СО АН СССР накоплен опыт интерпретации геотермических измерений в горных районах с помощью аналоговой сеточной модели — омической сетки [Девяткин, Ходунов, 1971, 1976; Балобаев, Левченко, 1978].

Примером такого моделирования может служить профиль через западный отрог хр. Сунтар-Хаята (юг Верхоянского антиклинория), секущий высокогорный рельеф альпийского типа с абсолютными отметками водоразделов 1400—1800 м, их относительными превышениями в 700—1000 м, крутыми склонами в $25\text{--}45^{\circ}\text{C}$. Геотермические измерения выполнены в девяти штольнях, расположенных на склонах и отстоящих по вертикали друг от друга на 100—200 м, длина некоторых из них достигала 2000 м. На профиле было также две скважины глубиной около 500 м, расположенных в нижней части склонов. Таким образом, измерения охватывают массив горных пород примерно в одной плоскости протяженностью около 6000 м и глубиной 750 м. Геотермические измерения проведены более чем в 200 точках профиля (рис. 3.28).

Аналитическая модель температурного поля на профиле построена с помощью универсальной омической сетки (УСМ-1) до глубины более 3000 м, где влияние рельефа уже не ощущалось. Ненарушенный рельефом внутриземной тепловой поток оказался равным $100 \pm 10 \text{ мВт/м}^2$, а его распределение в зоне влияния рельефа показано в табл. 3.10. Можно видеть, что, с одной стороны, происходит перераспределение теплового потока между разными элементами рельефа, а с другой — уменьшение плотности теплового потока при приближении к орогенной поверхности. В приповерхностном слое мощностью до 500 м плотность теплового потока под долинами в 3—6 раз выше, чем под вершинами: 151 против 26—36 мВт/м^2 . Менее всего тепловой поток искажается на склоне. Одна сква-

Таблица 3.10

Внутриземной тепловой поток на разных элементах рельефа в зависимости от глубины в хр. Сунтар-Хаята, мВт/м²

Интервал глубин, м	Вершина (юг), 1380 м	Склон (юг), 1000 м	Долина, 700 м	Склон (север), 1000 м	Вершина (север), 1430 м	Среднее по профилю, 1100 м	Среднее: вершина—склон—долина		Среднее: вершина—долина	
							юг	север	юг	север
0—100	26	87	151	75	36	75	88	87	89	93
0—500	36	85	129	85	51	79	87	88	83	90
500—1000	78	100	111	93	78	92	96	94	95	95
1000—2000	95	100	103	97	92	97	99	97	99	98
2000—3000	99	100	101	100	97	99	100	99	100	100
3000—4000	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

жина на середине склона в состоянии достаточно точно охарактеризовать внутриземной тепловой поток. Если на склоне скважин нет, наименее искаженное значение потока можно получить как среднее по данным в долине и на вершине. Подобные закономерности обсуждались ранее [Дучков, Соколова, 1974а] для южного горного обрамления Сибири.

Уменьшение среднего поверхностного теплового потока по сравнению с его глубинным значением в геоморфологической системе долина — склон — вершина (см. табл. 3.10) объясняется тем, что последний на поверхности распределяется по большей площади, в результате на единицу площади приходится меньшее количество тепла. Для рассматриваемого профиля дневная поверхность примерно на 11% больше ее проекции на горизонтальную плоскость, а тепловой поток у поверхности, средний для системы долина — склон — вершина, на 10—13% меньше глубинного.

Глубина влияния рельефа зависит от относительного превышения вершин над долинами и от расстояния между одноименными элементами рельефа (вершинами или долинами). Практически глубина влияния рельефа по данным наблюдений на Северо-Востоке СССР в 4—5 раз больше относительного превышения рельефа. Этим простым соотношением можно пользоваться для предварительных оценок.

Все полученные результаты находятся в хорошем согласии с основными выводами работ, цитируемых в начале раздела о влиянии рельефа.

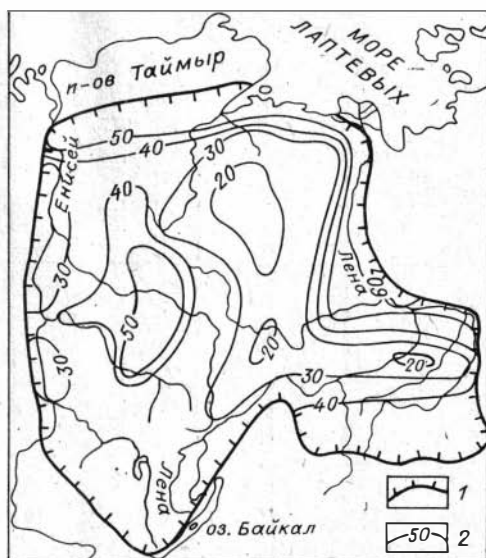
В заключение обсуждения методики геотермических исследований в криолитозоне отметим определенную специфику этих исследований, делающую невозможным применение здесь целого ряда методических разработок и выводов, полученных за пределами криолитозоны. В первую очередь это касается оценки времени выстойки скважин, выбора интервалов измерения в них геотермического градиента, влияния неоднородностей поверхностной температуры. Дальнейшая разработка вопросов методики измерения и интерпретации геотермических параметров в условиях вечной мерзлоты имеет актуальное значение как в области геотермии, так и для решения ряда прикладных задач.

6. Распределение теплового потока

Тепловой поток на территории Сибирской платформы замерен примерно в 80 точках, распределенных очень неравномерно (рис. 3.29). Наиболее густо они расположены в пределах Якутской алмазоносной провинции, в Ботуобинской седловине, Вилюйской синеклизе, южной части Тунгусской синеклизы, в Алданской антеклизе и др. [Мельников и др., 1972; Девяткин, 1975; Девяткин и др., 1978; Девяткин, Шамшурин, 1978; Дучков и др., 1982; Балобаев и др., 1983; Каталог..., 1985]. В их число вошли только те определения теплового потока, которые были получены по измерениям теплопроводности пород и градиента температуры в восстановившихся скважинах. Разнообразие пород в поверхностной части

Рис. 3.29. Карта теплового потока Сибирской платформы.

1 — граница Сибирской платформы; 2 — изолинии теплового потока, мВт/м².



покрова платформы настолько велико, что даже в пределах одной структуры и одного генезиса тепловые свойства литологически разных пород различаются в несколько раз. Так, например, развитые почти повсеместно нижнепалеозойские карбонатные отложения характеризуются коэффициентами теплопроводности от 1,8—2,6 Вт/(м·К) у мергелей до 5,5—6,5 Вт/(м·К) у хорошо откristаллизованных доломитов. Однако в ряде районов в разрезе осадочного чехла есть породы, которые могут быть марки-

рующими в отношении тепловых свойств. К ним относятся в первую очередь долериты, слагающие многие трапповые структуры. По данным измерений более 40 образцов долеритов, взятых в разных районах платформы, среднее значение их коэффициента теплопроводности равно 1,95 при разбросе значений от 1,65 до 2,30 Вт/(м·К). В восточной части трапповой провинции теплопроводность долеритов несколько выше (среднее значение 2,10 Вт/(м·К)), чем в западной (среднее значение 1,85 Вт/(м·К)). Устойчивость свойств долеритов на обширной территории дает возможность вести расчеты теплового потока в трапповой провинции при наличии только температурного градиента в достаточно мощной интрузии долеритов. Подтверждением этого служат данные по тепловым свойствам долеритов из очень разных областей мира, приведенные в «Справочнике...» [1969], где отмечается, что средняя теплопроводность долеритов равна 2,00 при разбросе от 1,70 до 2,30 Вт/(м·К). Как видим, λ долеритов Сибирской платформы не отличается от λ долеритов Америки, Азии и Африки. Долериты могут представлять очень удобные горизонты для расчетов тепловых потоков. Погрешность определения теплового потока за счет возможных вариаций их теплопроводности даже в крайних случаях не будет превышать $\pm 15\%$.

Другим маркирующим горизонтом могут служить слои каменной соли (галлита), залегающие в кембрийских отложениях на обширной территории платформы от Вилюя до верховьев Лены и Ангары. По 25 полученным нами определениям теплопроводность этого слоя в среднем равна 6,00 при разбросе от 5,10 до 6,70 Вт/(м·К). Из тех же источников можно установить, что теплопроводность галлита меняется в пределах 5,32—7,25 Вт/(м·К). Легко убедиться, что расчет теплового потока в слоях галлита с использованием среднего табличного значения коэффициента теплопроводности тоже не будет превышать $\pm 15\%$.

На обширных пространствах мезозойских депрессий платформы мерзлая толща горных пород в настоящее время находится в нестационарном тепловом состоянии (Вилюйская синеклиза, Предверхоанский прогиб, Енисей-Хатангский прогиб). Отклонения от стационарного режима в верхней части (до 300—400 м) осадочной толщи наблюдаются почти повсеместно в области выхода на поверхность высокотеплопроводных палеозойских карбонатных отложений. В подобных районах тепловой поток определяется ниже зоны палеоклиматических влияний [Балобаев, 1973, 1975].

В общем, тепловой поток на Сибирской платформе меняется по ее территории в значительных пределах, от 13 до 63 мВт/м², т. е. более чем

Таблица 3.11

Тепловой поток на разных глубинах в районе г. Мирного (Ботуобинская седловина)

Интервалы изученных глубин, м	Тепловой поток, мВт/м²				Интервалы изученных глубин, м	Тепловой поток, мВт/м²			
	Трубка «Мир»		Скв. 701	Трубка «Ин- тернацио- нальная», скв. 8		Трубка «Мир»		Скв. 7	Трубка «Ин- тернацио- нальная», скв. 8
	скв. 1	скв. 2				скв. 1	скв. 2		
300—400	12	17	15	12	900—1000	13	19	21	—
400—500	—	19	—	11	1000—1100	20	17	22	—
600—700	11	—	10	12	1100—1200	17	19	21	—
700—800	14	16	15	15	1600—1700	—	—	18	—
800—900	14	20	15	16	2100—2200	—	—	18	—
Среднее						14	18	18	13

в 4 раза [Балобаев и др., 1983; Balobaev, Deviatkin, 1982]. С точки зрения существующих представлений о платформе с корой, сформировавшейся в дорифейское время, величины тепловых потоков не должны меняться здесь значительно, а средние значения потоков близки к 42 мВт/м² [Тепловой режим..., 1970; Смирнов, 1980]. Фактические измерения теплового потока опровергают такие представления, указывая на значительную дифференцированность поля теплового потока древних платформ, сдвигая среднее значение q в сторону уменьшения [Методические... основы..., 1983]. Минимальные значения теплового потока (от 13 до 30, в среднем около 20 мВт/м²) наблюдаются на обширной территории Анабарской антеклизы, Ботуобинской седловины и Мархинского вала в восточной части, а также на западе платформы, на Приенисейском валу [Балобаев, Десяткин, 1982].

Впервые такие низкие значения теплового потока были установлены в пределах Якутской алмазоносной провинции [Melnikov e. a., 1975]. Вначале их посчитали ошибочными, потом причину стали искать в затрате части теплового потока на гипотетические гидрохимические реакции с поглощением тепла, ибо подземные воды района представляют собой рассолы предельной концентрации и залегают среди растворимых карбонатных пород. По мере накопления экспериментальных данных и увеличения глубины исследования отпал и этот довод, как видно из табл. 3.11. Оказалось, что тепловой поток на поверхности кристаллического фундамента (2000—2100 м) такой же, как вблизи поверхности, в карбонатах.

География определений теплового потока малой величины на Анабарской антеклизе быстро расширялась. Подобные участки обнаружены в пределах Попигайской котловины (18—28 мВт/м²), Ессыя (15—20 мВт/м²), Ырааса (18—20 мВт/м²) и нефтегазоразведочных площадей на всей Ботуобинской седловине (20—30 мВт/м²). Таким образом, наличие малого теплового потока на Анабарской антеклизе стало строго доказанным фактом. По-видимому, средняя величина теплового потока 20 мВт/м² характерна для древнейших неактивизированных протоструктур типа Анабарского щита и его обрамления. Во-первых, щит этот сложен породами древнейшего возраста; во-вторых, его протометаморфическая кора является недозрелой и по своим свойствам базитовой; в-третьих, нет никаких свидетельств заметной активизации этого блока земной коры в послерифейское время, не считая медленных и слабых вертикальных подвижек.

Обратимся к анализу факторов, определяющих тепловой поток. Формируется он под влиянием следующих источников тепла:

$$q = q_0 + q_r + q_b + q_m,$$

где q — измеряемый поверхностный тепловой поток; q_0 — часть теплового потока, генерируемая в осадочном слое; q_r — часть, генерируемая в

«гранитно-метаморфическом» слое; q_6 — часть, генерируемая в «базальтовом» слое; q_m — тепловой поток, поступающий в кору из мантии. Тепло, генерируемое в осадочном слое платформ, обычно невелико из-за маломощности этого слоя. Даже в глубоких депрессиях оно составляет не более 10—20% общей величины теплового потока. Наибольший вклад дает радиогенное тепло «гранитно-метаморфического» слоя, составляющее 40—60% поверхностного теплового потока, 25—40% поступает из мантии и лишь 5—10% генерирует «базальтовый» слой. В геосинклинальных областях преобладающим становится тепловой поток из мантии.

В настоящее время основным источником тепла в коре признается энергия радиоактивного распада [Тепловой режим..., 1970]. Мы склонны полагать, что тепло диссипации энергии упругих напряжений и деформации в литосфере соизмеримо с радиогенным и поэтому должно учитываться при рассмотрении связи теплового режима земной коры с геотектоникой. Без этого остается непонятной природа повышенных потоков в районах молодой активизации древней коры платформ, связанной с орогенезом на ее границах. Таким образом, из многообразия геолого-тектонических факторов наибольшее влияние на тепловой поток платформ оказывают строение коры, свойства и степень гранитизации «гранитно-метаморфического» слоя и его мощность, а также свойства верхней мантии и фазовое состояние астеносферы. Состав и мощность «базальтового» слоя играют незначительную роль.

Низкий тепловой поток на Анабарской антеклизе и в Ботуобинской седловине вполне согласуется с геолого-геофизической характеристикой этой структуры. Теплогенерация «гранитно-метаморфического» слоя невелика, так как здесь он сложен метаморфическими породами среднего и основного состава, энергия тектонодинамических процессов отсутствует, тепловой поток из мантии составляет 5—10 мВт/м². Такое положение находит подтверждение и в современных геофизических данных. По данным якутских геофизиков [Суворов и др., 1983], на Ботуобинской седловине и Айхальском выступе граничная скорость на поверхности Мохо достигает 8,8 км/с, что характерно для очень плотного низкотемпературного блока мантийного вещества, подстилающего, по данным МТЗ, здесь земную кору [Поспеев, Михалевский, 1981]. Под Непско-Ботуобинским сводом астеносфера развита очень слабо, термический слой в ней отсутствует, а под Анабаром и Байкитским поднятием астеносферы вообще нет, что свидетельствует о низких температурах в мантии на глубинах 100—150 км. В этих условиях тепловой поток из мантии должен быть небольшим. Аналогичные условия существуют в мантии и в районе Приенисейского вала, где тепловой поток равен 18—27 мВт/м². Граничная скорость на поверхности М здесь равна 8,5—8,7 км/с, а данные МТЗ позволяют предполагать, что термический слой в астеносфере отсутствует или находится очень глубоко (250—350 км), т. е. кору в районе Енисея подстилает холодная плотная мантия. Сейсмические скорости на поверхности «гранитного» слоя и внутри его (6,60 и 6,55 км/с соответственно), а также невозможность установления границы Конрада указывают на отнюдь не гранитный состав «гранитного» слоя и в соответствии с этим на малую теплогенерацию в этом слое.

Область низкого теплового потока (менее 30 мВт/м²) Анабарского щита разделяется на два рукава (см. рис. 3.29), один уходит на юг, вдоль Непского свода, а другой протягивается в широтном направлении, вдоль среднего течения Лены вплоть до Алдано-Майского прогиба, и приурочен к полосе выхода на поверхность кембрийских карбонатных отложений. Генезис малого теплового потока в его пределах остается не вполне ясным. По-видимому, здесь проявляется тепловой реликт первичного теплового поля Алданской антеклизы, большая часть которой в последующем была подвергнута активному тектономагматическому влиянию становящегося орогенеза, затронувшего и ее кору. Расчленение геофизическими методами коры Алданской антеклизы осуществляется достаточно уверенно, что говорит о четкой послойной дифференциации земной коры в ее

пределах. По этим данным «гранитно-метаморфический» слой здесь существует и сложен преимущественно кислыми породами (средняя плотность $2,70 \text{ г/см}^3$, средняя скорость $6,2\text{—}6,3 \text{ км/с}$). Эти данные свидетельствуют о том, что на Алданской антеклизе радиогенная составляющая теплового потока из «гранитно-метаморфического» слоя должна быть выше, чем на Анабарской.

Тектоническая активизация Алданской антеклизы наиболее интенсивно проходила в пределах ее щита, южный борт которого был разбит на блоки. Смещения блоков сопровождалась вулканоматмическими внедрениями. Активизация Алданской антеклизы происходила интенсивно и долго, продолжается она и сейчас. Это свидетельствует о существовании под южной частью антеклизы термически активной мантии, а также о возможной пестроте теплового поля щита. В результате тепловой поток в пределах Алданского щита и его впадин намного выше, чем на Анабарском щите, и составляет $40\text{—}55 \text{ мВт/м}^2$. В осевых хребтах Становой горной системы q не превышает тех же значений, что, видимо, подтверждает заложение Станового хребта на литосферной коре Сибирской платформы [Методические... основы..., 1983].

Северный борт Алданской антеклизы погружен без серьезного нарушения структуры коры под Предверхоанский прогиб и Вилюйскую синеклизу. Тепловое состояние этого участка антеклизы определяется историей развития и структурой этих депрессий. А средняя часть антеклизы, относительно которой южное крыло поднималось, а северное — опускалось, оставалась моноклинально однородной на протяжении всего мезозоя и не затронута тектонической активизацией. Она характеризуется падением теплового потока до величин, меньших 30 мВт/м^2 . Этот поток отмечен в скважинах в районе пос. Улу и р. Амги, а также на р. Лене между пос. Покровском и г. Олекминском (см. рис. 3.29). По-видимому, средний блок Алданской антеклизы сохранил первичное тепловое поле и тепловой поток, характерный для древней платформенной коры. Западный край Алданского щита, Олекмо-Чарский блок, характеризуется пониженным по сравнению с его центральной частью тепловым потоком ($30\text{—}40 \text{ мВт/м}^2$). Геофизическими методами блок этот совершенно не изучен, поэтому сведения о структуре его коры и свойствах верхней мантии отсутствуют.

Мезозойские депрессии платформы — это ее наиболее активные зоны, зоны растяжения, проседания или блоковых опусканий. Тепловое состояние всех этих депрессий очень сходно. Их тепловой поток является самым большим на платформе и изменяется от 40 до 60 мВт/м^2 . Так, наиболее глубоко погруженным частям Вилюйской синеклизы соответствует тепловой поток в $50\text{—}55 \text{ мВт/м}^2$. Именно в этих частях синеклизы некоторые авторы предполагают отсутствие в коре «гранитно-метаморфического» слоя. Есть серьезные основания считать, что «гранитно-метаморфический» слой здесь сложен породами, близкими к основным, содержащим небольшое количество радиоактивных элементов, вследствие чего теплогенерация в этом слое должна быть пониженной. Для обеспечения наблюдающегося довольно большого поверхностного теплового потока необходим, следовательно, большой поток тепла из мантии. Действительно, по данным МТЗ астеносфера под синеклизой хорошо развита на глубине около 100 км . Однако это обстоятельство не проясняет природу высокого теплового потока из мантии. Состояние астеносферы зависит от ее температуры, а связь последней с тепловым потоком в депрессиях, особенно в мезозойских, очень сильно смазывается их мощной осадочной толщей, сложенной в основном терригенными осадками, не полностью литифицированными. Поскольку теплопроводность этих пород невелика, то даже при относительно невысоких тепловых потоках в таких депрессиях наблюдается очень быстрое и значительное повышение температуры с глубиной. На платформах это самые теплые литосферные точки. Поэтому остается неясным, является хорошо развитая астеносфера причиной повышения

мантийного теплового потока в синеклизах или следствием существования синеклизы с ее мощным теплоизоляционным чехлом.

Рассматриваемая Вилюйская синеклиза — типичная депрессионная структура растяжения. Наблюдаемое увеличение теплового потока в сторону Верхоянского мегантиклинория, где в зоне максимальных деформаций на его передовом Китчанском выступе $q = 58\text{--}62$ мВт/м², служит, на наш взгляд, доказательством значительного тепловыделения в процессе деформации литосферы.

К бортам Вилюйской синеклизы тепловой поток уменьшается до $35\text{--}40$ мВт/м². Линии равного потока четко следуют усредненным тектоническим контурам синеклизы, подчеркивая тем самым прямую связь теплового состояния с тектоническим строением депрессии.

В тепловом отношении на Вилюйскую синеклизу очень похож Предверхоанский прогиб, в осевой части которого тепловой поток равен $50\text{--}60$ мВт/м². В направлении к Анабарской антеклизе поток этот очень быстро понижается, в сторону Алданской антеклизы его понижение происходит менее заметно. На восточном борту прогиба в области перехода к орогенным структурам Северо-Востока поток так же быстро увеличивается до $70\text{--}80$ мВт/м².

По данным Е. И. Паталахи и А. И. Полякова [1977], для модели литосферы, деформируемой с двух сторон, приращение теплового потока за счет механической энергии составляет $13\text{--}25$ мВт/м² при длительности тектонического процесса в 100 млн. лет. На границе М за этот период температура может повыситься на $300\text{--}350^\circ\text{C}$, а в астеносфере (100 км) — на $400\text{--}450^\circ\text{C}$. Эти расчетные данные вполне согласуются с нашими. Повышение теплового потока в депрессиях Сибирской платформы над фоновым его значением составляет $10\text{--}20$ мВт/м².

Енисей-Хатангский и Лено-Анабарский прогибы характеризуются тепловым потоком $40\text{--}60$ мВт/м², его распределение внутри депрессий сложно и пока не поддается интерпретации из-за скудости как геотермических, так и тектонических сведений. К югу тепловой поток понижается, а к северу (в Таймырской складчатой области) — повышается.

По Алдано-Майскому прогибу имеются не слишком надежные данные и к тому же малочисленные. Предполагается, что тепловой поток в прогибе вряд ли превышает $45\text{--}50$ мВт/м².

Самую большую геотермическую загадку предлагает Тунгусская синеклиза. Есть все основания считать, что синеклиза должна быть холодной. Во-первых, ее тектоническая активность проявлялась лишь в палеозое, после чего она длительное время (более 200 млн. лет) была абсолютно пассивной. Во-вторых, бурный вулканоматический период, приведший к формированию мощной трапповой толщи, закончился слишком давно, и его тепловое влияние успело рассеяться. Подтверждается это отсутствием тепловых аномалий в районах значительного развития траппов на Ботуобинской седловине. В-третьих, осадочный слой, хотя и мощный, но достаточно теплопроводный, состоящий в верхней части из трапповой толщи, а в нижней — карбонатной, не может служить хорошим теплоизолятором (теплопроводность карбонатов значительно выше теплопроводности гранитов).

Противоречивы и геофизические данные по Тунгусской синеклизе. В центральной части синеклизы, с одной стороны, предполагается отсутствие в коре нормального «гранитно-метаморфического» слоя, поскольку средняя скорость сейсмических волн в этом слое составляет $6,55$ км/с. С другой — невелика скорость и в «базальтовом» слое — $6,7$ км/с, что мало отличается от таковой в гранитоидах. Граничная скорость на поверхности М местами достигает $8,5$ км/с, что указывает на существование достаточно плотной верхней мантии. Наряду с этим, по данным МТЗ, под синеклизой на глубине $95\text{--}110$ км хорошо развита астеносфера, что указывает на существование высоких температур на этой глубине.

В узкой полосе центра синеклизы (среднее течение Нижней и Подкаменной Тунгусок) тепловой поток превышает 50 мВт/м², понижаясь на за-

Новые данные теплового потока по Тунгусской синеклизе

Участок	Северная широта	Восточная долгота	q, мВт/м ²	Участок	Северная широта	Восточная долгота	q, мВт/м ²
<i>Нижняя Тунгуска</i>				<i>Подкаменная Тунгуска</i>			
Учаинский	63°45'	96°20'	37	Байкитский	61°40'	96°25'	35—55
Вивинский	63 55	97 45	43—49	Куломбинский	61 00	96 55	32—38
Туринский	64 15	100 20	54—57	Оскобинский	60 15	100 25	57
Кочечумский	64 00	103 05	52	Ванаварский	60 20	102 15	28
Илимпейский	63 20	105 35	40				

пад и восток (см. рис. 3.29, табл. 3.12). В табл. 3.12 приведены новые данные теплового потока по некоторым участкам Нижней и Подкаменной Тунгусок. В низовьях Нижней Тунгуски он достигает 30 мВт/м², а в нижнем течении Подкаменной Тунгуски — 40 мВт/м². На севере, в излучине р. Котуй, преобладает уже влияние холодного Анабарского массива, уменьшающее поток до 20 мВт/м². На северо-восточном склоне базальтового плато Путорана, в верховьях Хеты, на границе с Енисей-Хатангским прогибом, тепловой поток равен 30—40 мВт/м².

Таким образом, получается, что тепловое состояние Тунгусской и Вилуйской синеклиз одинаково, несмотря на различие их возрастов, строения и структуры коры.

Наблюдаемый в Тунгусской синеклизе тепловой поток невозможно объяснить без предположения о значительной величине его мантийной составляющей. По-видимому, существует какой-то процесс, поддерживающий высокую температуру в мантии. Возможно, это — затянувшееся затухание некогда мощного базальтового магматизма в синеклизе, когда температура на подошве коры достигала температуры плавления базальтов (около 1200°C). В настоящее время температура на подошве коры оценивается в 700—800°C. Приемлемой с точки зрения геотермии гипотезы траппового магматизма и его причин нет.

Увеличение теплового потока в Тунгусской синеклизе возможно также за счет увеличения мощности земной коры и ее «гранитно-метаморфического» слоя. По геофизическим данным мощность «гранитно-метаморфического» слоя в синеклизе меняется от 18 до 26 км, «базальтового» — от 18 до 20 км. Величины эти почти в 2 раза больше, чем в Вилуйской синеклизе. Естественно, что суммарная теплогенерация коры прямо пропорциональна ее мощности, поэтому вклад коры Тунгусской синеклизы в поверхностный тепловой поток должен быть значительным. Однако довольно быстрое падение величины теплового потока к периферии синеклизы, где мощность консолидированной коры и «гранитно-метаморфического» слоя увеличивается, говорит о том, что структура коры не играет главной роли в формировании теплового потока. Большое влияние оказывают состав «гранитно-метаморфического» слоя, породы которого на бортах синеклизы становятся более кислыми, и, по-видимому, происходящее в направлении периферии охлаждение мантии, поскольку здесь располагаются самые холодные структуры Сибирской платформы — Енисейский вал и Анабарская антеклиза.

Рассматривая поле теплового потока Сибирской платформы в целом, можно заметить, что наиболее холодными являются стабильные неактивизированные поднятия. Мезозойская активизация таких поднятий приводит к повышению теплового потока. Самые теплые на платформе — депрессии, причем чем моложе они, тем выше в них тепловой поток. Структуры, сохранившие до нашего времени высокий геодинамический потенциал, на фоне стабильного окружения характеризуются повышенным тепловым потоком.

Специальное внимание должно быть уделено тепловому потоку шовных зон Сибирской платформы: восточной, на стыке с Верхояно-Чукотской складчатой областью, западной, вдоль границы с Западно-Сибирской плитой, и юго-восточной, Охотско-Становой. Тектонически они выделяются целой системой линейно вытянутых глубинных разломов. В соответствии с «Тектонической картой Северной Евразии» [1980] все эти зоны сформированы на единой с Сибирской платформой литосферной основе, верхнюю часть которой составляет древнеархейская протометаморфическая кора.

Со стороны Западно-Сибирской плиты вдоль Енисейского шва прослеживаются в виде узких полос выходы верхнепротерозойской коры [Боголепов, Шевцов, 1962; Крылов и др., 1967].

Геотермические данные указывают на существование четкой границы между Западно-Сибирской плитой и Сибирской платформой. Как уже говорилось, Приенисейский вал характеризуется самыми низкими величинами теплового потока — $20\text{--}30\text{ мВт/м}^2$. Эта холодная зона протягивается по правобережью Енисея на сотни километров. На левобережье, в $80\text{--}100\text{ км}$ от реки, всюду наблюдается повышение теплового потока до $53\text{--}63\text{ мВт/м}^2$, т. е. увеличение его в $2,5\text{--}3,0$ раза. Такой резкий перепад значений теплового потока при пересечении шовной зоны может быть только тогда, когда не менее резко, практически скачкообразно, меняются структура и свойства коры и верхней мантии. По тектоническим данным, такого контраста между плитой и платформой нет, иногда предполагается даже взаимопроникновение их тектонических элементов. Возможность скачка свойств литосферы иногда подтверждают геофизические данные. В отличие от очень плотной верхней мантии на Приенисейском валу на восточном крыле Западно-Сибирской плиты мантия разуплотнена или состоит из более легких пород (границная скорость на поверхности M равна $8,0\text{ км/с}$). Скоростной профиль коры плиты, наоборот, указывает на высокую плотность слагающих ее пород. При таком скудном материале установить причины столь значительных различий теплового состояния краевых частей плиты и платформы не представляется возможным. Видимо, они той же природы, что и источники повышения теплового потока в ранее рассмотренных платформенных депрессиях. Ведь всю Западно-Сибирскую плиту можно рассматривать как гигантскую депрессию мезозойской седиментации с непрерывным процессом опускания. Приенисейский борт плиты погружался со скоростью $30\text{--}50\text{ м}$ за 1 млн. лет [Боголепов, 1967]. Западная же прибортовая часть Сибирской платформы в мезозое оставалась неподвижной.

В рассматриваемой шовной зоне прогибание носило блоковый характер, поэтому и тепловое состояние по обе стороны шва меняется скачкообразно. При настоящей изученности вопроса Енисейская шовная зона предлагает исследователям новые проблемы.

Восточная шовная зона Сибирской платформы проходит по Предверхоянскому прогибу [Межвилк, 1970], заложенному на древнеархейской платформенной литосфере. В мезозое и кайнозое прогиб активно погружался, а его восточный борт подвергся складчатости. Эта молодая активная краевая зона характеризуется достаточно высоким тепловым потоком ($45\text{--}55\text{ мВт/м}^2$). К сожалению, в пределах Верхоянского мегантиклинория геотермические исследования не проводились. Но уже на Китчанском передовом выступе, надвинутым на край платформы на расстояние до 50 км , заметно повышение теплового потока при переходе от платформы к Верхояно-Чукотской орогенной области (до 60 мВт/м^2). Наиболее геотермически контрастно переход этот выражен в юго-восточной части Предверхоянского прогиба, на границе с Алдано-Майским прогибом. На расстоянии около 200 км тепловой поток повышается от 50 мВт/м^2 в прогибе до 100 мВт/м^2 в хр. Сунтар-Хаята. Есть все основания предполагать, что такая картина свойственна всему шву, за исключением его самого северного участка, где орогенный процесс ослаблен. По всем имею-

щимся данным, восточнее шовной зоны в орогенной области тепловой поток всюду выше 70 мВт/м^2 .

Так как вклад коры в тепловой поток в Верхоянье не должен отличаться от такового на платформе [Николаевский, 1968], то источник повышения теплового потока в $1,5\text{--}2,0$ раза следует искать в мантии. Какое-то количество тепла (до $20\text{--}25 \text{ мВт/м}^2$), вероятно, выделяется в процессах сжатия и складкообразования.

Особенности глубинного строения Становой шовной зоны показывают, что ни южная часть Алданского щита, ни Становая складчатая область не являются в настоящее время самостоятельными структурами [Лишневский и др., 1968; Булин и др., 1972]. Современное поднятие Чульманской впадины и вовлечение ее в орогенный процесс совместно с северной зоной Станового хребта свидетельствуют о едином геодинамическом процессе во всей этой зоне.

В геотермическом плане вся шовная область выступает тоже как однородная. Какого-либо резкого изменения величин теплового потока при пересечении Станового шва не обнаруживается. На западном участке шва, в Олекмо-Чарском поднятии, тепловой поток равен $27\text{--}40 \text{ мВт/м}^2$, а в хребтах Удокан и Калар его величина изменяется в пределах $18\text{--}54 \text{ мВт/м}^2$ [Методические... основы..., 1983]. В Чульманской впадине тепловой проток даже несколько выше: $40\text{--}56 \text{ мВт/м}^2$.

По-видимому, мощная активизация и Станового хребта, и юга Алданского щита в конце мезозоя привела к выравниванию теплового состояния этих разновозрастных и тектонически разнородных структур. Да и причина активизации для них была единой.

§ 4. ТЕПЛОВОЙ ПОТОК В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Изменение температуры и геотермического градиента. Геотермическое изучение региона практически началось в 50-х годах после выполнения термокаротажа первых глубоких скважин [Дьяконов, 1958; Череменин, 1959]. В последующие годы основная часть фактической информации о температурах разреза была получена также производственными организациями, а обработка этих данных осуществлялась различными научными коллективами [Лысак, 1968, 1983а, б и др.; Любимова, 1968а; Дучков, Соколова, 1974а].

Геотермические исследования проводились в скважинах, имеющих обычно глубину более $1,5\text{--}2,5$ км. На Братском и Ковинском поднятиях измеренные на глубинах $3,5\text{--}4,6$ км температуры достигают $60\text{--}70^\circ\text{C}$. Нарастание T с глубиной обычно происходит сравнительно медленно. Так, на глубине $0,5$ км от поверхности температура повышается до $10\text{--}20^\circ\text{C}$, на глубине 2 км — до $25\text{--}50^\circ\text{C}$. Выделяются и аномалии температурного поля, связанные со структурами как осадочного чехла, так и кристаллического фундамента.

Низкие величины геотермических градиентов (менее 10 мК/м) характерны для поднятий, обрамляющих Иркутский амфитеатр, краевых выступов его фундамента (особенно Иркутского), Непского свода и, вероятно, Предбайкальского и Присаянского краевых прогибов. В центральной части амфитеатра геотермические градиенты в основном изменяются от 10 до 15 мК/м , а на отдельных участках, осложненных тектоническими нарушениями или трапповым магматизмом, составляют более $15\text{--}20 \text{ мК/м}$ (в зонах Нукутского и Усть-Кутского разломов; в пределах Братского вала и Верхолесского поднятия и др.). Приведенные данные свидетельствуют о том, что даже в условиях платформы повышенные геотермические градиенты характерны для наиболее активных тектонических зон. Однако подобные участки в рассматриваемом регионе очень редки, поэтому среднее значение g может быть принято равным $13 \pm 1 \text{ мК/м}$.

Тепловые свойства и плотность горных пород в юго-западных районах Сибирской платформы

Тип пород, возраст	Теплопроводность λ , Вт/(м·К)	Температуропроводность, $k \cdot 10^{-8} \text{ м}^2/\text{с}$	Плотность ρ , г/м ³
Песчаники, PZ ₁	$\frac{2,94 (58)}{0,95-5,75}$	$\frac{146 (17)}{61-267}$	$\frac{2,59 (58)}{2,24-2,87}$
PR	$\frac{3,34 (9)}{1,34-4,65}$	—	$\frac{2,68 (9)}{2,58-2,74}$
Алевриты, PZ ₁	$\frac{1,74 (31)}{0,76-3,88}$	$\frac{77 (18)}{36-160}$	$\frac{2,73 (28)}{2,57-2,84}$
Аргиллиты, PZ ₁	$\frac{1,62 (16)}{0,94-3,30}$	$\frac{81 (8)}{55-196}$	$\frac{2,73 (14)}{2,55-2,86}$
Известняки, PZ ₁	$\frac{2,49 (14)}{1,63-3,02}$	$\frac{120 (10)}{81-158}$	$\frac{2,71 (10)}{2,68-2,78}$
Доломиты, PZ ₁	$\frac{3,02 (45)}{1,46-4,56}$	$\frac{143 (30)}{60-207}$	$\frac{2,74 (38)}{2,42-2,9}$
PR	$\frac{4,94 (5)}{4,49-6,04}$	—	$\frac{2,84 (5)}{2,81-2,85}$
Каменная соль, ?	$\frac{3,18 (7)}{2,51-4,84}$	$\frac{209 (5)}{177-274}$	$\frac{2,15 (7)}{2,13-2,18}$
Диабазы (траппы), ?	$\frac{1,91 (5)}{1,53-2,17}$	$\frac{86 (4)}{—}$	$\frac{2,99 (4)}{—}$
Магматические и метаморфические породы фундамента (гранит, гранодиорит, гнейс, сланец)	$\frac{2,25 (6)}{2,08-2,63}$	$\frac{110 (6)}{92-117}$	$\frac{2,72 (5)}{2,56-2,81}$

Примечание. В числителе — среднее значение (в скобках количество образцов), в знаменателе — интервал изменения.

Тепловые свойства горных пород. О тепловых свойствах горных пород, слагающих разрез Иркутского амфитеатра, можно судить по результатам соответствующих экспериментальных измерений более чем 230 образцов из керна скважин. Исходя из размера образцов, их состояния (пористости, влажности, трещиноватости), литологического состава для определения тепловых констант горных пород использовались методы акалориметра, если высота образца превышала его диаметр в 2—3 раза; двух температурно-временных интервалов — в случае невыполнения описанного выше условия; монотонного разогрева, если образец был достаточно однороден по составу [Дорофеева, 1983].

В исследованной коллекции наиболее полно представлены породы осадочного чехла и в меньшей степени — кристаллического фундамента Сибирской платформы (табл. 3.13).

Гистограммы теплопроводности осадочных пород имеют сложное многомодальное распределение (рис. 3.30). Максимальные величины коэффициента теплопроводности присущи породам карбонатно-галогенного комплекса, особенно мономинеральным соединениям каменной соли, которые в наиболее чистом виде вскрыты на Ковинском и Шамановском участках (3,3—4,8 Вт/(м·К)). Среди карбонатных пород более высокую теплопроводность имеют доломиты — в среднем 3,2 Вт/(м·К). Известняки характеризуются значениями порядка 2,7 Вт/(м·К). Весьма разнообразна теплопроводность песчаников: в алевритистых разностях λ варьирует от 0,9 до 1,7 и превышает 3,2 Вт/(м·К) в кварцевых песчаниках [Дорофеева, 1981, 1982].

Пониженной теплопроводностью (Вт/(м·К)) обладают аргиллиты и алевриты на участках Чорском и Добчурском (1,07—1,35), известняки

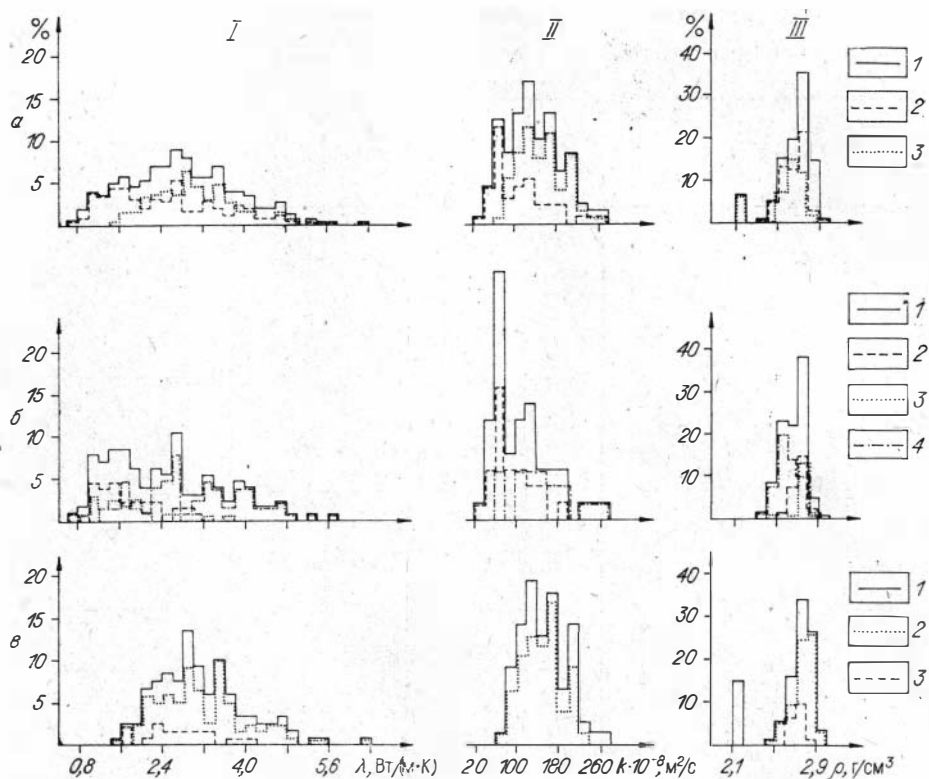


Рис. 3.30. Гистограммы распределения тепловых свойств и плотности осадочных пород юго-западной части Сибирской платформы.

I — теплопроводность; II — температуропроводность; III — плотность. n — количество определений. а: 1 — все разновидности осадочных пород ($n_\lambda = 247$, $n_k = 129$, $n_\rho = 215$); 2 — терригенные породы ($n_\lambda = 128$, $n_k = 51$, $n_\rho = 120$); 3 — карбонатно-галоженные породы ($n_\lambda = 119$, $n_k = 78$, $n_\rho = 95$); б: 1 — терригенные породы (см. а, 2); 2 — алевролиты ($n_\lambda = 35$, $n_k = 21$, $n_\rho = 32$); 3 — аргиллиты ($n_\lambda = 20$, $n_k = 22$); 4 — песчаники ($n_\lambda = 73$, $n_k = 19$, $n_\rho = 66$).

в: 1 — карбонатно-галоженные породы (см. а, 3); 2 — доломиты ($n_\lambda = 87$, $n_k = 57$, $n_\rho = 65$); 3 — известняки ($n_\lambda = 20$, $n_\rho = 16$).

(2,01—2,17) и песчаники (2,31—2,34) — на Шамановском и Ковинском, доломиты — на Добчурском (2,42—2,61).

Температуропроводность исследованных образцов постепенно увеличивается от терригенных пород к карбонатным и галоженным. Так, температуропроводность каменной соли почти в 3 раза выше, чем у алевролитов и аргиллитов, и в 1,5 раза больше, чем у известняков, доломитов и песчаников (см. табл. 3.13).

Плотности изученных образцов осадочного чехла изменяется в меньшей степени, чем их тепловые свойства. У большинства разновидностей она близка к 2,7 г/см³ и только у каменной соли резко понижена — в среднем до 2,1 г/см³. Наиболее плотными породами являются карбонаты и аргиллиты, менее плотными — песчаники.

Величины тепловых параметров определяются не только минеральным составом осадочных горных пород, но и степенью их литификации, диагенеза и свойств заполняющей среды. Глинистый цемент, например, уменьшает теплопроводность, но увеличивает их плотность, а карбонатный — повышает теплопроводность, но снижает их плотность. Кроме этого, тепловые свойства терригенных пород тесно связаны с их гранулометрическим составом, так как при уменьшении зерен от 1,0—0,1 мм (песчаники) до 0,01 мм (аргиллит) их теплопроводность уменьшается почти в 2 раза — в среднем от 3,04 до 1,78 Вт/(м·К). Следует отметить, что для большинства осадочных горных пород Иркутского амфитеатра теплопроводность и температуропроводность выше, чем средние значения этих

параметров для аналогичных пород других районов [Физические свойства..., 1984]. Это связано, видимо, с существенным засолением и карбонатизацией пород осадочного чехла Сибирской платформы.

На тепловые свойства изученных пород существенно не влияет глубина отбора керна, за исключением верхних наиболее выветрелых и разрушенных горизонтов. И только у песчаников с глубиной увеличиваются плотность, теплоемкость и теплопроводность, но уменьшается температуропроводность. Для них, а также для доломитов характерна прямая зависимость между теплопроводностью, плотностью и возрастом пород. Сложнее соотношения этих величин у других осадочных пород: у аргиллитов и известняков по мере увеличения возраста и плотности образцов их теплопроводность чаще всего уменьшается; более древние алевролиты, наоборот, имеют меньшую плотность и теплопроводность, чем молодые. Каменная же соль уплотняется незначительно, зато ее теплопроводность по мере увеличения возраста заметно уменьшается.

У пород кристаллического фундамента (см. табл. 3.13) высокие теплопроводные свойства имеют в основном карбонатизированные и сложно-метаморфизованные разности — сланцы и измененные граниты (на Южном и Марковском участках). Более низкая теплопроводность — менее $2 \text{ Вт/(м} \cdot \text{К)}$ — у сибирских траппов, зато их плотность (около $3,0 \text{ г/см}^3$) значительно выше, чем у аналогичных пород в других районах.

Экспериментальные данные по тепловым свойствам изученных образцов горных пород были использованы для подсчета средневзвешенной величины теплопроводности в интервалах температурных измерений отдельных скважин, при этом за «вес» принималась вертикальная мощность литологически однородных толщ горных пород, имеющих близкие значения теплопроводности. Таким путем была определена теплопроводность разреза в пункте наблюдений.

По экспериментальным данным с привлечением справочного материала была составлена схема распределения теплопроводности в юго-западных районах Сибирской платформы, охватывающая верхние горизонты земной коры, включающие осадочный чехол мощностью до 3—5 км и верхнюю часть кровли кристаллического фундамента до глубин нескольких десятков метров (рис. 3.31).

Средняя величина теплопроводности (λ) изученного разреза равна $3,0 \pm 0,1 \text{ Вт/(м} \cdot \text{К)}$. Если в нем преобладают галогенные и карбонатные породы, что характерно, например, для Усть-Кутского, Марковского и Киренского поднятий, Жигаловского вала, зоны Верхнеангарских дислокаций, то региональная теплопроводность превышает $3 \text{ Вт/(м} \cdot \text{К)}$. Там, где осадочный чехол имеет более терригенный состав и к тому же пронизан многочисленными трапповыми интрузиями (Саяно-Енисейская и Ангарская синеклизы, Братский вал), λ понижается до $2,5\text{—}2,7 \text{ Вт/(м} \cdot \text{К)}$ и менее.

В тех районах, где теплопроводность разреза наиболее высокая (во впадинах Прибайкалья и Присаянья, в зоне Верхнеангарских дислокаций, на Марковском, Киренском и Жигаловском поднятиях), скорости нарастания глубинных температур понижены. На Непском своде λ составляет $2,9 \text{ Вт/(м} \cdot \text{К)}$, значения геотермических градиентов очень низкие — в среднем 9 мК/м .

Тепловой поток. Результаты экспериментального изучения тепловых свойств горных пород позволили уточнить опубликованные ранее величины тепловых потоков на юго-западе Сибирской платформы, для вычисления которых использовались в основном справочные данные о теплопроводности, а также выполнить новые определения [Каталог..., 1985]:

К настоящему времени общее количество пунктов геотермических наблюдений в Иркутском амфитеатре достигло 93, а средний тепловой поток оказался равным 40 мВт/м^2 (табл. 3.14). Анализируя распределение q в этом районе платформы (рис. 3.32), можно полагать, что более интенсивный региональный вынос подземного тепла происходит в центральной

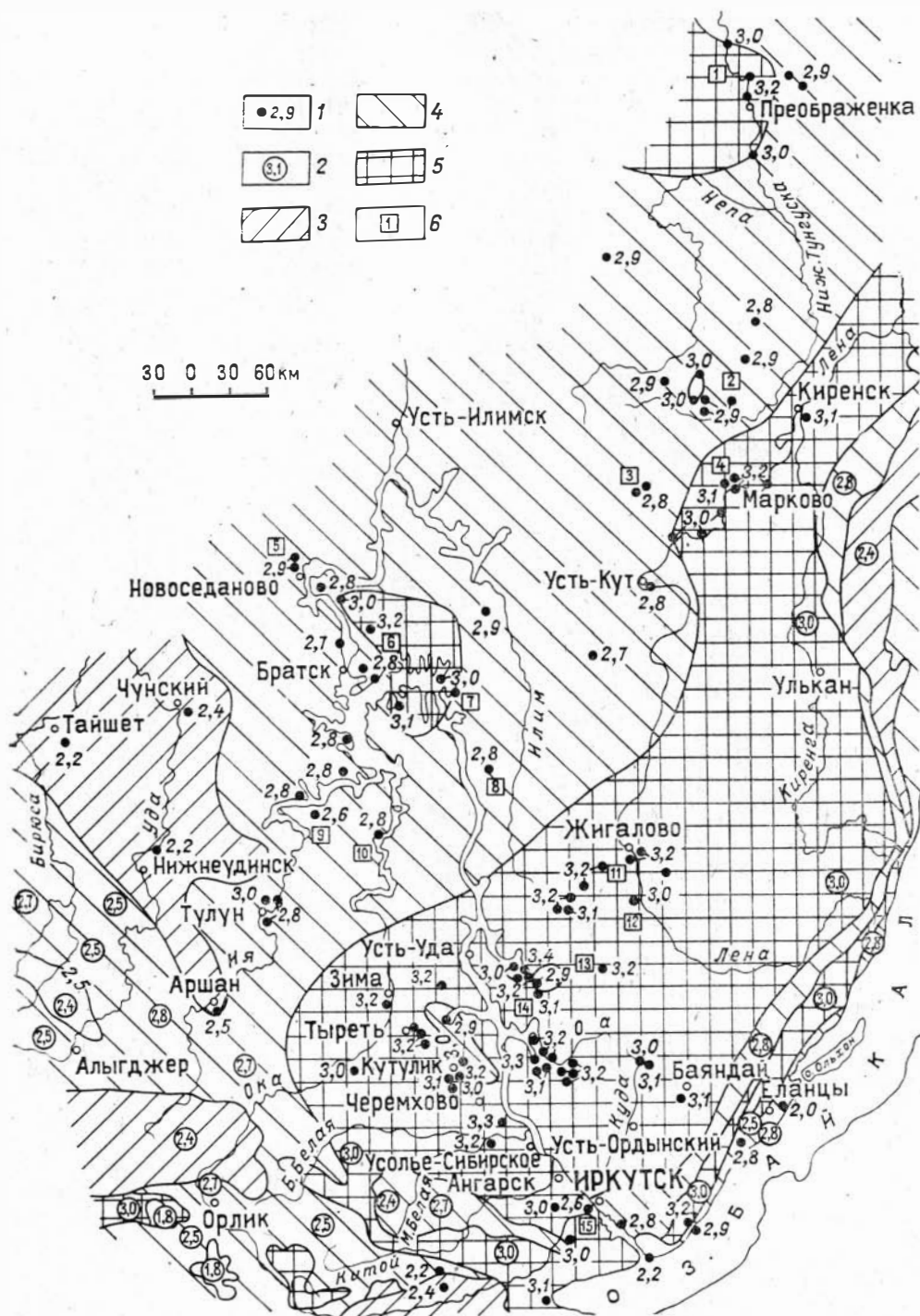


Рис. 3.31. Теплопроводность верхних горизонтов земной коры юго-западных районов Сибирской платформы (Вт/(м·К)).

1 — теплопроводность изученного разреза в пункте наблюдений; 2 — предполагаемая теплопроводность по результатам интерпретации геологических данных и тепловых свойств; 3—5 — региональные значения теплопроводности: 3 — менее 2,5, 4 — от 2,5 до 3,0, 5 — более 3,0; 6 — участки детальных исследований тепловых свойств горных пород (1 — Преображенский, 2 — Ярактинский, 3 — Верхнетирский, 4 — Марковский, 5 — Ковинский, 6 — Кутурминский, 7 — Южный, 8 — Чорский, 9 — Добчурский, 10 — Устьадинский, 11 — Знаменский, 12 — Коркинский, 13 — Христофоровский, 14 — Шамаковский, 15 — Иркутский).

Средние величины геотермических параметров в

Геологические структуры	Кол-во определе- ний (n)	Геотермический градиент g , мК/м			
		от—до	$g_{\text{ср}}$	S_X	$S_{\bar{X}}$
Непский свод и зона Непских дислокаций	16	7—17	9	3,1	1,6
Краевые поднятия и впадины	13	8—16	12	2,6	1,4
Усть-Кутское, Марковское и Киренское поднятия	9	9—20	13	3,8	2,6
Братское поднятие	14	11—18	14	2,4	1,3
Зона Верхнеангарских дислокаций	24	8—22	13	5,1	2,0
Саяно-Енисейская и Ангарская синеклизы	10	12—24	16	3,7	2,4
Жигаловское поднятие	7	12—19	14	2,4	1,8
Вся территория	93	7—24	12,7*	3,5	1,8

Примечание. $g_{\text{ср}}$, $\lambda_{\text{ср}}$, $q_{\text{ср}}$ — средние значения величин; S_X — стандартное отклонение величин геотермических параметров по всему региону.

части амфитеатра (в зоне развития палеорифтов) и в Саяно-Енисейской синеклизе, где величины потока в основном выше 40 мВт/м². Локальные аномалии с тепловым потоком более 40—50 мВт/м² наблюдаются в сводовых частях антиклинальных структур осадочного чехла, которые нередко являются соляными куполами и осложнены тектоническими нарушениями (Ярактинская, Марковская, Усть-Кутская, Седановская, Тутурская, Нукутская и другие аномалии). На крыльях этих антиклинальных структур величины потоков резко уменьшаются до 30 мВт/м² и менее, как это наблюдается вокруг Ярактинской, Марковской и им подобных структур.

Низкие тепловые потоки характерны также для краевых поднятий и прогибов Иркутского амфитеатра и южной части Непско-Ботубинской антеклизы (см. рис. 3.32).

Распределение теплового потока обусловлено преимущественно геолого-структурными особенностями осадочного чехла и связанными с ними неоднородностями теплофизического разреза, а также переносом тепла подземными водами в условиях Ангаро-Ленского артезианского бассейна, охватывающего весь рассматриваемый регион. В областях питания этого бассейна (краевые поднятия) величины потоков понижены, в зонах разгрузки рассолов на антиклинальных поднятиях — повышены [Лысак, 1968, 1977].

В северо-восточной части региона геотермические аномалии приурочены к сводовым частям Ярактинского и Марковского поднятий, которым присущи интенсивная трещиноватость карбонатных пород и сокращенная в 2—3 раза мощность галогенных осадков. При вскрытии скважинами разломных зон — проводящих каналов для разгрузки глубоко залегающих подземных рассолов [Пиннекер, 1968] — происходил периодический самоизлив подземных вод, температура которых уже на глубинах 150—300 м достигала 30—40°C, хотя во вмещающих породах на этой глубине она не более 10—15°C. Подобный подток наблюдался и в нарушенных сводовых частях Жигаловского, Усть-Кутского и Нукутского поднятий.

По-видимому, повышенный разогрев подземных рассолов на этих участках вызван не только наличием здесь локальных геотермических аномалий, о чем уже сообщалось, но и привнеском термальных вод из трещиноватых зон фундамента. Косвенным доказательством такого привноса является снижение в 1,5—2 раза на этих участках минерализации хлоридных натриевых рассолов по сравнению с окружающими районами [Лысак, 1968, 1983а, б; Дзюба, 1971; Лысак, Зорин, 1976].

юго-западных районах Сибирской платформы

Теплопроводность λ , Вт/(м·К)				Тепловой поток, мВт/м ²			
от-до	$\lambda_{\text{ср}}$	S_X	$S_{\bar{X}}$	от-до	$q_{\text{ср}}$	S_X	$S_{\bar{X}}$
2,8—3,2	2,9	0,1	0,05	21—51	28	9,7	4,9
2,5—3,3	3,0	0,23	0,12	26—48	35	7,0	3,8
2,8—3,2	3,1	0,14	0,1	27—56	37	10,0	6,8
2,6—3,1	2,8	0,12	0,06	32—48	39	6,0	3,2
2,9—3,4	3,2	0,125	0,05	25—64	40	9,4	3,8
2,2—3,0	2,7	0,32	0,2	34—50	43	6,8	4,2
3,1—3,3	3,2	0,06	0,04	39—60	45	7,0	5,6
2,2—3,4	3,0 *	0,15	0,08	21—60	38 *	8,2	4,4

нение; $S_{\bar{X}} = 2S_X \sqrt{n}$ — доверительный интервал определения среднего. Звездочкой отмечены сред-

О вариациях тепловых потоков можно судить не только по их значениям на поверхности, но и по изменениям этих величин по вертикали, по мере приближения к подошве осадочного чехла. Для этого был сделан геотермический срез по кровле мотской свиты, венчающей венд-нижнепалеозойский комплекс осадочных пород, с которым связаны основные перспективы нефтегазоносности Иркутского амфитеатра.

Названный комплекс представляет собой ритмичное чередование в нижней части разреза терригенных пород — алевролитов, аргиллитов, песчаников, имеющих более низкую теплопроводность (менее 2—2,5 Вт/(м·К)), чем перекрывающие их галогенно-карбонатные породы (более 3,0—3,5 Вт/(м·К)). Поэтому по мере приближения к кристаллическому фундаменту теплопроводность в этом комплексе чаще всего уменьшается, а величины геотермических градиентов и тепловых потоков вблизи фундамента значительно больше, чем в вышележащих толщах: геотермические градиенты в основном выше 20—25 мК/м (иногда 30 мК/м), а тепловые потоки — более 60—80 мВт/м² [Дорофеева, Лысак, 1983].

Наличие в нижней части разреза толщ с низкой теплопроводностью, перекрытых хорошо проводящими тепло слоями, создает условия геотермической закрытости, возможно, благоприятные для накопления залежей нефти. Этому способствуют повышенные величины геотермических градиентов и тепловых потоков, а также гидродинамические особенности региона, обуславливающие аномальные пластовые давления и оказывающие влияние на динамику углеводородных залежей [Фукс, Савинцев, 1981]. Поэтому выявленные геотермические аномалии хорошо совпадают с прогнозной схемой распространения коллекторов на юге Сибирской платформы.

Теплогенерация и температуры в земной коре. Существует мнение [Дучков, Соколова, 1974а; Лысак, Зорин, 1976], что тепловой поток южных районов Сибирской платформы в значительной степени обеспечивается радиогенным теплом, а доля мантийного теплового потока вряд ли превышает 30%. Чтобы доказать или опровергнуть это предположение, были проведены специальные исследования по определению теплогенерации горных пород и составлена радиогенная модель земной коры.

Теплогенерация (A , мкВт/м³) в горных породах рассчитывалась по формуле (3.4).

Для территории юго-запада Сибирской платформы среднее значение теплогенерации рассчитано для всего осадочного чехла по обобщенному геологическому разрезу, который построен с учетом материалов глубо-

Средняя теплогенерация основных разновидностей горных пород осадочного чехла Сибирской платформы

Породы	Юго-запад Сибирской платформы		Сибирская платформа по А. А. Смыслову и др. [1979]		Породы	Юго-запад Сибирской платформы		Сибирская платформа по А. А. Смыслову и др. [1979]	
	распространенность, %	А, мкВт/м ³	распространенность, %	А, мкВт/м ³		распространенность, %	А, мкВт/м ³	распространенность, %	А, мкВт/м ³
Доломиты	23,7	1,21			Аргиллиты	5,9	1,74		
Доломито-ангидриты	3,8	0,8 *			Мергели	7,9			
Известняки	16,1	1,06	35	0,69	Глины, глинистые сланцы			30	1,39
Каменная соль	17,9	0,35 *			Битуминозные аргиллиты			<1	10,03
Песчаники	13,8	1,99	30	1,61					
Алевролиты	11,0	2,22							
					Среднее		1,31		1,13

Примечание. Звездочкой отмечены значения параметров, рассчитанные с учетом данных А. А. Смылова и др. [1979].

кого бурения ПГО «ВостСибнефтегазгеология» и «Иркутскгеофизика» [Дорофеева, 1983]. Средняя величина A оказалась равной 1,3 мкВт/м³ (табл. 3.15). Она близка к среднему значению теплогенерации в осадочном чехле всей Сибирской платформы по данным А. А. Смылова и др. [1979].

Следует отметить, что полученное значение теплогенерации неплохо согласуется с результатами по Восточно-Европейской и Северо-Американской платформам [Кутас, 1978].

Таким образом, для всего осадочного чехла Иркутского амфитеатра, имеющего среднюю мощность 4 км, значение теплогенерации принималось постоянным и равным 1,3 мкВт/м³. В кристаллической коре, под осадочным слоем, принято экспоненциальное изменение теплогенерации (рис. 3.33) с глубиной z :

$$A(z) = A_0 \cdot \exp(-z/D), \quad (3.21)$$

где A_0 — величина интенсивности теплогенерации на поверхности; D — характеристическая глубина «активного» слоя, в котором преимущественно распространены радиоактивные элементы. Параметр D варьирует для разных тектонических провинций от 7 до 12,5 км [Чермак, 1982; Наак, 1983]. В наших расчетах значение D принималось постоянным и равным 10 км.

Вертикальное изменение теплосодержания показывает, что основная доля тепла, поступающего за счет распада радиоактивных элементов, генерируется в пределах первых 20 км земной коры. В нижней части коры интенсивность теплогенерации резко снижается — от 0,2 до 0,02—0,03 мкВт/м³.

Для расчета температур в земной коре необходимо знать и изменение теплопроводности горных пород по ее разрезу с учетом термобарических условий их залегания.

Р. П. Дорофеева определила глубинную теплопроводность исследуемого разреза, учитывая изменения температуропроводности ($k \cdot 10^{-8}$, м²/с), удельной теплоемкости (c , ккал/(кг·К)) и плотности (ρ , г/см³) слагающих его горных пород и используя для расчетов известную формулу

$$\lambda = k \cdot \rho \cdot c, \quad (3.22)$$

Предполагается, что вещественный состав глубинных горизонтов земной коры представлен «гранитно-метаморфическим» слоем в верхней

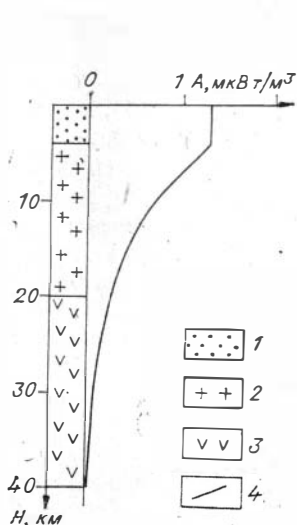


Рис. 3.33. Изменение радиогенного тепловыделения в горных породах по разрезу земной коры юго-западных районов Сибирской платформы.

1—3 — слои: 1 — осадочный, 2 — «гранитно-метаморфический», 3 — «базальтовый»; 4 — кривая изменения тепловыделения.

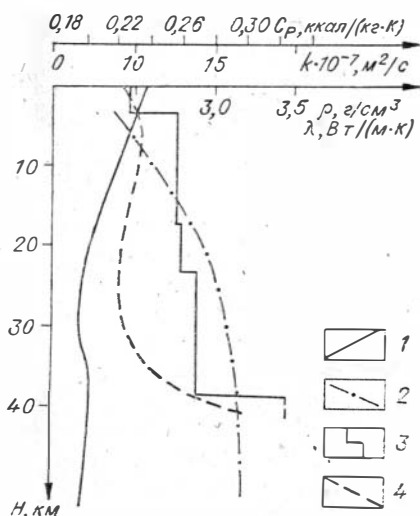


Рис. 3.34. Изменение тепловых свойств и плотности пород по разрезу земной коры юга Восточной Сибири.

1 — температуропроводность; 2 — удельная теплоемкость; 3 — плотность; 4 — теплопроводность.

части коры, породами гранулитовой фации метаморфизма в ее нижней части и ультраосновными породами в верхней мантии.

По данным Б. Майсена, А. Бетчера [1979], Р. Шваба [Schwab, 1974], давление на глубине 20 км достигает 5 кбар, а на границе Мохо — 10 кбар. Соответствующие этим глубинам расчетные температуры составляют 550 и 700 К [Дучков, Соколова, 1974а; Дорофеева, 1983] и хорошо согласуются с данными Т. С. Лебедева и др. [1979], хотя Р. Шваб приводит более высокие температуры на этих глубинах.

Распределение температуропроводности в земной коре и верхней мантии изучали У. Зайпольд и В. Гутзайт [Seipold, Gutseit, 1982]. Они выделили области изменения этого параметра для гранитов, гранулитов, дунитов. По их модели получена обобщенная кривая изменения $k = f(z)$, которая характеризуется постепенным уменьшением температуропроводности до глубин около 30 км, затем небольшим (на 12%), но быстрым увеличением к почти постоянному значению $73 \cdot 10^{-8} \text{ м}^2/\text{с}$ (рис. 3.34).

Значения удельной теплоемкости (имеется в виду c_p — удельная теплоемкость при постоянном давлении) в температурном диапазоне от 373 до 1000 К взяты из работы В. Я. Леонидова [1967] (см. рис. 3.34).

Чтобы определить величину теплопроводности λ , еще необходим плотностной разрез земной коры, который можно получить по скоростям сейсмических волн. Уравнение связи между плотностью ρ и скоростью продольных упругих волн V_p , предложенное в работе С. Г. Семеновой [1978], имеет вид

$$\rho = 0,929 + 0,292 \cdot V_p \quad (3.23)$$

при коэффициенте корреляции 0,936 (ρ в г/см³, V_p в км/с). Это уравнение позволяет получить плотностную характеристику всего разреза земной коры с учетом средних скоростей в пласте и граничных — на границах слоев.

Скорости сейсмических волн для рассматриваемого региона получены по данным ГСЗ [Крылов и др., 1981]. Они использовались для построения плотностного разреза, который имеет ступенчатый вид с увеличивающимся размером «ступенек» по мере приближения к подошве коры (см. рис. 3.34, график 3).

Расчет показывает (см. рис. 3.34, график 4), что в верхней части земной коры, примерно до 30 км, теплопроводность ее вещества изменяется сравнительно мало, в пределах 2,3—2,5 Вт/(м·К). Глубже, в низах коры, прогнозируется увеличение λ до 2,7—2,8 Вт/(м·К) и затем резкое возрастание в верхней мантии до 3,2—3,3 Вт/(м·К) и, возможно, более. Это увеличение связано с резким изменением скоростей сейсмических волн в низах и верхней мантии (с 6,4 до 8,1 км/с) и обусловлено сменой вещественного состава разреза — преобладанием ультраосновных пород (эклонгита, амфиболита), у которых высока теплопроводность породообразующих минералов.

Анализ оценки суммарной погрешности определения коэффициента теплопроводности, которая складывается из погрешностей всех сомножителей формулы (3.22), приводит к выводу, что максимальную погрешность вносит коэффициент температуропроводности. В целом ошибка в определении теплопроводности составит $\pm 0,5$ Вт/(м·К) в верхней части коры и $\pm 0,3$ Вт/(м·К) — в нижней.

С помощью такой модели была определена теплопроводность геофизических слоев, выделяемых в разрезе земной коры по данным ГСЗ, которая в последующем использовалась для оценки глубинных температур.

Геотермический метод позволяет рассчитать температуры по разрезу земной коры, если известны величины теплового потока на ее поверхности, теплопроводность и теплогенерация геофизических слоев и их мощность (см. главу 5, § 1).

Полагая, что тепловое поле южных районов Сибирской платформы стационарно, в земной коре отсутствуют дополнительные источники тепла, кроме радиоактивных, а тепло передается только кондуктивным путем, для температурных расчетов можно использовать формулу, полученную для горизонтально-слоистых стабильных тектонических областей [Pollack, 1965]:

$$T_n = T_{n-1} + \frac{1}{\lambda_n} \left\{ (z_n - z_{n-1}) \left[q - \sum_{i=0}^{n-1} A_i (z_i - z_{i-1}) \right] - A/2 (z_n - z_{n-1})^2 \right\}, \quad (3.24)$$

где T_n и T_{n-1} — температуры на подошве n -го и $n-1$ -го слоев; λ_n — теплопроводность n -го слоя; $(z_n - z_{n-1})$ и $(z_i - z_{i-1})$ — мощности n -го и i -го слоев; q — тепловой поток, наблюдаемый на поверхности; A_n и A_i — теплогенерации в n -м и i -м слоях.

С учетом предложенных выше моделей теплогенерации и теплопроводности (см. рис. 3.32 и 3.33) были рассчитаны температуры в земной коре и определено положение глубинных изотерм на западном фланге сейсмического профиля Усть-Уда — Хилок, который пересекает южную часть региона на протяжении свыше 250 км [Крылов и др., 1981]. Тепловой поток в зоне этого профиля осреднен методом «скользящего окна», имеющего размер 40×80 км. Ширина «окна» ориентирована по простиранию профиля и соответствует средней мощности земной коры в регионе, равной 40 км. Длина «окна» перпендикулярна простиранию профиля и охватывает по 40 км с обеих его сторон.

Глубинное строение рассматриваемого геотраверса и величины теплового потока в его зоне показаны на рис. 3.35. Средний тепловой поток в этой зоне составляет 40 мВт/м².

Результаты расчета глубинных температур показывают, что на подошве осадочного слоя (Ф) температуры близки к 50°C (изменяются от 40 до 70°C), на глубинах I отражающего слоя — около 230°C (от 205 до 258°C), на глубинах II отражающего слоя — 280°C (от 249 до 331°C), а на подошве земной коры они достигают 400°C. Можно полагать, что на тех участках, где величины тепловых потоков выше 40—50 мВт/м² (см. рис. 3.32), температуры на поверхности Мохо могут увеличиваться до 450—500°C. Аналогичные результаты для этой территории получены А. Д. Дучковым и Л. С. Соколовой [1974а].

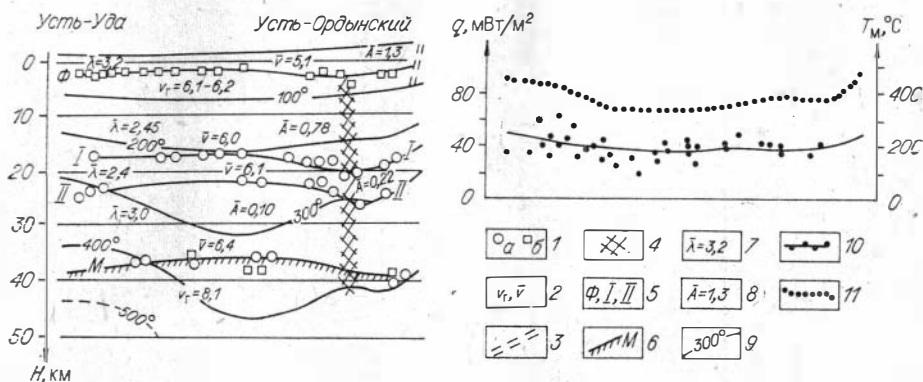


Рис. 3.35. Геофизический разрез земной коры юго-западной части Сибирской платформы (фрагмент геотраверса Усть-Уда — оз. Байкал — Хилок).

а — профиль ГСЗ [Крылов и др., 1981]: 1 — глубины по отраженным (а) и преломленным (б) волнам; 2 — граничная и средняя скорости сейсмических волн, км/с; 3 — близповерхностный разлом; 4 — зона глубинного разлома; 5 — преломляющие или отражающие горизонты в земной коре (Ф — фундамент платформы, I и II — внутрикоровые отражающие границы); 6 — разлом Моховичича; 7—9 — геотермические данные: 7 — средняя теплопроводность, Вт/(м·К), 8 — средняя теплогенерация, мкВт/м², 9 — расчетные изотермы, °С.
б — распределение теплового потока и температуры на подошве коры: 10 — измеренный (точки) средний (линия) тепловой поток в зоне влияния геотраверса, мВт/м²; 11 — температуры на подошве земной коры, °С.

Несмотря на то, что вариации расчетных температур на поверхности мантии составляют $\pm 40^\circ\text{C}$, по всей вероятности, граница Мохо неизометрична. Этот вывод следует из анализа рис. 3.35.

Сравнительно низкие и стабильные значения тепловых потоков и температуры в земной коре рассматриваемого региона хорошо коррелируют с другими геолого-геофизическими данными: слабой изрезанностью рельефа, асейсмичностью, мощным магнитным слоем и большими глубинами залегания слоев повышенной электропроводности, нормальными скоростями сейсмических волн на поверхности Мохо, мощной литосферой, дофанерозойским возрастом формирования континентальной коры и ее слабой активизацией в более поздние геологические эпохи.

Тектоническая стабильность юга Сибирской платформы и величины геотермических параметров на ее территории позволяют считать этот регион своеобразным эталоном стационарного геотермического поля [Lysak, 1984].

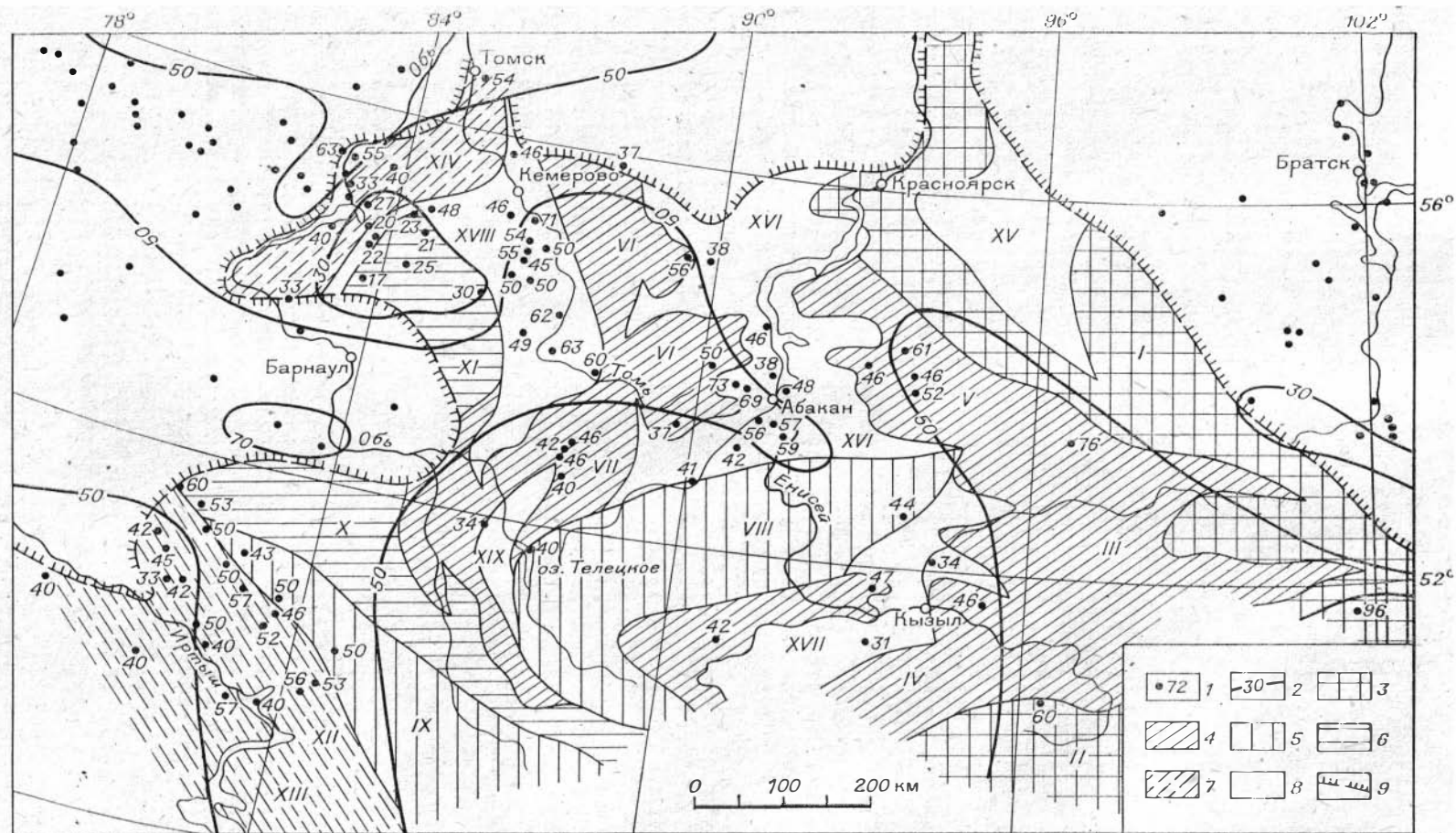
Глава 4

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ СИБИРИ

В данной главе рассматриваются результаты геотермических исследований в пределах южного горного обрамления Сибири: в Алтае-Саянской складчатой области и Байкальском регионе. Восточная территория Сибири — горно-складчатый Верхояно-Колымский пояс, характеризующийся по незначительному количеству измерений аномально высоким тепловым потоком, — описана фрагментарно в главе 2.

§ 1. ТЕПЛОВОЙ ПОТОК АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ГОРНО-СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Геотермическая изученность Алтае-Саянской области. Величина теплового потока определена в 90 пунктах Алтае-Саянской области (примерно 240 скважин), расположенных во всех ее крупных структурах [Каталог..., 1985]. Все его оценки выполнены ИГиГ СО АН СССР. Осно-



вой определений потока являлся специальный термокаротаж выстоявшихся скважин, а для характеристики теплового поля межгорных впадин использовались термограммы ОГГ и оценки теплопроводности по литературным источникам. Большинство геотермических исследований — «сухопутные», небольшой объем измерений выполнен на Телецком озере автономным термографом.

Обычно на каждом участке изучалось 2—3 скважины. Сопоставление повторных и контрольных измерений позволило оценить среднюю точность определения теплового потока в $\pm (5-10)\%$, или $\pm (3-6)$ мВт/м².

Средняя глубина изученных здесь скважин в целом значительно меньше, чем в пределах Западно-Сибирской плиты, — 300—400 м. Большое количество скважин имеют глубину до 200 м, и только в межгорных прогибах скважины превышают 2 км.

В геотермическом отношении наиболее изучены в Алтае-Саянской области Кузнецкий и Южно-Минусинский прогибы, Рудный Алтай и некоторые другие районы (рис. 4.1). До сих пор крайне мало определений теплового потока в пределах Горного Алтая, Западного Саяна, Тувы.

Распределение геотермического градиента. Средние геотермические градиенты (g) в отдельных разрезах Алтае-Саянской области изменяются в широких пределах — от 7 до 39 мК/м, их среднее значение для всей области составляет 19 ± 5 мК/м. Гистограмма значений g приведена на рис. 4.2. Для межгорных прогибов характерен более высокий температурный градиент, нежели для горных районов, — 21 против 17 мК/м. Наиболее низкие значения g (7—10 мК/м) наблюдаются в пределах Салаирского антиклинория (в метаморфических и изверженных породах) и Горловского орогенного прогиба (в песчано-глинистых отложениях). Аномально высокие значения градиента (более 25 мК/м) отмечаются в скважинах многих участков Кузнецкого и Южно-Минусинского прогибов (в основном песчаники и алевролиты карбона и девона), а также в пределах Колыванского гранитного массива под г. Новосибирском (Томь-Колыванская складчатая зона).

Поскольку для изучения геотермических параметров широко использовались неглубокие скважины (первые сотни метров), то при обработке данных по горным районам особое значение приобретает учет влияния поверхностных факторов, к которым, на наш взгляд, следует отнести нерегулярности земного рельефа, движение подземных вод как в зонах трещиноватости, так и в слое активного водообмена, затем вариации температуры на дневной поверхности (пространственные и временные), современные движения земной коры. Нами уже неоднократно на примере Алтае-Саянской области и других районов южного горного обрамления Сибири рассматривались вопросы методики расчета соответствующих поправок к наблюдаемым значениям геотермического градиента и теплового потока [Любимова и др., 1973; Дучков, Соколова, 1974а]. Реальному учету в большинстве случаев практически поддается лишь влияние нерегулярностей рельефа, известны также попытки оценить воздействие на тепловое поле современного прогибания или подъема территории, а также вариаций температуры поверхности Земли, вызванные разной экспозицией склонов, характером растительности. Однако достоверность таких оценок обычно неясна, так как исходные данные (сведения о скоростях современных движений, параметрах аномалий поверхностной температу-

Рис. 4.1. Карта теплового потока Алтае-Саянской складчатой области.

1 — пункты определения теплового потока и их значение, мВт/м²; 2 — изолинии теплового потока, мВт/м²; 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 раннегерцинской (Д_а — С_д) складчатости, 7 — зоны герцинской складчатой системы, 8 — герцинские краевые и межгорные прогибы; 9 — границы Алтае-Саянской области. Тектонические структуры: I — Восточно-Саянский антиклинорий, II — Сангиленский массив, III — Восточный Тувинский массив, IV — Восточный Танну-Ола, V — Сисмо-Казырская зона Восточного Саяна, VI — Кузнецкий Алатау, VII — Горная Шория; зоны: VIII — Западного Саяна, IX — Чарышско-Теректинская, X — Анушко-Чуйская, XI — Салаирская, XII — Рудного Алтая, XIII — Калбинская, XIV — Томь-Колыванская; прогибы: XV — Рыбинский, XVI — Минусинский, XVII — Тувинский, XVIII — Кузнецкий.

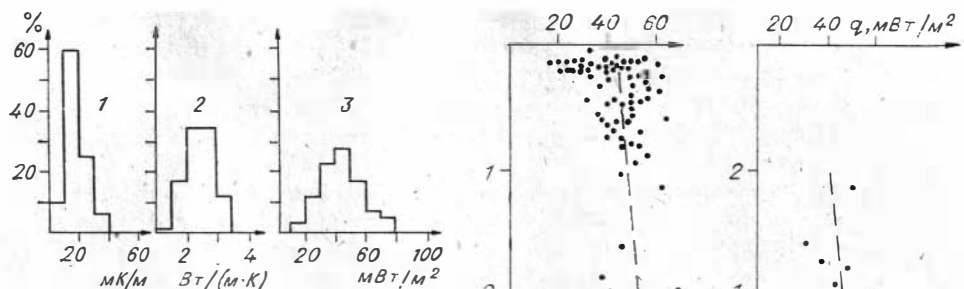


Рис. 4.2. Гистограммы основных геотермических параметров Алтае-Саянской области (1 — геотермического градиента, $n = 90$; 2 — теплопроводности горных пород, $n = 67$; 3 — теплового потока, $n = 90$).

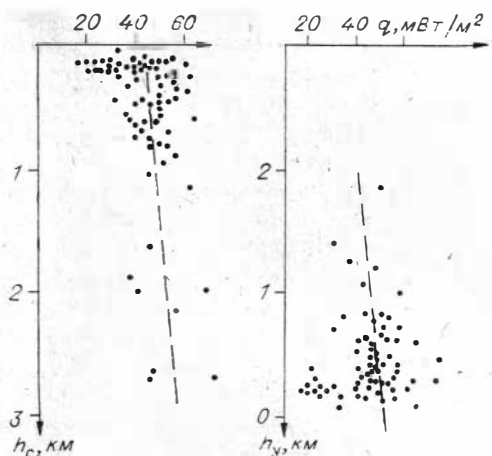


Рис. 4.3. Сопоставление значений теплового потока с глубиной (h_c) и альтитудой устья (h_y) скважины (штриховые прямые — линии регрессии).

ры и т. д.) обычно точно неизвестны. В целом, однако, соответствующие поправки для условий Алтае-Саянской области должны быть невелики — до 20% в среднем [Каталог..., 1985] в районах со сложным рельефом. Это подтверждается, в частности, сопоставлением значений теплового потока с глубиной скважин (h_c) и альтитудой их устьев (h_y), выполненным на рис. 4.3. При существенном влиянии поверхностных факторов и неполном учете этого влияния между сравниваемыми величинами следует ожидать появление заметной корреляции. Реально можно говорить лишь о весьма слабой тенденции увеличения q с ростом глубины скважин и об уменьшении их альтитуды, причем градиент изменения q не превышает 4–5 мВт/м² на 1 км, т. е. в пределах точности измерений.

Теплопроводность пород. К настоящему времени выполнено порядка 1700 измерений коэффициента теплопроводности (λ) разнообразных горных пород из разрезов Алтае-Саянской области. В изученной коллекции образцов представлены песчано-глинистые осадочные породы С–D из межгорных и краевых прогибов и метаморфические и магматические породы разного состава и возраста (в основном палеозойские), эффузивы. Измерения выполнялись на приборах А-25, тепловом компараторе, ИТ-λ-400, установке зондового импульсного метода [Моисеенко и др., 1970; Дучков, Соколова, 1974а; Калинин и др., 1983]. На рис. 4.2 приведена гистограмма распределения значений λ . В ней собраны, как и в случае g , не единичные измерения теплопроводности, а средние значения этого параметра по разрезам исследованных скважин [Каталог..., 1985].

Среднее значение теплопроводности пород Алтае-Саянской области составляет $2,5 \pm 0,2$ Вт/(м·К). Осадочные разрезы межгорных прогибов разного возраста (от перми до девона) характеризуются средней теплопроводностью порядка 2,2 Вт/(м·К), а магматические и метаморфические — 2,5–2,6 Вт/(м·К), т. е. различие между ними не превышает 20%. Соответственно можно ожидать, что структура фундамента прогибов мало влияет на характер распределения теплового потока. Существенных закономерностей в изменении теплопроводности приповерхностного слоя пород по территории области не выявлено.

В табл. 4.1 собраны сведения о теплопроводности различных пород Алтае-Саянской области, значения λ которых изменяются от 0,2–0,4 (каменные угли из угленосных отложений Р–С) до 4–5 Вт/(м·К) (доломиты, рудные скарны, туфопесчаники и др.). Средняя же теплопроводность отдельных изученных разрезов изменяется в меньших пределах — от 1,5 (песчано-глинистые породы Бейской мульды в Южно-Минусинской впадине) до 3,5 Вт/(м·К) (кристаллические сланцы Салаирского антиклинария).

Теплопроводность пород Алтае-Саянской области

Порода, возраст	Кол-во образцов	Коэффициент теплопроводности, Вт/(м·К)		
		пределы изменения	среднее значение	стандартное отклонение
Граниты, PZ	90	1,8—3,3	2,3	0,3
Диориты, гранодиориты, диабазы, габбро-диориты, PZ	115	1,3—3,5	2,2	0,5
Спеллиты, PZ	30	1,8—3,4	2,4	0,7
Гарцбургиты, PZ	24	2,2—3,9	3,0	0,2
Серпентиниты, PZ	4	2,4—3,5	3,2	
Эффузивные породы (порфиры, альбитофиры, кератофиры, амфиболиты), PZ	342	1,6—4,1	2,4	0,6
Кварцевые порфиры, D	13	2,5—3,5	3,1	
Скарны, D — Є	56	1,8—3,1	2,6	0,4
Магнетитовые руды, магнетитовые скарны, Є	38	2,3—4,6	3,0	0,7
Туфы разного состава, туфобрекчии, D — Є	40	1,5—3,2	2,4	0,4
Роговики, PZ	46	1,7—3,8	2,2	0,4
Сланцы кристаллические, туфосланцы, D — Є	106	1,5—4,0	2,6	0,7
Доломиты, Є	26	2,5—4,0	3,3	0,9
Известняки, мраморы, Є — D	102	1,7—3,8	2,5	0,5
Туфопесчаники, туфоалевролиты, туфогравелиты, туфоконгломераты, PZ	16	2,0—4,7	2,8	0,8
Алевропелиты, D	8	1,9—4,4	3,1	
Песчаники, D — Є	72	1,9—2,8	2,4	0,3
P — C	32	1,7—2,2	1,8	0,3
Алевролиты, D — Є	71	1,5—3,2	2,1	0,4
P — C	25	1,1—2,5	1,8	0,4
Аргиллиты, D — Є	26	2,1—2,7	2,3	0,7
P — C	12	0,9—2,7	1,7	
Конгломераты, гравелиты, Є, J	12	1,7—3,1	2,5	
Каменные угли, P — C	6	0,1—0,6	0,2	

Теплопроводность осадочных пород определяется в основном их литологическим составом и степенью литификации. Меньшее значение имеют минералогический и гранулометрический составы. Соответственно наблюдается прямая связь между λ и плотностью (пористостью) пород. Так, например, метаморфизованные песчаники, алевролиты и аргиллиты кембрия характеризуются средними значениями плотности — 2,7 г/см³ и теплопроводности — 2,3 Вт/(м·К) (169 образцов), а такие же породы, но менее метаморфизованные из отложений пермо-карбона имеют более низкие значения тех же параметров — 2,5 г/см³ и 1,8 Вт/(м·К) (69 образцов).

В связи с высокой пористостью осадочных пород их теплопроводность существенно изменяется при изменении влажности. Поэтому недонасыщение пород водой при лабораторных измерениях теплопроводности может существенно отразиться на оценке λ . В целом для осадочных пород Алтае-Саянской области при полном их водонасыщении характерно увеличение λ на 20—30%. Возможен и существенный разброс значений λ . Так, для аргиллитов, алевролитов, песчаников и углей пермо-карбонных отложений Южно-Минусинской впадины отношение теплопроводностей водонасыщенных и сухих образцов изменяется от 1,1 до 2,0.

Вулканогенно-осадочные породы обладают более высокой теплопроводностью по сравнению с осадочными. Так, например, λ кремнистых туфопесчаников достигает в среднем 4,4 Вт/(м·К), а алевропелитов — 3,1 Вт/(м·К). Вулканические туфы имеют теплопроводность, близкую к осадочным породам, что, видимо, связано с повышенной кавернозностью туфов.

Основная группа магматических и метаморфических пород Алтае-Саянской области характеризуется близкой теплопроводностью в пре-

делах 2—3 Вт/(м·К). Разброс λ в этой группе пород определяется минералогическим составом и степенью их метаморфизма (уплотнение, окварцевание, пиритизация и т. д.). Магматические породы среднего состава по теплопроводности мало отличаются от гранитоидов, ультраосновные же породы имеют более высокую теплопроводность (гарцбургиты, серпентиниты). Насыщенность кремнеземом приводит в целом к росту λ , с этим, видимо, связана более высокая теплопроводность кварцевых порфиров по сравнению с другими эффузивами. К повышению теплопроводности приводят процессы доломитизации и метасоматоза, особенно при формировании рудных залежей. Для магматических и метаморфических пород зависимость λ от возраста пород и от плотности не наблюдается.

В большой степени теплопроводность пород Алтае-Саянской области определяется структурными неоднородностями и анизотропией. Так как измерения λ обычно ведутся на образцах сравнительно малого размера, то структурная неоднородность (включения веществ с контрастной теплопроводностью — пирита, магнетита, кварца, каменного угля) может быть причиной большой погрешности при оценке средних значений теплопроводности. Поэтому важно при изучении теплопроводности существенно неоднородных пород обеспечить массовое измерение параметра по объему образца. Появившаяся в последние годы новая аппаратура [Калинин и др., 1983; Попов и др., 1983] позволяет довольно просто это осуществить.

При проведении работ нами выполнено большое количество измерений λ для одних и тех же образцов самых разнообразных пород. Сравнение результатов таких измерений показывает в ряде случаев их существенное расхождение (до 100%). Однако для большей части коллекции различие не превышает 10%. Следует заметить, что именно указанный фактор определяет погрешность измерения теплопроводности горной породы, а не аппаратурные ошибки.

Сопоставление значений геотермического градиента и коэффициента теплопроводности. Рассмотренные выше значения g и λ использованы для оценки теплового потока Алтае-Саянской складчатой области. Перед анализом распределения теплового потока полезно сопоставить эти параметры для всей области. Это выполнено на рис. 4.4, где приведены корреляционные диаграммы между g , λ и q . Нетрудно заметить, что между тепловым потоком и теплопроводностью пород корреляция практически отсутствует. Очень слабо связаны геотермический градиент и теплопроводность (коэффициент корреляции порядка 0,6): с ростом λ наблюдается линейное уменьшение g в соответствии с выражением

$$g = 67 - 19,2 \cdot \lambda \quad (\lambda \text{ в Вт/(м·К)}, g \text{ в мК/м}). \quad (4.1)$$

Очень уверенная прямая корреляция (коэффициент корреляции 0,9) наблюдается между значениями q и g . Соответствующее уравнение регрессии представляет прямую вида

$$q = 2,4 \cdot g \quad (q \text{ в мВт/м}^2, g \text{ в мК/м}). \quad (4.2)$$

Таким образом, тепловой поток в Алтае-Саянской области определяется в основном величиной геотермического градиента. Соответственно взаимосвязаны и вариации этих параметров, поэтому можно выполнять их анализ совместно, что и будет сделано при описании q . Выявленная зависимость показывает, что при проведении экспериментов необходимо особое внимание обращать на получение максимально достоверных значений геотермического градиента. В отношении же теплопроводности могут быть использованы ориентировочные ее оценки, например по литературным источникам. Согласно формуле (4.1) средний коэффициент теплопроводности пород верхней части земной коры (мощностью до 2—3 км) Алтае-Саянской области составляет 2,4 Вт/(м·К), что соответствует оцен-

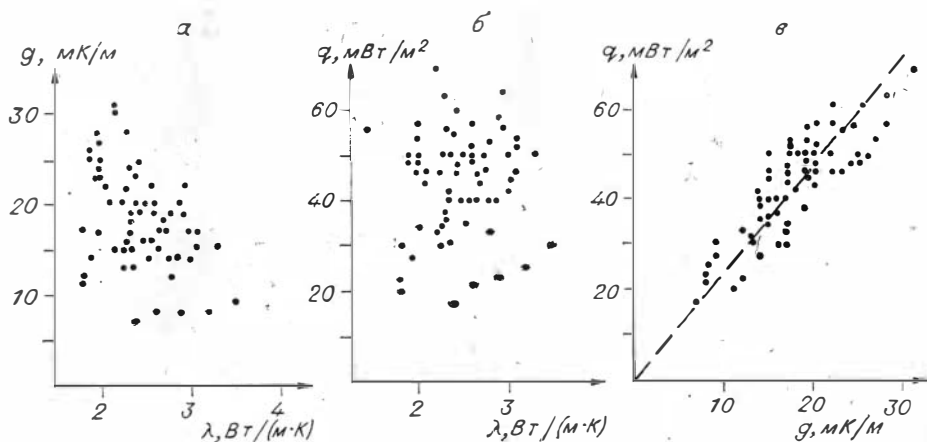


Рис. 4.4. Корреляционные диаграммы для Алтае-Саянской области между геотермическим градиентом и теплопроводностью (а); между тепловым потоком и теплопроводностью (б); между тепловым потоком и геотермическим градиентом (в).

ке этой величины, полученной ранее при непосредственном осреднении результатов измерений λ . Похожие соотношения между q и g получены, например, и для Северной Америки [Negi, Pandey, 1981].

Геотермические исследования на Телецком озере. Методика определения теплового потока через дно Телецкого озера существенно отличается от скважинных измерений, поэтому целесообразно рассмотреть результаты озерных работ более подробно до анализа распределения q в Алтае-Саянской области.

Телецкое озеро расположено в восточной части Горного Алтая. Оно имеет вытянутую руслообразную форму и состоит как бы из широтной и меридиональной частей. Длина озера около 80 км, средняя ширина примерно 3 км, максимальная глубина 325 м.

Наблюдения за температурой воды озера на протяжении многих лет (с 1969 г.) проводятся сотрудниками Телецкой озерной станции. Измерения выполняются глубоководными опрокидывающимися термометрами на ряде наблюдательных вертикалей по всей толще воды обычно с мая по декабрь. Анализ этих данных [Селегей В. В., Селегей Т. С., 1978; Дучков и др., 1980] показал, что вследствие, видимо, конвективного (гравитационного) и ветроволнового перемешивания температура придонной воды (T_1) не сохраняется постоянной даже в наиболее глубоких частях озера. В первом приближении ее вариации (для глубин 200—300 м) можно аппроксимировать синусоидой с годовым периодом и амплитудой $0,8^\circ\text{C}$. Однако имеющихся фактических измерений недостаточно для выявления всех деталей годовых вариаций T_1 .

Для их изучения в районе рейдовой вертикали «Яйлю» (широтная часть озера, расстояние от берега 800 м, глубина озера 220 м) был оборудован пост режимных измерений, в донные илы внедрен зонд с тремя температурными датчиками: датчики I и II располагались на дне, а датчик III — в донных осадках на глубине 1 м [Дучков, Казанцев, 1984]. Показания датчиков снимались сотрудниками Телецкой озерной станции практически ежедневно с мая 1977 по июнь 1979 г. Схема расположения пунктов замеров на озере и результаты измерений приведены на рис. 4.5.

Наблюдаемые кривые являются суперпозицией вариаций температуры с периодами от одного года до нескольких дней. Нетрудно видеть, что характер изменения T_1 заметно отличается от синусоидального. Наиболее примечательны растянутость теплого полупериода с заметным ростом T_1 в конце года и наличие короткопериодных вариаций температуры в августе — ноябре. В донных осадках короткопериодные вариации температуры (T_2) исчезают или сглаживаются, более четко проявляется влия-

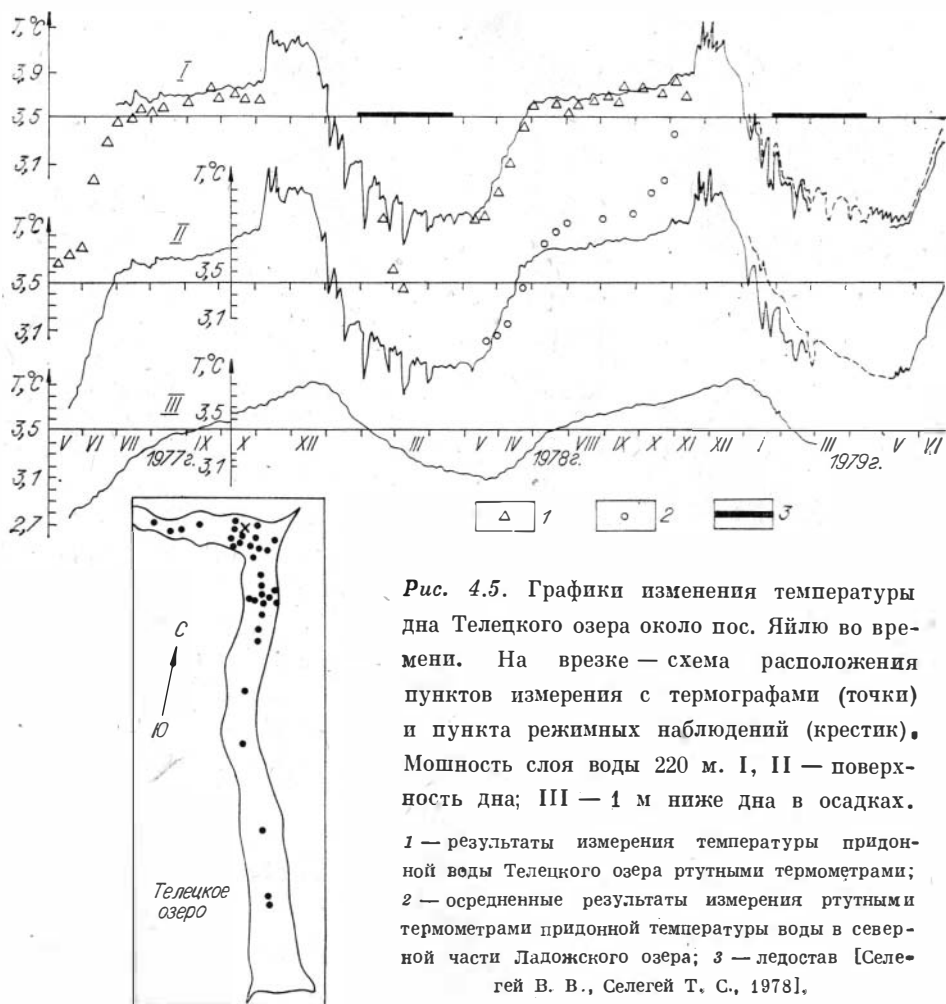


Рис. 4.5. Графики изменения температуры дна Телецкого озера около пос. Яйло во времени. На врезке — схема расположения пунктов измерения с термографами (точки) и пункта режимных наблюдений (крестик). Мошность слоя воды 220 м. I, II — поверхность дна; III — 1 м ниже дна в осадках.

1 — результаты измерения температуры придонной воды Телецкого озера ртутными термометрами; 2 — осредненные результаты измерения ртутными термометрами придонной температуры воды в северной части Ладожского озера; 3 — ледостав [Селегей В. В., Селегей Т. С., 1978].

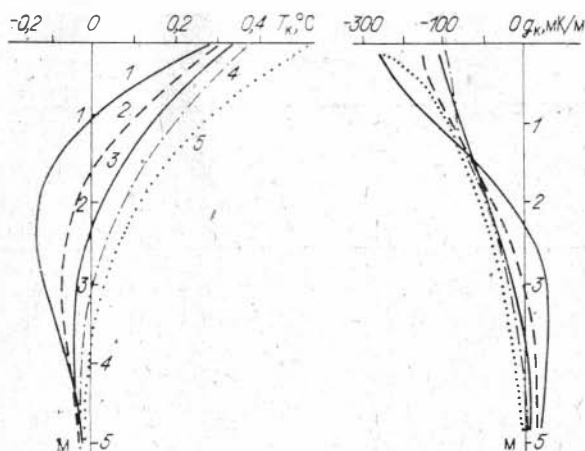
ние годовой составляющей и кривая изменения T_2 приближается к правильной синусоиде с амплитудой порядка $0,4^\circ\text{C}$.

Экспериментально выясненная закономерность изменения температуры придонной воды T_1 была использована для теоретической оценки его влияния на температурный режим донных осадков Телецкого озера [Дучков и др., 1980; Дучков, Казанцев, 1984].

Расчеты позволили установить, что климатические вариации температуры придонной воды Телецкого озера приводят к существенным временным и пространственным изменениям температуры и градиента донных осадков. На рис. 4.6 приведены графики T_K и g_K (климатические составляющие температуры и градиента в осадках) для некоторых месяцев. Нетрудно видеть, что изменения градиента особенно велики в самом верхнем слое осадков (0—2 м), где в основном и проводятся определения величины теплового потока. Так, в интервале 0—1 м величина g_K в течение года изменяется от $+300$ до -300 мК/м. И только на глубине 4—5 м климатические колебания температуры затухают настолько, что ими можно пренебречь при расчете градиента (менее 10 мК/м).

По результатам наблюдений T_1 и T_2 , а также расчетов T_K и g_K можно сделать важный методический вывод о том, что изучение внутриземного теплового потока через дно Телецкого озера и озер, сходных с ним по тепловому режиму, возможно практически лишь в августе — сентябре. Только в этот период температура поверхности дна относительно стабильна, а g_K изменяется линейно с глубиной, мало варьируя во времени

Рис. 4.6. Графики изменения с глубиной климатических составляющих температуры осадков и геотермического градиента в них для июля — ноября. Расчет выполнен по данным режимных наблюдений в 1977 — 1979 гг. (1 — июль, 2 — август, 3 — сентябрь, 4 — октябрь, 5 — ноябрь).



(в пределах ± 10 мК/м). В остальное время года вариации T_1 и g_K более существенны.

Для изучения пространственных вариаций температурного поля осадков Телецкого озера в его пределах были организованы измерения с автономными термографами [Дучков и др., 1980; Дучков, Казанцев, 1984]. Всего выполнено около 60 измерений температуры и геотермического градиента в осадках. Расположение станций схематично указано на рис. 4.5. Глубинный геотермический градиент в донных осадках Телецкого озера оценивается в 40—45 мК/м.

Теплопроводность оценена по 55 образцам донных осадков (в основном желтые алевритовые илы). Она рассчитывалась по влажности илов (W) с помощью соотношения между λ и W , полученного для отложений оз. Байкал [Голубев и др., 1977]:

$$\lambda^{-1} = 0,452 + 0,014 W, \quad (4.3)$$

где W — влажность, %; λ — теплопроводность, Вт/(м·К).

Измерения показали, что W и λ мало изменяются в осадках Телецкого озера. Средняя влажность илов составляет 45%, а теплопроводность — 0,9 Вт/(м·К) (разброс не более 10—15%). Закономерных изменений λ по площади озера не отмечено, что благоприятствует постановке здесь геотермических исследований.

Средний тепловой поток через дно Телецкого озера, рассчитанный по средним значениям геотермического градиента (40—45 мК/м) и теплопроводности донных илов (0,9 Вт/(м·К)), составляет примерно 40 мВт/м². Такая его оценка соответствует имеющимся сведениям о тепловом потоке этой части Алтае-Саянской области, которая, правда, еще недостаточно изучена в геотермическом отношении. Так, ближайший участок определения q по измерениям в скважинах расположен в 50 км на северо-запад от озера, где тепловой поток составляет 34 мВт/м² [Дучков и др., 1978].

В заключение следует отметить, что точность определения теплового потока через дно Телецкого озера невысока, видимо, не менее 20—30%. При проведении измерений с более длинными зондами (4—6 м) возможно уточнение оценки q .

Распределение теплового потока в Алтае-Саянской области. В пределах Алтае-Саянской области тепловой поток изменяется от 17 до 80 мВт/м², составляя в среднем 44 ± 3 мВт/м² (на рис. 4.2 приведена гистограмма значений q для области в целом, а на рис. 4.1 — карта теплового потока с указанием пунктов измерений). Этот средний уровень значений теплового потока типичен для каледонских складчатых сооружений [Смирнов, 1968], которые и представляют большую часть Алтае-Саянской складчатой области. Нужно подчеркнуть следующий важный вывод из этих данных: интенсивная орогенная тектоническая активизация, имевшая место в этом регионе в неоген-четвертичное время, не привела в отличие от

Средние значения теплового потока в пределах тектонических структурных зон Алтае-Саянской области

Тектоническая зона [Кузнецов, 1966]	Возраст стабилизации земной коры	Число определений	Тепловой поток, мВт/м ²	
			пределы изменения	среднее значение
Сангиленский массив	Байкальский	1	—	60
Кузнецкий Алатау, Горная Шория, массивы Восточного Алтая	Раннекаледонский	9	34—56	43
Сисимо-Казырская зона Восточного Саяна, Восточно-Тувинский массив, Восточный Танну-Ола	»	6	46—76	55
Западный Танну-Ола	»	2	42—47	45
Зона Западного Саяна	Каледонский	3	40—44	42
Чарышско-Теректинская зона Горного Алтая	»	1	—	50
Салаирская зона	Раннегерцинский	5	17—30	23
Томь-Колыванская зона	Герцинский	10	27—64	43
Рудный Алтай	»	18	33—60	48
Калбинская зона	»	3	40—57	46
		58	17—76	45±4
Краевые прогибы:				
Кузнецкий	Герцинский	14	45—80	55
Горловский	»	6	17—30	23
Межгорные прогибы:				
Минусинский	»	10	38—73	53
Тувинский	»	2	31—34	33
		32	17—80	47±5

Байкальской рифтовой зоны к заметной перестройке распределения теплового потока в Алтае-Саянской области в целом.

В табл. 4.2 сведены статистические данные о тепловом потоке отдельных тектонических структур области. Эти сведения позволяют заключить, что разновозрастные структурные зоны Алтае-Саянской складчатой области практически в поле теплового потока не различаются; всем им присущ близкий средний тепловой поток, типичный для каледонид континентов. Отсутствие связи между возрастом тектонических структур и тепловым потоком хорошо видно при рассмотрении рис. 4.1: изолинии довольно произвольно секут границы складчатых систем. Возможно, что каледонская складчатость сыграла большую роль в формировании Алтае-Саянской области, чем это представляется по поверхностной структуре области. Так, Н. П. Запивалов, П. А. Швед [1980] на основе анализа гравитационного и магнитного полей, результатов глубокого бурения высказывают предположение, что каледонские структуры довольно близко подходят к земной поверхности под поднятиями герцинской Томь-Колыванской складчатой зоны.

Аномалии теплового потока. Хотя в пределах области, как было отмечено выше, сохраняется довольно ровный уровень теплового потока, различие между экстремальными значениями этого параметра достаточно велико (см. табл. 4.2).

Тепловой поток, заметно превышающий средний уровень, отмечен в нескольких районах Алтае-Саянской области. Одним из них является Восточный Саян (см. рис. 4.1). Хотя пяти определений q для суждения о термике такого огромного и сложного сооружения явно недостаточно, все измерения выполнены по глубоким скважинам (до 1100 м), теплопроводность пород изучена довольно детально, учтено влияние поверхностных факторов [Дучков, Соколова, 1974а; Дучков и др., 1978]. Наиболее интересным представляется сравнительно недавнее определение теплового потока в верховьях Хамсары (участок Ак-Суг), где по нескольким скважинам он составил в среднем 75 мВт/м² (измерения температуры и отбор

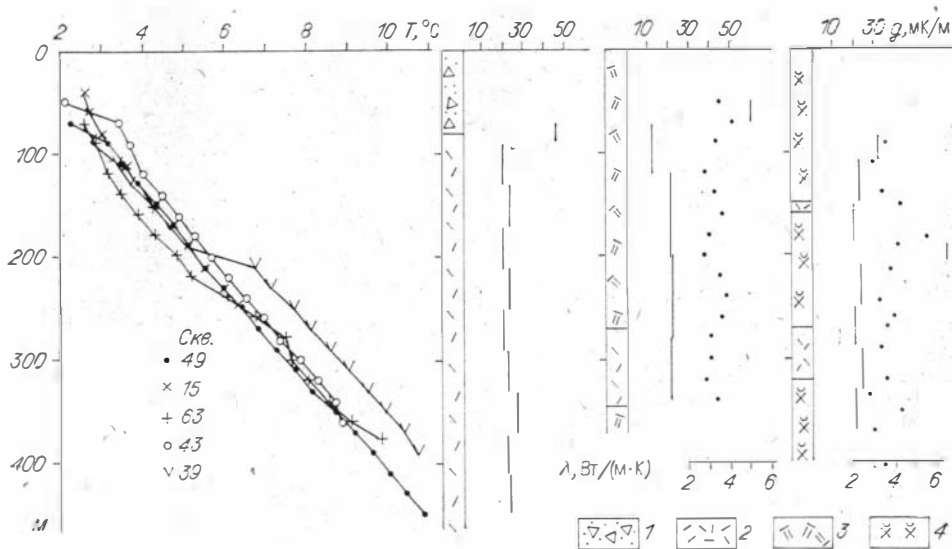


Рис. 4.7. Термограммы, графики геотермического градиента и коэффициенты теплопроводности пород для участка Ак-Сут (Восточная Тува).

1 — четвертичные отложения; 2 — порфириды; 3 — микрогранодиориты; 4 — тоналиты.

образцов выполнены В. И. Лебедевым и И. В. Молчановым). На рис. 4.7 приведены первичные данные для этого участка, позволяющие представить достоверность оценки q . Теми же исследователями проведена новая менее качественная оценка теплового потока южнее, в пределах Сангиленского массива (участок Танзек), где q оказался порядка 60 мВт/м^2 .

Полученные данные позволяют предположить более высокий уровень теплового потока в юго-восточной части Алтае-Саянской области, непосредственно примыкающей к Байкальской рифтовой зоне. Кроме того, о прогретости районов Восточного Саяна и Восточной Тувы в недавнее, а возможно, и в настоящее время свидетельствуют проявления в них кайнозойского базальтового вулканизма и многочисленные выходы термальных вод.

Продолжим рассмотрение районирования теплового потока Алтае-Саянской области. Повышенным q (в среднем $53\text{--}55$; а местами до $70\text{--}80 \text{ мВт/м}^2$) характеризуются Кузнецкий и Минусинский межгорные прогибы, образование которых связывают с герцинским циклом тектогенеза (местами прогибание продолжалось и в начале мезозоя). Средний уровень теплового потока в этих прогибах соответствует герцинским тектоническим структурам [Смирнов, 1968], однако его распределение неравномерно.

В Кузнецком прогибе большинство значений потока превышает 50 мВт/м^2 , и только северная и северо-западная части территории характеризуются меньшим q . Весьма прогретой представляется юго-восточная часть прогиба (Южный прогиб, Терсинско-Ерунаковское поднятие), где на ряде участков тепловой поток составляет $62\text{--}80 \text{ мВт/м}^2$ (см. рис. 4.1, изолиния 50 мВт/м^2). Высокое значение q (71 мВт/м^2) известно и севернее, на Заломненском участке.

В Минусинском прогибе тепловой поток определен на 10 участках. Значения q более 50 мВт/м^2 пока наблюдаются только в Южно-Минусинской впадине над Абакано-Ужурским разломом, выделенным в фундаменте по геофизическим данным [Сурков и др., 1973]. В аномальной полосе тепловой поток составляет в среднем 62 мВт/м^2 , вне ее — значительно ниже, в среднем 42 мВт/м^2 . Последнее значение хорошо соответствует раннекаледонскому возрасту складчатого фундамента прогиба. (Небезынтересно отметить, что именно в пределах полосы высокого q располагаются наиболее крупные нефтепроявления в Южно-Минусинской впадине.)

Природа аномалий теплового потока в Кузнецком и Минусинском прогибах изучена пока совершенно недостаточно. Они могут быть связаны с процессами тепломассопереноса в осадочном чехле впадин, оживленными местами высокой раздробленностью фундамента и осадочного чехла. Возможно также, что в аномалиях q проявляется остаточное влияние магматической активизации в эпоху герцинского тектогенеза и позднее. О значительной прогремости недр Кузнецкого прогиба и Южно-Минусинской впадины еще в мезозое свидетельствуют обнаруженные здесь проявления базальтового вулканизма триасового возраста [Алтае-Саянская..., 1969].

Тепловой поток выше среднего характерен также для некоторых районов Обь-Зайсанской герцинской складчатой системы.

Сравнительно детально изучено распределение q в Рудном Алтае [Соколова, Дучков, 1982], представляющем собой древний устойчивый массив, подвергшийся большой переработке в герцинское время [Сурков и др., 1973]. Повышенный тепловой поток ($55-60$ мВт/м²) зафиксирован лишь на 10 участках в северо-восточной части Алейского антиклинория, Быструшинском синклинории, Синюшинском и Ревнюшинском антиклинориях. Очень высокий поток наблюдается в соседних к Алейскому антиклинорию районах Бийско-Барнаульской впадины Западно-Сибирской плиты (см. рис. 4.1).

Измерения в зонах смятия (Северо-Восточной и Иртышской), отделяющих Рудный Алтай с севера от каледонид Горного Алтая и с юга от Калбинской зоны, выявили сравнительно низкие значения q (на уровне $40-50$ мВт/м²).

В Калбинской зоне зафиксирован высокий тепловой поток (57 мВт/м²) лишь на Белогорском участке по скважинам, пройденным в гранитном батолите. Вероятно, он связан с повышенным тепловыделением в гранитах.

Таким же потоком — $55-63$ мВт/м² — характеризуются пермские граниты Новосибирского и Барлакского гранитных батолитов в Томь-Колыванской складчатой зоне, являющихся, вероятно, выступами единого массивного гранитного тела. Специальное изучение на спектрометрической установке в ИГиГ СО АН СССР [Бобров, Гофман, 1971] радиоактивности горных пород из разрезов этих участков показало, что интенсивность генерации радиогенного тепла в гранитах, рассчитанная по формуле (3.4), примерно в 4 раза превышает фоновое тепловыделение во вмещающих роговиках инской серии C_1 ($3,5 \cdot 10^{-12}$ по сравнению с $0,9 \cdot 10^{-12}$ Вт/г). Такое избыточное тепловыделение в гранитах Новосибирского и Барлакского массивов при их мощности около 3 км и плотности $2,6$ г/см³ может вызвать наблюдаемую аномалию теплового потока в $15-20$ мВт/м². Возможно, что с такими же интенсивно генерирующими тепло гранитными массивами связаны высокие тепловые потоки, выявленные в примыкающих районах Западно-Сибирской плиты, в частности в пределах Новосибирского антиклинория и Бийско-Барнаульской впадины.

Аномально низкие значения теплового потока в северной части Салаирского антиклинория, Горловском прогибе и примыкающей части Томь-Колыванской складчатой зоны являются наиболее заметной особенностью распределения q в Алтае-Саянской области [Дучков и др., 1978]. В зоне аномалии выполнено одиннадцать определений q , среднее значение которых составляет 24 мВт/м² при изменениях от 17 до 30 мВт/м². Достаточно хорошо аномалия оконтурена с запада и востока ($50-60$ мВт/м² в Томь-Колыванской зоне и Кузнецком прогибе) и, пожалуй, с севера. Южная часть Салаира не изучена в геотермическом отношении, соответственно возможно расширение аномалии и на эту территорию. Район низкого теплового потока занимает разнородную по геологическому строению и развитию территорию, о тектонической позиции которой до настоящего времени нет единого мнения [Кузнецов, 1966; Сурков и др., 1973; Тектоническая карта..., 1974]. Следует отметить, что, хотя аномалия изучена достаточно детально по сравнению с другими районами, все 30 сква-

жин, на изучении которых основаны значения q , неглубокие — не более 200 м.

Согласно существующим представлениям, самым низким тепловым потоком на континентах характеризуются докембрийский щиты и древние платформы, где он составляет 34—38 мВт/м² [Смирнов, 1968]. Однако тепловой поток Салаира и Горловского прогиба много ниже.

Аномалии низкого q в последние годы обнаружены и в других регионах континентов. Так, аномально низким тепловым потоком характеризуются герцинские структуры Южного Урала. Например, в Тагило-Магнитогорском прогибе q понижается в среднем также до 24 мВт/м² при колебаниях от 19 до 26 мВт/м² [Сальников, 1984]. (Отметим, что эта аномалия частично заходит в пределы Западно-Сибирской плиты). Измерения q на Южном Урале выполнены в большом количестве глубоких скважин (в основном по 700—800 м).

В § 3 главы 3 указывается, что очень низкий тепловой поток зафиксирован в центральных районах древней Сибирской платформы, где достаточно уверенные определения дают значения q порядка 17—25 мВт/м². Такой же поток получен на Енисейском кряже [Соколова, Дучков, 1982].

Аномально низкий тепловой поток — 18—22 мВт/м² — выявлен по двум скважинам в западной части Африканского щита на территории Нигерии [Charman, Pollak, 1974]. Число примеров может быть увеличено.

Таким образом, аномально низкий тепловой поток зафиксирован сейчас в разнообразных по тектоническому положению регионах. Повидимому, такие аномалии достаточно распространены. Специальное их выявление и изучение представляют, на наш взгляд, не меньший интерес и не меньшее геодинамическое значение, чем изучение аномалий высокого теплового потока.

Низкий q при его глубинном происхождении означает значительное охлаждение соответствующих блоков литосферы и вероятное увеличение ее мощности. Такие блоки, видимо, малоподвижны и являются своеобразными «якорями» при перемещении литосферных плит.

Указать же однозначно причины аномального снижения q в некоторых районах континентов, в частности на северо-западе Алтае-Саянской области, пока не представляется возможным. Скорее всего, таких причин несколько.

Одной из них является региональное уменьшение мантийной составляющей теплового потока, т. е. в нашем случае снижение ее до 4—5 вместо 10—20 мВт/м² в других районах области [Дучков, Соколова, 1974а]. Подобный фактор обсуждается и в ряде других работ [Сальников, 1984; Charman, Pollak, 1974].

Другой причиной снижения q может быть значительное уменьшение генерации радиогенного тепла в соответствующем блоке земной коры вследствие понижения его радиоактивности, связанного с повышением основности земной коры, с утонением «гранитно-метаморфического» и разрастанием «базальтового» слоев. Такое положение, действительно, характерно как для Салаира, так и для Магнитогорского мегасинклинория [Сурков и др., 1973; Сальников, 1984].

Проведено специальное изучение радиоактивности коллекции образцов горных пород из разрезов Салаира, в которую входили известняки, песчаники, алевролиты, гравелиты, диабазы кембрия — карбона (40 образцов). Интенсивность радиогенного тепловыделения (A) в этих породах составляет в среднем около 0,8 мкВт/м³, что примерно в 2 раза ниже среднего значения A в магматических и метаморфических породах некоторых других районов Алтае-Саянской области ($1,5 \pm 0,5$ мкВт/м³) [Дучков, Соколова, 1974а, б]. Если принять средний тепловой поток в Салаире 24 мВт/м², средний тепловой поток из мантии 4 мВт/м², а мощность земной коры 45 км, то средняя интенсивность генерации радиогенного тепла в земной коре района, видимо, будет менее 0,45 мкВт/м³. Это значение точно соответствует средней интенсивности тепловыделения в породах габ-

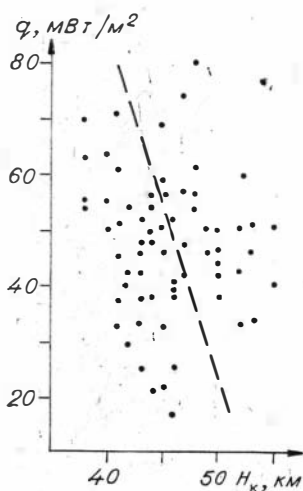


Рис. 4.8. Сопоставление значений теплового потока с мощностью земной коры в пунктах его определения ($n = 90$).

броидного ряда, возможно широко представленных в увеличенном по мощности «базальтовом» слое земной коры.

Наблюдаемый в пределах Салаира и Горловского прогиба аномально низкий тепловой поток может быть обеспечен, например, следующей моделью размещения источников радиогенного тепла. В приповерхностных породах интенсивность генерации тепла такими источниками составляет $0,8 \text{ мВт/м}^2$, затем она убывает линейно до $0,4 \text{ мВт/м}^2$ у подошвы «гранитно-метаморфического» слоя (20 км). Этот уровень A сохраняется в «базальтовом» слое (25 км). Остаточный тепловой поток из мантии в этой модели не превышает $4\text{--}5 \text{ мВт/м}^2$.

К заметному снижению поверхностного теплового потока может привести, например, и прогибание территории в современную эпоху [Дучков, Соколова, 1974а]. Сглаженные сравнительно невысокие формы рельефа Салаирского кряжа, повсеместное развитие чехла четвертичных отложений (до $80\text{--}100 \text{ м}$) — все это, безусловно, является признаком такого прогибания. Однако масштабы этого процесса явно недостаточны, как показывает расчет, чтобы обеспечить практически двукратное снижение теплового потока.

Региональный анализ распределения теплового потока. При описании отдельных аномалий теплового потока были изложены представления о факторах, ответственных за его вариации на территории Алтае-Саянской области. Это — и региональные изменения мантийного теплового потока (снижение в районах Салаира и Горловского прогиба и, наоборот, увеличение в юго-восточных районах области), и изменения интенсивности генерации радиогенного тепла в породах земной коры как в целом, так и отдельных ее слоев, тепломассоперенос в осадочном чехле прогибов и влияние ряда геоморфологических и физико-географических причин.

Распределение теплового потока по территории было сопоставлено с имеющейся информацией о ее глубинном строении.

На рис. 4.8 показана связь теплового потока с мощностью земной коры в пунктах его измерения. Выявляется весьма слабая (коэффициент корреляции — $0,4$) обратная зависимость между этими параметрами:

$$q = 350 - 6,5 \cdot H_{\text{к}}, \quad (4.4)$$

где $H_{\text{к}}$ — мощность земной коры, км; q — тепловой поток, мВт/м^2 .

Подобные слабые соотношения между тепловым потоком и мощностью земной коры выявляются во многих районах континентов [Тепловое поле..., 1982]. Причины корреляции не ясны. Можно предположить, что утолщенная кора присуща в целом более древним тектоническим районам, которые, как ранее неоднократно отмечалось, характеризуются также и меньшими поверхностным и мантийным тепловыми потоками. Эта региональная зависимость маскируется вариациями теплогенерации в породах земной коры, иными факторами, что приводит к ее ослаблению. Между мощностью надбазальтовой части земной коры и величиной q корреляции, даже слабой, не наблюдается.

Не установлено корреляционной зависимости и между тепловым потоком и распределением гравимагнитных полей, в том числе остаточными аномалиями силы тяжести и интенсивностью аномального магнитного поля [Сурков и др., 1973].

Заклячая этот раздел, следует остановиться на выделении в тепловом поле зон разломов. Практически только в межгорных прогибах некоторые аномалии q можно связать с тепломассопереносом по проницаемым зонам в породах осадочного чехла и фундамента. В горно-складчатых же районах такой связи не обнаружено, хотя измерения q неоднократно выполнялись в непосредственной близости к мощным глубинным разломам. Достаточно указать, например, на результаты геотермических измерений в пределах Кузнецкого глубинного разлома (Горная Шория), где тепловой поток по четырем участкам составляет 40—46 мВт/м². В пределах Северо-Восточной и Иртышской зон смятия Рудного Алтая тепловой поток, измеренный на пяти участках, не превышает 40—50 мВт/м².

Проблема стационарности теплового потока Алтае-Саянской области. Выше уже отмечалось, что общий уровень теплового потока и характер его распределения на территории Алтае-Саянской области не соответствует дифференцированности и контрастности проявлений неотектонических движений, сформировавших за последние 30—40 млн. лет ее современный облик. Необходимо увязать геотермические данные с имеющимися представлениями об истории развития и глубинном строении региона.

Существует представление о связи неотектонического развития южного горного обрамления Сибири с появлением 30—40 млн. лет назад в верхней мантии региона огромной низкоскоростной неоднородности, контуры которой весьма ориентировочно устанавливаются по сейсмологическим данным [Бугаевский, 1978; Рогожина, Кожевников, 1979]. Неоднородность эта трактуется как аномальный раздув астеносферного слоя, в пределах которого мантийное вещество на 500—1000°C теплее вмещающих пород. Подобное тело должно было привнести в верхнюю мантию и земную кору региона огромное количество тепловой энергии, проявления которой, видимо, отражены на востоке Алтае-Саянской области и в Байкальской рифтовой зоне кайнозойской вулканической активностью, аномалиями теплового потока и термальными источниками.

Мантийная неоднородность — весьма сложный по морфологии объект. Под Восточным Саяном и Восточной Тувой прогнозируется сравнительно неглубокое залегание ее верхней границы — 50—100 км. Западная половина Алтае-Саянской области располагается в общем на периферии неоднородности, которая здесь погружается на 200—300 км. Герцинды же области вообще находятся за ее пределами.

Представление о связи тектонических процессов с кратковременным (в геологическом смысле) появлением в верхах мантии источников тепловой энергии в настоящее время довольно широко распространено [Гордиенко, 1975; Кутас, 1978; Любимова, 1968б; Магницкий, 1965]. О параметрах таких источников можно сделать лишь самые общие предположения: интенсивность тепловыделения (A) 3—5 мкВт/м³, продолжительность действия 40—60 млн. лет, мощность аномального объекта не менее 100—150 км. Через определенное время такой мантийный источник должен прогреть перекрывающие породы и вызвать возрастание теплового потока, которое может быть отмечено геотермическими измерениями. Существование таких источников под развивающимися регионами экспериментально подтверждается устанавливаемой по мировым данным зависимостью q от возраста сформировавшей данный регион складчатости.

Для выполнения геотермических расчетов представим гипотетический источник тепловой энергии под Алтае-Саянской областью в виде бесконечного излучающего тепло плоского слоя. При этом возможны две модели источника.

1. Если это — равномерно нагретый на 500—1000°C (сверх фона) слой, то его действие на вышележащие породы равносильно действию излучающей поверхности, расположенной на глубине z . При этом на верхней границе слоя начиная со времени $\tau = 0$ поддерживается постоянная температура $T = T_0$. Начальное условие — $T(z, 0) = 0$, граничное условие — $T(0, \tau) = 0$.

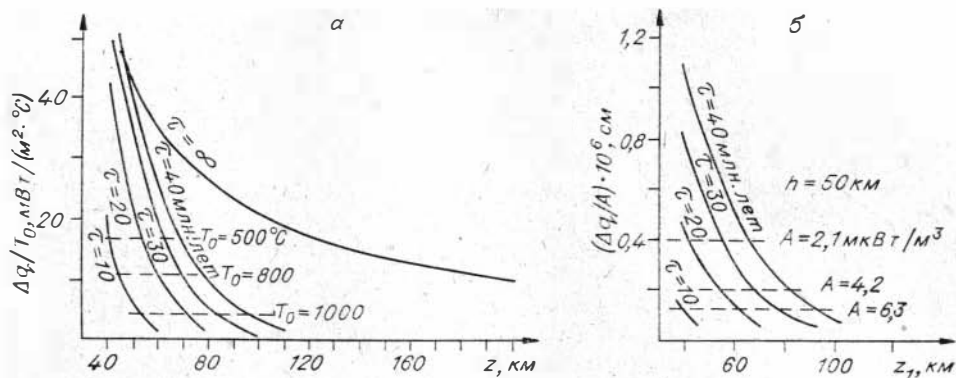


Рис. 4.9. Изменение во времени аномального теплового потока над погребенным на разной глубине Z_1 излучающей тепло плоскостью (а) и излучающим тепло слоем (б).

Аномалия теплового потока (Δq) на поверхности $z = 0$ от такой излучающей плоскости находится из решения одномерного уравнения теплопроводности [Карслоу, Егер, 1964]:

$$\Delta q = \frac{\lambda T_0}{z} \left\{ 1 + 2 \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^n \cdot \exp \left[-\frac{n^2 k \lambda \tau}{z^2} \right] \right\}, \quad (4.5)$$

где λ и k — коэффициенты тепло- и температуропроводности слоя, расположенного между излучающей плоскостью и поверхностью $z = 0$. Расчет проводился для $\lambda = 2,2-2,5$ Вт/(м·К), $k = 6 \cdot 10^{-7}$ м²/с и переменных z , T_0 и τ .

На рис. 4.9, а результаты расчетов сведены в виде графиков $\Delta q/T_0 = f(z, \tau)$. График $\tau = \infty$ соответствует установившемуся режиму. При небольших глубинах залегания источника стационарный тепловой поток устанавливается сравнительно быстро. При расположении источника на глубине 50 км (под корой) стационарная аномалия (максимальная) составит 20–40 мВт/м² в зависимости от температуры источника $T_0 = 500-1000^\circ\text{C}$, с глубины 100 км дойдет лишь 10–20 мВт/м², а с глубины 150 км — 7–13 мВт/м². Такая аномалия уже трудноразличима при существующей точности геотермических работ (в лучшем случае $\pm(4-5)$ мВт/м²), позволяющей выделять аномалии не менее 10 мВт/м² относительно среднего. Таким образом, тепловой сигнал от излучающей плоскости может быть зафиксирован на поверхности Земли при соблюдении условия

$$\Delta q/T_0 = 10/T_0. \quad (4.6)$$

Расположение уровней (4.6) для T_0 , равного 500 и 1000°C, показано на рис. 4.9, а штриховыми линиями.

Нетрудно видеть, что за 30–40 млн. лет действия источника различимый сигнал у поверхности Земли может образоваться при его расположении не глубже 60–80 км. В случае более глубокого залегания тепловой источник не проявится за рассматриваемый период в тепловом поле приповерхностных пород.

2. Можно представить источник в виде размещенного в однородном полупространстве бесконечного по простирающемуся пласта конечной мощности, в единице объема которого предполагается постоянное во времени тепловыделение интенсивностью A начиная с момента $\tau = 0$. Начальное и граничное условия: $T(z, 0) = 0$ и $T(0, \tau) = 0$. Аномалия теплового потока (Δq) на поверхности $z = 0$ от такого излучающего тепло слоя может быть вычислена по формуле [Карслоу, Егер, 1964]

$$\Delta q = 2A \sqrt{k\tau} \left\{ i\Phi^* \left(\frac{z_1}{2\sqrt{k\tau}} \right) - i\Phi^* \left(\frac{z_2}{2\sqrt{k\tau}} \right) \right\}; \quad (4.7)$$

$$i\Phi^*(x) = \frac{1}{\pi} e^{-x^2} - x\Phi^*(x), \quad \Phi^*(x) = 1 - \Phi(x),$$

где $\Phi(x)$ — интеграл ошибок; z_1 и z_2 — верхняя и нижняя границы, излучающего слоя. Расчет проводился при $k = (6-10) \cdot 10^{-7}$ м²/с и переменных A , τ и z_1 .

Расчеты показали, что при погружении источника на глубину более 10 км (а в нашем случае она заведомо больше) излучающий слой мощностью 50—60 км может уже рассматриваться как бесконечный по мощности при изучении его проявления в поверхностном тепловом потоке. Поэтому расчеты проведены для $z_2 - z_1 = 50$ км, хотя реальная мощность источника, вероятно, существенно больше.

На рис. 4.9, б представлены результаты расчетов в виде графиков $\Delta q/A = f(z, \tau)$ для $z_2 - z_1 = 50$ км. Общий ход графиков подобен ранее рассмотренным. Имеется некоторое отличие в их наклонах. Штриховыми линиями показаны минимальные значения функций $\Delta q/A$ при разных значениях A (3 и 5 мкВт/м³). При отношении $\Delta q/A$ выше указанных пределов сигнал от излучающего слоя может быть зафиксирован у поверхности Земли.

Тепловой импульс от разогретого слоя, расположенного непосредственно под земной корой ($z_1 = 50$ км), может быть зарегистрирован на поверхности спустя время $\tau = 18-23$ млн. лет после его появления. При более глубоком залегании (например, более 80 км) такой импульс не проявится в тепловом поле приповерхностных пород и за 30—40 млн. лет.

Таким образом, очевидно, что при реально выбранных параметрах рассмотренных моделей источников последние проявятся в поле поверхностного теплового потока за период неоген-четвертичной тектонической активизации только в случае, если верхняя граница источника расположена непосредственно под земной корой (на глубинах менее 60—80 км). При погружении источника на глубину 100 км и более, что и имеет, видимо, место для большей части территории Алтае-Саянской области, сигнал от него не успевает за 30—40 млн. лет дойти до поверхности Земли. Глубоко залегающие источники тепла, даже весьма интенсивные, но сравнительно кратковременные, не могут быть зафиксированы при геотермических исследованиях.

В связи с изложенным можно предположить, что температурное поле земной коры Алтае-Саянской области, за исключением, может быть, герцинид восточных районов, является нестационарным, кора медленно прогревается глубоко залегающим источником тепла. Это следует учитывать при оценке температуры в недрах по величине современного теплового потока.

Необходимо также отметить, что геотермические данные не противоречат и представлениям о «холодном» возникновении горных систем Алтае-Саянской области вследствие тангенциальных напряжений с юга, со стороны Альпийской складчатой системы.

§ 2. ТЕПЛОВОЙ ПОТОК БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

В пределах Байкальской рифтовой зоны есть лишь около 70 пунктов определения теплового потока, что, естественно, недостаточно. Единичные определения q выполнены в скважинах, пробуренных в Баргузинской, Усть-Селенгинской, Тункинской и других впадинах, а также в пределах Северо- и Южно-Муйского, Удоканского, Кодарского, Байкальского и других хребтов [Дучков, Соколова, 1974а; Лысак, Зорин, 1976; Лысак, 1983а, б; Lysak, 1978].

Однако такая слабая геотермическая изученность многих районов рифтовой зоны в какой-то мере компенсируется детальными геотермическими исследованиями на оз. Байкал. Общее число измерений теплового потока через дно оз. Байкал составляет около 350 [Любимова, 1968б; Дучков и др., 1976, 1977, 1979; Савостин, 1979; Голубев, 1978, 1979б, 1982а; Каталог..., 1985]. Более двух третей из них выполнено кабельным

зондом, разработанным в Институте земной коры СО АН СССР [Голубев, 1982а].

Прежде чем перейти к рассмотрению результатов геотермических работ в регионе, целесообразно несколько слов сказать о технике и методике неавтономных измерений в донных отложениях оз. Байкал.

Техника и методика геотермических измерений на оз. Байкал. Как уже отмечалось, основной объем измерений на Байкале выполнен кабельным зондом-термометром, представляющим собой стальную трубу диаметром 27 мм и длиной 2 м, на которой крепились два термисторных датчика и цилиндрический груз со стабилизатором (вес примерно 70 кг). Расстояние между датчиками составляло 1 м, при полном заглублении зонда датчики проникали в донные осадки соответственно на 1 и 2 м. В качестве датчиков применялись термисторы КМТ-1 с сопротивлением 60 кОм и температурным коэффициентом 3 кОм/°С при 3°С. Регистрирующая аппаратура — мост постоянного тока Р329 с гальванометром М195/2 — располагалась на борту судна, связь с зондом осуществлялась посредством трехжильного бронированного каротажного кабеля. Достигалась чувствительность ± 5 Ом/дел по сопротивлению или $\pm 0,002$ °С/дел по температуре. Геотермический градиент определялся по величине разности приращений сопротивлений термисторов нижнего и верхнего датчиков при перемещении зонда из придонного слоя воды в донные отложения.

Выполненные оценки показывают, что приборная погрешность измерения геотермического градиента кабельным прибором составляет $\pm 10\%$.

Использование кабельного прибора дает возможность получать температуру в любой точке водной толщи. Измерение температур придонных вод выполнялось как при спуске, так и при подъеме прибора.

Как уже отмечалось, при получении геотермических данных в акватории Байкала применялись разнотипные приборы. Поэтому чрезвычайно важно было сравнить получаемые ими результаты. Такой эксперимент был проведен В. А. Голубевым и С. А. Казанцевым (ИГиГ СО АН СССР) со льда озера в апреле 1976 г. Один из приборов представлял собой описанный кабельный зонд-термометр, другой имел автономный способ регистрации (ТГ-1, см. главу 1). Оказалось, что различие величин геотермических градиентов, измеренных автономным и неавтономным приборами, не превышает 5%. Столь хорошая сходимость геотермических данных указывает на представительность результатов.

Теплопроводность донных осадков в процессе работ определялась косвенным методом — по их весовой влажности, а также непосредственными измерениями λ образцов донных осадков, поднятых со дна грунтовыми трубками, на борту кораблей — шаровыми и цилиндрическими зондами постоянной мощности [Голубев, 1982а]. Переход от весовой влажности осадков к теплопроводности в первом случае выполнялся по формуле М. Хобарта [Попова и др., 1974], а также по аналогичному соотношению между этими параметрами, полученному специально для байкальских донных отложений [Голубев и др., 1977]:

$$\lambda^{-1} = (0,014 \pm 0,002) \cdot W + (0,45 \pm 0,02) \\ (\lambda \text{ в Вт/(м} \cdot \text{К)}, W \text{ в } \%).$$

Зимой 1975 г. в ряде пунктов со льда озера была измерена теплопроводность донных грунтов *in situ*. При этом использовался ододатчиковый кабельный зонд-термометр [Голубев, 1982а].

Погрешность определения теплопроводности методом цилиндрического зонда постоянной мощности и по данным о влажности образцов осадков составляет около 10%. Таким образом, с учетом точности измерения g погрешность определения тепловых потоков в верхнем слое донных отложений оз. Байкал составляет около 20%.

В Байкальской впадине и вокруг нее существенно изменяются многие поверхностные условия, которые, как ранее отмечалось, могут заметно изменить распределение параметров теплового поля: подводный и по-

верхностный рельеф, осадконакопление, включая подводные обвалы и оползни, изменения температуры поверхности дна и берегов. Значение поверхностных факторов для термики дна Байкала анализировалось многими авторами [Корытникова, 1940; Любимова, Шелягин, 1966; Голубев и др., 1975, 1978].

По мере накопления геотермических данных в районе озера необходимо было рассчитывать близповерхностные поправки дифференцированно для каждой станции. Наиболее существенными и с наибольшей достоверностью определенными являются поправки за рельеф земной поверхности и осадконакопление. Первая из них рассчитывалась с использованием метода наклонного уступа [Lachenbruch, 1968; Любимова и др., 1973]. Метод этот применим в случаях, когда реальный рельеф может быть аппроксимирован простыми двухмерными геометрическими формами. Линейная вытянутость Байкала и обрамляющих его хребтов, а также ровная, почти горизонтальная, поверхность дна всех трех котловин озера благоприятны для применения этого относительно малотрудоемкого метода расчета топографической поправки.

Предполагалось, что отложение осадков началось 30 млн. лет назад и происходило равномерно. Специальное изучение показало, что скорость осадконакопления в центральной, наиболее глубокой, части Байкальской впадины достигает 4,2 см за 1000 лет [Вотинцев и др., 1965], а на севере намного меньше: 0,2—0,7 см за 1000 лет [Кравчинский и др., 1971]. В других рифтовых впадинах осадконакопление происходило еще медленнее.

Для большинства станций на оз. Байкал поправки к тепловому потоку, обусловленные осадконакоплением и неровностями рельефа, противоположны по знаку, и поэтому частично или полностью компенсируют друг друга. Величины суммарных поправок лишь в редких случаях превышают 20% от измеренного значения q . Среднее значение исправленных величин теплового потока всего на 7% превышает среднее значение измеренных.

К тепловым потокам, измеренным в скважинах на побережье Байкала, вводились поправки за осадконакопление с учетом имеющихся фактических данных о возрасте осадков по каждой скважине.

Температура и геотермический градиент в верхней части земной коры региона. На дне Байкала температура осадков близка к 3°C. На остальной территории, вне зон распространения многолетнемерзлых пород, которые развиты на северо-восточном фланге Байкальской рифтовой зоны и в ее гольцевой части, измеренная температура на глубине 100 м в горных районах не выше 5°C, в осадочном чехле впадин на этой же глубине T увеличивается более чем в 2 раза (8—12°C), а в зонах термоактивных разломов, ограничивающих или пересекающих эти впадины, достигает 30—50°C и более [Лысак, 1981].

Максимальная измеренная температура в породах складчатого фундамента изменяется от 15°C на глубине 0,5 км в пределах хр. Хамар-Дабан (Ошурково) до 29°C на глубине 1165 м в Приморском хребте (Лиственничное). В осадочном чехле рифтовых впадин температура известна до глубин более 2—2,6 км (Тункинская, Усть-Селенгинская впадины), где она превышает 50—65°C. Пластово-трещинные метановые термальные воды, фонтанирующие с таких глубин, имеют температуру на устье скважин до 40—75°C, а на глубинах залегания водоносных горизонтов, например под Истокским поднятием в дельте Селенги, — более 90—95°C. Температура воды трещинных гидротерм — многочисленных термальных источников, находящихся в рифтовой зоне, — в основном выше 45—60°C, но иногда достигает 75°C (Аллинский и Гаргинский источники в Баргузинской впадине) и даже выше 80°C (Могойтинский источник в Ципа-Баунтовской впадине). Термальные источники имеются и на межвпадинных (Большереченский на Баргузинском хребте — 74°C, Окусижанский на Северо-Муйском хребте — более 60°C), и на внутривпадинных

Средние значения геотермических параметров

Геологическая структура	Кол-во опреде- лений n	Геотермический градиент g , мК/м			
		от—до	$g_{\text{ср}}$	S_X	$S\bar{X}$
Чарская, Каларская и Верхнеангар- ская впадины	7	9—47	35	23	17
Баргузинская впадина	8	22—55	35	12	8,5
Усть-Селенгинская и Селенгино-Итан- цинская впадины	12	19—38	27	7,3	4,2
Тункинская впадина	4	28—50	40	10	10
Рифтовые впадины (без Байкальской)	31	9—55	32,5*	12,4	9,0
Горное обрамление рифтовых впадин (без Байкальской)	29	5—77	17	14	5,2
Рифтовая зона (без Байкальской впа- дины)	60	5—77	25*	13,2	7,2
Байкальская впадина:					
акватория озера	309	30—502	91	28,5	8,6
побережье	9	10—67	29	18,4	12,2
Вся впадина	318	10—502	89*	28	8,8
Вся рифтовая зона	378	5—502	79*	25,6	8,5

Примечание. $g_{\text{ср}}$, $\lambda_{\text{ср}}$, $q_{\text{ср}}$ — средние значения параметров; S_X — стандартное от средневзвешенные величины геотермических параметров по отдельным районам или всему региону.

(Нилова Пустынь на Ниловском отроге в Тункинской впадине — более 40°C) перемычках.

Зоны разгрузки трещинных термальных вод являются своеобразными локальными геотермическими аномалиями, что подтверждается результатами геотермических исследований на этих участках [Лысак, Зорин, 1976; Дучков, Соколова, 1974а; и др.].

Вне зон локальных геотермических аномалий разница температур под рифтовыми впадинами и их горным обрамлением с глубиной постепенно уменьшается, но продолжает сохраняться по крайней мере до глубин эрозионного вреза (1—2 км). Зато на температурных срезах отмечается существенное различие между рифтовой зоной и сопредельными с ней районами: средние температуры на глубине 1 км в рифтовой зоне на 25—30% выше, чем, например, в южных районах Сибирской платформы, а на 2 км и ниже эта разница увеличивается до 35—40% и более [Лысак, 1967].

В верхних горизонтах земной коры Саяно-Байкальской области интенсивного горообразования величины геотермических градиентов варьируют весьма значительно, уменьшаясь до 5—10 мК/м и менее на самых высоких горных хребтах — Удоканском, Баргузинском, Восточно-Саянском, но увеличиваясь до 30—40 мК/м на отдельных участках в рифтовых впадинах и в зонах активизированных разломов.

Температурные градиенты в верхнем слое осадочных отложений вблизи западного берега в южной и средней частях Байкала составляют 60—80 мК/м, а с приближением к восточному берегу они увеличиваются и часто превышают 100 мК/м [Дучков и др., 1976, 1977; Голубев, 1978, 1979б]. В северной части Байкала обнаружено, что геотермические градиенты в осевой зоне озера относительно невелики и возрастают вблизи как восточного, так и западного берегов.

Измеренные в районе Байкальской впадины температурные градиенты изменяются в диапазоне 30—502 мК/м, а их среднее арифметическое равно 91 мК/м (табл. 4.3). Минимальная величина градиента получена на юго-восточном конце профиля 20 в районе дельты Селенги (см. рис. 4.12), где сказывается влияние подводного оползня, образовавшегося во время 9-балльного землетрясения 1959 г. [Голубев, 1982а]. Максимальные температурные градиенты зафиксированы в северной части Байкала. На профиле 12 у основания западного борта впадины они достигают 300—

в Байкальской рифтовой зоне

Коэффициент теплопроводности λ , Вт/(м·К)				Тепловой поток q , мВт/м ²			
от-до	$\lambda_{\text{ср}}$	S_X	$S_{\overline{X}}$	от-до	$q_{\text{ср}}$	S_X	$S_{\overline{X}}$
1,0—2,5	1,8	0,49	0,36	15—79	55	22,4	17
2,2—2,5	2,4	0,15	0,10	52—131	82	29,3	20,8
2,0—2,9	2,4	0,3	0,17	48—88	64	16,1	9,3
2,0—2,6	2,3	0,26	0,26	64—103	91	25	25
1,0—2,9	2,25*	0,69	0,2	15—131	70*	22,1	16,0
1,9—4,0	2,7	0,47	0,18	16—147	43	26	10
1,0—4,0	2,5*	0,58	0,19	15—147	57*	24	12,9
0,5—1,8	0,81	0,14	0,04	15—474	78	52	5,8
1,1—3,1	2,1	0,51	0,34	19—134	59	36,6	24,4
0,5—3,1	0,85*	0,16	0,06	15—474	78*	50,5	6,3
0,5—4,0	1,12*	0,02	0,08	15—474	75*	46,3	7,3

клонение; $S_{\overline{X}} = 2S_X \sqrt{n}$ — доверительный интервал определения среднего. Звездочкой отмечены

500 мК/м. Почти такие же градиенты измерены на двух станциях профиля 2 у восточного берега. Столь высокие их значения могут быть обусловлены близостью зон субаквальной гидротермальной разгрузки [Голубев, 1982а].

В кайнозойском осадочном чехле других рифтовых впадин, представленном в основном песчано-обломочными и глинистыми породами, среди которых нет глубоководных илов, но иногда встречаются базальты (Тункинская впадина), геотермические градиенты в основном выше 20—30 мК/м, изменяясь по разрезу скважин от 15 мК/м в плотных массивных песчаниках и алевролитах до 40—60 мК/м в глинах и глинистых сланцах.

В горном обрамлении рифтовых впадин геотермические градиенты практически повсеместно ниже 10—15 мК/м.

Тепловые и плотностные свойства горных пород. Для определения тепловых свойств и плотности отобрано свыше 400 образцов в основном магматических и метаморфических пород из скважин, расположенных в пределах Байкальского рифта (табл. 4.4, 4.5). Изучены также породы

Таблица 4.4

Статистические характеристики величин теплопроводности и влажности донных отложений Байкала

Тип донных грунтов	Теплопроводность λ , Вт/(м·К)					Влажность W , %		
	Кол-во определений	Пределы изменения	Среднее значение	Средне-квадратичное отклонение	Коэффициент вариации, %	Кол-во определений	Пределы изменения	Среднее значение
Верхний окисленный слой	12	0,62—0,76	0,68	0,04	6,2	11	52—74	63
Диатомовый ил	28	0,66—1,02	0,79	0,09	11,1	8	51—72	61
Пелитовый ил	117	0,72—1,19	0,94	0,11	11,6	24	29—70	43
Алевритовый ил	30	1,00—1,47	1,18	0,12	10,0	6	37—49	42
Плотные «добайкальские» глины	33	0,92—1,73	1,23	0,22	17,8	32	22—42	33
Песок	10	1,00—1,50	1,28	0,15	11,5	3	37—49	44
Все обследованные образцы грунтов	230	0,62—1,73	1,00	0,22	21,8	84	22—74	43

Т а б л и ц а 4.5

Тепловые свойства и плотность изверженных и метаморфических горных пород Байкальской рифтовой зоны

Порода, возраст	Теплопроводность λ , Вт/(м·К)	Температуро- проводность k , 10^{-8} м ² /с	Плотность ρ , г/см ³
Граниты, PR	$\frac{2,12(73)}{1,37-3,61}$	$\frac{110(68)}{69-135}$	$\frac{2,65(68)}{2,48-2,94}$
AR	$\frac{2,41(99)}{1,10-3,47}$	$\frac{130(99)}{80-176}$	$\frac{2,66(99)}{2,55-3,01}$
Сyenиты, PR	$\frac{1,77(7)}{1,42-2,18}$	$\frac{86(7)}{79-95}$	$\frac{2,72(7)}{2,68-2,77}$
Диабазы, AR	$\frac{2,81(7)}{2,49-3,13}$	$\frac{112(7)}{105-118}$	$\frac{3,03(7)}{3,02-3,06}$
Базальты, KZ	$\frac{1,61(5)}{1,49-1,67}$	—	—
Метаморфизованные пес- чаники, PR	$\frac{4,05(69)}{—}$	$\frac{126(4)}{112-138}$	$\frac{2,84(67)}{—}$
Метаморфизованные из- вестняки, PR	$\frac{2,49(6)}{2,27-2,83}$	$\frac{111(6)}{105-118}$	$\frac{2,84(6)}{2,80-2,88}$
Кварциты, PR	$\frac{4,07(2)}{2,23-5,60}$	$\frac{127(2)}{108-146}$	$\frac{2,72(2)}{2,64-2,82}$
Сланцы, PR	$\frac{2,73(71)}{1,37-5,46}$	$\frac{125(71)}{83-272}$	$\frac{2,88(71)}{2,69-3,07}$
PR	$\frac{2,66(8)}{2,03-3,47}$	$\frac{122(8)}{95-160}$	$\frac{2,91(8)}{2,69-3,04}$
Амфиболиты, AR	$\frac{2,64(4)}{2,36-2,88}$	$\frac{117(4)}{97-137}$	$\frac{2,89(4)}{2,77-3,04}$
Мигматиты, AR	$\frac{2,50(16)}{1,62-3,81}$	$\frac{103(16)}{72-138}$	$\frac{2,80(16)}{2,75-2,99}$
Гранитогнейсы, PR	$\frac{2,68(23)}{1,62-3,81}$	$\frac{110(23)}{65-145}$	$\frac{2,78(23)}{2,71-2,83}$
AR	$\frac{2,16(8)}{1,76-2,60}$	—	$\frac{2,79(8)}{2,67-2,99}$
Брекчии, MZ	$\frac{1,74(6)}{1,46-2,32}$	—	—

П р и м е ч а н и е. В числителе — среднее значение параметра (в скобках — количество образцов), в знаменателе — интервал изменения.

верхних горизонтов осадочного чехла ряда рифтовых впадин [Некрасов, Соловьева, 1966; Лысак и др., 1980] и донные осадки Байкала [Голубев, 1982a].

Рыхлые осадочные породы рифтовых впадин представляют собой дисперсные системы, состоящие из крупных обломков коренных пород (щебень, гравий, галька) и мелкозернистого заполнителя (песок, супесь, суглинки) в мерзлом или талом состояниях.

Мерзлые породы на 50—70% более теплопроводны, чем талые (рис. 4.10). По данным Р. И. Гаврильева, теплопроводность в мерзлом и талом состояниях составляет для песчаных толщ 1,3—1,8, а для глинистых — 1,1—1,6 Вт/(м·К).

Температуропроводность пород в талом состоянии изменяется от $2 \cdot 10^{-7}$ до $10 \cdot 10^{-7}$ м²/с, а в мерзлом — от $3 \cdot 10^{-7}$ до $18 \cdot 10^{-7}$ м²/с. Для каждой впадины отдельно большого разброса в значениях температуропроводности не наблюдается, она сохраняется в пределах $(4-8) \cdot 10^{-7}$ м²/с.

Плотность слабосцементированных осадочных пород колеблется в среднем от 1,4 до 2,2 г/см³, при этом в Чарской впадине она несколько

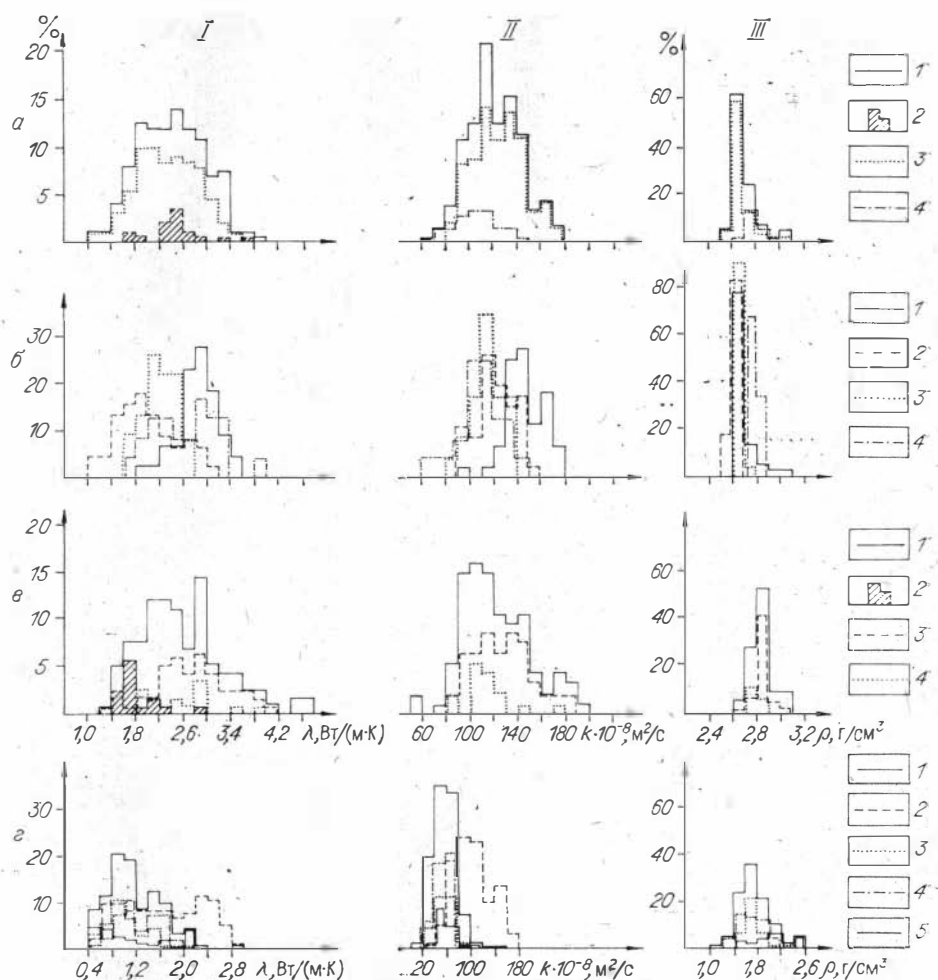


Рис. 4.10. Гистограммы распределения тепловых свойств и плотности горных пород Байкальской рифтовой зоны.

I — теплопроводность; II — температуропроводность; III — плотность. n — количество определений.

а, б — магматические породы: а: 1 — все разновидности ($n_{\lambda}=202$, $n_k=11$, $n_{\rho}=183$); 2 — образцы из фундамента рифтовых впадин ($n=19$); 3 — граниты ($n_{\lambda,\rho}=145$, $n_k=143$); 4 — сенииты ($n_{k,\rho}=34$). б — по отдельным участкам: 1 — Светлый ($n=44$); 2 — Северомуйский ($n=46$); 3 — Слюдянский ($n=23$); 4 — Витимский ($n=24$).

в — метаморфические породы: 1 — все образцы ($n_{\lambda}=118$, $n_k=98$); 2 — образцы из фундамента рифтовых впадин ($n=14$); 3, 4 — по отдельным участкам: 3 — Холоднинский ($n=53$), 4 — Витимский ($n=15$).

г — осадочные породы рифтовых впадин: 1 — талые ($n_{\lambda}=151$, $n_k=146$, $n_{\rho}=155$); 2 — мерзлые ($n_{\lambda}=131$, $n_k=116$); 3—5 — образцы талых пород по отдельным впадинам: 3 — Верхнеангарская ($n_{\lambda}=49$, $n_k=45$, $n_{\rho}=54$), 4 — Муйская ($n_{\lambda}=64$, $n_{k,\rho}=73$), 5 — Чарская ($n_{\lambda}=35$, $n_{k,\rho}=28$).

выше (1,6—2,5 г/см³), чем в Верхнеангарской (1,6—1,8) и в Северо-Муйской (1,4—1,9 г/см³) впадинах.

Теплопроводность донных осадков Байкальской впадины была измерена *in situ*, проведено также 230 определений λ по образцам, поднятым на борт судна при помощи поршневых трубок [Голубев, 1982а]. Полученные данные позволяют все образцы подразделить на шесть литологических групп, основные статистические характеристики которых приведены в табл. 4.4.

Наиболее низкую теплопроводность имеют образцы самого верхнего слоя осадков, об этом свидетельствуют и данные Е. А. Любимовой и А. К. Поповой [1967]. Их весовая влажность (W) в отдельных случаях достигает 74%. Средние значения влажности песков, пелитовых и але-

рифовых илов близки, теплопроводности же их существенно различаются. У плотных глин самая низкая влажность. Теплопроводность их близка к теплопроводности песков и в 2 раза выше средней теплопроводности верхних водонасыщенных илов. Среднее λ верхней 10-метровой толщи донных отложений составляет 1,0 Вт/(м·К). С глубиной происходит сначала быстрое, а затем все более медленное изменение λ и W . Начиная с 3—5 м, эти параметры изменяются мало, оставаясь близкими 1,15 Вт/(м·К) и 35% соответственно.

Указанное различие средних λ верхнего 1- и 10-метрового слоев осадков обусловлено не только уплотнением однотипных грунтов с глубиной, но и наличием ниже нескольких первых метров рыхлых байкальских отложений «добайкальских» осадков, теплопроводность которых в 1,5—2 раза выше.

На некоторых станциях измерения *in situ* дали аномально низкие λ — 0,45 Вт/(м·К), что может быть обусловлено присутствием газа, интенсивное выделение которого со дна часто наблюдается на озере [Голубев, 1982а].

Теплопроводность и влажность осадочных образований Байкала изменяются в довольно широких пределах не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлениях. Это должно приводить к рефракции теплового потока. Сопоставление измеренных значений λ осадков и теплового потока выявляет слабую положительную корреляцию между ними. Хотя коэффициент корреляции мал ($0,32 \pm 0,05$), но он значим и указывает на влияние рефракции на вариации теплового потока по площади дна озера [Голубев, 1979б].

Тепловые и плотностные свойства кристаллических пород рассматриваемого региона изучались на образцах из скважин горного обрамления или фундамента рифтовых впадин (см. табл. 4.5).

Теплопроводность магматических пород, преимущественно гранитов, изменяется от 1,1 до 3,5 Вт/(м·К) (см. рис. 4.10, *1а, б*). Повышенное λ (2,95—2,83 Вт/(м·К)) имеют граниты Ниловопустынского и Светлого участков. Остальная часть зоны характеризуется средним λ , близким к 2,5 Вт/(м·К). В трещиноватых и брекчированных породах λ уменьшается.

Температуропроводность магматических пород рифтовой зоны изменяется в пределах $(60\text{--}180) \cdot 10^{-8}$ м²/с. На гистограмме (см. рис. 4.10, *1а, б, в*) четко выделяются максимумы, характерные для Светлого ($k = 146 \cdot 10^{-8}$ м²/с) и Северомуйского ($k = 122 \cdot 10^{-8}$ м²/с), и минимумы, характерные для Слюдянского ($k = 114 \cdot 10^{-8}$ м²/с) и Витимского ($k = 109 \cdot 10^{-8}$ м²/с) участков. Низки значения k у гранитов в районе с. Ильинка ($k = 83 \cdot 10^{-8}$ м²/с).

Плотность изученных магматических пород изменяется от 2,5 до 3,1 г/см³, у гранитов — от 2,6 до 2,7 г/см³. Повышенную плотность имеют диабазы и сиениты (см. табл. 4.5).

Тепловые свойства метаморфических пород варьируют в более широких пределах (см. рис. 4.10, *в*; табл. 4.5), теплопроводность — от 1,2 до 5,6 Вт/(м·К), а температуропроводность — от $60 \cdot 10^{-8}$ до $190 \cdot 10^{-8}$ м²/с. Повышены тепловые свойства и плотность у рудосодержащих пород, а также высокопиритизированных сланцев Холондинского и метаморфизованных песчаников Удоканского участков (см. табл. 4.5). Таковы основные особенности и закономерности изменения тепловых свойств и плотности изученной коллекции пород Байкальской рифтовой зоны.

Полученные данные по теплопроводности были сопоставлены с геологическими особенностями рассматриваемого региона. В результате получена схема регионального распределения этого параметра по всей рифтовой зоне в целом (рис. 4.11, см. вкладку). Схема показывает, что теплопроводность верхних горизонтов земной коры отдельных участков обусловлена минеральным составом горных пород, преобладающим в их структурно-фациальных комплексах, тектонической подвижностью, а в рифтовых впадинах и степенью дезинтеграции терригенных отложений осадочного чехла.

Статистические характеристики измеренных и исправленных значений тепловых потоков в районе впадины Байкала, мВт/м²

Район исследований	Кол-во определений	Измеренный q			Исправленный q		
		пределы изменения	среднее значение и средне-квадратичное отклонение	коэффициент вариации, %	пределы изменения	среднее значение и средне-квадратичное отклонение	коэффициент вариации, %
Южный Байкал	82	34—165	72±23	32	40—195	80±28	35
Средний Байкал	46	15—130	64±21	33	34—124	70±22	31
Район Академического хребта	86	21—474	91±77	85	19—450	91±78	86
Северный Байкал	115	25—345	74±47	64	26—314	77±45	58
Вся Байкальская впадина	329	15—474	76±52	68	19—450	80±54	64

Тепловой поток в Байкальской рифтовой зоне, подобно другим рассмотренным выше параметрам, весьма неоднороден и изменяется от 15 до 474 мВт/м², причем весь этот диапазон значений встречается в пределах Байкальской впадины, для которой среднеарифметические значения измеренного и исправленного за близповерхностные искажения теплового потока составляют 76 и 80 мВт/м² (табл. 4.6). Результаты изучения теплового состояния недр Байкала позволяют сделать основополагающие выводы о геотермических условиях всей рифтовой зоны. Поэтому остановимся подробнее на вопросах термики озера.

подавляющее число измерений теплового потока на оз. Байкал расположено на профилях, секущих озеро вкrest его простирания (рис. 4.12). Расстояние между станциями на профилях составляло 4—5 км. В зонах выявленных локальных аномалий пункты наблюдений сгущались и расстояние между ними уменьшалось до 1—2 км, а в некоторых случаях и до сотен метров. Статистические характеристики теплового поля для впадины в целом и наиболее крупных морфологически выраженных ее частей — южной, средней, северной, а также для Академического хребта приведены в табл. 4.6, из которой следует, что значения потоков, исправленных за влияние осадконакопления рельефа дна, превышают измеренные потоки в среднем всего на 6%. Наибольшие значения q характерны для Академического хребта. В южной и северной впадинах Байкала тепловой поток в среднем одинаков. В средней части озера значение q на 15—20% ниже уровня, присущего другим частям акватории. Примечательно, что коэффициенты вариации теплового потока в северной части озера и на Академическом хребте в 2—3 раза выше, чем в других районах Байкала, а для озера в целом этот коэффициент приблизительно в 3 раза превышает его значения в тектонически стабильных регионах континентов (например, на юго-западе Сибирской платформы).

Большая изменчивость теплового потока требует особой статистической методики его осреднения. Поскольку наблюдаемые в Байкальской впадине аномалии теплового потока вытянуты вдоль озера, а измерения сосредоточены в основном на профилях, секущих его вкrest простирания, осреднение удобнее выполнять по группам профилей методом «скользящего окна» [Голубев и др., 1975].

По двум, чаще трем смежным профилям, указанным на рис. 4.12, строились обобщенные профили (рис. 4.13) так, чтобы 1/2 или 2/3 станций каждого обобщенного профиля входило в смежные с ним. Например, обобщенные профили XI, XII и XIII строились с использованием данных по профилям 9—11, 10—12 и 11, 12 соответственно. Этим достигалось сглаживание поля теплового потока Байкальской впадины в продольном ее направлении. Отдельные измерения q переносились с фактических про-

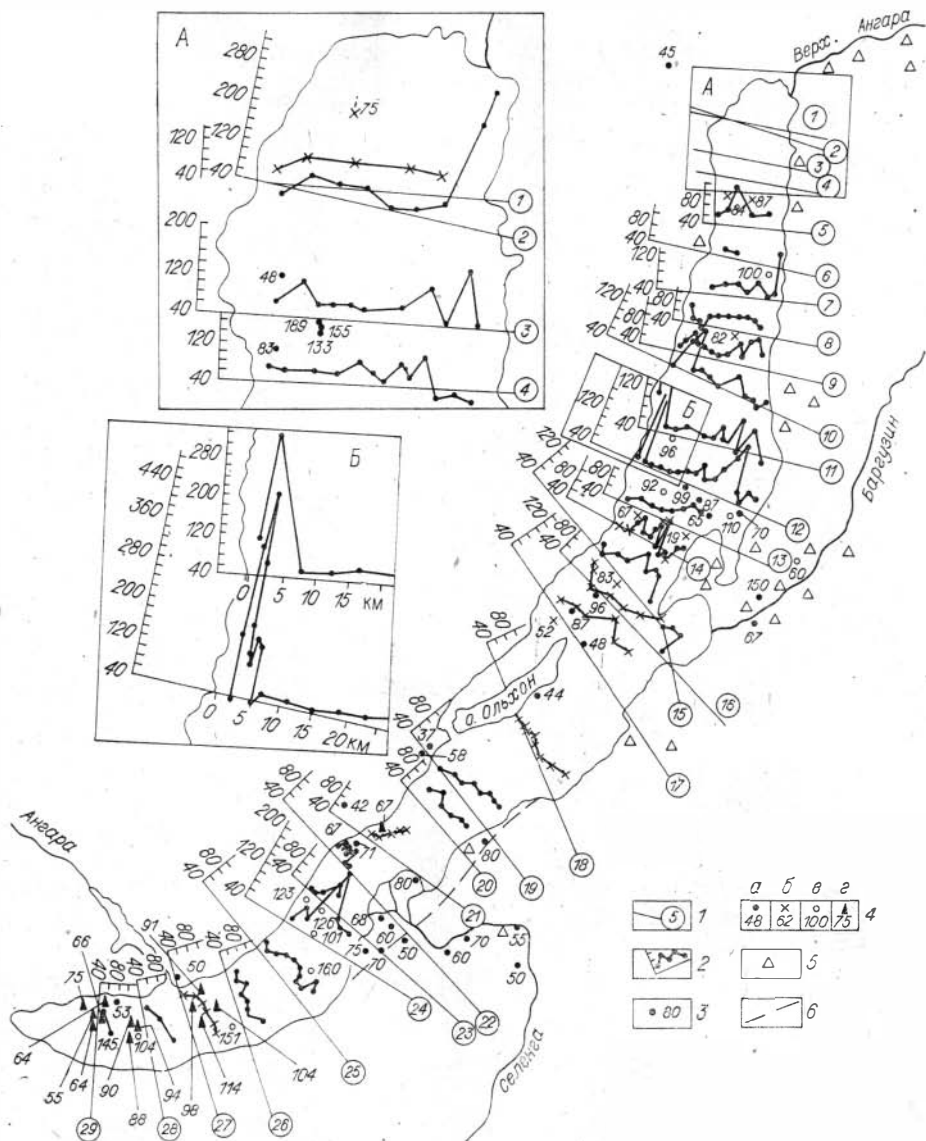


Рис. 4.12. Распределение исправленных (с учетом рельефа и динамики осадконакопления) значений теплового потока в районе впадины оз. Байкал.

1 — профили, на которых расположены пункты измерений потока; 2 — графики изменения потока вдоль профилей (на оси ординат указан поток, мВт/м²); 3 — значения потока на берегах озера; 4 — измерения потока, выполненные: а — В. А. Голубевым [1978, 19796, 1982а], В. А. Голубевым и др. [1978]; б — А. Д. Дучковым и др. [1976, 1977, 1979]; в — Е. А. Любимовой и А. В. Шелягиным [1966]; г — Л. А. Савостиным [1979]; 5 — термальные источники в окрестностях Байкала; 6 — юго-восточная граница кайнозойских отложений дельты Селенги.

филей на обобщенный так, что сохранялось отношение расстояний до берегов озера. Таким же образом переносились на обобщенный профиль значения потоков, измеренных вне профилей. Осреднение выполнялось путем подсчета средних значений потока в 10-километровых интервалах обобщенного профиля, каждый последующий интервал наполовину перекрывал предыдущий. В итоге получались средние значения для каждого 5 км обобщенного профиля. В каждый интервал осреднения в большинстве случаев попадало 6—10 значений потока. Для каждого из перекрывающих интервалов обобщенного профиля рассчитывался доверительный интервал как удвоенная квадратичная погрешность средних.

Проанализируем особенности теплового поля различных районов Байкальской впадины, основываясь главным образом на статистических его закономерностях, следующих из осреднения по профилям.

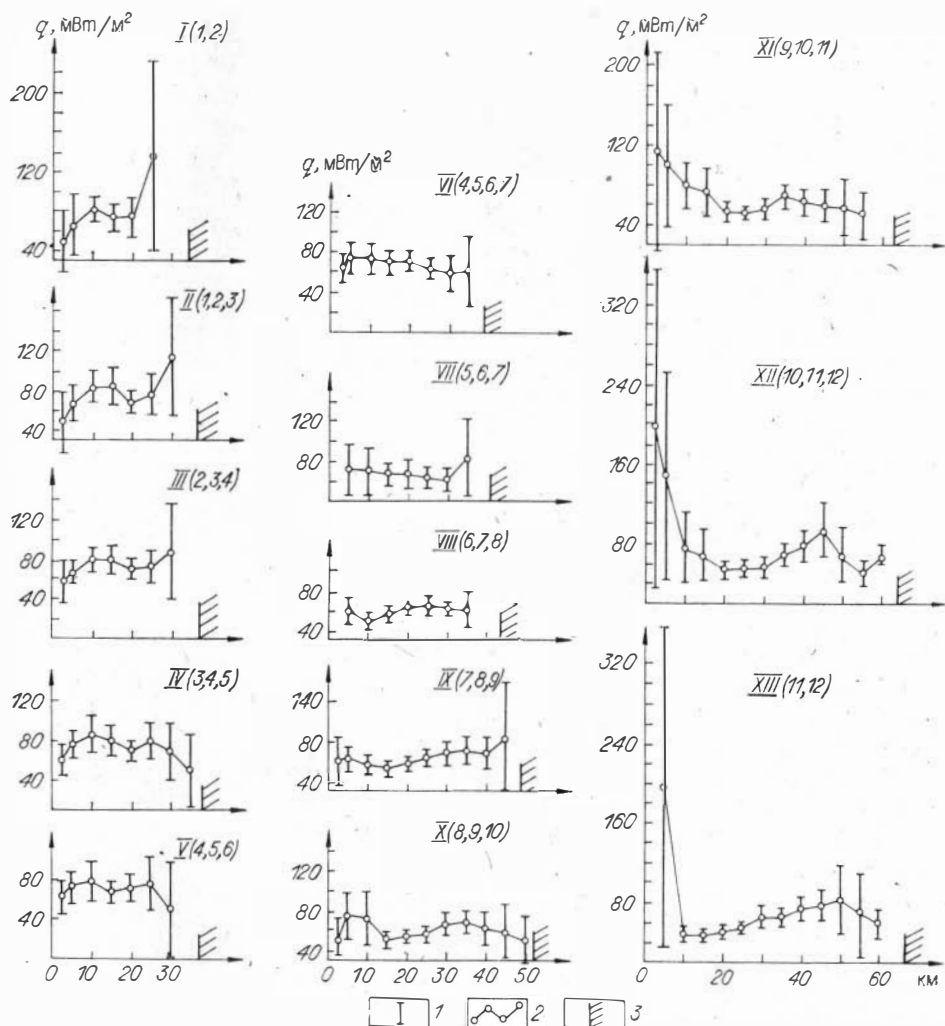


Рис. 4.13. Примеры осреднения тепловых потоков методом скользящего окна по группам профилей (см. рис. 4.12) северной части Байкала.

1 — доверительные интервалы осредненных значений потока; 2 — графики изменения осредненных потоков вдоль профилей; 3 — восточный берег озера. Римскими цифрами указаны номера обобщенных профилей, арабскими в скобках — исходных.

Южная и средняя впадины занимают более половины всей площади Байкала. В их пределах наблюдается общая закономерность изменения теплового потока вкрест озера: в полосе озера, примыкающей к западному берегу, тепловой поток не превышает 60 мВт/м^2 . Такие же значения q зафиксированы здесь и по скважинам. Так, у истока Ангары расположена самая глубокая (1160 м) на северо-западном берегу скважина, в которой тепловой поток достаточно постоянен по глубине и не превышает 50 мВт/м^2 [Любимова и др., 1975]. В пределах акватории ширина полосы пониженного теплового потока в южной части озера составляет 5–7 км, в средней — она расширяется до 15–20 км (профиль 18 на рис. 4.12). С приближением к юго-восточному берегу осредненные значения потоков возрастают до $80\text{--}100 \text{ мВт/м}^2$. Вдоль многих профилей восточное крыло аномалий q не прослежено. Ее спад в сторону Забайкалья достаточно хорошо изучен лишь в районе дельты Селенги, где имеются определения теплового потока в скважинах.

Вариации величин теплового потока у западного берега невелики, а на оси озера, и особенно у восточного берега, возрастают в несколько раз. Причиной этому могут быть одноактные переотложения осадочного

материала в виде оползней, обвалов или турбидных потоков, а также гидротермальная циркуляция. Так, на юго-восточном конце профиля 20, в области обнаруженного оползня [Солоненко, Тресков, 1966], измерен минимальный тепловой поток, составляющий 15 мВт/м².

С общей закономерностью увеличения теплового потока к восточному берегу не согласуются и результаты измерений на профиле 22, где на двух восточных станциях тепловой поток почти в 2 раза меньше, чем на западном. Такое понижение потоков может быть обусловлено обнаруженным здесь в донных отложениях газом, тепловой эффект от адиабатического расширения которого при движении вверх может превышать конвективный вынос тепла этими газами [Голубев, 1982а].

Максимальный тепловой поток в пределах рассматриваемого района составляет 165 мВт/м². Он измерен на Посольской банке в центральной части профиля 24 и превышает в 2—3 раза потоки в других его частях. Здесь отсутствуют рыхлые осадки, грунты представлены раннетретичными песками и глинами большой плотности [Голдырев, 1982], по трещинам в которых выводятся горячие подземные воды.

Геотермические измерения на обширном мелководье в дельте Селенги не проводились, лишь юго-восточнее мелководья есть данные о тепловых потоках по измерениям в глубоких скважинах (см. рис. 4.12). В аналитических и численных геотермических моделях Байкальской впадины именно в дельте Селенги прогнозируется максимум тепловой аномалии.

Академический хребет, представляющий собой внутривпадинную диагональную структуру, сложенную кристаллическими образованиями и разделяющую северную и среднюю части озера, пересечен шестью геотермическими профилями 12—17 (см. рис. 4.12). Лишь средние части этих профилей характеризуют тепловое поле хребта, фланги же отражают распределение теплового потока в северной и средней впадинах озера.

В целом поле теплового потока района представлено пестрой картиной повышенных и пониженных его значений. Общие особенности в распределении теплового поля усматриваются при его осреднении. Вблизи западного берега такие значения составляют около 55 мВт/м², с приближением к Академическому хребту увеличиваются до 70—90 мВт/м². Лишь на профиле 12 наблюдается более сложное распределение теплового потока. Спад тепловой аномалии от хребта к восточному берегу прослеживается не на всех обобщенных профилях.

У западного берега озера доверительные интервалы осредненных значений теплового потока относительно невелики, но увеличиваются в несколько раз на хребте и у восточного берега. Вариации теплового потока на Академическом хребте, по аналогии с таковыми в осевых зонах срединноокеанических хребтов, можно связать с гидротермальной конвекцией [Green et al., 1981], иногда инфильтрацией, а также с рефракцией теплового потока.

Северная часть оз. Байкал геотермически изучена наиболее детально. Ее пересекают 12 профилей. На профиле 12, проходящем через самую широкую часть акватории, выполнено 29 измерений теплового потока.

Основная особенность, отличающая тепловое поле северной части озера от других его районов, — это наличие узких положительных аномалий вблизи западного и восточного берегов и достаточно устойчивых и относительно низких тепловых потоков в осевой зоне озера [Голубев, 1979б], что особенно отчетливо прослеживается на юге района. Так, здесь на профилях 9—13 в 3—10 км от западного берега фиксируется положительная аномалия теплового потока, достигающая в максимуме (профиль 12) 474 мВт/м², что является наиболее высоким значением q в пределах озера. Ширина обсуждаемой аномалии по всем пересечениям с профилями теплового потока не превышает нескольких километров. У восточного берега тоже обнаружены узкие участки с перемежающимися высокими и низкими значениями теплового потока. Форма аномалий указывает на обусловленность их разгрузкой гидротерм по зонам разломов,

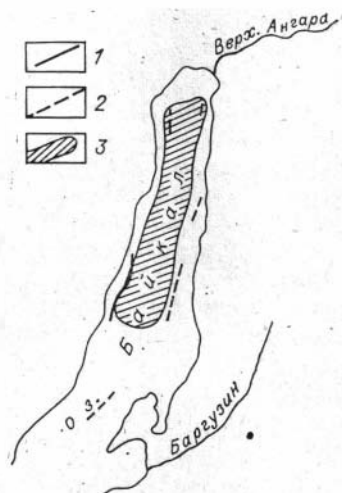


Рис. 4.15. Схема субаквальных гидротермопроявлений Северного Байкала.

1 — установленные, 2 — предполагаемые зоны излияния термальных вод; 3 — площадь дна, над которой обнаружен «теплый» слой придонных вод.

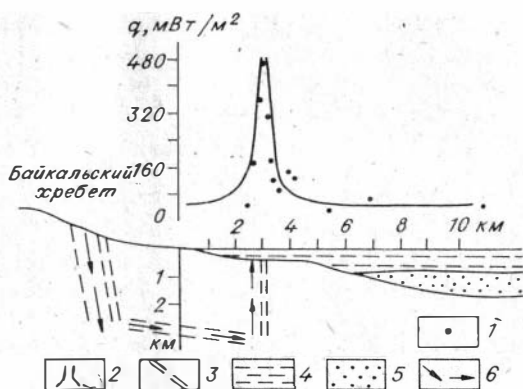


Рис. 4.16. Модель формирования гидротерм и тепловой поток в зоне их субаквального трещинного излияния на западном борту Северо-Байкальской впадины.

1 — фактические значения тепловых потоков; 2 — теоретически рассчитанные потоки на различных расстояниях от «щели», выводящей гидротермы с глубины 2,7 км; 3 — разломы и зоны дробления; 4 — водные массы озера; 5 — донные осадки озера; 6 — направление движения подземных вод.

что в ряде случаев подтверждается обнаруженными локальными повышениями температуры придонного слоя воды.

Изложенный фактический материал и составленная на его основе карта теплового потока Байкальской впадины, полученная путем осреднения значений потока на обобщенных профилях (рис. 4.12—4.14, см. вкладку), не оставляют сомнений в существовании здесь значительного числа локальных аномалий q . В каждой из трех котловин озера существуют обширные участки дна, в пределах которых вариации потока малы, а его значения не превышают 50—70 мВт/м². И лишь в отдельных зонах, вытянутых преимущественно вдоль бортов впадины, тепловые потоки достигают 80—100 мВт/м² и более.

Относительно широкая тепловая аномалия в районе дельты Селенги, согласно результатам моделирования, может быть обусловлена трещинной интрузией [Голубев и др., 1978; см. главу 6 в данной монографии]. Большие амплитуды и малая ширина тепловых аномалий, а также резкие вариации потока на малых расстояниях в районе Академического хребта и на Северном Байкале указывают на преимущественно конвективный вынос глубинного тепла подземными водами. Региональная оценка конвективного выноса тепла по одному из разломов Северного Байкала кратко рассматривается ниже. Более детально этот вопрос обсуждался ранее [Голубев, 1982а].

Представления о конвективном выносе тепла гидротермами базируются на специальном изучении вертикальной температурной структуры придонных вод, выполненном на некоторых станциях в глубоководной части Байкала. Наибольший объем таких измерений выполнен в северной части озера, где в отличие от других районов установлена инверсия в вертикальном распределении температур придонных вод. Общей тенденцией является понижение температуры с увеличением глубины, сменяющееся затем на расстоянии 15—80 м от дна ее повышением, которое в среднем составляет 0,01—0,02°C. Распространено оно на площади 3500 км² (рис. 4.15). При средней толщине 40 м объем «теплового» слоя равняется примерно 140 км³. Дополнительное теплосодержание этого слоя составляет не менее $6 \cdot 10^{15}$ Дж. Над участками дна, где зафиксированы максимальные величины тепловых потоков, придонный рост температуры в не-

которых случаях на порядок превышает региональное повышение. Наблюдающееся совпадение локальных геотермических аномалий с придонными указывает на то, что как те, так и другие обусловлены одной и той же причиной — субаквальной разгрузкой термоминеральных вод. Минерализация вод известных на берегах Байкала термальных источников превышает 0,3 г/л. Средняя минерализация байкальских вод не более 0,1 г/л. Изливаясь по зонам тектонических нарушений и обладая повышенной минерализацией и плотностью, термальные воды стекают в наиболее глубоководные районы Северного Байкала. Изучение условий статической устойчивости воды у дна озера показывает, что для того, чтобы компенсировать дефицит плотности, обусловленный повышением температуры на 0,01—0,02°C, необходимо, чтобы минерализация гидротерм была лишь на 0,5 мг/л выше минерализации байкальских вод [Голубев, 1979а].

Как уже отмечалось, чрезвычайно узкая тепловая аномалия, наблюдаемая у западного берега Северного Байкала на четырех последовательно расположенных профилях 9—12 (см. рис. 4.12), по всей вероятности, обусловлена близостью канала, по которому происходит субаквальная разгрузка гидротерм. Наиболее полно эта аномалия изучена на профиле 12. Шаг измерений теплового потока на этом профиле в районе аномалии составлял 200 м, что позволяет достаточно детально описать форму и размеры аномалии. Используя модель, в которой термовыводящим каналом является плоская вертикальная щель, попытаемся на основе геотермических данных по этому профилю оценить суммарную мощность конвективного тепловыноса. Схематический разрез верхних горизонтов земной коры и некоторые результаты моделирования представлены на рис. 4.16. Введем ряд допущений, позволяющих хотя бы в самом первом приближении оценить параметры гидротерм. Будем считать, что температура гидротерм на изливе $T_1 = 46^\circ\text{C}$, а кондуктивные теплотери (обусловленные теплоотдачей в стенки термовыводящего канала) составляют 0,3 (30%) общих теплотерь ($Q_{\text{конд}} + Q_{\text{конв}}$). Именно таковы средние температуры на изливе и доля кондуктивных теплотерь 53 термальных источников Байкальской рифтовой зоны [Голубев, 1982б]. Подставив в уравнение $(T_h - T_1) : T_h = 0,3$ значение $T_1 = 46^\circ\text{C}$, определим, что температура гидротерм T_h на глубине их формирования составляет 65°C . Теплопроводность кристаллических пород фундамента впадины и невозмущенный гидротермальной циркуляцией тепловой поток будем считать равными $\lambda = 2,5 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$ и $q = 60 \text{ мВт/м}^2$ соответственно. По этим данным нетрудно рассчитать, что температура $T_h = 65^\circ\text{C}$ должна наблюдаться на глубине $h = 2,7 \text{ км}$. С учетом величин T_h , λ , h по формуле

$$q(x) = \lambda T_h h^{-1} [1 + 2T_1 T_h^{-1} (e^{\pi x/h} - 1)^{-1}] \quad (4.8)$$

рассчитаем значения кондуктивного теплового потока $q(x)$ на различных расстояниях от «щели» [Голубев, 1982а]. Из рис. 4.16 следует, что полученная кривая неплохо согласуется с наблюдаемым распределением теплового потока. Как видим из рисунка, ощущаемое влияние термовыводящей «щели» распространяется в направлении x на расстояние, не превышающее глубины формирования гидротерм h .

Количество гидротерм, выносимых в придонные воды единицей длины «щели», составляет $1,2 \cdot 10^{-3} \text{ кг/(м}\cdot\text{с)}$ [Голубев, 1982а]. Расстояние между крайними профилями, фиксирующими рассматриваемую аномальную зону, равно примерно 50 км. С учетом указанного дебита единицы длины «щели» общее количество гидротерм, выносимых всей «щелью», составит 60 кг/с. Мощности конвективной и кондуктивной составляющих тепловыноса при таком дебите должны быть 11 000 и 4700 кВт соответственно, что близко к величинам $Q_{\text{конв}}$ и $Q_{\text{конд}}$ самых мощных гидротермопроявлений на берегах Байкала. Следует отметить, что в рассматриваемом районе расположены две широко известные палеосейсмогенные структуры Северного Байкала — Солонцовая и Средне-Кедровая. Они выражены рвами, эскарпами, трещинами растяжения. При обследовании этих палеосейсмодислокаций выявлен ряд факторов, свидетельствующих

об интенсивном подземном стоке грунтовых вод в сторону озера [Солоненко и др., 1968].

Данные о вертикальном водообмене в озере и полученное выше значение аномального теплосодержания придонных вод ($Q_{\text{аном}} = 6 \cdot 10^{15}$ Дж) позволяют независимо от геотермических оценок рассчитать ориентировочную (минимальную) величину конвективного тепловыноса субаквальными гидротермами Северного Байкала [Голубев, 1982а]. Вертикальный водообмен в Байкале происходит в результате присклонового опускания поверхностных вод озера в придонную область, перемещения их к осевой зоне озера и последующего подъема к поверхности [Верболов, 1977]. Согласно этой схеме, размеры зоны присклонового опускания на порядок меньше размеров той части озера, в пределах которой происходит подъем глубинных вод. Средние скорости присклонового опускания вод и последующего их подъема составляют соответственно $1 \cdot 10^{-2}$ и $1 \cdot 10^{-3}$ см/с. Используя эти данные, можно подсчитать, что время полного замещения на Северном Байкале глубинных вод поверхностными около трех лет. При такой скорости водообмена стационарное существование «теплого» придонного слоя с указанным выше аномальным теплосодержанием возможно в том случае, если в течение года заменяется треть объема слоя. Мощность конвективного тепловыноса гидротермами при этом должна составлять $64 \cdot 10^3$ кВт. Отнеся эту величину к площади Северного Байкала, получим, что тепловынос из придонных вод здесь составит 6 мВт/м^2 . Однако несомненно, что эта величина по сравнению с фактической занижена в несколько раз, поскольку в ней не учтены те гидротермы, которые сразу же после своего излияния сильно перемешались с байкальскими водами и поэтому не могли участвовать в формировании регионального «теплого» придонного слоя.

Все изложенное свидетельствует о гидротермальной природе выявленных на Северном Байкале локальных тепловых аномалий. Фоновые, ненарушенные гидротермальной циркуляцией потоки здесь, по-видимому, наблюдаются лишь в осевой зоне озера и составляют $55\text{--}60 \text{ мВт/м}^2$. Средний по площади тепловой поток на Северном Байкале равен 72 мВт/м^2 . Различие между указанными двумя величинами составляет около 15 мВт/м^2 и обусловлено кондуктивной отдачей тепла через стенки каналов, по которым термальные воды выводятся на поверхность дна. Как уже отмечалось, для сосредоточенных на берегах Байкала выходов термальных вод доля кондуктивных теплопотерь составляет 30% от суммарного тепловыноса гидротермами ($Q_{\text{сум}} = Q_{\text{конв}} + Q_{\text{конд}}$) [Голубев, 1982б]. При рассредоточенной восходящей фильтрации гидротерм в терригенных осадочных породах доля кондуктивных теплопотерь должна быть больше. С учетом этого можно предположить, что непосредственный вынос тепла гидротермами в придонные воды Байкала ($Q_{\text{конв}}$) равен их кондуктивным теплопотерям ($Q_{\text{конд}}$). Следовательно, средняя плотность теплового потока, обусловленного субаквальной разгрузкой гидротерм, на Северном Байкале составляет около 30 мВт/м^2 . Половина из этой величины приходится на измеряемую кондуктивную составляющую и столько же на конвективную составляющую, не измеряемую при обычной методике геотермических наблюдений.

Таким образом, с учетом тепла, вносимого в водную толщу озера непосредственно гидротермами, средний тепловой поток на Северном Байкале должен составлять 87 мВт/м^2 ($72 + 15$). Более трети этого общего тепловыноса приходится на непосредственно конвективные и связанные с ними кондуктивные теплопотери. Однако следует подчеркнуть, что указанные относительно высокие величины тепловых потоков по Северному Байкалу получены путем формального осреднения и не являются регионально значимыми. Как уже неоднократно отмечалось, на подавляющей доле площади дна озера тепловой поток здесь не превосходит $55\text{--}65 \text{ мВт/м}^2$.

В других *рифтовых впадинах Байкальской зоны* средние значения теплового потока изменяются от 55 до 91 мВт/м^2 (см. табл. 4.3). Последняя

цифра (по Тункинской впадине) вызывает некоторое сомнение, так как она получена в основном по аномальным участкам.

В горном обрамлении средние величины тепловых потоков равны 43 ± 10 мВт/м². На этом фоне заметно выделяются в виде отдельных аномальных зон сами рифтовые впадины (см. рис. 4.14). В каждой из них и даже на некоторых горных хребтах, например на Северо-Муйском, Баргузинском и даже на Алданском щите, имеются локальные геотермические аномалии, связанные с активными («рифтогенными») разломами, которые, как и в Байкальской впадине, часто являются зонами разгрузки современных гидротерм.

Рифтовые впадины, заполненные рыхлыми кайнозойскими осадками значительной мощности (до 2—3 км и более), представляют собой межгорные артезианские бассейны, в которых дополнительным теплоносителем являются термальные воды. Может быть, именно поэтому эти структуры выделяются в региональном поле в виде аномальных зон, внутри которых имеются локальные аномалии, связанные с более мелкими структурами (см. рис. 4.14).

Резкая дифференциация основных величин геотермических параметров и закономерности распределения тепловых потоков в регионе свидетельствуют о том, что Байкальская рифтовая зона имеет неустановившийся тепловой режим, который тесно связан с новейшей тектонической активизацией этой территории, продолжающейся и в настоящее время, судя по ее повышенной сейсмической и геотермальной активности.

Природа геотермических аномалий. Предполагается, что одной из основных причин новейшей тектонической активизации рассматриваемого региона и формирования его геотермического режима было приближение к подошве земной коры аномальной мантии [Рогожина, Кожевников, 1979]. Линза аномальной мантии, по-видимому, сильно разогрета, чем объясняются уменьшение в ее пределах скоростей сейсмических волн до 7,7—7,8 км/с (причем расплавленными должны быть всего 5—10% ее объема [Крылов, 1976, 1977]) и ее разуплотнение [Зорин, 1977], что, видимо, подтверждают данные магнитометрии и МТЗ [Новоселова, 1977; Попов, 1978].

Скопление разогретого вещества под земной корой вызвало образование Байкальского свода, а растекание этого вещества, обладающего пониженной вязкостью, в горизонтальном направлении привело к растяжению коры и образованию рифтовых впадин, под которыми земная кора заметно утонена и, видимо, на отдельных участках сильно разогрета [Лысак, Зорин, 1976].

Радиогенный тепловой поток в рифтовой зоне обеспечивает только минимальные величины тепловых потоков (до 20—30 мВт/м²), а на аномальных участках (в рифтовых впадинах) — не более одной трети наблюдаемых их значений [Дучков, Соколова, 1974а; Лысак, Зорин, 1976]. Это дает основание полагать, что в Байкальском рифте, как и в других рифтовых зонах Земли, имеются дополнительные источники глубинного тепла, расположенные в земной коре или верхней мантии. Такими источниками могут быть интрузии мантийного вещества из областей повышенного разогрева верхней мантии в земную кору или гидротермальный тепло-массоперенос. Влияние этих источников наиболее заметно в рифтовых впадинах, которые являются самыми проницаемыми участками земной коры в данном регионе.

Гидротермальный вынос тепла в Байкальской впадине уже рассмотрен в настоящей главе, а о соответствующем воздействии интрузий мантийного вещества будет сказано позднее (см. главу 6 данной монографии).

Наблюдаемое распределение теплового потока в верхних горизонтах земной коры также зависит от их структурно-тектонических особенностей и земного рельефа (пониженные величины потоков на хребтах, повышенные — во впадинах), от наличия и мощности многолетней мерзлоты, от минерального состава горных пород и контрастов их теплопроводности, от интенсивности движения подземных, особенно термальных вод. Послед-

ний фактор имеет особенно важное значение в зонах термоактивных разломов, где велика дезинтеграция пород и снижена теплопроводность раздробленных монолитов.

Итак, единой региональной аномалии теплового потока под Байкальской рифтовой зоной не существует. Наиболее прогретыми являются рифтовые впадины, под которыми земная кора утонена и на отдельных участках сильно разрушена. К таким участкам чаще всего приурочены повышенные величины тепловых потоков, так как именно здесь происходит наиболее интенсивный вынос глубинного тепла.

Тепловые потоки в рифтовой зоне генетически связаны и с другими геолого-геофизическими параметрами, и с гидротермальной активностью [Лысак, Зорин, 1976; Лысак, 1977; Голубев, 1982а, б]. На их распределение решающее влияние оказывает не возраст стабилизации континентальной коры, а ее более поздняя тектоническая активизация, обуславливающая нестационарный тип геотермического режима.

§ 3. ТЕПЛОВОЙ ПОТОК ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Температура, геотермический градиент и тепловые свойства пород. Геотермическая изученность Забайкалья явно недостаточна, поскольку здесь имеется лишь 57 пунктов геотермических наблюдений [Некрасов, Соловьева, 1966; Ясько и др., 1969; Моисеенко и др., 1972; Дучков, Соколова, 1975; Лысак, Зорин, 1976; Лысак, 1983а, б; Дорофеева, 1983; Каталог..., 1985].

Всего на нескольких участках Забайкалья глубина температурных измерений достигла 1—1,5 км (в Боргойской впадине, на Озерной площади вблизи пос. Гунда, в Восточном Забайкалье). Во впадинах глубина скважин обычно составляла 0,25—0,4 км, а на поднятиях не превышала 0,3 км. Максимальная температура — 33°C — зафиксирована по скважине в Боргойской впадине на глубине 1,1 км.

На большей части Забайкальской области умеренного горообразования значения геотермических градиентов превышают 15—20 мК/км. Во впадинах забайкальского типа они, как правило, увеличиваются до 20—25 К/км, а на Даурском и Ундино-Газимурском сводовых поднятиях и в районах развития кайнозойского вулканизма на Витимском плоскогорье — более 25—30 К/км.

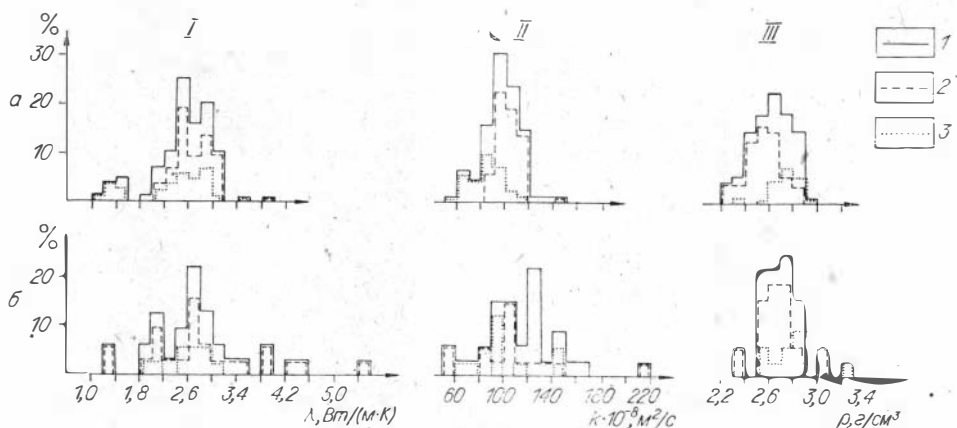
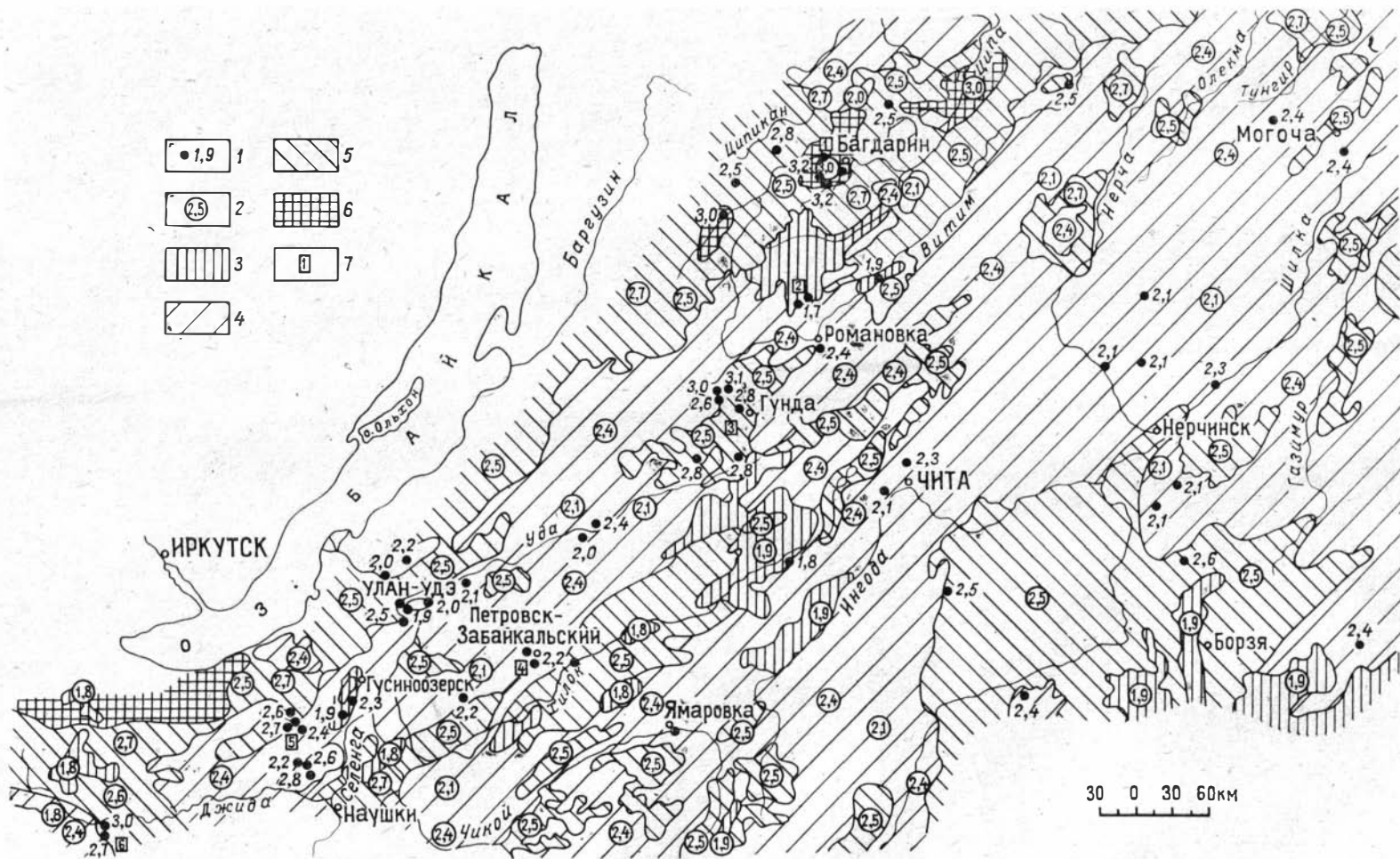


Рис. 4.17. Гистограммы распределения тепловых свойств и плотности горных пород Забайкальской области умеренного горообразования.

I — теплопроводность; II — температуропроводность; III — плотность. n — количество определений.

а: 1 — магматические породы ($n = 89$); 2 — сиениты ($n = 55$); 3 — диориты ($n = 28$).

б: 1 — эффузивно-осадочные породы ($n = 32$); 2 — осадочные породы ($n = 23$); 3 — туфы ($n = 9$).



Тепловые свойства и плотность горных пород Забайкальской области умеренного горообразования

Порода	Теплопроводность λ , Вт/(м·К)	Температуропро- водность, $k \cdot 10^{-8}$ м ² /с	Плотность ρ , г/см ³
Граниты	2,41(4) 1,90—2,84	117(4) 100—133	2,51(4) 2,48—2,60
Диориты	2,72(28) 2,14—3,66	86(28) 52—116	2,76(28) 2,38—2,96
Спелиты	2,68(52) 2,07—3,99	101(52) 83—149	2,54(52) 2,03—2,87
Трахиты	2,73(3) 2,41—2,95	109(3) 101—114	2,38(3) 2,28—2,47
Диабазы, базальты	1,96(3) 1,50—2,55	86(1)	2,85(1)
Метаморфизованные из- вестняки	3,47(11) 2,08—5,75	129(11) 84—214	2,77(11) 2,64—3,00
Гравелиты	2,87(4) 2,44—3,44	124(4) 104—144	2,59(4) 2,53—2,69

П р и м е ч а н и е. В числителе — среднее значение параметра (в скобках — количество образцов), в знаменателе — интервал изменения.

В нашей коллекции по исследуемому региону имеется около 100 образцов керна, представленных в основном магматическими и осадочно-эффузивными породами палеозоя и мезозоя (табл. 4.7). Среди них есть несколько образцов гранитов с участка Северного на Витимском плоскогорье, в основном же это породы среднего состава — диориты, спелиты, трахиты, вскрытые скважинами в Западном Забайкалье (Наран, Закаменск, Петровск-Забайкальский). Имеются также туфы и метаморфизованные известняки (Еравнинская впадина, участок Гунда). Используемые сведения о тепловых свойствах осадочных пород, заполняющих межгорные впадины Забайкальского типа, заимствованы частично из опубликованных работ [Моисеенко и др., 1972; Дучков, Соколова, 1974а].

Диапазон изменения тепло- и температуропроводности у пород описываемого региона значительно меньший, нежели в южных районах Сибирской платформы (рис. 4.17). Повышенные значения этих параметров ($\lambda_{\text{ср}} > 3\text{--}4$ Вт/(м·К); $k_{\text{ср}} > 100\text{--}150 \cdot 10^{-8}$ м²/с) имеют палеозойские роговики и метаморфизованные известняки, а также мезозойские диориты, хотя k последних очень низкая ($k_{\text{ср}} = 63 \cdot 10^{-8}$ м²/с). Теплопроводность остальных пород в основном близка к 2,5 Вт/(м·К). Она существенно понижена только у кайнозойских базальтов, в среднем 1,6 Вт/(м·К).

Так как в Забайкалье преобладают преимущественно плотные изверженные и метаморфические породы ($\rho = 2,7\text{--}2,8$ г/см³), то теплопроводность верхних горизонтов земной коры на этой территории в основном около 2—2,5 Вт/(м·К). Пониженную теплопроводность имеют базальтовые поля в юго-западной и северо-западной частях региона, вулканогенно-терригенные формации — на юго-востоке. Более высокая теплопроводность характерна для поверхностных пород в районах, сопредель-

Рис. 4.18. Теплопроводность верхних горизонтов земной коры Забайкальской области умеренного горообразования.

1 — теплопроводность изученного разреза в пункте наблюдений, Вт/(м·К); 2 — предполагаемая теплопроводность по результатам интерпретации геологических данных и тепловых свойств; 3—6 — региональные значения теплопроводности, Вт/(м·К): 3 — менее 2,0, 4 — от 2 до 2,5, 5 — от 2,5 до 3,0, 6 — более 3; 7 — участки детальных исследований тепловых свойств горных пород (1 — Северный, 2 — Тетрахский, 3 — Гундинский, 4 — Петровск-Забайкальский, 5 — Наранский, 6 — Закаменский).

Средние значения геотермических параметров в Забайкальской области умеренного горообразования

Геологическая структура	Кол-во определений	Геотермический градиент g , мК/м				Коэффициент теплопроводности λ , Вт/(м·К)				Тепловой поток q , мВт/м ²			
		от-до	$g_{\text{ср}}$	S_X	$S_{\bar{X}}$	от-до	$\lambda_{\text{ср}}$	S_X	$S_{\bar{X}}$	от-до	$q_{\text{ср}}$	S_X	$S_{\bar{X}}$
Впадины	32	10—33	23	7,2	2,6	1,7—3,2	2,4	0,4	0,16	32—79	52	13,2	4,6
Поднятия	25	9—36	20	6,6	2,6	1,8—3,0	2,6	0,3	0,12	28—84	50	16,0	6,2
Весь регион	57	9—36	22*	7,0	2,6	1,7—3,2	2,5*	0,4	0,14	28—84	51*	14,4	5,3

Примечание. $g_{\text{ср}}$, $\lambda_{\text{ср}}$, $q_{\text{ср}}$ — средние значения параметров; S_X — стандартное отклонение; $S_{\bar{X}}$ — доверительный интервал определения среднего. Звездочкой отмечены средневзвешенные значения геотермических параметров по всему региону.

ных с Байкальской рифтовой зоной (особенно в Чино-Амалатской впадине), и на отдельных участках Даурского свода, юго-восточного Забайкалья и некоторых других районов (рис. 4.18).

Тепловой поток. Среднее значение теплового потока в Забайкальской складчатой области близко к 50 мВт/м², причем поднятия и впадины при подсчете средних значений q практически мало различаются между собой (табл. 4.8). В Витимо-Селенгинской негативной зоне тепловые аномалии приурочены преимущественно к наиболее глубоким частям впадин и к полям кайнозойских базальтов, а на Даурском и Ундино-Газимурском сводовых поднятиях — к участкам более молодой континентальной коры и к зонам активных разломов, по которым нередко разгружаются трещинные термальные воды (рис. 4.19, см. вкладку).

Так как более 60% рассматриваемой территории сложено гранитоидами разного возраста и состава, а около 30% — гнейсами, кристаллическими сланцами и другими высокометаморфизованными породами, имеющими высокое кларковое содержание радиоактивных элементов, то следует полагать, что тепловой поток этого региона более чем наполовину (20—30 мВт/м²) обеспечивается радиогенным теплом [Дучков, Соколова, 1974а; Лысак, Зорин, 1976]. Доля мантийного потока на более стабильных участках коры составляет около 30% (например, на Витимском плоскогорье). В районах кайнозойского вулканизма и повышенной раздробленности земной коры в зонах крупных разломов, расположенных преимущественно в южной и юго-восточной частях региона, приток тепла из верхней мантии, возможно, увеличивается в 1,5—2 раза, а тепловое поле носит нестационарный характер [Лысак, 1983б]. На остальной территории Забайкалья преобладает относительно спокойный тектонический режим, который позволяет рассчитать температуры в земной коре по стационарной геотермической модели.

Теплогенерация в породах и температура в земной коре. Обобщением экспериментальных определений U , Th и K , выполненных к настоящему времени для многих типов горных пород региона [Дучков, Соколова, 1974а и др.], установлено, что радиогенная теплогенерация A в них изменяется от 1,2 до 4,0 мкВт/м³, а ее средневзвешенное значение равно 2,6 мкВт/м³. Даль-

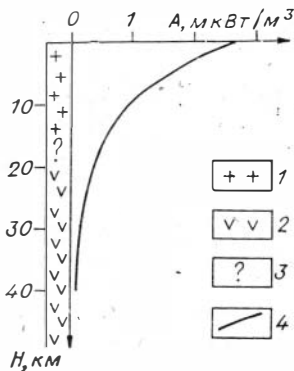


Рис. 4.20. Изменение теплогенерации горных пород по разрезу земной коры Забайкальской области умеренного горообразования.

1—3 — слои: 1 — «гранитно-метаморфический», 2 — «базальтовый», 3 — промежуточный; 4 — кривая изменения теплогенерации.

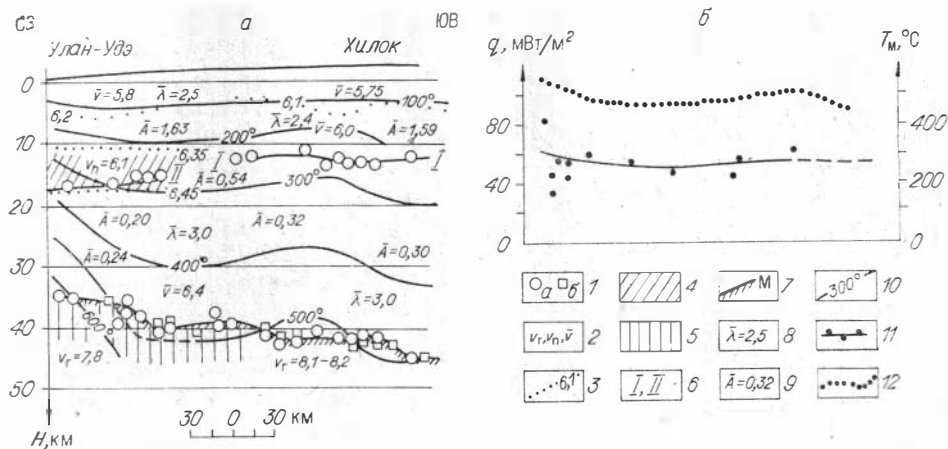


Рис. 4.21. Геотермический разрез земной коры южной части Забайкальской области умеренного горообразования (фрагмент геотраверса Усть-Уда — оз. Байкал — Хилок).

а — профиль ГСЗ [Крылов и др., 1981]: 1 — глубины по отраженным (а) и преломленным (б) волнам; 2 — граничная, пластовая и средняя скорости сейсмических волн, км/с; 3 — изолинии скоростей и их значение, км/с; 4 — волноводный слой; 5 — слой с пониженной скоростью в верхней мантии («аномальная» мантия); 6 — внутрикоровые отражающие границы; 7 — раздел Моховичича; 8—10 — геотермические данные: 8 — средняя теплопроводность, Вт/(м·К), 9 — средняя теплогенерация, мкВт/м³, 10 — расчетные изотермы, °С.

б — распределение теплового потока и температуры на подошве коры: 11 — измеренный (точки) и средний (линия) тепловой поток в зоне влияния геотраверса, мВт/м²; 12 — температуры на подошве земной коры, °С.

нейшее построение радиогенной модели было аналогично сделанному для юга Сибирской платформы (см. § 4 главы 3). Разница состояла только в том, что экспонента строилась сразу от земной поверхности без учета мощности осадочного чехла во впадинах (рис. 4.20). Значение параметра D в показателе экспоненты принималось равным 10 км. Кстати, это значение для Забайкалья можно считать достоверным, так как корни гранитных интрузий проникают здесь чаще всего именно до таких глубин [Турутанов, Зорин, 1978].

Теплогенерация в «гранитно-метаморфическом» слое до глубин 12—15 км изменяется от 2,6 до 0,7 мкВт/м³ между первой же и второй (17—18 км) отражающими сейсмическими границами она равна в среднем 0,54 мкВт/м³, а в «базальтовом» слое уменьшается до 0,30—0,24 мкВт/м³ (см. рис. 4.20).

Теплопроводность верхних горизонтов земной коры в среднем равна 2,5 Вт/(м·К), в «базальтовом» же слое она увеличивается до 2,7—3,0 Вт/(м·К).

Рассмотренные модели интенсивности радиогенной теплогенерации и теплопроводности, а также данные о распределении теплового потока были использованы для вычисления температуры в земной коре Южного Забайкалья, пересеченной профилем ГСЗ Усть-Уда — Хилок [Крылов и др., 1981]. Тепловой поток вдоль профиля осреднен в полосе шириной 80 км методом «скользящего окна» размером 40×80 км с перекрытием на 50%.

На рис. 4.21 показаны глубинное строение геотраверса по данным ГСЗ и распределение теплового потока, среднее значение которого в этом районе равно 53 мВт/м².

Осадочный слой на этом геотраверсе отсутствует. На I отражающей границе (глубины 14—15 км) расчетные температуры в земной коре изменяются от 220 до 270°C (в среднем около 250°C). На II отражающей границе (глубины 18—22 км) температуры варьируют от 280 до 320°C (среднее

значение 300°C). Подошва земной коры, мощность которой в зоне геотраверса с запада на восток постепенно увеличивается от 37 (Улан-Удэ) до 45 км (Хилок), может быть прогрета до 470—580° (в среднем $500 \pm 20^\circ\text{C}$). Вариации температур, как это видно из рис. 4.21, не соответствуют постепенному увеличению мощности коры, поэтому можно полагать, что поверхность мантии в рассматриваемом регионе неизотермична.

Величины геотермических параметров и расчетные температуры в земной коре Забайкалья хорошо сопоставимы с вариациями других геолого-геофизических данных: со средней изрезанностью рельефа, слабой сейсмичностью, аномальными и нормальными скоростями сейсмических волн на подошве коры, с уменьшенной толщиной магнитоактивного слоя и литосферы, с палеозойско-мезозойским возрастом формирования коры и ее последующей активизацией. Наличие на юге и юго-востоке этого региона кайнозойских разломов и термальных источников, а также аномально повышенных величин тепловых потоков (см. рис. 4.19) свидетельствует о том, что стационарный геотермический режим в этих частях региона нарушен новейшими тектоническими подвижками и связанной с ними гидротермальной активностью недр. Поэтому температуры в земной коре и на поверхности мантии здесь могут быть значительно выше, но о конкретных цифрах пока говорить не приходится из-за слабой геотермической изученности этой территории и отсутствия данных ГСЗ по ее глубинному строению.

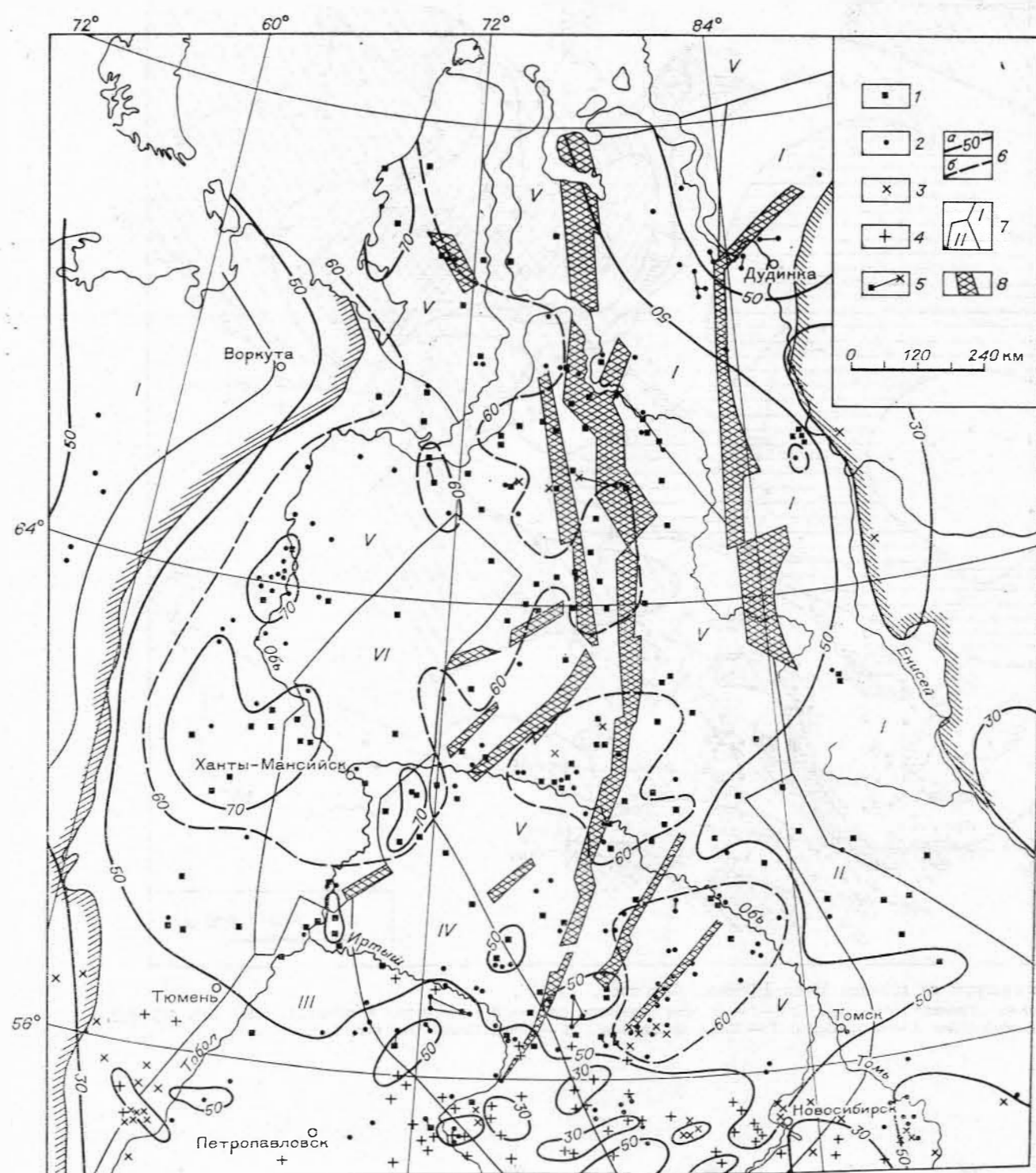


Рис. 3.8. Карта теплового потока Западно-Сибирской плиты.

1—4 — пункты измерения теплового потока: 1 — оценки выполнены по измерениям пластовых температур, 2 — термометраж ОГГ, 3 — высокоточный термометраж, 4 — то же до мелким скважинам (<200 м); 5 — точки принадлежат одному участку; 6 — изолинии теплового потока (а — основные, б — промежуточные), мВт/м²; 7, 8 — границы складчатых систем и раннемезозойские грабен-рифты соответственно в фундаменте плиты [Сурков, Жеро, 1981]. I — байкальская складчатость, II — саларейская, III — каледонская, IV — раннегерцинская, V — позднегерцинская, VI — байкальская, переработанная в позднегерцинское время.

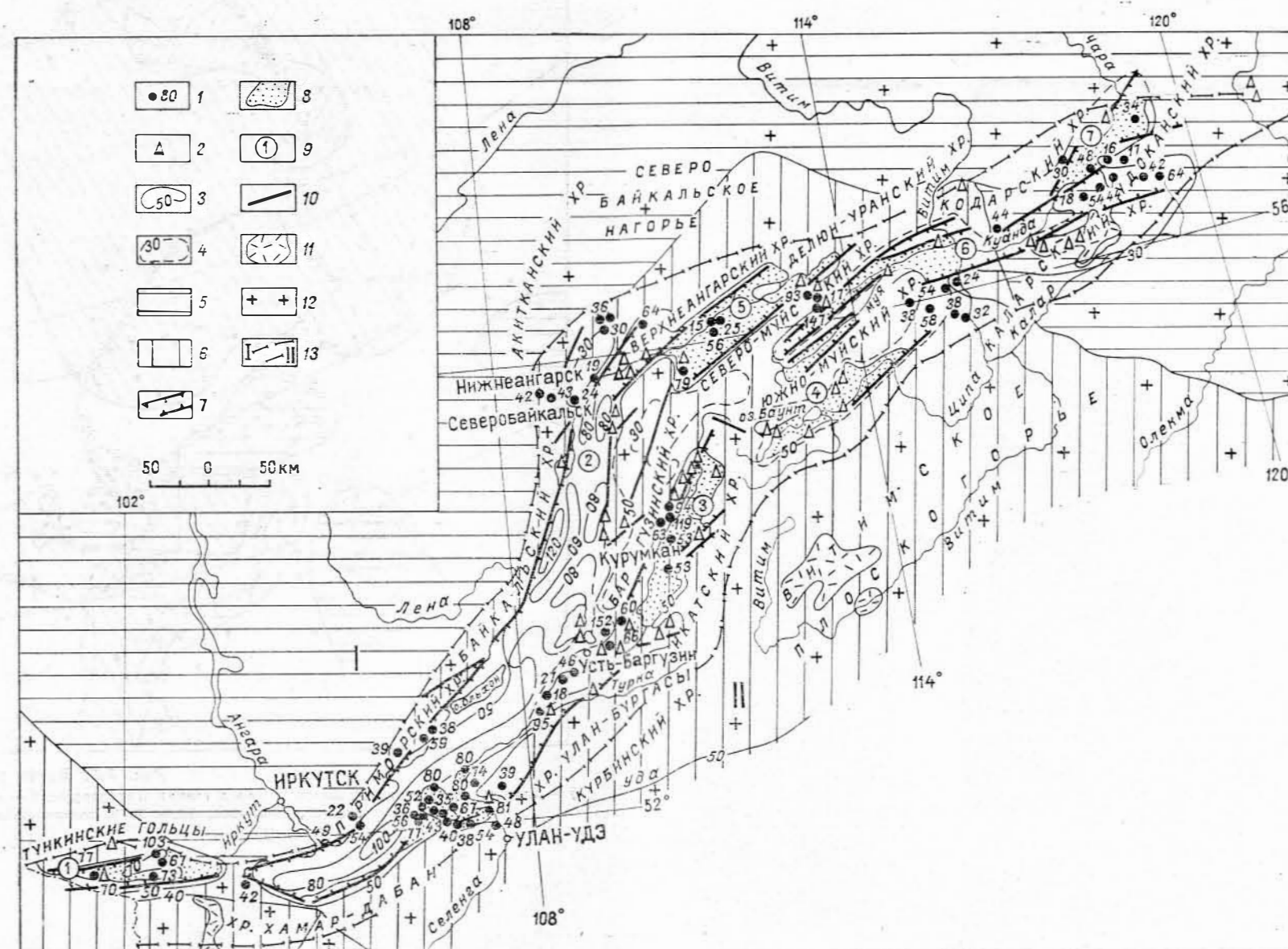


Рис. 4.14. Тепловой поток Байкальской рифтовой зоны.

1 — пункты определения теплового потока и его величины, мВт/м²; 2 — термальные источники; 3, 4 — изолинии измеренного (3) или предполагаемого по геологогеофизическим данным (4) теплового потока; 5, 6 — возраст формирования континентальной коры [Тектоника Северной Евразии, 1980]; 5 — к началу рифей, 6 — к началу девона; 7 — активные («рифтогенные») разломы; 8 — осадочный чехол сухонутных рифтовых впадин; 9 — названия рифтовых впадин (1 — Тункинская, 2 — Байкальская, 3 — Баргузинская, 4 — Паша-Баугтовская, 5 — Верхнеангарская, 6 — Муиско-Кузнецкая, 7 — Чарская); 10 — прочие разломы; 11 — поля байкальских базальтов; 12 — кристаллические породы горного обрамления; 13 — условная граница Байкальской рифтовой зоны с Сибирской платформой (II) и Забайкальской областью умеренного горообразования (II).



Рис. 4.11. Теплопроводность верхних горизонтов земной коры Байкальской рифтовой зоны.

1 — теплопроводность изученного базальта в пункте наблюдений, Вт/(м·К); 2 — предполагаемая теплопроводность по результатам интерпретации геологических данных и тепловых свойств; 3—8 — региональные значения теплопроводности, Вт/(м·К): 3 — менее 1.0; 4 — от 1.0 до 1.5; 5 — от 1.5 до 2.0; 6 — от 2.0 до 2.5; 7 — от 2.5 до 3.0; 8 — более 3.0; 9 — участки детальных исследований тепловых свойств горных пород (1 — Чарский, 2 — Сольбанский, 3 — Холдинский, 4 — Северомуйский, 5 — Удоканский, 6 — Удоканский второй, 7 — Витимский, 8 — Даванский, 9 — Баргузинский, 10 — Светлый, 11 — Черемшанский, 12 — Пильный, 13 — Арханский, 14 — Л. ственный, 15 — Байкальская впадина).

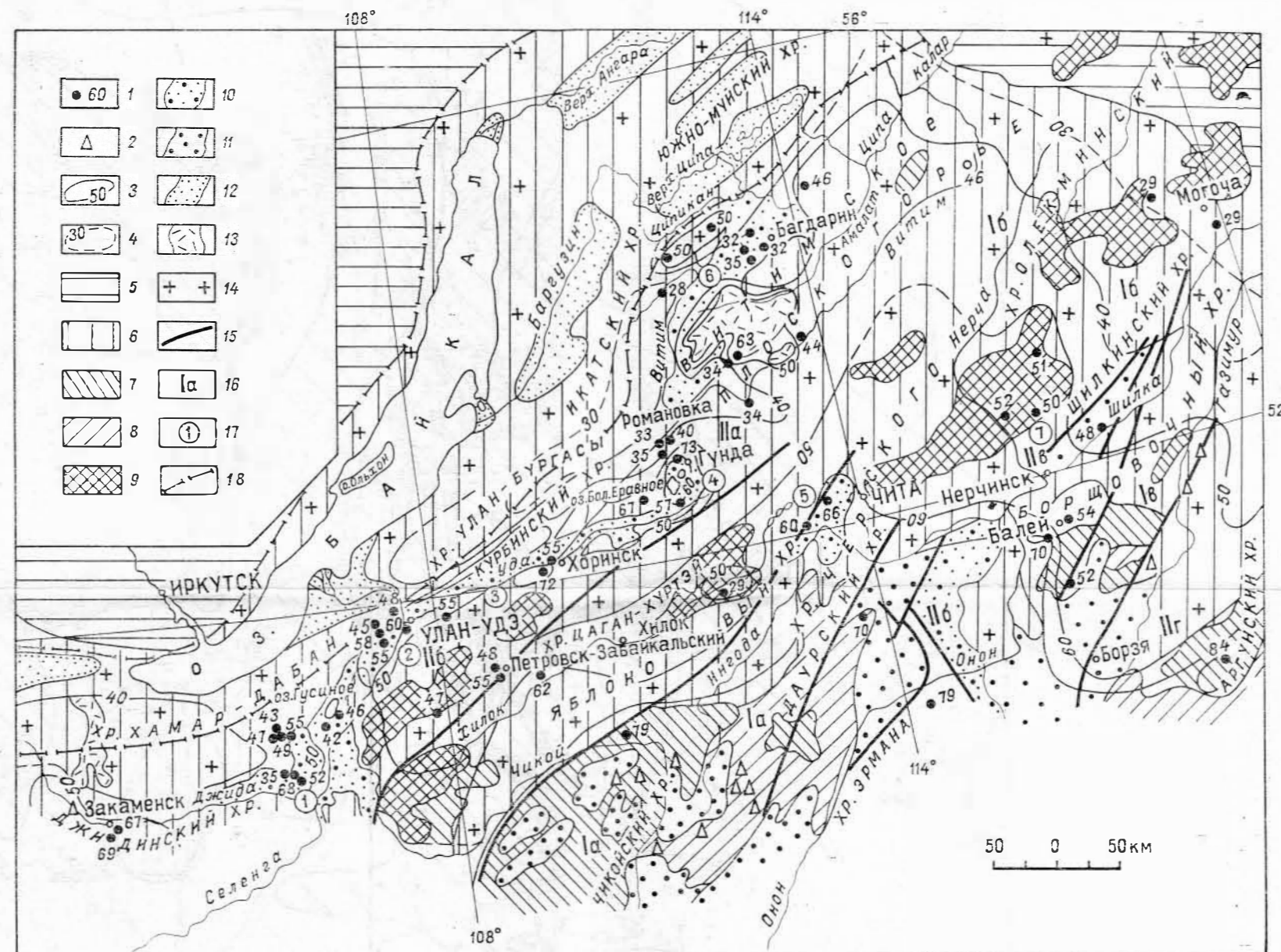


Рис. 4.19. Тепловой поток Забайкальской области умеренного горообразования и сопредельных районов.

1 — пункты определения теплового потока и его величины, мВт/м²; 2 — термальные источники; 3, 4 — изолинии измеренного (3) или предполагаемого (4) регионального теплового потока; 5—9 — возраст формирования континентальной коры [Тектоника Северной Евразии, 1980]; 5 — к началу рифей, 6 — к началу девона, 7 — в середине карбона, 8 — в середине триаса, 9 — в поздне-мелу; 10 — терригенно-вулканогенные формации впадин байкальского типа; 11 — формации океанических морей; 12 — рифтогенные впадины; 13 — каледонские платформы; 14 — кристаллические породы; 15 — активные разломы; 16 — геологические структуры первого порядка: Даурское (Ia), Олекминско-Становое (Ib) и Ундинско-Газимурское (Iв) сводовые поднятия; Витимо-Селенгинская (IIa), Агинская (IIb), Прибайкальская (IIв) и Приаргунская (IIг) негативные зоны; 17 — изучение геотермальной впадины байкальского типа (1 — Боргойская, 2 — Иволгинская и Оронойская, 3 — Удинская, 4 — Еравнинская, 5 — Читинско-Погодинская, 6 — Чино-Амалатская, 7 — Оловская, 8 — Зюльвинская и Букачинская); 18 — условная граница Байкальской рифтовой зоны.

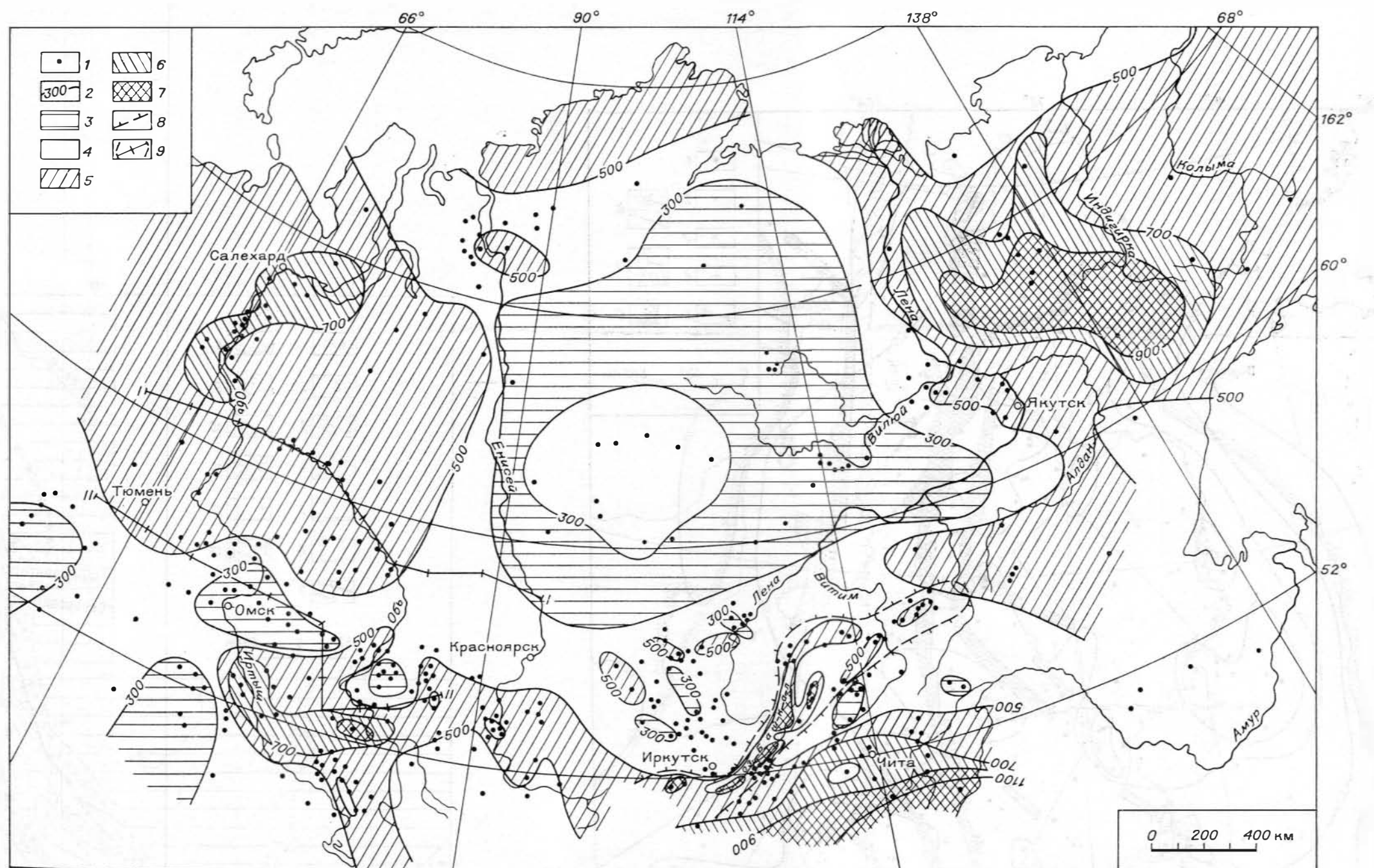
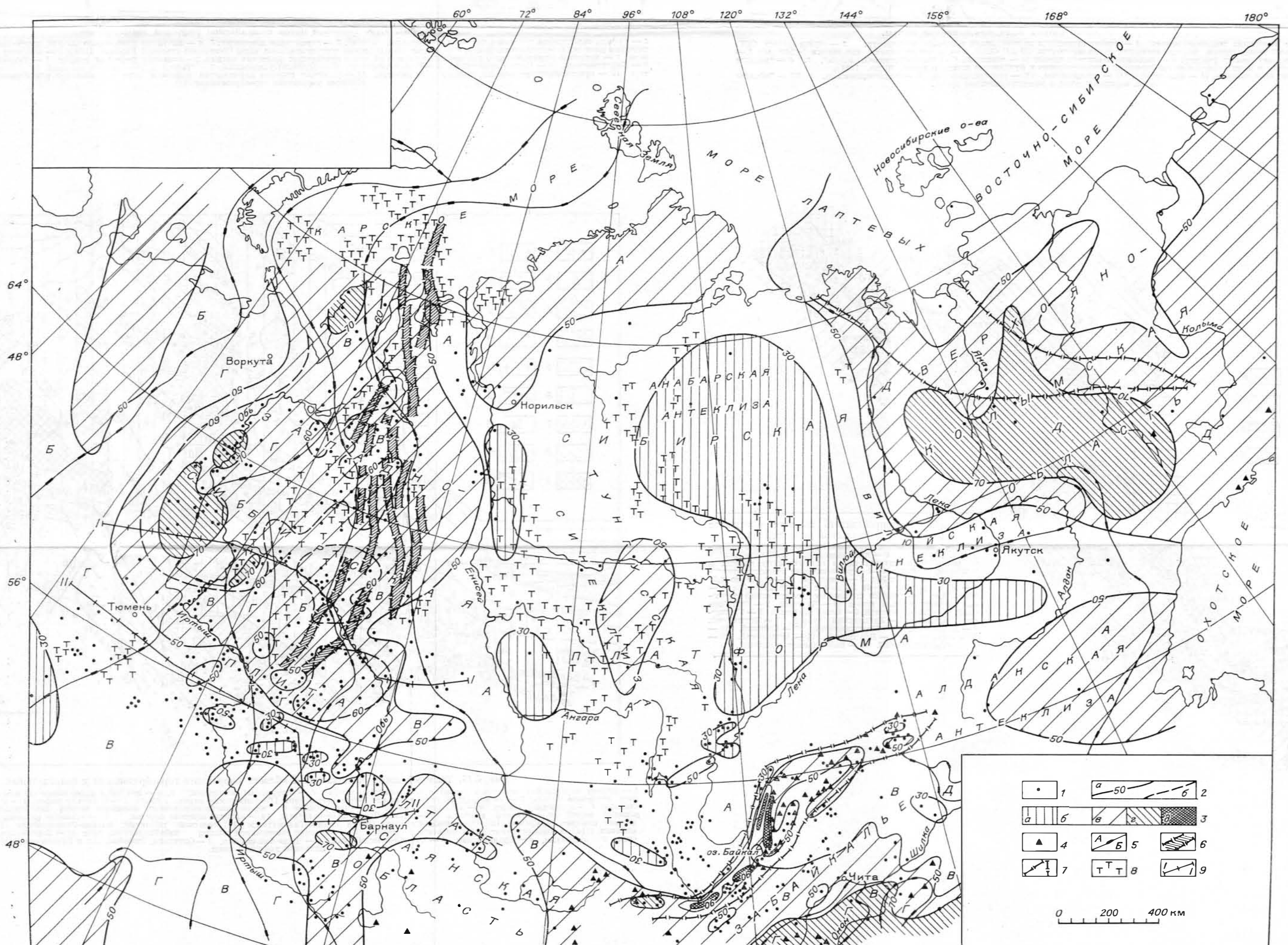


Рис. 5.3. Карта распределения температуры на границе Мохо [Дучков, Соколова, 1982].
1 — пункты определения теплового потока и оценки температуры; 2 — изолинии температуры на границе Мохо (T_m), °C; 3-7 — области изменения расчетной температуры в пределах: менее 300, 300—500, 500—700, 700—900, более 900°C соответственно; 8 — граница рифтовой зоны; 9 — геотравесы: I — Ханты-Мансийский, II — Свердловский (см. рис. 5.4).



Карта теплового потока Сибири. Составили А. Д. Дучков, С. В. Лысак, В. Т. Балобаев, Л. С. Соколова по материалам В. Т. Балобаева, Б. В. Володько, В. А. Голубева, В. Н. Девяткина, Р. П. Дорофеевой, А. Д. Дучкова, С. А. Казанцева, А. Р. Курчикова, А. Н. Левченко, С. В. Лысак, В. Е. Сальникова, С. И. Сергеев, Я. Б. Смирнова, Л. С. Соколова, П. П. Ставицкого и др. 1985 г.
1 — пункты измерения теплового потока q ; 2 — изолинии q (а — основные, б — промежуточные); 3 — значения $q < 30$ мВт/м² (а), $30 < q < 50$ мВт/м² (б), $50 < q < 70$ мВт/м² (в), $70 < q < 90$ мВт/м² (г), $q > 90$ мВт/м² (д); 4 — термальные источники; 5 — границы разновозрастных блоков земной коры [по Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1 : 5 000 000, — М.: ГИН АН СССР, 1980] (А — Д — области, сформировавшиеся: А — к началу рифей, Б — к началу фанерозоя, В — к началу девона, Г — в середине карбона, Д — в позднем мелу); 6 — внутриконтинентальные палеорифты; 7 — позднепалеозойские и кайнозойские рифты; 8 — траппы и палеобазальты; 9 — геотравесы.

Раздел II

ГЛУБИННЫЕ ТЕМПЕРАТУРЫ

Глава 5

ТЕМПЕРАТУРА ЛИТОСФЕРЫ СИБИРИ ПО ГЕОТЕРМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

§ 1. ГЕОТЕРМИЧЕСКИЙ МЕТОД ПРОГНОЗА ТЕМПЕРАТУРЫ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Интерес, проявляемый исследователями различных научных направлений к оценкам возможных температур и геотермических градиентов в земной коре и верхней мантии, вполне понятен. Для их получения существует ряд косвенных методов. Температуру больших глубин можно, например, оценить по температуре изливающихся лав, геотермометрами, а также по электромагнитным, сейсмическим и гравитационным данным. Точность таких оценок, как правило, невелика. Наиболее полные сведения о температурах земной коры и верхней мантии дает геотермический метод, позволяющий получить ее изменение по всему разрезу [Соколова, 1975 и др.].

Метод основан на решении уравнения теплопроводности для определенной физической модели земной коры и мантии изучаемого региона с заданными граничными, а для нестационарного случая и начальными условиями. Построение самой физической модели часто связано со значительными трудностями из-за отсутствия необходимых геолого-геофизических данных. Так, для построения модели необходимо, в частности, знать пространственное распределение источников тепла в коре и мантии, теплопроводности (λ), а в нестационарной модели и температуропроводности (k).

Источники тепла в коре имеют в основном радиогенную природу, а их интенсивность (A) определяется содержанием в породах основных радиоактивных элементов, которое, как известно, уменьшается с глубиной при переходе от кислых пород к средним и далее к основным и ультраосновным. В зависимости от типа пород изменяется и коэффициент теплопроводности. Поэтому земную кору обычно представляют совокупностью нескольких слоев, количество и мощность которых определяется главным образом по данным ГСЗ. Каждому из слоев ставят в соответствие определенные средние значения или зависимости изменения теплопроводности и интенсивности радиогенных источников тепла.

Распределение теплопроводности и радиогенных источников тепла по разрезу задается разными исследователями неодинаково, поскольку в настоящее время нет общепринятой стандартной методики расчета глубинных температур. Рассмотрим отдельно модели распределения источников радиогенного тепла и теплопроводности разреза земной коры, обсуждая в каждой из них известные в литературе варианты.

Распределение радиогенных источников тепла. При построении модели распределения радиогенных источников чаще других принимается экспоненциальное уменьшение их с глубиной, описываемое формулой $A = A_0 \cdot e^{-z/D}$ (A_0 — интенсивность теплогенерации в поверхностных породах; z — координата глубины; D — мощность приповерхностного слоя, в котором предполагается основное сосредоточение источников радиогенного тепла). A_0 оценивается по экспериментальным данным о содержании радиоактивных элементов в поверхностных породах, D может варь-

ровать от одного региона к другому, чаще принимают $D = 10$ км. Эта модель, однако, не универсальна. Она применима главным образом для регионов с высоким A_0 , т. е. когда у поверхности располагаются преимущественно кислые породы. В иных случаях более предпочтительным может оказаться линейное убывание источников радиогенного тепла с глубиной или слоистое распределение их с убыванием от поверхности к более глубоким слоям. В слое распределение радиогенных источников чаще принимается однородным, однако можно задавать его изменяющимся по определенному закону. Известно, например, задание в каждом слое экспоненциального уменьшения источников с глубиной. Если сведения о теплогенерации в породах региона скудны или вовсе отсутствуют, то весьма трудно принять какой-либо один вариант распределения радиогенных источников тепла. В подобных ситуациях полезно уметь оценить радиогенное тепловыделение в коре по другим известным для данного региона геофизическим параметрам, таким, как скорость упругих волн в слоях земной коры и их плотность. В ряде работ [Бурьянов и др., 1983; Rybach, Buntebarth, 1982; Stegena, 1984] приведены корреляционные зависимости между этими параметрами вида:

$$A = 2,5 \cdot 10^6 \cdot \exp(-2,3V); \quad (5.1)$$

$$A = 0,24 \cdot 10^6 \cdot \exp(-1,93V) \text{ при } 200 \text{ МПа}; \quad (5.2)$$

$$A = 0,0025 \cdot 10^6 \cdot \exp(-1,25V); \quad (5.3)$$

$$A = \exp(22,5 - 8,15 \rho); \quad (5.4)$$

$$A = 1,4 \cdot \exp 5(2,7 - \rho), \quad (5.5)$$

где V и ρ — средние значения пластовых скоростей продольных сейсмических волн и плотности в определенных слоях земной коры.

Графики соотношений (5.1)–(5.3) приведены на рис. 5.1. Видно, что зависимости 1 и 2 (авторы Л. Рибак, Г. Бантебарт и Л. Штегена) вполне удовлетворительно согласуются, график 3 (по В. В. Гордиенко) существенно отличается от них только при низких значениях скоростей. Много ниже получаются оценки интенсивности генерации радиогенного тепла по зависимости 4, построенной для древних континентальных районов, стабилизировавшихся в докембрии. Применение указанных формул к реальным плотностным и скоростным разрезам Западно-Сибирской плиты пока-

зывает довольно широкий разброс оценок значений A для «гранитно-метаморфического» слоя — от 0,8 до 1,6 мкВт/м³, для «базальтового» слоя он невелик — 0,4–0,6 мкВт/м³. Нам представляется, что при наличии экспериментальных данных о радиоактивности пород региона при построении модели распределения источников радиогенного тепла им следует отдавать предпочтение или по крайней мере использовать эти данные для проверки выбираемой зависимости.

Теплопроводность земной коры. Модели изменения теплопроводности, используемые при расчетах глубинных температур, основаны, как правило, на результатах лабораторных измерений коэффициента теплопроводности разных типов гор-

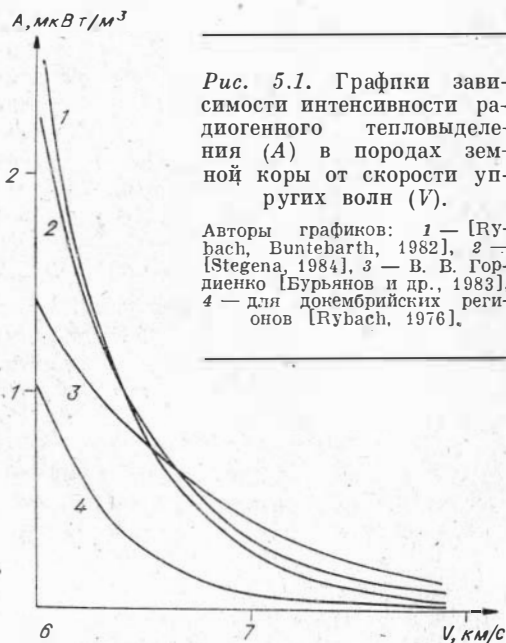


Рис. 5.1. Графики зависимости интенсивности радиогенного тепловыделения (A) в породах земной коры от скорости упругих волн (V).

Авторы графиков: 1 — [Rybach, Buntebarth, 1982], 2 — [Stegen, 1984], 3 — В. В. Гордиенко [Бурьянов и др., 1983], 4 — для докембрийских регионов [Rybach, 1976].

ных пород при нормальных условиях ($T = 20-30^{\circ}\text{C}$; $P \approx 1$ атм) и при высоких температурах. Общепринято полагать, что в земной коре основное влияние на теплопроводность оказывает температура (в поликристаллических породах λ существенно уменьшается с ростом T), увеличением же давления можно пренебречь. Лабораторные измерения используются для оценки средних значений теплопроводности отдельных слоев земной коры, в то время как зависимость от температуры задается аналитическими или корреляционными соотношениями.

В работах Е. А. Любимовой [1968а], А. Д. Дучкова, Л. С. Соколовой [1974а], Л. С. Соколовой [1975] и др. коэффициент теплопроводности вещества земной коры находится по формуле

$$\lambda = \lambda_0 (1 + \beta T)^{-1} + \frac{16}{3} [n^2 \sigma \varepsilon^{-1} (T + 273)^3], \quad (5.6)$$

где λ_0 — коэффициент теплопроводности рассматриваемого типа пород при нормальных условиях; β — коэффициент, учитывающий зависимость теплопроводности от температуры; σ — постоянная Стефана — Больцмана; n^2 — показатель преломления; ε — коэффициент поглощения (здесь и далее T в $^{\circ}\text{C}$, λ в $\text{Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$).

Первый член правой части (5.6) описывает зависимость от температуры фононной (решеточной) составляющей теплопроводности, второй — радиационной (лучистой).

Р. И. Кутас и В. В. Гордиенко [1971] предлагают изменение теплопроводности с глубиной определять по эмпирической формуле

$$\lambda = \lambda_0 - (\lambda_0 - \lambda_1) \cdot \left[\exp \left(0,725 \frac{T-20}{T+130} \right) - 1 \right]. \quad (5.7)$$

В пределах осадочного слоя используются $\lambda_1 = 3,3$ и $\lambda_0 = 1,7 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$, в нижележащих слоях $\lambda_1 = 4,8$, а λ_0 изменяется: в «гранитно-метаморфическом» — 2,9, в «базальтовом» — 2,1, в ультраосновных породах (верхняя мантия) — 6,5 $\text{Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$.

А. А. Смыслов и др. [1979] зависимости теплопроводности отдельных слоев земной коры от температуры представляют в виде

$$\lambda = b_0 - b_1 T + b_2 T^2 \quad (5.8)$$

(значения констант в (5.8) приведены в табл. 5.1).

В. Чермак [1982] для всей земной коры использует формулу

$$\lambda = \lambda_0 (1 + \beta T)^{-1} \quad (5.9)$$

в предположении, что λ включает как фононную, так и радиационную составляющие. Значения λ_0 и β в формуле (5.9) подбирались таким образом, чтобы она наилучшим образом аппроксимировала экспериментальные данные о теплопроводности горных пород при высоких температурах, приведенные в работе [Schatz, Simmons, 1972]. В интервале температур до 700°C предлагается использовать $\lambda_0 = 3 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$ и $\beta = 0,0008 \text{ град}^{-1}$, при более высоких T $\lambda_0 = 2,5 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$, а $\beta = -0,00025 \text{ град}^{-1}$.

Сопоставление оценок теплопроводности разных слоев земной коры по рассмотренным выше зависимостям показывает, что весьма близкие

Т а б л и ц а 5.1

Значения констант в формуле (5.8) для разных слоев земной коры

Слой	b_0 , Вт/(м·К)	b_1 , Вт/(м·К ²)	b_2 , Вт/(м·К ³)	Температур- ный интер- вал, $^{\circ}\text{C}$
Вулканогенно-осадочный	2,1	$4,4 \cdot 10^{-3}$	$4,8 \cdot 10^{-6}$	0—400
«Гранитный»	2,1	$2,9 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-6}$	0—1100
«Диоритовый»	1,8	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-6}$	0—1200
«Базальтовый»	3,8	$6,0 \cdot 10^{-3}$	$4,0 \cdot 10^{-6}$	400—1500
Верхняя мантия	3,0	0	0	900—1400

Значения теплопроводности, рассчитанные по эмпирическим зависимостям (5.10)—(5.13)

Скорости упругих волн, км/с		Температура Дебая Θ , К	Теплопроводность, Вт/(м·К)		
V_P	V_S		по Θ	по V_P	по V_S
6,0	3,5	485,6	1,6	0,2	Отрицательная
6,5	3,7	531,0	2,4	1,3	2,0
6,7	3,9	555,5	2,8	1,9	2,6
8,0	4,5	679,5	4,8	5,1	5,8
8,2	4,6	699,8	5,1	5,6	6,2
8,5	4,8	731,1	5,6	6,3	7,0

значения λ получаются по всем формулам, кроме (5.8). Особенно заметны расхождения для «гранитно-метаморфического» слоя.

Экспериментальных данных для построения модели теплопроводности коры часто бывает недостаточно. В такой ситуации было бы полезно, как и при изучении распределения радиогенных источников тепла, оценивать λ по другим геофизическим характеристикам.

Рядом исследователей обсуждались возможности оценки теплопроводности по данным о скоростях распространения сейсмических волн в земной коре. Наиболее подробно корреляционные соотношения и методика определения λ по сейсмическим скоростям описаны в работе К. Хораи и Г. Симмонса [Horai, Simmons, 1969], в которой для минералов силикатов приведены следующие зависимости:

$$V_P = (0,17 \pm 0,02) \lambda + (5,93 \pm 0,17); \quad (5.10)$$

$$V_S = (0,09 \pm 0,02) \lambda + (3,31 \pm 0,16), \quad (5.11)$$

где V_P и V_S — скорости продольных и поперечных сейсмических волн, км/с.

Поскольку такого рода соотношения зависят одновременно от нескольких параметров, в частности в значительной степени от минералогического состава пород, то в упомянутой работе предложена и более устойчивая, на взгляд авторов, зависимость между теплопроводностью и упругими свойствами силикатов:

$$\Theta = (25,6 \pm 3,0) \lambda + (385 \pm 28). \quad (5.12)$$

Температура Дебая (Θ) определяется по формуле

$$\Theta = 251,45(\rho/M)^{1/3}, \quad (5.13)$$

где $\rho/M = 0,048 \cdot \Phi^{0,323}$; $\Phi = V_P^2 - 4/3 \cdot V_S^2$; ρ — плотность; M — средний атомный вес.

По мнению авторов формул, ими можно пользоваться для оценки распределения фоновой составляющей теплопроводности в земной коре мощностью до 50 км. Для больших глубин следует учитывать воздействие радиационной теплопроводности посредством введения соответствующей температурной поправки.

В табл. 5.2 приведены значения λ , рассчитанные по формулам (5.10)—(5.13) для широкого интервала изменения скоростей сейсмических волн. Нетрудно видеть, что оценки теплопроводности изменяются весьма существенно, особенно при низких скоростях. Как уже отмечалось, экспериментальные данные, экстраполированные формулами (5.6)—(5.9), приводят к оценкам средних значений теплопроводности земной коры порядка 2—2,5 Вт/(м·К).

Из табл. 5.2 видно, что подобные значения λ получаются лишь в крайне узком диапазоне изменения скоростей сейсмических волн ($V_P =$

$= 6,5-7$ км/с, $V_s = 3,7-4$ км/с). При других значениях скоростей оценки теплопроводности по указанным зависимостям (особенно при $V_p < 6,0$ и $V_s < 3,5$ км/с) нереальны. Сопоставления показывают, что для большей части земной коры формулы (5.10)–(5.13) применить нельзя.

Этот вывод, в частности, подтверждают П. Зайпольд и Э. Хуртиг [Seipold, Hurtig, 1976], которые обсуждают результаты изучения на одних и тех же образцах туфов и кварцевых порфиров коэффициента теплопроводности и скоростей сейсмических волн V_p и V_s . В целом оказалось, что при одной теплопроводности скорости прохождения сейсмических волн в породах ниже, чем в минералах. Так, для кварцевых порфиров при среднем значении $\lambda = 2,4$ Вт/(м·К) скорость продольных сейсмических волн составляет лишь 5 км/с (судя по табл. 5.2, значение V_p должно быть в интервале 6,7–7,3 км/с). Корреляционная связь между λ и V для кварцевых порфиров отсутствует (коэффициент корреляции порядка 0,2).

В литературе обсуждается также возможность оценки теплопроводности в недрах Земли по известной формуле Дебая [Любимова, 1968а; Петрунин, Попов, 1983]

$$\lambda = \frac{1}{3} \rho C_p l V_m \quad (5.14)$$

где ρC_p — объемная теплоемкость при постоянном давлении; l — средняя длина пробега фононов; V_m — средняя скорость упругих колебаний, которая определяется через скорости продольных и поперечных волн по формуле

$$V_m^{-3} = \frac{1}{3} (V_p^{-3} + 2V_s^{-3}). \quad (5.15)$$

Наиболее неопределенным в (5.14) является значение l , которое оценивается исследователями по-разному. Так, Н. А. Волкова [1982] среднюю длину пробега фононов принимает равной 0,65–10 Å, Г. И. Петрунин и Р. П. Юрчак [1975] оценивают эту величину в 2,5–5 Å, а для силикатов l предполагается изменяющейся от 5,7 до 50 Å [Hogai, Simmons, 1969]. Естественно, что подобная неопределенность в оценке l делает весьма проблематичным использование приведенной выше формулы для расчета теплопроводности, хотя расчетные значения λ в последних работах подобного плана [Петрунин, Попов, 1983] близки к общепринятым: низы земной коры — 1,7–1,8, верхняя мантия — 2,5 Вт/(м·К).

Своеобразно подошла к прогнозу распределения теплопроводности в земной коре Р. П. Дорофеева (см. главу 3, § 4 настоящей работы), использовавшая известную формулу, связывающую три тепловые константы вещества (коэффициенты теплопроводности λ , температуропроводности k и теплоемкости C_p) и плотность ρ : $\lambda = k\rho C_p$, и имеющиеся представления об изменении ρ , C_p и k с глубиной. Расчеты показали, что в земной коре теплопроводность изменяется незначительно (в пределах 2,4–2,6 Вт/(м·К)), возможно существенное возрастание λ в верхней мантии до 3,3–3,5 Вт/(м·К).

Анализ методов, предложенных для построения модели теплопроводности земной коры, показывает, что наиболее разработаны те из них, которые основаны на экспериментальных данных по теплопроводности разных типов пород с учетом нарастания температуры с глубиной и позволяют учесть региональные особенности в пространственном изменении [Любимова, 1968а; Дучков, Соколова, 1974а; Кутас, Гордиенко, 1971; Смыслов и др., 1979; и др.).

Возникают сомнения по поводу возможности использования полученных для базальтов и габбро значений λ для оценки теплопроводности «базальтового» слоя, поскольку большая часть из исследованных в лабораториях основных пород содержит до 5–10% стекла.

Методы косвенных оценок теплопроводности по скоростям упругих волн и плотности требуют еще существенной доработки.

Статистические параметры корреляционной зависимости между T и q

H , км	m_0 , °C	m_1 , °C·м²/ МВт	r	δ , °C	H , км	m_0 , °C	m_1 , °C·м²/ МВт	r	δ , °C
5	—23	2,58	0,97	20	30	—95	11,05	0,97	45
10	—39	4,65	0,98	25	40	—223	15,61	0,95	40
20	—42	7,64	0,96	35	50	—275	18,09	0,95	50

В случае отсутствия или малочисленности данных по теплопроводности реальных разрезов пород предпочтительнее, видимо, пользоваться для всей коры значением λ , равным 2,5 Вт/(м·К). Эта величина представляется нам достаточно обоснованной в свете приведенных выше данных.

Методика расчета температур земной коры. После построения физической модели земной коры расчет температур сводится к решению уравнения теплопроводности, о чем говорилось уже выше. Данные о региональном распределении теплового потока q используются при этом в качестве одного из граничных условий, вторым является постоянство температуры на поверхности T_0 , обычно принимающейсся равной 0.

Для глубины 50—70 км современное тепловое поле пород в большинстве районов хорошо описывается стационарным уравнением теплопроводности [Тихонов, Самарский, 1966]. Нами рассчитаны термограммы для нескольких десятков моделей строения земной коры различных областей Сибири. В этих моделях земная кора представлялась состоящей из плоских параллельных слоев (осадочного, «гранитно-метаморфического» и «базальтового»), мощности которых изменялись в пределах 0—6, 10—22, 15—30 км соответственно. Мощность земной коры в целом изменялась от 33 до 45 км.

Интенсивность генерации радиогенного тепла A в каждом слое земной коры принималась постоянной и определялась по имеющимся сведениям о содержании радиоактивных элементов. Величина A изменялась в указанных выше слоях соответственно в пределах 1,26—1,42; 1,05—3,56 и 0,46 мкВт/м³.

Расчеты проводились как для случая постоянной теплопроводности в каждом слое коры, так и с учетом зависимости ее от температуры (глубины). Среднее λ основных типов магматических, метаморфических и осадочно-вулканогенных пород Сибири колеблется незначительно (2,1—2,5 Вт/(м·К)), теплопроводность осадочных пород может изменяться в более широких пределах — 1,3—3,8 Вт/(м·К). Тепловой поток в расчетах изменялся от 20 до 140 мВт/м².

Результаты расчетов температуры земной коры анализировались с целью выяснить влияние вариаций параметров моделей. Изменения разных параметров вызывают различные отклонения T , однако во всех случаях разброс возрастает с глубиной. Колебания мощностей слоев земной коры в указанных выше пределах вызывают у ее нижней границы небольшие изменения T — 30—40°C. Примерно такой же разброс создают и возможные колебания A . Разные варианты изменения λ приводят к существенным отклонениям температуры лишь при $T > 800$ —900°C, что обусловлено возрастающей ролью лучистого теплопереноса.

В отличие от перечисленных параметров геотермических моделей влияние теплового потока всегда существенно, а для температур менее 900°C оно является определяющим, и между величинами теплового потока и расчетной температуры для фиксированной глубины устанавливается четкая линейная зависимость вида $T = m_0 + m_1 q$. На рис. 5.2 сопоставлены T и q , а в табл. 5.3 приведены значения коэффициентов m_0 и m_1 , коэффициента корреляции r и среднеквадратичного отклонения δ для центральных частей регрессионных зависимостей (краевые части определяются менее уверенно). Из рис. 5.2 и табл. 5.3 видно, что на всех глубинах связь между T и q характеризуется коэффициентом корреляции,

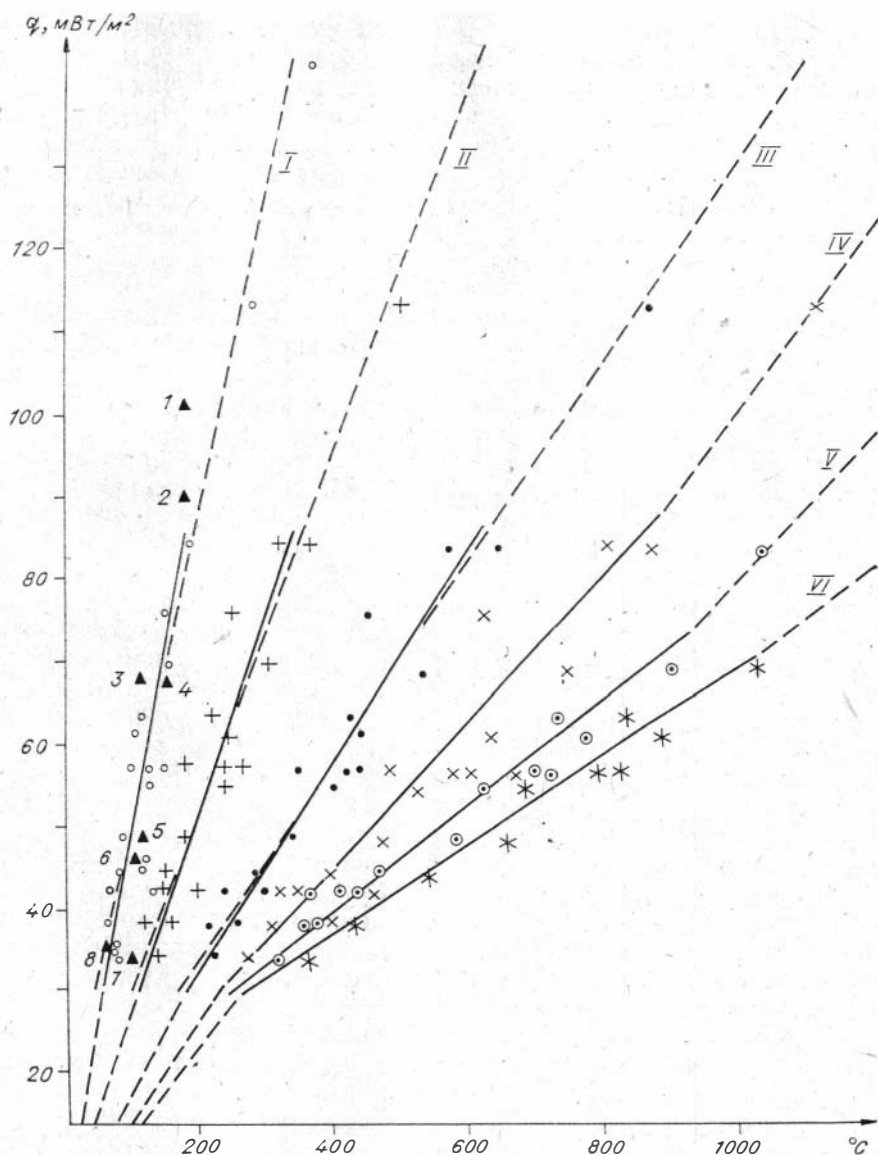


Рис. 5.2. График зависимости температуры земной коры на разных глубинах от величины теплового потока.

I — глубина 5 км; II — 10 км; III — 20 км; IV — 30 км; V — 40 км; VI — 50 км. Для штриховых линий I — III учтен интервал значений теплового потока 34—143 мВт/м², для сплошных линий I — IV — 34—84, V — VI — 34—63 мВт/м². Черные треугольники — температуры измерены непосредственно в скважинах: 1 — Фергана (Чуст-Пап); 2 — Индоло-Кубанский прогиб (Медведевская пл.); 3, 4 — Фергана (Гумхана); 5, 6 — Прикаспийская низменность (Биикжальская пл.); 7 — Апшеронская область, месторождение нефти «Зыря»; 8 — Кольский полуостров (Печенгский район).

близким к 1. Величину δ можно рассматривать как оценку точности определения T по уравнению регрессии.

Описанный геотермический метод оценки температуры в земной коре и верхах мантии сводится к следующему. В изучаемом районе обосновываются по имеющимся данным геотермические модели строения земной коры (изменения мощности слоев, величин λ , A , q). Если параметры моделей близки к рассмотренным выше, то оценка T может быть выполнена непосредственно по приведенным на рис. 5.2 и в табл. 5.3 номограмме и уравнениям регрессии. В случае существенного отклонения какого-либо параметра необходимо изучение его влияния посредством проведения дополнительных расчетов.

Лучшим способом проверки методики является сопоставление расчетных значений T с непосредственно измеренными на той же глубине. К сожалению, пока подобные сопоставления возможны лишь для глубин 5—10 км. Мы располагали сведениями о температуре на глубине 5 км и величине q для десяти пунктов СССР (см. рис. 5.2). Сопоставление измеренных и расчетных T показало среднеквадратичное расхождение между ними в 23° , что лишь немного выше величины, указанной в табл. 5.3 для глубины 5 км.

Можно привести еще два примера использования указанного соотношения между T и q .

В сверхглубокой скважине у пос. Саатла в Азербайджанской ССР температура, измеренная на глубине 6 км, составляет 120°C («Правда», 17 окт. 1980 г.). Тепловой поток в этом районе оценивается в 50 мВт/м^2 [Глубинный тепловой поток..., 1974]. По номограмме рис. 5.2 такому потоку на глубине 6 км должна соответствовать температура 125°C .

В Кольской сверхглубокой скважине на глубине 10 км измерена температура 180°C («Известия», 9 окт. 1980 г.). Средний тепловой поток в этом районе Балтийского щита оценивался ранее в 40 мВт/м^2 [Глубинный тепловой поток..., 1974]. Согласно номограмме, для этого значения теплового потока прогнозируется существенно меньшее значение температуры — около 140°C . Причина расхождения может заключаться в несоответствии интенсивности радиогенного тепловыделения в рассмотренных моделях земной коры с реальным тепловыделением в породах Печенгской серии, которая оказывалась в 3 раза ниже, чем, например, в поверхностных породах юга Сибири [Аршавская и др., 1972; Дучков, Соколова, 1974а]. При учете этого прогнозируемая температура становится близкой к измеренной. В то же время сейчас тепловой поток по Кольской скважине оценивается более высоко — порядка 50 мВт/м^2 [Милановский, 1984].

Своеобразным способом проверки методики явилось ее применение для других территорий. Сопоставление оценок T на глубине 40 км для некоторых районов европейской части СССР и США [Дучков, Соколова, 1974а] с полученными по нашей методике показало, что расхождение между ними не превышает значения, указанного для данной глубины в табл. 5.3. Следует подчеркнуть, что в данном случае методика применялась совершенно формально.

Рассмотренный выше метод использован в настоящей работе для оценки распределения температуры у подошвы земной коры территории Сибири. Как видно из предыдущего изложения, для решения этой задачи необходимо знать глубину залегания этой границы и распределение q .

Данные о мощности земной коры (H_K) в Сибири взяты нами из работы П. А. Беляевского [1974], где они обсуждаются достаточно детально. Здесь отметим только, что H_K меняется в пределах Сибири сравнительно мало — от 35 до 50 км при средней мощности коры около 40 км.

Методика расчета температуры литосферы. Расчет температуры ниже границы Мохо выполнен нами с целью определения мощности литосферы. Расчет проводился по отдельным элементам площадью $4 \times 6^\circ$, на которые градусной сеткой была разбита вся территория Сибири. Предварительно для каждого из элементов были определены (по данным, приведенным в настоящей работе и в работе П. А. Беляевского [1974]) средние значения теплового потока q , температуры на нижней границе земной коры T_M и мощности коры H_K . Эти сведения использованы для оценки средних значений корового (радиогенного) q_K и мантийного q_M тепловых потоков по известным выражениям:

$$\begin{aligned} q_K &= 2(q - [T_M \lambda_K H_K^{-1}]) = A_K H_K; \\ q_M &= q - q_K \end{aligned} \quad (5.16)$$

где λ_K и A_K — средняя теплопроводность и интенсивность радиогенного тепловыделения во всей земной коре. В расчетах принималось постоянное значение $\lambda_K = 2,2 \text{ Вт/(м} \cdot \text{К)}$.

Для мантийной части литосферы мощностью ΔH можно записать

$$T_{\text{л}} = T_{\text{м}} + \lambda_{\text{м}}^{-1} \left(q_{\text{м}} - \frac{1}{2} A_{\text{м}} \Delta H \right) \cdot \Delta H, \quad (5.17)$$

где $T_{\text{л}}$ — температура на нижней границе литосферы; $\lambda_{\text{м}}$ и $A_{\text{м}}$ — средние теплопроводность и интенсивность радиогенного тепловыделения в слое ΔH . Значения $\lambda_{\text{м}}$ и $A_{\text{м}}$ приняты в расчетах постоянными: 2,4 Вт/(м·К) и 0,01 мкВт/м³ [Петрунин, Попов, 1983; Смирнов, 1980; Pollack, Chapman, 1977].

Полагая, что литосфера подстилается частично расплавленными породами верхней мантии, можно также записать

$$T_{\text{л}} = T_{\text{п}} = T_{\text{п},0} + g_{\text{п}} \cdot H_{\text{л}}, \quad (5.18)$$

где $T_{\text{п},0}$ и $T_{\text{п}}$ — значения температуры плавления мантийного вещества на уровне земной поверхности и у подошвы литосферы; $g_{\text{п}}$ — градиент возрастания температуры плавления с глубиной; $H_{\text{л}}$ — мощность литосферы. Согласно работе [Pollack, Chapman, 1977], авторы которой подробно рассмотрели экспериментальный материал по плавлению мантийных пород, можно положить $T_{\text{п},0} = 1080^\circ\text{C}$ и $g_{\text{п}} = 3$ мК/м.

Совместно преобразовав формулы (5.16) и (5.18), подставив значения $T_{\text{п},0}$ и $g_{\text{п}}$, получим выражение для расчета мощности литосферы:

$$H_{\text{л}} = H_{\text{к}} + \Delta H = H_{\text{к}} + A_{\text{м}} \lambda_{\text{м}}^{-1} \left[q_{\text{м}} \lambda_{\text{м}}^{-1} - 3 - \sqrt{(q_{\text{м}} \lambda_{\text{м}}^{-1} - 3)^2 + 2 A_{\text{м}} \lambda_{\text{м}}^{-1} (T_{\text{м}} - 3 H_{\text{к}} - 1080)} \right]. \quad (5.19)$$

По формуле (5.19) в каждом элементе сетки рассчитывались значения $H_{\text{л}}$, которые затем были обобщены и представлены ниже в виде схемы распределения мощности литосферы в изолиниях.

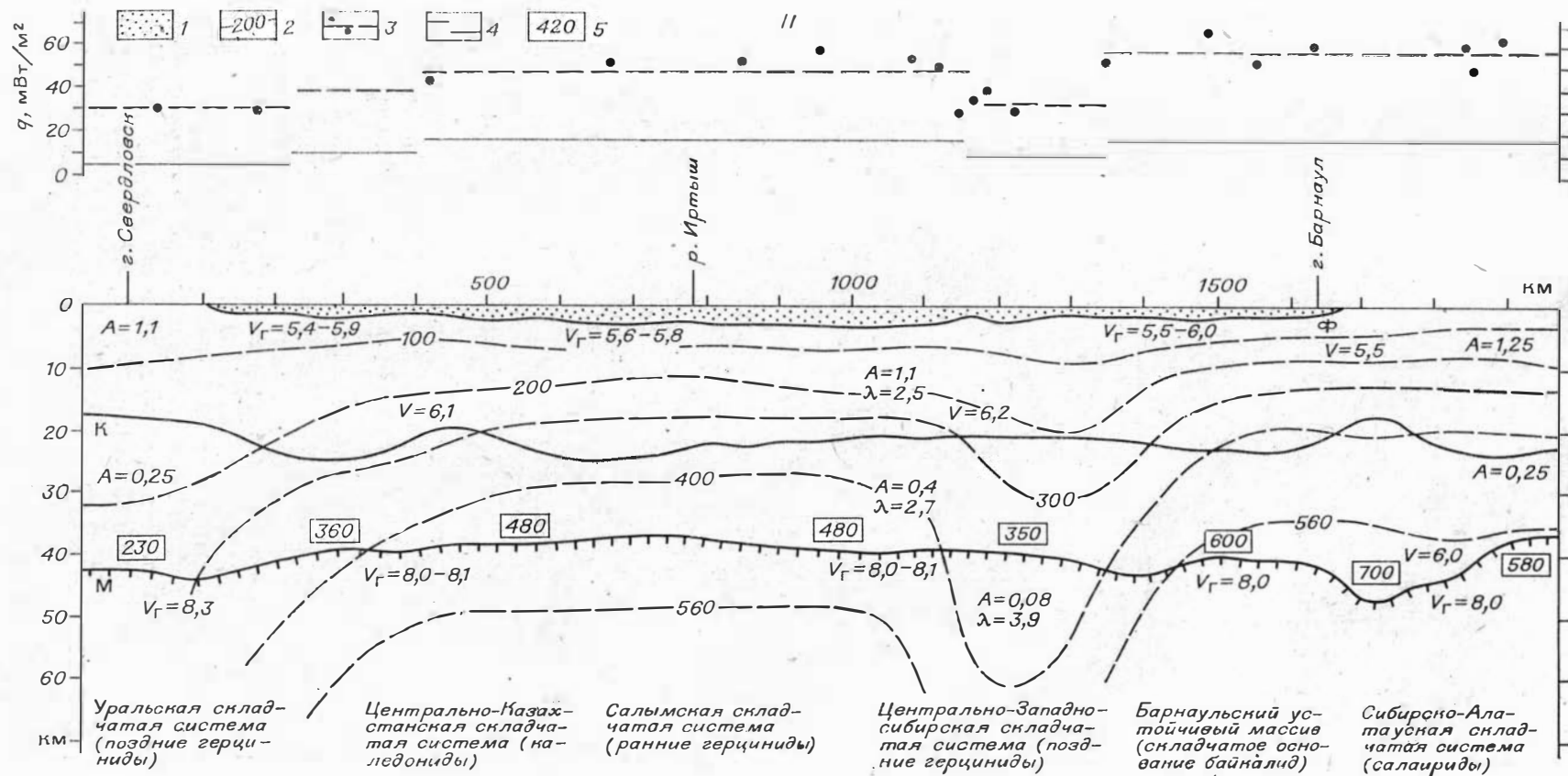
§ 2. ТЕМПЕРАТУРА НА УРОВНЕ ГРАНИЦЫ МОХО

Расчет температуры нижней границы земной коры выполнялся по изложенной выше методике. В большинстве случаев он сводился к оценке $T_{\text{м}}$ по известным значениям мощности земной коры и теплового потока в том или ином пункте. Полученные таким образом значения температуры послужили основой для построения карты изолиний $T_{\text{м}}$ (рис. 5.3, см. вкладку). Изолинии проведены через 200°C ; этот интервал определяется возможной погрешностью расчетной температуры (см. табл. 5.3). В Байкальской рифтовой зоне некоторые изолинии опущены в связи с невозможностью изображения их в данном масштабе.

Можно, в принципе, поступить и несколько иначе: выполнить предварительно осреднение q в пределах однородных структур или отдельных площадей, а расчет $T_{\text{м}}$ произвести только уже по средним значениям теплового потока.

Сравнивая Карту теплового потока Сибири (см. вкладку) и распределение температуры у границы Мохо (см. рис. 5.3), нетрудно заметить, что последнее повторяет в основных чертах план изолиний q .

При рассмотрении карты $T_{\text{м}}$ видно, что граница Мохо не изотермична и температура на ней в пределах Сибири изменяется от 200 до 1000°C , а возможно, и выше, составляя в среднем 500°C . Судя по карте, зависимость $T_{\text{м}}$ от возраста структур земной коры отмечается не так отчетливо, как в случае q . Самые низкие значения $T_{\text{м}}$ присущи платформенным областям с докембрийским фундаментом, а наиболее высокие — позднепалеозойско-мезозойским структурам востока Сибири и Южного Забайкалья и Байкальской рифтовой зоне, где распределение повышенных $T_{\text{м}}$ формировалось под преобладающим воздействием тектонических перестроек в кайнозое.



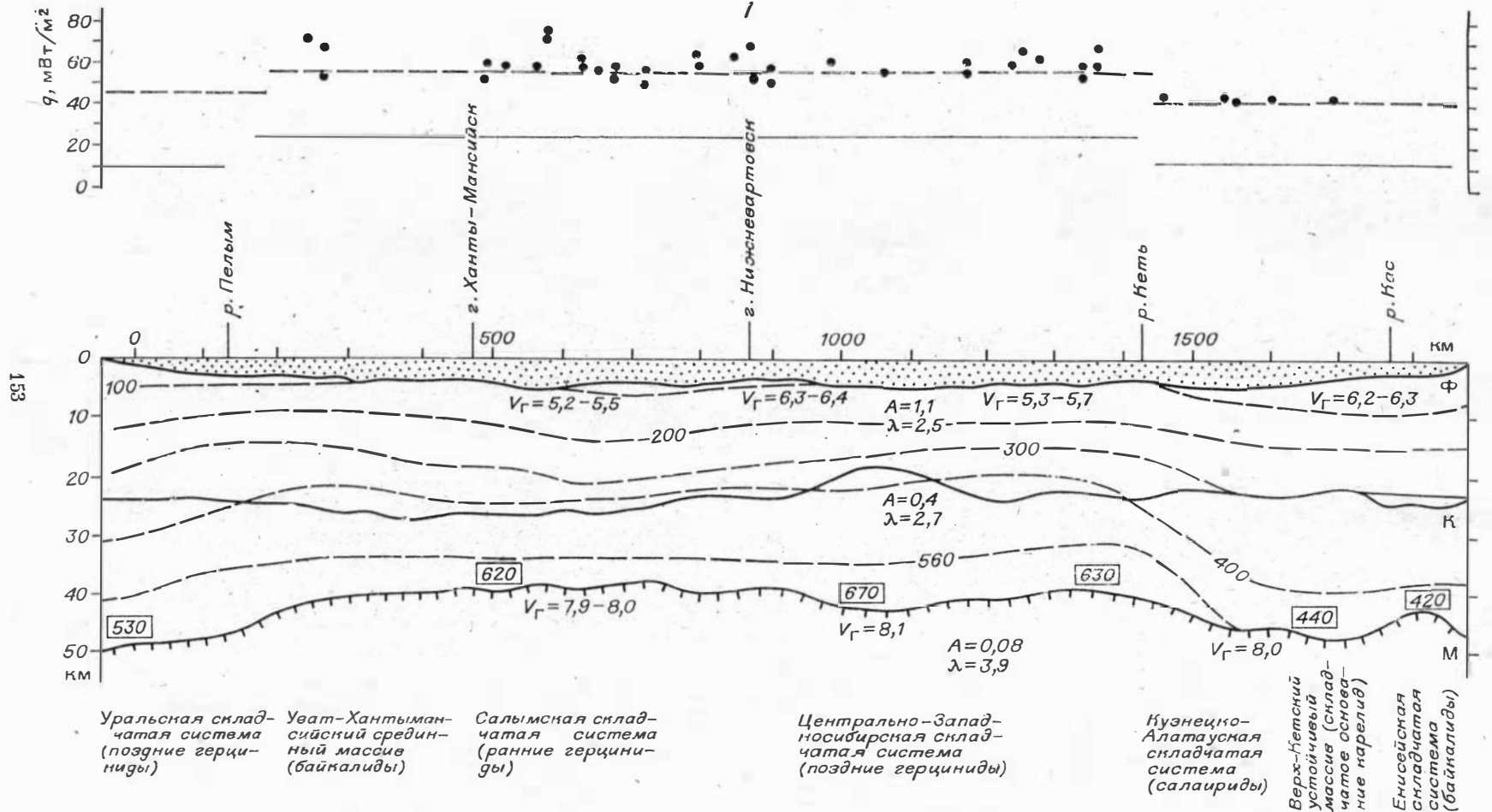


Рис. 5.4. Геотермические разрезы земной коры Западно-Сибирской плиты и некоторых районов Алтае-Саянской области. Данные ГСЗ по работам [Строенне..., 1974; Сурков, Жеро, 1981].

1 — осадочный слой; 2 — расчетные изотермы, °C; 3 — профиль поверхностного теплового потока вдоль геотраверса (точки — измеренные значения, штриховая линия — осредненные), мВт/м²; 4 — осредненный профиль мантийного теплового потока, мВт/м²; 5 — температура на подошве коры, °C. V_r — граничные скорости сейсмических волн, км/с; границы: Ф — складчатого фундамента, М — Мохо, К — промежуточная; λ — теплопроводность, Вт/(м·К); A — интенсивность радиогенного тепловыделения, мкВт/м³, соответственно, принятые для слоев земной коры.

Рассмотрим более детально изменение температуры на границе Мохо в отдельных регионах Сибири.

Для большей части территории Западно-Сибирской плиты, севернее широты Новосибирска — Кургана, характерны значения $400\text{--}600^\circ\text{C}$, а в низовьях Оби — несколько выше. В южной части плиты на границе Мохо температуры около 300°C , за исключением Павлодарского Припиртышья и Бийско-Барнаульской впадины, где T_m может превышать 600°C .

В Алтае-Саянской горной области T_m составляет в среднем 500°C , местами (Восточная Тува, Кузнецкий прогиб и др.) возможен более существенный прогрев земной коры — до $700\text{--}900^\circ\text{C}$ на границе Мохо. Понижение T_m (менее 300°C) возможно на северо-западе области в районах Салаира и Горловского прогиба.

На рис. 5.3 и 5.4 показаны два геотраверса, пересекающих Западно-Сибирскую плиту и отчасти Алтае-Саянскую область с запада на восток, вдоль которых распределение температуры по разрезу земной коры Западной Сибири установлено более детально.

Геотраверс I проходит вдоль профилей ГСЗ примерно от г. Серова через Хапты-Мансийск, Колпашево и далее к востоку вплоть до Сибирской платформы. Геотраверс II, начинаясь от Свердловска на западе, проходит через Ишим, Барабинск и заканчивается в пределах Кузнецкой впадины Алтае-Саянской горной области. Построенные вдоль этих геотраверсов модели теплогенерации и теплопроводности земной коры основаны на ранее описанных [Дучков, Соколова, 1974а] и более поздних экспериментальных данных тех же авторов.

По данным ГСЗ, вдоль геотраверсов повсеместно прослеживаются границы, отождествляемые обычно с кровлей складчатого фундамента и верхней мантии и промежуточная (прерывистая), разделяющая, как принято считать, «гранитно-метаморфический» и «базальтовый» слои земной коры [Строение..., 1974; Сурков, Жеро, 1981]. В соответствии с этим при расчетах T_m принималось двух- или трехслойное строение земной коры. Каждый из слоев характеризовался средними значениями интенсивности генерации радиогенного тепла A и теплопроводности λ : осадочный слой — $A = 1,1$ мкВт/м³, $\lambda = 2,0$ Вт/(м·К), «гранитно-метаморфический» — $1,1$ и $2,5$; «базальтовый» — $0,4$ мкВт/м³ и $2,7$ Вт/(м·К). Необходимо отметить, что для учета предполагаемых региональных особенностей в распределении радиогенных источников тепла уменьшено значение A до $0,25$ мкВт/м³ для «базальтового» слоя западного [Сальников, 1984] и восточного участков геотраверса II, в то же время на востоке увеличена интенсивность теплогенерации до $1,25$ мкВт/м³ в «гранитно-метаморфическом» слое. Помимо геологических границ на рис. 5.4 приведены графики теплового потока (измеренные значения q осреднены в полосе 100 км вдоль геотраверсов), а также положение некоторых изотерм. Анализируя разрезы, можно заключить, что распределение глубинных температур в земной коре и верхах мантии в основном обусловлено величиной теплового потока. Центральная часть Западно-Сибирской плиты (геотраверс I) более прогрета, изотерма 300°C располагается здесь на уровне $15\text{--}20$ км, а температура Кюри (560°C) достигается в пределах земной коры. По ряду причин (более низкий и варьированный тепловой поток) распределение глубинных температур вдоль геотраверса II существенно иное. Изотерма 300°C местами вдоль этого профиля опускается до границы Мохо, а изотерма 560°C повсеместно, за исключением западного участка, располагается ниже этой границы.

Перейдем к рассмотрению других регионов Сибири.

На карте рис. 5.3 отчетливо видно, что основная часть Сибирской платформы характеризуется низкими температурами на границе Мохо — менее 300°C . Столь низкие значения T_m присущи, видимо, Анабарскому массиву, Енисейскому краю и ряду других районов платформы. Накопление геотермических данных, их уточнение позволит, видимо, в дальнейшем выделить среди этих районов более прогретые блоки, как это на

мечается для Тунгусской синеклизы (см. главу 3, § 3). Юг Сибирской платформы (Иркутский амфитеатр и Алданская антеклиза) выделяется более высокими значениями T_m (400—500°C в среднем). На Алданском щите T_m превосходит 500°C. Наиболее прогрета ее центральная часть, где T_m может превышать 700—900°C. Следует отметить, что в целом геотермическая изученность этой области пока явно недостаточна.

Наиболее контрастно и сложно распределяется T_m в Байкальском регионе. Подошва земной коры юга рифтовой зоны и Забайкалья практически повсеместно прогрета до температуры более 500°C. Северная же часть региона характеризуется более низкими в среднем температурами на границе Мохо — 400—500°C. На крайнем юге Забайкалья и местами в рифтовых впадинах T_m , вероятно, превышает 700—900°C. Причем, если в Забайкалье температура на Мохо вряд ли достигает 1100°C, в рифтовой зоне в низах коры возможны и более высокие температуры. В целом создается впечатление, что температурные аномалии в рифтовой зоне и на юге Забайкалья генетически связаны: общим для них источником, видимо, является выступ астеносферы, фиксируемый по сейсмическим данным [Рогожина, Кожевников, 1979].

Интересно сопоставить рассматриваемое распределение T_m с приведенным на «Карте глубинных температур» [1980], полученным также на основе геотермических данных, но несколько иным способом: посредством прямого решения уравнения теплопроводности для каждой из точек оценки T_m (800 определений для территории СССР). Если отвлечься от мелкомасштабных вариаций T_m , связанных с разной изученностью теплового потока, можно отметить сходство основных особенностей этих распределений. Так, в пределах Сибирской платформы в обоих случаях прогнозируется спокойное слабодифференцированное распределение T_m в отличие от сложного температурного поля ее горного обрамления. На обеих картах T_m все основные области Сибири характеризуются практически одинаковыми средними значениями температуры у нижней границы земной коры. Это совпадение оценок T_m , полученных независимо, свидетельствует, на наш взгляд, в пользу геотермического метода прогнозирования глубинных температур по поверхностному тепловому потоку.

Поскольку особого внимания заслуживает реальность описанного выше распределения T_m , следует более детально рассмотреть причины возможных отклонений расчетных температур от действительных.

Во-первых, тепловое поле весьма инерционно. Расчеты показывают, что от размещенного на глубине 40 км источника тепловой энергии стационарный q у поверхности Земли установится лишь через 40—50 млн. лет [Дучков, Соколова, 1974а]. Очевидно, что температура у подошвы коры, рассчитанная геотермическим методом по величине теплового потока, измеренного на поверхности, является современной только в случае постоянства энергетического состояния верхней мантии — низов коры в течение последних нескольких десятков миллионов лет. Судя по геологическим данным, определенная стабилизация температурного режима у подошвы коры в кайнозое может произойти лишь в пределах Западно-Сибирской плиты, Сибирской платформы и, возможно, Верхояно-Колымской складчатой системы. В связи с этим распределение рассчитанных температур для этих регионов в целом представляет собой довольно верную оценку реального. В остальных областях Сибири (южное горное обрамление) отчетливо проявляются следы неоген-четвертичной тектонической активизации, весьма беспокойной современной геодинамической обстановки. Многие исследователи склонны связывать эти представления с существенным изменением в кайнозое энергетического состояния верхов мантии в этих районах (для Байкальской рифтовой зоны это можно считать доказанным). Здесь температурный режим земной коры и поверхностный тепловой поток, видимо, нестационарны, и расчетные значения T_m следует рассматривать лишь как очень грубую оценку современного температурного состояния границы Мохо. Скорее всего, приведенное рас-

пределение T_m характеризует в указанных областях палеотемпературы середины палеогена. Этот факт — существенное ограничение геотермического метода оценки температуры в земной коре, и его следует учитывать при интерпретации результатов расчета глубинных температур указанным методом. Все сказанное действительно и для других уровней в земной коре и верхней мантии, но с соответствующим сдвигом во времени. Наиболее близки к современным расчетные T для глубин 5—10 км.

Во-вторых, расчетные T существенно зависят от различного рода поверхностных аномалий теплового потока, связанных с развитием земной поверхности и климата в неоген-четвертичное время. Исключить эти аномалии при анализе распределения q в большинстве случаев не удастся из-за отсутствия исходной информации. Однако указанные аномалии теплового потока быстро рассеиваются с глубиной (первые километры) и практически не влияют на температуру глубоких слоев коры. Поэтому расчетные T в пределах таких аномалий q могут существенно отличаться от реальных. Примеры вариаций теплового потока, возможно связанных с влиянием поверхностных факторов, отмечались при рассмотрении поля в главах 2 и 3. Пока существует лишь один путь исключения поверхностных (не глубинных) аномалий — осреднение значений теплового потока или расчетных температур в пределах однородных структур. В принципе, необходимо всестороннее детальное изучение распределения теплового потока перед использованием его для оценок температурных условий в земной коре.

Достоверность рассмотренного распределения T_m можно было бы уточнить по оценкам температуры другими методами. Таких оценок, пока, к сожалению, очень мало.

Интересная оценка температуры низов коры и верхней мантии в пределах СССР выполнена А. А. Борисовым и др. [1972] на основании анализа пространственного распределения зональных магнитных аномалий, в результате которого была составлена карта мощности магнитоактивного слоя, ограниченного снизу, по предположению авторов, изотермой Кюри (500—570°C). В этой работе Западная Сибирь характеризуется величинами T_m 300—500°C, Сибирская платформа — 200—500°C, Верхояно-Колымская система — >400—500°C и Байкальский регион — >400—500°C. Очевидно, что температура верхов мантии по магнитным данным в целом ниже, хотя основные пространственные ее вариации качественно сходны с полученными по геотермическим данным (возрастание T_m в Байкальском регионе и на востоке Сибири по сравнению с другими ее территориями). В то же время следует подчеркнуть, что рассмотренные оценки являются весьма приближенными.

Для Байкальской рифтовой зоны расчеты значений температуры верхов мантии, по данным сейсмических и электромагнитных исследований [Крылов и др., 1981], свидетельствуют о том, что величина T_m составляет здесь порядка 1100—1200°C. Такая температура в кровле верхней мантии может быть достигнута при оценке ее по геотермическим данным лишь на локальных участках, где предполагается вынос тепла по разломам. Несоответствие оценок T_m привело к представлению о нестационарности температурного поля земной коры Байкальской рифтовой зоны.

Из всего сказанного очевидно, что представленную в настоящей работе карту распределения температуры на границе Мохо (см. рис. 5.3) следует рассматривать как возможный вариант. В наиболее стабильных областях Сибири эта карта дает достаточно реальную картину современного температурного режима коры; в районах, подверженных тектонической активизации — с некоторой, в общем неопределенной, погрешностью.

Для территории Сибири распределение T_m , установленное по геотермическим данным, приводилось, помимо рассмотренной работы [Карта глубинных температур..., 1980], в которой авторы принимали участие, также и Н. С. Богаником [1980]. Однако последняя работа основана на ограниченном геотермическом экспериментальном материале (по крайней мере для Сибири), содержит к тому же ошибочные положения и выводы.

§ 3. МОЩНОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ СИБИРИ ПО ГЕОТЕРМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В настоящее время не существует единой трактовки понятий литосферы и астеносферы. Большинство исследователей [Жарков, Трубицын, 1980; Бурьянов и др., 1983; Чермак, 1982; Фотиади и др., 1984; Pollack, Chapman, 1977; и др.] ограничивают литосферу глубинами, на которых начинается плавление вещества верхней мантии. Это определение позволяет наметить несколько способов оценки мощности литосферы: геотермический — по пересечению местной геотермы с кривой солидуса, сейсмический — по кровле слоя пониженных скоростей сейсмических волн и пониженной добротности, электромагнитный — по кровле слоя пониженной электропроводности. Указанное представление о природе границы между литосферой и астеносферой допускает существование разрывов без последней, с существенно увеличенной мощностью литосферы. В этих случаях понятие литосферы становится неопределенным.

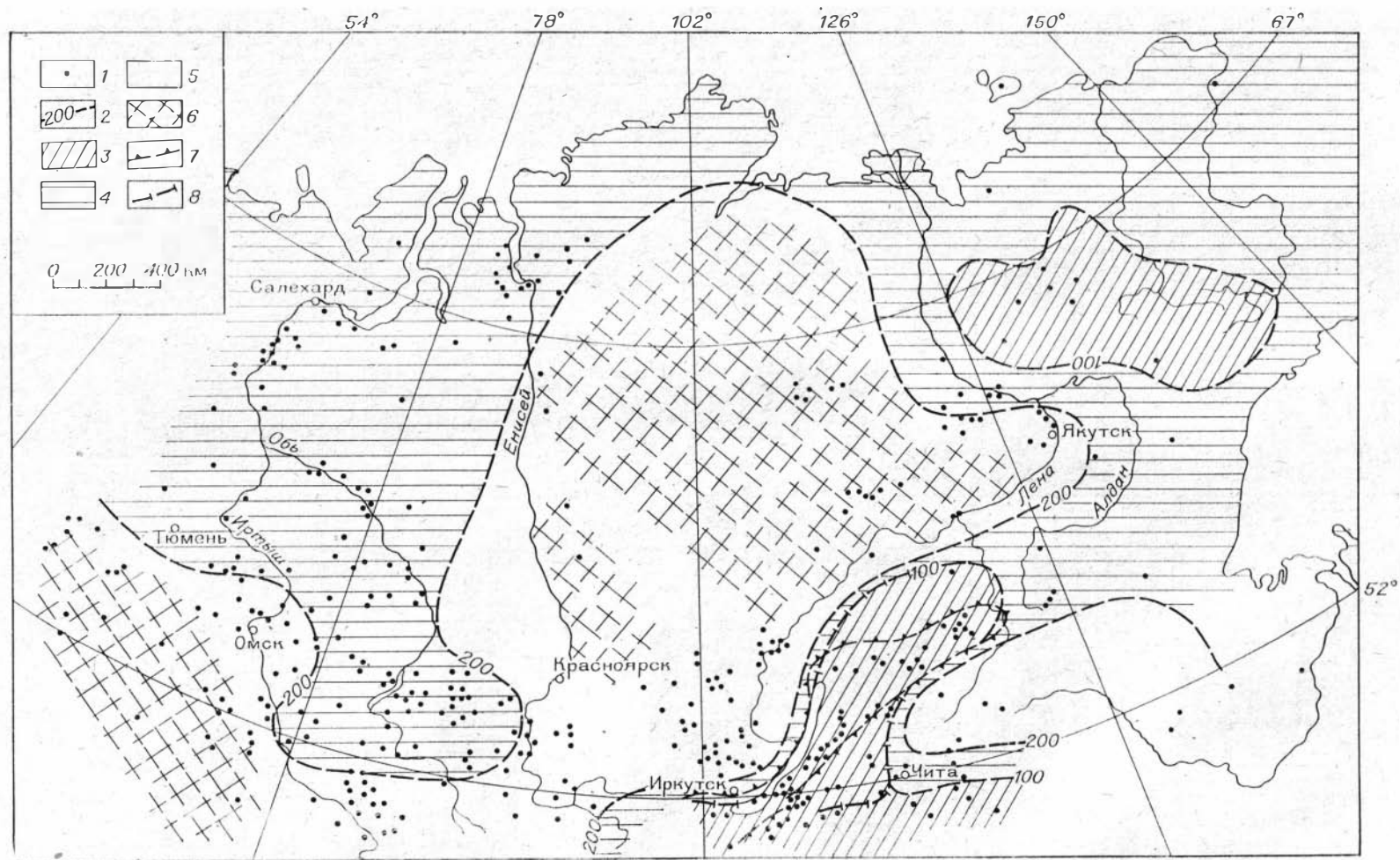
Некоторые исследователи [Артюшков, 1979; и др.] определяют астеносферу как слой мантии с пониженной вязкостью (порядка 10^{20} П), в котором частичное плавление вещества не обязательно. Причиной понижения вязкости считают воздействие на вещество мантии температур и давления. Такое представление предполагает повсеместное распространение астеносферного слоя, перекрытого более тонкой, чем в первом случае, вязкой (10^{23} — 10^{24} П) литосферой. В этом случае граница между литосферой и астеносферой изотермична.

При любых взглядах на ее формирование понятие литосферы тесно связано с распределением в ней температуры, поэтому изменение на больших территориях мощности литосферы можно прогнозировать геотермическим методом. Впервые мощность литосферы ($H_{\text{л}}$) была для отдельных районов Сибири оценена авторами [Дучков, Соколова, 1974а]. В настоящем сообщении такая оценка выполнена для территории всей Сибири в соответствии с первым определением литосферы, поскольку оно чаще применяется в геотермии. Устанавливаемое при этом распределение $H_{\text{л}}$ следует считать сугубо схематичным, поскольку при современной изученности теплового поля, а также строения и вещественного состава земной коры и верхней мантии можно рассчитывать лишь на выяснение самых общих черт строения литосферы. Методика расчета $H_{\text{л}}$ изложена в § 1 данной главы. Обсудим результаты таких расчетов, составляющих основу схемы распределения мощности литосферы в изолиниях (рис. 5.5).

В центральной части схемы выделяется огромная область мощной литосферы (более 200 км), включающая Сибирскую платформу, часть южного горного обрамления и Западно-Сибирской плиты. Во многих районах этой области подошва литосферы вообще не может быть определена геотермическим методом при принятых предположениях, так как тепловой поток оказывается недостаточным для того, чтобы соответствующая геотерма пересеклась с кривой солидуса. Утолщение литосферы намечается и на юге Западной Сибири, где оно, видимо, смыкается с Южно-Уральской зоной. В целом же по мощности литосферы Западно-Сибирская плита существенно отличается от Сибирской платформы. В ее пределах $H_{\text{л}}$ почти повсеместно менее 200 км, а на северо-западе уменьшается до 120—150 км.

Более тонкую литосферу имеют восточные районы Сибири и Байкальская область. В этих регионах можно выделить два района аномально тонкой литосферы мощностью менее 100 км. Это — мезозойские структуры Верхояно-Колымской складчатой области, где тепловой поток достигает 70—100 мВт/м², и Байкальская рифтовая зона с Южным Забайкальем.

Оценка мощности литосферы в пределах рифтовой зоны основана на сейсмических данных, согласно которым в верхней части мантии под рифтовой зоной и несколько восточнее выделяется область пониженных скоростей сейсмических волн, отождествляемая с выступом астеносферы, над которым мощность литосферы или равна мощности земной коры, или несколько больше [Крылов и др., 1981; Зорин, Лепина, 1984]. Подобная оценка $H_{\text{л}}$ в Байкальской рифтовой зоне не противоречит имеющимся гео-



Средние значения теплового потока (и его составляющих), интенсивности генерации радиогенного тепла и мощности литосферы для отдельных регионов Сибири

Параметры	Западно-Сибирская плита	Алтае-Саянская область	Сибирская платформа	Забайкалье	Верхояно-Колымская область
Тепловой поток q , мВт/м ²	46	44	37	52	58
Коровый тепловой поток, мВт/м ²	31	34	25	30	35
Коровый тепловой поток, % от q	0,67	0,78	0,68	0,58	0,60
Тепловыделение в коре, мкВт/м ³	0,82	0,77	0,71	0,81	0,81
Мощность земной коры, км	38	44	35	37	43
Температура на границе Мохо, °С	480	480	350	600	630
То же, по «Карте глубинных температур...» [1980]	500	520	470	550	600
Мантийный тепловой поток, мВт/м ²	16	10	12	21	25
То же, по «Карте теплового потока...» [1980]	22	16	22	28	31
Мощность литосферы, км	180	220	>250	180	140

термическим данным, если допустить нестационарность теплового поля.

Таким образом, рассмотренная схема изменения мощности литосферы Сибири показывает закономерное уменьшение значений H_L при переходе от древней платформы к более молодым в тектоническом отношении регионам. При этом температура подошвы литосферы может изменяться на 300—600°C.

Выявление по геотермическим данным дифференцированной структуры литосферы Сибири представляет большой интерес в геодинамическом плане. Действительно, весьма сложно объяснить динамику литосферных плит, верхнемантийную конвекцию и другие механизмы движения и развития литосферы в условиях, когда огромные ее блоки (практически вся Сибирская платформа) оказываются как бы сросшимися, по выражению В. С. Алексеева и др. [1977], с подстилающим непластичным слоем верхней мантии, т. е. являются своеобразными «якорями» [Pollack, Chapman, 1977], тормозящими движение литосферной плиты.

В ходе расчетов мощности литосферы были получены некоторые промежуточные результаты, которые могут представить интерес при анализе температурного поля литосферы Сибири. Эти результаты, осредненные по отдельным регионам (кроме Байкальской рифтовой зоны), сведены в табл. 5.4, откуда следует, что интенсивность радиогенного тепловыделения в земной коре областей Сибири примерно одинакова — 0,7—0,8 мкВт/м³, хотя для Сибирской платформы она несколько меньше. Соответственно здесь минимален и коровый тепловой поток $q_K = 25$ мВт/м². В других областях q_K примерно одинаков — 30—35 мВт/м². Самый низкий тепловой поток из мантии ($q_M = 10—12$ мВт/м²) прогнозируется в той же Сибирской платформе и Алтае-Саянской области. По остальной территории он составляет 16—25 мВт/м². Существенно выше оценки q_M , данные на «Карте теплового потока...» [1980]. Для Байкальской рифтовой зоны мантийный тепловой поток оценивался нами ранее [Дучков, Соколова, 1974а]; представляется, что он здесь аномально высок (40—80 мВт/м²).

Если сопоставить расчетные значения мощности литосферы и тепловой поток по одним и тем же элементам сетки (см. § 1), то можно построить функциональную зависимость между указанными параметрами. Эта зависимость приведена на рис. 5.6 вместе с другими подобными кривыми,

Рис. 5.5. Схема изменения мощности литосферы на территории Сибири.

1 — пункты определения теплового потока и расчета мощности литосферы; 2 — изолинии мощности литосферы, км: 3—5 — области изменения мощности литосферы в пределах: более 200 км (3), 200—100 км (4), менее 100 км (5) соответственно; 6 — области, где мощность литосферы не может быть определена по геотермическим данным; 7 — граница рифтовой зоны; 8 — граница области пониженных сейсмических скоростей в верхней мантии Байкальского региона [Крылов и др., 1981].

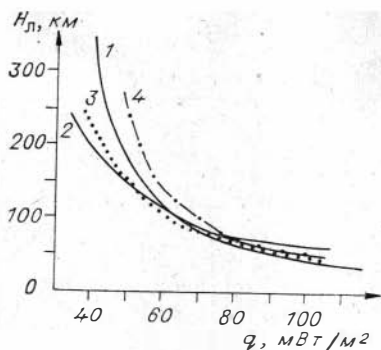


Рис. 5.6. Зависимость мощности литосферы от величины теплового потока.

1 — наши данные; 2—4 — по работе В. Чермака [1982] для реальной земной коры (2), стандартной земной коры мощностью 35 км (3) и случая высокой теплопроводности пород мантии (4).

предложенными В. Чермаком [1982]. Видно, что наиболее существенные различия между кривыми имеют место при низких q . Зависимости $H_{\text{л}}$ от q могут быть полезны, особенно при их уточнении, для быстрой оценки мощности литосферы по геотермическим данным в пределах более локальных районов.

Интересно сравнить полученные данные о мощности литосферы Сибири с другими оценками. Недавно опубликована карта регионального распределения мощности литосферы СССР [Чермак, 1982]. По сравнению с нашими данными литосфера на этой карте повсеместно тоньше примерно на 50 км. Практически во всех областях Сибири есть расхождения в контурах изомощностей литосферы, что можно объяснить различиями в методике и исходных сведениях о тепловом потоке. Общий же характер изменения $H_{\text{л}}$ в пределах Сибири в обоих ее распределениях подобен, что положительно характеризует возможности геотермического метода.

Сведения о мощности литосферы по сейсмическим, гравимагнитным и электромагнитным данным для территории Сибири отрывочны, относятся к отдельным, сравнительно небольшим по площади районам и к тому же противоречивы, так как их авторы часто придерживаются разных определений литосферы как таковой. Так, по В. С. Суркову и др. [1984], астеносферный слой под платформами Сибири находится на глубинах 100—140 км. Если для Западно-Сибирской плиты эти данные в какой-то мере соответствуют геотермическим расчетам, то по Сибирской платформе расхождения в оценках велики, как бы мы не трактовали понятие литосферы. В то же время результаты ГСЗ по длинным сибирским геотраверсам не позволяют ответить на вопрос, «где кончается литосфера и начинается астеносфера» [Егоркин и др., 1984], хотя речь идет о разрезе мощностью 600—700 км.

Электромагнитные данные о мощности литосферы Сибири пока немногочисленны. Так, по МТЗ, выполненным уральскими геофизиками, в западной части Западно-Сибирской плиты на глубине 100—130 км выделяется слой с низким удельным сопротивлением, который может представлять, по мнению исследователей, астеносферу этой плиты [Бурьянов и др., 1983].

В. И. Поспеев и В. И. Михалевский [1981] сообщают, что «хорошо развитая астеносфера отмечается в глубинном разрезе Тунгусской, При-Саяно-Енисейской и Вилюйской синеклиз Сибирской платформы, Байкальской рифтовой зоны и Восточного Саяна на глубинах порядка 100 км. В районах антеклиз Сибирской платформы (Непско-Ботубинской, Анабарской, Байкитской) и в зоне сочленения Енисейского кряжа и Западно-Сибирской плиты астеносферный слой на глубинах 200—350 км развит слабо или даже отсутствует». Нетрудно заметить, что по некоторым районам эти оценки совпадают с геотермическими, в других районах имеет место значительное расхождение.

Изучение строения и температурного режима литосферы только начинается, имеющиеся данные по этому вопросу еще противоречивы и не сводятся в единую систему. Несомненно, что накопление различных схем

строения литосферы, ее тепловых моделей, построенных при разных предположениях о природе литосферы, улучшит понимание вопроса. Геотермическим данным в комплексе методов, изучающих строение литосферы, безусловно, принадлежит достойное место, так как именно распределение температуры в большой степени ответственно за расслоение верхней мантии.

Глава 6

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЛИТОСФЕРЫ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

§ 1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ АНОМАЛИИ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА БАЙКАЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ

Тепловое поле Байкальской рифтовой зоны описывалось и обсуждалось неоднократно [Лысак, Зорин, 1976; Голубев, 1982a]. Сделано это и в настоящей работе (глава 4, § 2), где распределение теплового потока в этой зоне проиллюстрировано картой в изолиниях и детальными профилями q . Единой положительной аномалии теплового потока в Байкальской рифтовой зоне, как и в Байкальской впадине, не существует. Локальные аномалии q отделены друг от друга участками пониженных значений параметра. Наибольшая по площади (по изолинии 80 мВт/м^2) аномалия q приурочена к восточной части Южного и Среднего Байкала. Общая протяженность аномалии около 400 км, ширина не более 25—50 км, что позволяет аппроксимировать ее двухмерной моделью. Указанная аномалия теплового потока обычно и является основным объектом количественной интерпретации. В данном параграфе дается общая характеристика аномалии и обобщаются результаты ее интерпретации, выполненной различными авторами.

Максимальное значение теплового потока достигается вблизи юго-восточного берега озера и составляет по разным построениям (осреднениям) от 80 до 100 мВт/м^2 . В направлении Сибирской платформы тепловой поток убывает до 46, а в сторону Забайкалья — до 55 мВт/м^2 . Более высокий фоновый тепловой поток в Забайкалье может объясняться повышенной радиогенной теплогенерацией в верхней части земной коры этого региона, а возможно, и глубинными причинами [Дучков, Соколова, 1974a]. Из-за сложности распределения поля в самой аномалии не представляется возможным установить ее параметры лишь в одном каком-либо пересечении. Обычно при интерпретации используют обобщенные экспериментальные профили в центральной части аномалии (дельта Селенги). Примеры таких обобщений приведены на рис. 6.1. Построение обобщенной аномалии теплового потока у разных авторов в какой-то степени субъективно, что приводит к заметному разбросу значений параметров, характеризующих аномалию, — максимального и фонового тепловых потоков, а также полуширины аномалии, которая по разным оценкам составляет 15—25 км. Неуверенность в определении последнего параметра, да и других тоже, может привести к существенной неопределенности в оценке характеристик вероятного источника аномалии.

Следует несколько слов сказать о сложившихся представлениях относительно природы рассматриваемой аномалии теплового потока.

Принято полагать, что причиной повышенных тепловых потоков в Байкальской рифтовой зоне является аномальное состояние верхней мантии, обусловившее активизацию этого региона начиная с неогена и по настоящее время. По данным ГСЗ [Крылов и др., 1981], современная область аномальной мантии прослеживается не только под рифтовой зоной (в ее геологических границах), но и в 200-километровой полосе к востоку

от нее. Во всей указанной полосе температура 1100—1200°C предполагается уже у подошвы земной коры, на глубинах порядка 40—50 км [Крылов, 1976]. Расчеты показывают, что стационарный тепловой поток на поверхности Земли от излучающей тепло плоскости, расположенной на глубине 40 км, установится через 30—40 млн. лет после появления источника и составит с учетом радиогенной теплогенерации в породах земной коры 85—100 мВт/м², причем такой высокий тепловой поток должен наблюдаться во всей области распространения аномальной мантии. Несоответствие этой оценки реальному распределению q в Байкальской рифтовой зоне и сопредельных районах Забайкалья (в среднем тепловой поток этой территории не превышает 60 мВт/м², а более высокие его значения локализуются, как выше отмечалось, в очень узких интервалах) позволило высказать определенные соображения о природе теплового поля рифтовой зоны.

Во-первых, весьма обоснованным представляется мнение о нестационарности теплового поля, особенно в верхней части земной коры региона. При этом если в региональном плане земная кора, скорее всего, разогревается (современный поверхностный тепловой поток составляет 60—70 % от стационарного), то в пределах локальных аномалий q происходит, как это будет показано, остывание. Нестационарность регионального теплового поля объясняется главным образом сравнительной молодостью источника тепла, появившегося под корой уже в процессе формирования рифтовой зоны (возможно, менее 10 млн. лет назад). В то же время не исключено, что причиной нестационарности является более глубокое залегание источника: не под корой, а на глубинах 80—100 км (А. М. Попов, А. В. Поспеев и др.).

Во-вторых, наличие в Байкальской и других рифтовых впадинах очень высоких локальных аномалий q (порой более 100 мВт/м²), видимо, свидетельствует о существенном влиянии конвективной составляющей теплопереноса, связанной с выносом тепла по зонам разломов летучими компонентами, флюидами из мантии, а в отдельных случаях и самим расплавом (базальтовые интрузии), поднимающимися в земную кору до разных ее глубин [Лысак, Зорин, 1976; Зорин, Логачев, 1978].

Попытки количественной интерпретации локальных аномалий теплового потока в пределах рифтовых впадин предпринимались в последние годы неоднократно [Зорин, Лысак, 1972; Голубев, 1982а; Осокина, 1976; Сочельников, Золотарев, 1978; Соколова, 1979; и др.]. Рассматривались источники тепла, расположенные в земной коре, во всех случаях двухмерные, постоянно или мгновенно действующие, как стационарные, так и нестационарные. Ниже дается обзор полученных при этом решений.

Нестационарные модели представляются наиболее подходящими для описания байкальской аномалии теплового потока. Их предложено несколько.

1. Модель линейного источника (бесконечная излучающая тепло горизонтальная линия, вытянутая вдоль простирания аномалии) постоянной мощности, включающегося в определенный момент времени τ на глубине h . Эта модель рассмотрена в работе В. А. Голубева [1975], момент включения источника в ней отождествляется с началом активизации Байкальской рифтовой зоны — 25 млн. лет назад. За это время линейный источник, располагаясь на глубине $h = 28$ км, мог создать наблюдаемую аномалию, полуширина которой ($x_{0,5}$) в расчетах принята равной 23 км. Если положить $x_{0,5} = 15$ км и сделать соответствующие оценки, то получим h порядка 15 км, а $\tau = 2,5$ —4 млн. лет.

2. Модель мгновенно появившегося в земной коре источника тепла, имеющего форму бесконечной по простиранию и падению дайки шириной $2d$ при глубине до верхней кромки источника h , с первоначальной температурой $T_0 = 1100^\circ\text{C}$ [Голубев и др., 1978]. После внедрения такая дайка остывает. Полученное решение позволяет оценить время появления источника по известной полуширине наблюдаемой аномалии q . В рассматриваемой работе $x_{0,5}$ принята равной 15 км, соответственно получено время появления источника — порядка 2—3 млн. лет назад. Считая, что за такой

короткий отрезок времени на земной поверхности можно наблюдать эффект лишь от верхней части дайки, В. А. Голубев и др. [1978] при оценке глубины залегания верхней кромки источника h пользуются фактически моделью плоского источника (бесконечная излучающая тепло полоса шириной $2d$ на глубине h). Для источника шириной 5 и 10 км глубина залегания оценивается соответственно в 6,3 и 12 км. Если полуширину аномалии $x_{0,5}$ положить равной 23 км, то источник тепла тех же размеров должен появиться гораздо раньше, примерно 5,5—7 млн. лет назад. В этом случае для оценки глубины залегания, видимо, нельзя ограничиться плоской моделью.

3. Нами решена задача о распространении тепла от дайки (интрузии) шириной $2d$ с начальной температурой T_0 , мгновенно внедрившейся в земную кору с глубины l [Соколова, 1979]. Верхняя кромка дайки располагается на глубине h . Величина l определяется положением изотермы $T_0 = 1100\text{—}1200^\circ\text{C}$ в соседних стабильных районах (например, в Иркутском амфитеатре, где средний тепловой поток оценивается в 40 мВт/м^2) и составляет в нашем случае 100—150 км. Выполненные оценки показывают, что ширина интрузии составляет 15—20 км, глубина залегания 5—12 км при $l = 100$ км. При $l = 150$ км приведенные оценки h увеличатся соответственно до 15—20 км.

Следует заметить, что величины h и d являются, строго говоря, переменными во времени. Они характеризуют лишь первоначальные размеры источника.

Модели постоянно действующего корового источника тепла в условиях установившегося теплового режима предлагаются преимущественно в виде дайки бесконечно тонкой или конечной толщины.

1. Рассматривалась вертикальная бесконечно тонкая интрузия в двух модификациях: с учетом горизонтального движения плит, связанного с растеканием вещества от оси интрузии, и в неподвижном блоке земной коры [Любимова и др., 1976; Сочельников, Золотарев, 1978]. Параметрами моделей являются мощность литосферы $H_{\text{л}}$, глубина залегания верхней кромки интрузии h , температура на нижней границе литосферы и, следовательно, температура интрузии T_0 , а также (в динамическом варианте) скорость растекания вещества v .

Если v изменяется в интервале значений 0,07—0,45 см/год, то соответственно мощность литосферы оценивается величинами 70—38 км, $h = 28\text{—}15$ км, а $T_0 = 1100\text{—}600^\circ\text{C}$. Для Байкальского рифта наиболее подходящими считаются следующие значения параметров: $v = 0,07$ см/год, $H_{\text{л}} = 70$ км, $h = 28$ км, $T_0 = 1100^\circ\text{C}$.

В случае статической модели, когда $v = 0$, ее параметры получаются несколько иными: $l = 80$ км, $h = 33$ км, $T_0 = 1300^\circ\text{C}$. Полуширина аномалии теплового потока в обоих случаях принималась равной 25 км.

На наш взгляд, приведенные в последнем варианте значения h и T_0 могут быть несколько завышенными по той причине, что при интерпретации аномалии авторы работы [Любимова и др., 1976] неверно оценили фоновое значение теплового потока, отнеся к нему радиогенную составляющую, которая не связана с температурой литосферы.

2. Нами решена задача для вертикальной бесконечно тонкой интрузии, поднимающейся с глубины l и характеризующейся температурой T_0 и глубиной залегания h [Соколова, 1979]. Для байкальской аномалии нами получены следующие оценки: $l = 90\text{—}100$ км, $h = 13\text{—}14$ км, $T_0 = 650\text{—}800^\circ\text{C}$. Полуширина аномалии $x_{0,5}$ принималась равной 23 км.

3. Аналогичная задача, но для дайки шириной $2d$, решена К. Хорай [Hogai, 1974]. Применение полученных им решений для количественной интерпретации байкальской аномалии приводит к подобным оценкам параметров источника: $l \cong 90\text{—}100$ км, $h \cong 14\text{—}15$ км, $d \cong 1\text{—}2$ км, $T_0 \cong 700\text{—}800^\circ\text{C}$ при $x_{0,5} = 23$ км.

4. С. В. Лысак и Ю. А. Зорин [1976] представили модель источника в виде бесконечного по простиранию горизонтального цилиндра радиусом R с постоянной интенсивностью теплогенерации A и верхней границей на

Сопоставление параметров различных моделей корового источника тепла в Байкальской рифтовой зоне [Голубев, 1975, 1982а; Лысак, Зорин, 1976; Любимова и др., 1976; Hori, 1974; Соколова, 1979; и др.]

Модель	Время с момента включения источника, млн. лет	Глубина до источника, км	Ширина источника, км	Температура источника, °C	Полуширина аномалии теплового потока, км
<i>Нестационарный режим</i>					
Бесконечно тонкий линейный источник постоянной мощности	25	28	—	—	23
	2,5—4,0	15	—	—	15
Мгновенно появившаяся дайка	2,0—3,0	6—12	5—10	—	15
	2,0	10—15	20	—	15
	5,5—7,0	15—20	—	—	23
<i>Стационарный режим</i>					
Дайка постоянной мощности	—	14—15	2—4	700—800	23
	—	13—14	Бесконечно тонкий	650—800	23
	—	28—33		1100—1300	25
Бесконечный по простиранию горизонтальный цилиндр постоянной мощности	—	15	$R=9$	800	23

глубине h . При $R = 9$ км и $A = 6,3$ кВт/м получены расчетные значения $h = 15$ км и $T_0 = 800^\circ\text{C}$, находящиеся в согласии с результатами другой работы тех же авторов [Зорин, Лысак, 1972], в которой предельная глубина центра тяжести промежуточного источника тепла в рифтовой зоне оценивается в 22—23 км.

Параметры всех перечисленных моделей корового источника тепла, существование которого предполагается под локальными аномалиями теплового потока в Байкальской рифтовой зоне, сведены в табл. 6.1. Такие модели рассматривались в двух режимах — установившемся и неуставившемся, которые для длительно развивающейся рифтовой зоны являются крайними случаями. Из табл. 6.1 видно, что в условиях стационарного режима наблюдаемая аномалия q обеспечивается узкими источниками, ширина которых не превышает 4 км. Неуставившийся режим, наоборот, предопределяет источники тепла широкими — 20 км и более. Глубина залегания верхней кромки источника колеблется в более узких пределах — 10—20 км. Температура источника оценивается только в стационарных моделях — 650—800°C.

Реальный источник, скорее всего, нельзя характеризовать одной определенной температурой и шириной. В нижней части он, по мнению некоторых исследователей, более широк и образован мантийным веществом или выплавками базальта при температуре 1100—1200°C. Верхнюю же часть моделируемого источника можно представить в виде зоны трещиноватых дробленых пород, прогретых флюидами и летучими компонентами, поднимающимися снизу от интрузии, до 700—800°C в среднем. Выше 10-километрового уровня в земной коре проводимость трещин в этих зонах, видимо, резко уменьшается, тем самым как бы формируется верхняя кромка источника, хотя отдельные трещины могут достигать поверхности Земли.

Во всех перечисленных случаях речь шла о коровом источнике тепла, с которым связывают наблюдаемую в Южно-Байкальской впадине локальную аномалию теплового потока. Аналогичные источники могут иметь место и под другими локальными аномалиями в рифтовых впадинах. Такие источники являются как бы поверхностным отголоском тех глубинных крупномасштабных энергетических преобразований в верхней мантии, которые послужили причиной развития всей Байкальской рифтовой зоны

в целом. Природа и возможный механизм подобных процессов неоднократно на качественном уровне обсуждались в литературе. В § 2—5 на основе численного моделирования показана реальность гипотезы, связывающей появление и развитие Байкальского рифта с образованием у подошвы земной коры этого региона астеносферного выступа. В заключение, видимо, уместно подчеркнуть практическую важность изучения процессов зарождения, развития и угасания континентальных рифтов, поскольку сведения о динамике их теплового поля позволили бы судить о палеотемпературных условиях в областях распространения древних континентальных рифтов.

§ 2. НЕСТАЦИОНАРНОСТЬ ГЕОТЕРМИЧЕСКОГО ПОЛЯ В РИФТОВОЙ ЗОНЕ И ЦЕЛЬ ЕГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

В Байкальской рифтовой зоне большую интенсивность (порядка 100 мВт/м^2), как уже отмечалось, имеют только локальные аномалии теплового потока, ширина которых не превышает 30—40 км. Столь узкие аномалии заведомо связаны с локальными источниками тепла, расположенными в пределах земной коры. Предполагается, что такими источниками могут быть позднекайнозойские трещинные интрузии базальтовой магмы [Лысак, Зорин, 1976; Голубев и др., 1978; Зорин и др., 1979]. Так как объем таких интрузий невелик и конвекция в их пределах затруднена, то они должны довольно быстро кристаллизоваться и остывать, т. е. локальные геотермические поля, обусловленные такими причинами, по всей вероятности, являются сравнительно молодыми. Так, время внедрения трещинной интрузии в районе дельты Селенги («большая дайка») на основе решения уравнения теплопроводности оценено примерно в 3 млн. лет. Эта оценка не противоречит магнитометрическим данным: над «большой дайкой» наблюдается отрицательная магнитная аномалия, что указывает на приобретение ею остаточной намагниченности в основном в эпоху Магуяма, которая перекрывает большую часть времени остывания дайки [Зорин и др., 1979].

На подавляющей части площади Байкальской рифтовой зоны (точнее, Саяно-Байкальского сводового поднятия) вне пределов локальных геотермических аномалий значения теплового потока обычно не превышают 60 мВт/м^2 (см. главу 4, § 4). Если принять за условную «норму» геотермическое поле Сибирской платформы, то нужно считать, что региональная аномалия теплового потока над рифтовой зоной невелика по интенсивности. Вместе с тем, судя по сейсмологическим данным [Крылов и др., 1981; Зорин и др., 1984], можно предположить, что непосредственно под корой рифтовой зоны находится частично расплавленное вещество мантии, т. е. что астеносфера здесь образует выступ, вершина которого достигает раздела Мохо. Ширина этого выступа может быть оценена в 200—300 км, так как он участвует в изостатической компенсации Саяно-Байкальского сводового поднятия. Под соседней Сибирской платформой поверхность астеносферы расположена на глубине не менее 120 км [Очерки..., 1977; Зорин и др., 1984].

Решение задачи разогрева литосферы лишь по одним геотермическим данным без привлечения дополнительной косвенной информации о температуре земных недр вообще невозможно. К такой информации помимо упомянутых выше сейсмических данных о глубине астеносферы относятся геологические сведения об истории развития рифтовой зоны, а также результаты электромагнитных и гравимагнитных исследований. Приближенный учет тепломассопереноса, от чего зависит время разогрева, возможен на основе построения геодинамических моделей, в которых во внимание принимается датировка геологических событий. Геотермические модели при такой постановке вопроса в какой-то мере теряют самостоятельное значение. Они включаются в комплекс геофизических и геодинамических исследований и являются мощным инструментом проверки правдоподобия различных моделей глубинных процессов.

К числу подобных процессов относится развитие астеносферных выступов, обнаруживающихся с различной степенью достоверности по геофизическим данным под всеми континентальными рифтовыми зонами [Fairhead, 1976; Thompson, Zoback, 1979; Keller et al., 1979; Neugebauer, 1983]. Поскольку такие выступы участвуют в изостатической компенсации сводовых поднятий, которые стали расти в начале развития рифтовых зон, то разумно полагать, что они причинно связаны с рифтогенезом. Ширина астеносферных выступов примерно на порядок превышает величину растяжения, необходимого для образования рифтовых впадин [Логачев и др., 1983]. Представления тектоники плит о первичном характере растяжения земной коры при рифтообразовании здесь явно не приемлемы, ибо если бы наблюдаемое растяжение было вызвано глобальным взаимодействием литосферных плит, то оно просто не смогло бы освободить пространства, необходимого для пассивного поднятия астеносферы. К тому же при первичном характере растяжения невозможно было бы объяснить, куда исчезает мантийная часть литосферы при сохранении континентальной коры.

Очевидно, сводовые поднятия, характерные для рассматриваемых зон, и умеренное растяжение, необходимое для формирования рифтовых впадин, являются следствиями активного развития астеносферных выступов. Обычно предполагается, что астеносфера замещает литосферу путем механического внедрения [Артюшков, 1979; Bott, 1981; Bridwell, Potzick, 1981; Zorin, 1981]. Однако некоторые исследователи считают, что астеносферные выступы могут развиваться главным образом в результате частичного плавления литосферы при повышении теплового потока в ее основании. Причиной такого повышения могут быть горячие пятна в мантии. В работе С. Кроу и Г. Томпсона [Crough, Thompson, 1976] построена простая численная модель этого процесса, в которой повышенный тепловой поток сохранялся постоянным на движущейся границе литосфера — астеносфера, при этом не учитывались затраты тепла на фазовый переход и на поддержание конвекции в астеносфере. Т. Спон и Г. Шуберт [Spohn, Schubert, 1982] построили более сложную численную модель, в которой учитывались и затраты тепла. Результаты моделирования показывают, что при достаточно высоком тепловом потоке в основании литосферы возможно ее утонение до толщины земной коры за время, сопоставимое с продолжительностью развития позднекайнозойских рифтов (15—40 млн. лет).

Однако в цитируемых выше работах рассматривался только одномерный случай. Вытянутость астеносферных выступов по простиранию рифтовых зон и их ограниченная ширина побуждают строить двухмерные модели. В этом же случае из-за боковых потерь тепла движение границы литосфера — астеносфера вверх должно при прочих равных условиях происходить значительно медленнее. Из сказанного следует, что для получения времен развития астеносферного выступа, близких к реальным, тепловой поток в основании литосферы должен быть более высоким, чем предполагаемый в одномерном варианте.

Ниже описываются наши исследования, в которых мы стремились путем построения двухмерных численных моделей проверить правдоподобие двух ведущих механизмов образования астеносферных выступов: 1) частичного плавления литосферы и 2) механического замещения литосферы астеносферой. Результаты моделирования должны согласовываться с современными геофизическими данными о глубинном положении кровли астеносферы и о глубинах изотермы Кюри, со значениями поверхностного теплового потока, датировкой геологических событий и составом изверженных базальтов в рифтовых зонах.

Не менее интересным является построение моделей «больших даек», внедрившихся в земную кору и создающих локальные аномалии теплового потока. Эта задача нами решалась совместно с более общей задачей становления современного термического режима коры рифтовой зоны в результате механического замещения литосферы астеносферой. В отличие от ранее опубликованных работ [Голубев и др., 1978; Зорин и др., 1979],

в которых принималось, что «большие дайки» (так же как и выступ) сложены недифференцированным веществом астеносферы, здесь предлагается модель базальтовой интрузии. Этот вариант более правдоподобен, так как подвижная базальтовая магма, выделившаяся из астеносферы, может легче проникать в кору по трещинам. Кроме того, базальтовая дайка создает менее интенсивную гравитационную аномалию, что снимает трудности при комплексной интерпретации геофизических данных. Так как локальные аномалии вытянуты по простиранию рифтовой зоны, мы ограничиваемся построением двухмерных моделей дайки. В предыдущем параграфе был дан обзор более ранних работ по количественной интерпретации локальных аномалий теплового потока в пределах Байкальской впадины.

§ 3. МЕТОДИКА РАСЧЕТОВ ТЕРМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ И НЕКОТОРЫЕ ПАРАМЕТРЫ МОДЕЛЕЙ

Расчеты температуры выполнялись путем решения дифференциального уравнения теплопроводности:

$$\rho \cdot C \frac{\partial T}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) + A, \quad (6.1)$$

где T — температура; x и z — текущие координаты двухмерного пространства; τ — время; ρ — плотность; C — теплоемкость; λ — теплопроводность; A — теплопроизводительность единицы объема вещества. Начало координат располагалось на верхней границе каждой модели (на поверхности Земли). Ось x ориентировалась вправо, ось z была направлена вниз.

Уравнение (6.1) решалось методом конечных разностей с использованием схемы переменных направлений [Самарский, 1977], которая обеспечивает устойчивость получаемых результатов при значительных вариациях временных и пространственных шагов. Начальные условия выбирались в соответствии с термическим режимом смежных с рифтовыми зонами стабильных регионов, где температурное поле предполагалось стационарным. Граничные условия модифицировались в зависимости от типа задачи.

Для исследования процесса плавления литосферы в программу решения уравнения теплопроводности на ЭВМ была включена подпрограмма фазового перехода, в которой реализован алгоритм, предложенный А. А. Кошелевым [Калинин и др., 1974; Лепина, 1984]. После завершения вычислений на каждом временном шаге в каждом из пространственных узлов производилось сравнение предыдущего и последующего значений T с температурой плавления ($T_{пл}$). Если оказывалось, что $T^n \leq T_{пл} < T^{n+1}$ (n — текущий номер временного слоя, отсчитываемый от момента $t = 0$), то в промежутках между расчетами по основной программе в данном узле начинала работать подпрограмма фазового перехода, в которой

вычислялась сумма $Q_{пл} + \sum_{i=1}^p \Delta Q^i$. Здесь $Q_{пл} = L\rho v$ — тепло, необходимое для частичного плавления вещества в элементарном объеме ($v = \Delta x \times \Delta z \cdot 1\text{м}$); L — скрытая теплота плавления; Δx и Δz — пространственные шаги прямоугольной расчетной сетки; $\Delta Q^i = c\rho v(T^{n+1,i} - T_{пл})$ — количество тепла, поступившего в тот же объем за счет кондуктивного теплообмена с окружающей средой на одном временном шаге в процессе фазового перехода; i и p — текущий и фиксированный номера временных слоев, отсчитываемые от начала плавления.

Если оказывалось, что $Q_{пл} + \sum_{i=1}^p \Delta Q^i < 0$ (плавление не закончилось),

то температура в данном узле заменялась на $T_{пл}$. Если же $Q_{пл} + \sum_{i=1}^p \Delta Q^i \geq$

≥ 0 (плавление закончилось), то новое значение температуры вычислялось по формуле $T^p = T_{\text{пл}} + \left(Q_1 + \sum_{i=1}^p \Delta Q^i \right) / c_{\text{рв}}$ и подпрограмма фазового перехода отключалась от рассматриваемого объема.

Для сокращения времени вычислений без заметной потери точности принято, что каждый элементарный объем контролируется пространственным узлом, расположенным в правом (для положительных значений x) верхнем углу его прямоугольного сечения. Физические свойства литосферы в данном объеме заменялись на аналогичные параметры астеносферы после того, как температура в указанном узле достигала $T_{\text{пл}}$ (в трех других узлах прямоугольника температура уже превышала это значение).

Мелкомасштабная конвекция в астеносферном выступе, образовавшемся в результате частичного плавления, учитывалась косвенно путем увеличения эффективной теплопроводности. Значения этого параметра подбирались таким образом, чтобы температурный градиент в астеносфере был близок к адиабатическому при заданном возмущающем тепловом потоке. Устойчивость решения при резком изменении свойств в момент плавления литосферы обеспечивалась тем, что временной шаг выбирался во много раз меньшим, чем время, необходимое для плавления вещества в элементарных объемах, непосредственно примыкающих к астеносфере.

При решении задач с остывающими базальтовыми дайками, внедрившимися в земную кору, подпрограмма фазового перехода работала в обратном направлении: она включалась при $T^n \geq T_{\text{пл}} > T^{n+1}$ и т. д. Так как ширина даек невелика, предполагалось, что конвекция в их пределах не имеет места.

В моделях с движущимися сегментами нижней границы (с механическим развитием выступов) временной шаг для расчетов температуры принимался в 3—4 раза меньшим, чем принятый для описания перемещений нижней границы. Такое разделение шагов позволило получать устойчивое и точное решение, несмотря на использование уравнения (6.1), которое не содержит члена, описывающего движение вещества.

В моделях принято, что генерация тепла, связанная с распадом радиоактивных элементов, экспоненциально убывает с глубиной в коре по закону $A = A_0 \cdot \exp(-z/D)$ с параметрами: $A_0 = 2,01$ (модель БРЗ-1) или $2,55$ мкВт/м³ (модель БРЗ-2) — поверхностная генерация тепла в кристаллической коре, $D = 10$ км — эффективная глубина теплопроизводительности. Генерацией тепла в мантии мы пренебрегли. Теплогенерация в кайнозойских осадках принята постоянной по глубине и равной $0,81$ мкВт·м⁻³.

В моделях использованы следующие значения плотности, теплоемкости и теплопроводности: для коры $\rho_{\text{к}} = 2,8$ г/см³, $c_{\text{к}} = 1005$ Дж/(кг·К), $\lambda_{\text{к}} = 2,50$ Вт/(м·К); для литосферной части мантии $\rho_{\text{л}} = 3,3$ г/см³, $c_{\text{л}} = 1005$ Дж/(кг·К), $\lambda_{\text{л}} = 2,93$ Вт/(м·К). В моделях с механическим развитием выступов свойства астеносферы не рассматривались. В моделях с частичным плавлением литосферы для астеносферы, содержащей 10% расплавленного базальта, использованы следующие параметры: $\rho_{\text{а}} = 3,22$ г/см³, $c_{\text{а}} = 1047$ Дж/(кг·К). Эффективная теплопроводность астеносферы ($\lambda_{\text{а}}$), косвенно учитывающая конвекцию, варьировалась в зависимости от величины возмущающего теплового потока ($q_{\text{а}}$). Принято, что $\lambda_{\text{а}} = 50\lambda_{\text{л}} = 146,5$ Вт/(м·К) для $q_{\text{а}} = 100$ мВт/м²; $\lambda_{\text{а}} = 100\lambda_{\text{л}} = 293,0$ Вт/(м·К) для $q_{\text{а}} = 200$ мВт/м²; $\lambda_{\text{а}} = 150\lambda_{\text{л}} = 439,5$ Вт/(м·К) для $q_{\text{а}} = 300$ мВт/м². Именно при таких соотношениях между возмущающим потоком и эффективной теплопроводностью температурный градиент в центральной части астеносферного выступа оставался близким по порядку к адиабатическому. Для осадков во впадине оз. Байкал (модели БРЗ-1 и БРЗ-2) принято $\rho_{\text{ос}} = 2,2$ г/см³, $\lambda_{\text{ос}} = 1,88$ Вт/(м·К), $c_{\text{ос}} = 910$ Дж/(кг·К).

Температура частичного плавления литосферы $T_{\text{пл}}$, т. е. температура границы литосфера — астеносфера, принята равной 1200°C . Скрытая теплота частичного (10%) плавления литосферы оценена в $3,35 \cdot 10^4$ Дж/кг.

Температура кристаллизации базальта в больших дайках, внедрившихся в кору, принята равной 1150°C , а скрытая теплота фазового перехода для полностью расплавленного базальта составила $3,35 \cdot 10^5$ Дж/кг.

§ 4. МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ АСТЕНОСФЕРНОГО ВЫСТУПА ЗА СЧЕТ ЧАСТИЧНОГО ПЛАВЛЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ

Так как нас интересовала принципиальная возможность реализации такого механизма образования выступов астеносферы под всеми континентальными рифтами, мы несколько расширили постановку задачи и рассмотрели ряд моделей с такими выступами различной ширины. Остальные геометрические параметры модели (толщина литосферы и толщина коры) примерно соответствуют центральной (по простиранию) части Байкальской рифтовой зоны.

Двухмерные модели построены для прямоугольного блока литосферы шириной 1000 и толщиной 120 км. Начало координат выбрано в середине верхней границы этой фигуры. В силу симметрии моделируемого выступа относительно вертикальной оси расчеты выполнялись только для области положительных значений x . Шаги по оси x приняты равными 10 км в интервале 0—300 км и 20 км в интервале 300—500 км. Первый шаг по оси z равнялся 2, второй — 3 км, а остальные приняты равными 5 км. Временной шаг составлял 0,02 млн. лет.

В качестве начальных условий принято стационарное температурное поле, которое, как предполагается, характерно для стабильных платформ, примыкающих к рифтовым зонам. Это поле рассчитано по известным формулам для одномерного случая [Crough, Thompson, 1976]:

$$T_K(z) = T_0 + A_0 D^2 [1 - \exp(-z/D)] / \lambda_K + \lambda_L T_m z / (\lambda_K R); \quad (6.2)$$

$$T_L(z) = T_0 + T_m [z + H_K(\lambda_L / \lambda_K - 1)] / R + A_0 D^2 / \lambda_K,$$

где $T_m = T_{пл} - T_0 - A_0 D^2 / \lambda_K$; $R = H_L + H_K(\lambda_L / \lambda_K - 1)$; $T_K(z)$ — температура в коре в зависимости от глубины; $T_L(z)$ — температура в мантии; T_0 — поверхностная температура; H_K — толщина коры; H_L — толщина литосферы; $T_{пл}$ — температура кровли астеносферы. Смысл остальных обозначений приведен выше.

Для этих условий справедлива формула

$$q_S = \lambda_L \cdot T_m / R + A_0 D, \quad (6.3)$$

где q_S — поверхностный тепловой поток; $\lambda_L T_m R^{-1} = q_L$ — тепловой поток в основании литосферы (в данном случае он равен так называемому редуцированному тепловому потоку); $A_0 D$ — радиогенный тепловой поток.

Положим $T_0 = 0^{\circ}\text{C}$, $H_K = 40$ км, $H_L = 120$ км, $A_0 = 2,01$ мкВт/м³. При таких параметрах поверхностный тепловой поток по формуле (6.3) оценивается в 46 мВт/м², а тепловой поток в основании литосферы (q_L) составляет 25,9 мВт/м². Приведенные условия примерно соответствуют районам Сибирской платформы, примыкающим к Байкальской рифтовой зоне [Zorin, 1981].

При численном исследовании процесса развития астеносферного выступа путем частичного плавления литосферы были приняты следующие граничные условия. В силу симметрии модели (рассматривалась только ее правая половина) на левую границу налагалось условие $\partial T / \partial x = 0$. На верхней границе, так же как и в начальный момент времени, температура равнялась 0°C . На правой границе поддерживалось распределение температуры по глубине, заданное формулами (6.2). На нижней границе, вне пределов моделируемого выступа, поддерживалось постоянное значение теплового потока, соответствующее начальным условиям ($q_L = 25,9$ мВт/м²). На симметричном относительно начала координат интервале нижней границе с шириной W задавался повышенный тепловой поток

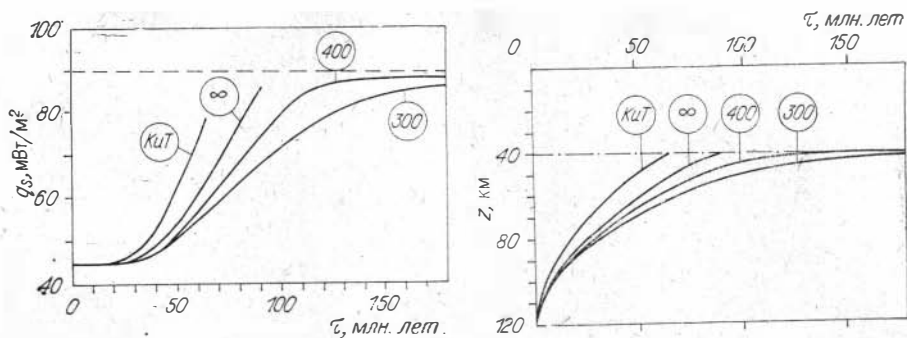


Рис. 6.1. Изменения во времени толщины литосферы и теплового потока через земную поверхность для центров моделей с возмущающим потоком $q_a = 100$ мВт/м².

Цифры в кружках — значения ширины (W) зоны возмущающего потока на нижней границе модели; K и T — одномерная модель [Crough, Thompson, 1976], штрихпунктирная линия — глубина раздела Мохоровичича, штриховая — уровень стационарного поверхностного теплового потока, рассчитанного по формуле (6.3) при $H_K = H_L = 40$ км.

q_a , постоянный во времени. Повышение потока нарушало тепловое равновесие, и начинался процесс плавления литосферы, который, в принципе, мог идти до нового стационарного состояния. Таким упрощенным способом моделировалось воздействие на литосферу восходящего течения в мантии. Естественно, более реальным было бы полагать, что тепловой поток в основании литосферы постепенно уменьшается до нормального его значения по мере удаления от начала координат, так как вещество, выносимое восходящим течением, должно растекаться в стороны под литосферой и постепенно охлаждаться. Однако мы ограничились моделью со скачкообразным увеличением теплового потока в области W . Это обеспечило максимальную концентрацию энергии в локальной области, т. е. позволило получить минимально возможные оценки времени образования выступов астеносферы с шириной, близкой к реальной.

Расчеты выполнены для трех групп моделей с q_a , равным соответственно 100 мВт/м² (рис. 6.1), 200 и 300 мВт/м² (рис. 6.2). Первое значение выбрано на том основании, что оно близко к мантийным потокам, теоретически рассчитанным по первому члену формулы (6.3) при известных глубинах поверхности астеносферы в рифтовых зонах. Второе и третье значения мы использовали, пытаясь согласовать время утонения литосферы до толщины коры с продолжительностью рифтогенеза. Приняв толщину коры равной

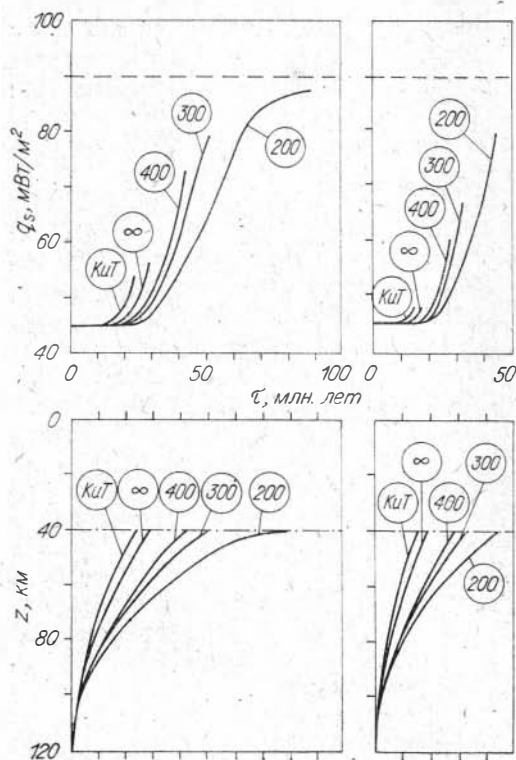


Рис. 6.2. Изменения во времени толщины литосферы и теплового потока через земную поверхность для центров моделей с возмущающим тепловым потоком $q_a = 200$ мВт/м² (левая часть рисунка) и $q_a = 300$ мВт/м² (правая часть рисунка). Усл. обозн. см. на рис. 6.1.

40 км, мы, как указывалось выше, ориентировались прежде всего на центральную часть Байкальского рифта, время развития которого составляет 35 ± 5 млн. лет. Однако эти модели позволяют сделать некоторые выводы и для других рифтовых зон, так как средние значения толщины коры в них мало отличаются от использованной в нашей серии моделей. Расчеты велись до момента достижения вершиной астеносферного выступа раздела Мохо.

В каждой из групп моделей расчеты выполнены для трех значений ширины зоны повышенного теплового потока в основании литосферы (W): 200, 300 и 400 км. Кроме этого, на рисунках 6.1 и 6.2 приведены результаты решений для двух вариантов одномерного случая. Первый вариант соответствует модели С. Кроу и Г. Томпсона [Crough, Thompson, 1976] с учетом генерации тепла в коре. Второй вариант получен по методу, использованному нами в этой работе. Как видно из рисунков, учет тепла, расходуемого на фазовый переход и разогрев астеносферы, заметно увеличивает время плавления, т. е. время утонения литосферы до толщины коры. По значениям времени наши одномерные варианты примерно сопоставимы с моделями Т. Спона и Г. Шуберта [Spohn, Schubert, 1982].

При переходе к двухмерным моделям значительно увеличивается время плавления (см. рис. 6.1 и 6.2). Происходит это из-за боковых потерь тепла. Особенно это явление заметно при умеренном тепловом потоке в основании литосферы ($q_d = 100 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$), когда процесс плавления имеет тенденцию стабилизироваться до достижения астеносферой раздела Мохо уже при $W = 300$ км (см. рис. 6.1). Вариант с $W = 200$ км здесь не показан. При таких значениях время плавления становится сопоставимым с продолжительностью рифтогенеза в Байкальской зоне только тогда, когда $q_a = 300 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$. Поверхностный тепловой поток над центром выступа при этом достигает $66 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$, что сопоставимо с наблюдаемым региональным его значением (см. рис. 6.2). Однако процесс плавления при этом не заканчивается. Из приведенных данных следует, что в конце развития выступа должна начать плавиться нижняя часть коры. В отличие от мантии, где температура около 1200°C обеспечивает появление лишь небольшого содержания расплава, кора должна плавиться более полно. Это должно было отразиться на объеме и составе вулканитов поздней стадии развития рифтовой зоны. Должен был начаться вулканический «потоп», причем состав излияний соответствовал бы щелочно-земельным андезитам. В Байкальской же рифтовой зоне для кульминации рифтогенеза, которая началась 3—4 млн. лет тому назад и продолжается в настоящее время, не отмечается увеличения объема вулканитов, а излившиеся лавы (оливиновые щелочные базальты и их дифференциаты) имеют мантийную природу [Логачев и др., 1983]. На западе США в последние 13—15 млн. лет, когда развивались типичные рифты, основной объем вулканитов также имел мантийное происхождение. Даже в Кенийской зоне, где объем вулканитов особенно велик и излияния происходят в настоящее время, нет данных о плавлении низов коры на стадии кульминации рифтинга.

Таким образом, геологические данные противоречат предположению о существующем плавлении коры, а следовательно, и допущению о столь высоких ($300 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$ и более) потоках в основании литосферы. Если же такие потоки считать нереальными, то мы лишаемся возможности согласовать время плавления (утонения) литосферы с продолжительностью эволюции рифтовых зон. Очевидно, частичное плавление литосферы не может быть главным механизмом образования астеносферных выступов, хотя этот процесс может, в принципе, обеспечить некоторое утонение литосферы, что создает начальное возмущение, необходимое для реализации механического внедрения в литосферу аномального вещества, которое поставляется восходящими течениями в мантии. Движущим механизмом такого внедрения является гравитационная неустойчивость.

§ 5. ТЕРМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ РАЗВИТИЯ АСТЕНОСФЕРНОГО ВЫСТУПА ПУТЕМ МЕХАНИЧЕСКОГО ЗАМЕЩЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ

Механизм чистого диапиризма не очень хорошо подходит для объяснения развития астеносферных выступов. В этом случае предполагается, что пространство, необходимое для вмещения астеносферного диапира, создается за счет пластического течения вещества литосферы в стороны. Следовательно, ширина верхней части диапира должна быть примерно равна величине растяжения земной коры. Однако, как уже упоминалось выше, в Байкальской рифтовой зоне [Логачев и др., 1983] первая величина примерно равна 250 км, на порядок превышая вторую — 25 км.

По-видимому, освобождение пространства, необходимого для вмещения столь широкого тела, происходит главным образом в результате отторжения блоков литосферы, которые тонут в астеносфере и в конце концов растворяются в ней. Пластическое течение литосферы хотя и играет существенную роль в формировании рифтовых впадин [Зорин, 1971], но имеет, очевидно, второстепенное значение при создании камеры, занимаемой астеносферным выступом. Если это так, то можно пренебречь деформациями литосферы и моделировать развитие астеносферного выступа принудительным смещением вверх изотермы солидуса мантии (1200°C). В Байкальском рифте выделяются две стадии эволюции. На первой стадии, охватывающей олигоцен — ранний плиоцен (от 35 до 5—3 млн. лет тому назад), высоты Байкальского сводового поднятия были небольшими и, возможно, постепенно увеличивались. Рифтовые впадины в это время развивались сравнительно медленно. На второй стадии (средний плиоцен — настоящее время) высоты сводового поднятия достигли максимальных значений, скорость прогибания рифтовых впадин (а следовательно, и скорость растяжения земной коры) увеличилась в несколько раз по сравнению с ранней стадией [Логачев и др., 1983].

Естественно допустить, что первая стадия соответствует росту высоты астеносферного диапира за счет механического замещения литосферы астеносферой. Это явление в силу принципа изостазии обусловило рост высоты Байкальского свода и обеспечило умеренное растяжение литосферы. Продолжительность первой стадии составила около 30 млн. лет. За это время поверхность астеносферы поднялась с глубины 120 км (модель БРЗ-1) или 180 км (модель БРЗ-2), что соответствует различным оценкам толщины литосферы под Сибирской платформой, до своего современного положения под рифтовой зоной (глубина 40 км). Средняя скорость движения вершины выступа оценивается в 2,7—4,7 км/млн. лет, что, в принципе, не противоречит известным данным о реологии земных недр [Артюшков, 1979; Zorin, 1981].

На второй стадии, после того как астеносфера подошла к разделу Мохо, движение вверх прекратилось, так как ее плотность превышает плотность земной коры. Астеносферный выступ начал растекаться в стороны

в силу стремления механической системы к минимуму гравитационной энергии. Вследствие этого увеличились скорость растяжения коры и скорость прогибания рифтовых бассейнов.

Для построения двухмерной термической модели литосферы нами

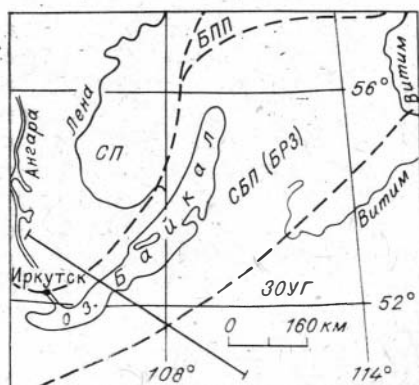


Рис. 6.3. Положение профиля, использованного для построения геотермической модели литосферы Байкальской рифтовой зоны.

СБП (БРЗ) — Саяно-Байкальское сводовое поднятие (Байкальская рифтовая зона); СП — Сибирская платформа; БПП — Байкало-Патомское плато; ЗОУГ — Забайкальская область умеренного горообразования.

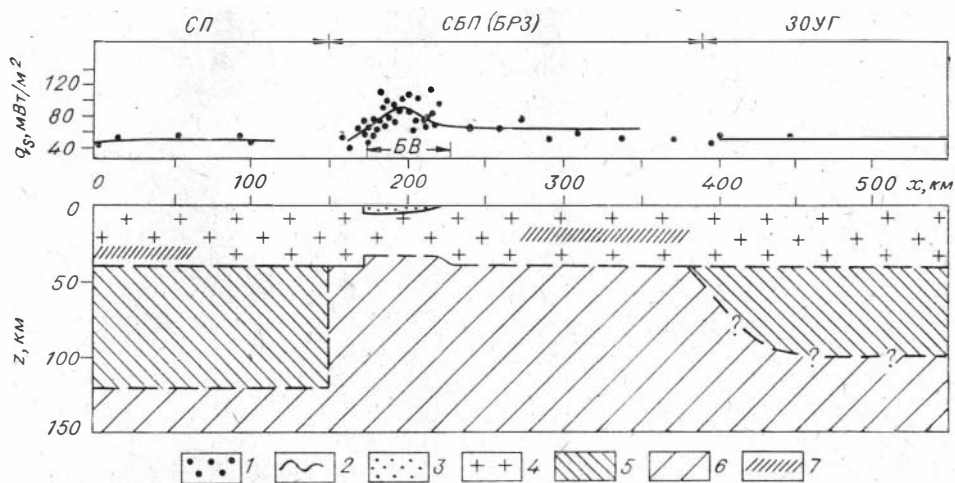


Рис. 6.4. Поверхностный тепловой поток и строение литосферы вдоль профиля геотермической модели для Байкальской рифтовой зоны.

1 — измеренные значения теплового потока, спроектированные на профиль из полосы шириной 150 км; 2 — график осредненных значений теплового потока; 3 — кайнозойские осадки во впадине оз. Байкал; 4 — кристаллическая земная кора; 5 — литосферная часть мантии; 6 — астеносфера; 7 — глубина изотермы Кюри.

выбран профиль, секущий Байкальскую рифтовую зону в районе дельты Селенги (рис. 6. 3). Глубинное строение и обобщенное распределение теплового потока вдоль этого профиля приведены на рис. 6.4. Значения q переносились на профиль из прилегающей к нему полосы шириной около 150 км, причем перенос осуществлялся параллельно границам впадины оз. Байкал.

В первой модели (БРЗ-1) рассмотрен блок литосферы шириной 600 и толщиной 120 км. Последняя величина принята в качестве начальной (нормальной) толщины литосферы. Начало координат выбрано на западной границе блока на земной поверхности. Ось x направлена на восток, ось z — вниз. Как уже отмечалось выше, современная зависимость температуры от глубины на Сибирской платформе может быть принята в качестве начальных условий для всей модели. Если пренебречь наличием вполне литифицированных осадков на платформе и других неоднородностей верхних частей коры, которые мало влияют на распределение температуры в глубоких частях литосферы, то эту зависимость можно считать одномерной и подчиняющейся уравнениям (6.3).

Поверхность Земли принята горизонтальной, так как во все измеренные значения теплового потока введена поправка за влияние рельефа [Голубев, 1982а], а длина профиля сравнительно невелика. Земная кора моделировалась слоем постоянной мощности 40 км, за исключением интервала 175—230 км, где воспроизведено строение земной коры впадины Байкала. Подошва линзы осадков, заполняющих впадину, описана ступенчатой функцией с максимальным углублением до 6 км. Конфигурация линзы осадков определена на основе интерпретации гравиметрических материалов [Зорин, 1971]. При решении уравнения теплопроводности учитывалось отличие тепловых свойств осадков от аналогичных параметров земной коры, однако оно не учтено в начальных условиях, где верхняя часть коры считалась однородной. На конечном распределении температур это практически не скажется, так как при больших значениях времени (свыше 30 млн. лет) баланс тепла в области осадконакопления устанавливается автоматически в процессе счета.

Под впадиной оз. Байкал, судя по гравиметрическим [Зорин, 1971] и сейсмическим [Крылов и др., 1981] данным, земная кора утонена с образованием «антикорня». В модели этот «антикорень» описан ступенчатой функцией, являющейся зеркальным отражением линзы осадков.

Максимальное поднятие раздела Мохо над средним его уровнем 40 км составляет в пределах указанной структурной формы 6 км.

Как линза осадков, так и «антикорень» под Байкалом заданы в начальный уже момент времени. Естественно, более правильным было бы моделировать постепенное развитие структуры впадины в процессе роста выступа астеносферы с учетом внедрения трещинной интрузии в кору. Однако математическое описание механического процесса развития впадины во времени за счет растяжения литосферы с образованием «шейки» наталкивается на целый ряд трудностей, главной из которых является недостаточная информация о реологических свойствах литосферы и об их изменениях в пространстве и во времени. Попытка учесть этот процесс не приведет к ощутимому уточнению информации о современном геотермическом поле по следующим причинам. Проведенные ранее упрощенные расчеты [Голубев и др., 1978; Зорин и др., 1979] показали, что через 3 млн. лет после достижения астеносферой раздела Мохо верхняя часть земной коры еще не успевает существенно разогреться за счет влияния этого выступа, а локальное повышение температуры в районе оз. Байкал обусловлено преимущественно влиянием трещинной интрузии, которая внедрилась также около 3 млн. лет тому назад. За эти 3 млн. лет величина горизонтального растяжения не приведет к существенному изменению общей картины геотермического поля, а влияние накопления осадков приблизительно учтено при введении в наблюдаемые значения теплового потока поправок за скорость седиментации.

На верхней границе модели (на поверхности Земли) сохранялась постоянная температура, равная 0°C . На боковых границах профиля поддерживалось распределение температуры, соответствующее начальным условиям (6.2). На нижней границе модели (на глубине 120 км) в интервалах профиля 0—150 и 400—600 км температура сохранялась равной 1200°C .

В интервале профиля 150—400 км поднятие кровли астеносферного слоя моделировалось прямоугольным выступом изотермы 1200°C . Рост высоты этого выступа продолжался 20 млн. лет с постоянной скоростью. За это время изотерма 1200°C поднялась из глубины 120 км до раздела Мохо. Прямоугольную форму во время своего роста выступ сохранял до глубины 40 км, где указанная изотерма скачком переходила в положение раздела Мохо с «антикорнем», заданным ступенчатой функцией. Предполагалось, что на поверхности и на боковых гранях выступа температура за счет мелкомасштабной конвекции вещества астеносферы поддерживается постоянной.

После достижения изотермой 1200°C раздела Мохо движение вверх в пределах всего выступа прекращалось. Расчеты изменения регионального геотермического поля земной коры продолжались до того времени, когда теоретическое значение регионального теплового потока над центром выступа попадало в доверительный интервал его оценки, выполненной по наблюдениям (60 ± 6 мВт/м²). Контролем правдоподобия полученного решения явилось совпадение температур на глубине поверхности Кюри под платформой и рифтовой зоной с точностью, определяемой доверительными интервалами этих глубин.

Трещинная интрузия мантийного вещества в земную кору под Байкалом моделировалась резким повышением температуры в блоке шириной 6 км (интервал профиля 197—203 км) и высотой 28 км (интервал глубин 6—34 км). В отличие от более ранних моделей [Голубев и др., 1978; Зорин, Осокина, 1981], в которых предполагалось, что в земную кору внедряется вещество астеносферы, в этой модели полагалось, что трещинная интрузия состоит из полностью расплавленного базальта. Такое вещество трещинной интрузии сразу же после внедрения начинало кристаллизоваться и остывать. Время появления интрузии с учетом результатов решенных ранее упрощенных вариантов задачи [Голубев и др., 1978] варьировалось в интервале 0—1 млн. лет после прекращения роста выступа астеносферы. Выбирался тот вариант времени внедрения, при котором

Размеры расчетной сетки для моделей БРЗ-1 и БРЗ-2, км

Ось x				Ось z	
Интервал	Шаг Δx	Интервал	Шаг Δx	Интервал	Шаг Δz
<i>Модель БРЗ-1</i>					
0—140	20	205—210	5	0—12	2
140—170	10	210—240	10	12—30	3
170—195	5	240—260	20	30—40	2
195—205	1			40—120	5
<i>Модель БРЗ-2</i>					
0—150	15	203—205	2	0—2	1
150—160	10	205—210	5	2—12	2
160—175	15	210—240	10	12—30	3
175—185	10	240—390	15	30—40	2
185—195	5	390—400	10	40—180	10
195—197	2	400—460	15		
197—203	1	460—600	20		

обеспечивалось лучшее соответствие теоретически рассчитанной аномалии теплового потока с наблюдаемым его значением.

Геометрия объектов в западной и центральной частях модели довольно точно воспроизводит сложившиеся к настоящему времени представления о глубинном строении рифтовой зоны и Сибирской платформы вдоль профиля, секущего рифтовую зону в районе дельты Селенги [Очерки..., 1977]. Вместе с тем принятая ширина выступа астеносферы (250 км) скорее соответствует его осредненным размерам по всей длине рифтовой зоны, чем его действительной ширине в указанном районе. Восточная граница астеносферного выступа в модели принята вертикальной, хотя имеются указания на постепенное погружение поверхности астеносферы в южных и восточных румбах (Там же). Однако характер этого погружения еще не известен с такой степенью достоверности, чтобы его можно было учесть в модели. Поэтому полученное из расчетов представление о распределении температуры по глубине для восточной части выступа (интервал 350—600 км) может значительно отличаться от существующего в действительности.

Порядок разбиения расчетного пространства в моделях БРЗ-1 и БРЗ-2 указан в табл. 6.2.

Принятая неравномерность расчетных сеток позволила более подробно описать температурное поле в области локального источника тепла под оз. Байкал и в осадках его впадины. Для описания перемещения верхней границы астеносферного выступа использовался временной шаг Δt , равный 1,87 млн. лет. Такая величина Δt обусловлена необходимостью согласовать в модели БРЗ-1 время движения с целым количеством пространственных шагов по оси z в интервале глубины 40—120 км. Временной шаг для вычисления температуры в период движения ($0 < \tau < 30$ млн. лет для обеих моделей) принят в 4 раза меньшим ($\Delta t = 0,4675$ млн. лет). После остановки границы (при $\tau \geq 30$ млн. лет) временной шаг выбран равным 0,05 млн. лет из условия обеспечения необходимой точности.

Вторая модель рифтовой зоны (БРЗ-2) построена для проверки предположения о том, что толщина литосферы под Сибирской платформой может достигать 180—200 км [Мордвинова, 1983]. В этой модели, как уже отмечалось, рассмотрен начальный блок литосферы толщиной 180 и длиной 600 км. При этом возникли трудности с согласованием температур на глубине поверхности Кюри, а именно: на платформе в случае изотермической поверхности астеносферы с температурой 1200°C литосфера в доверительном интервале глубины изотермы Кюри оказалась

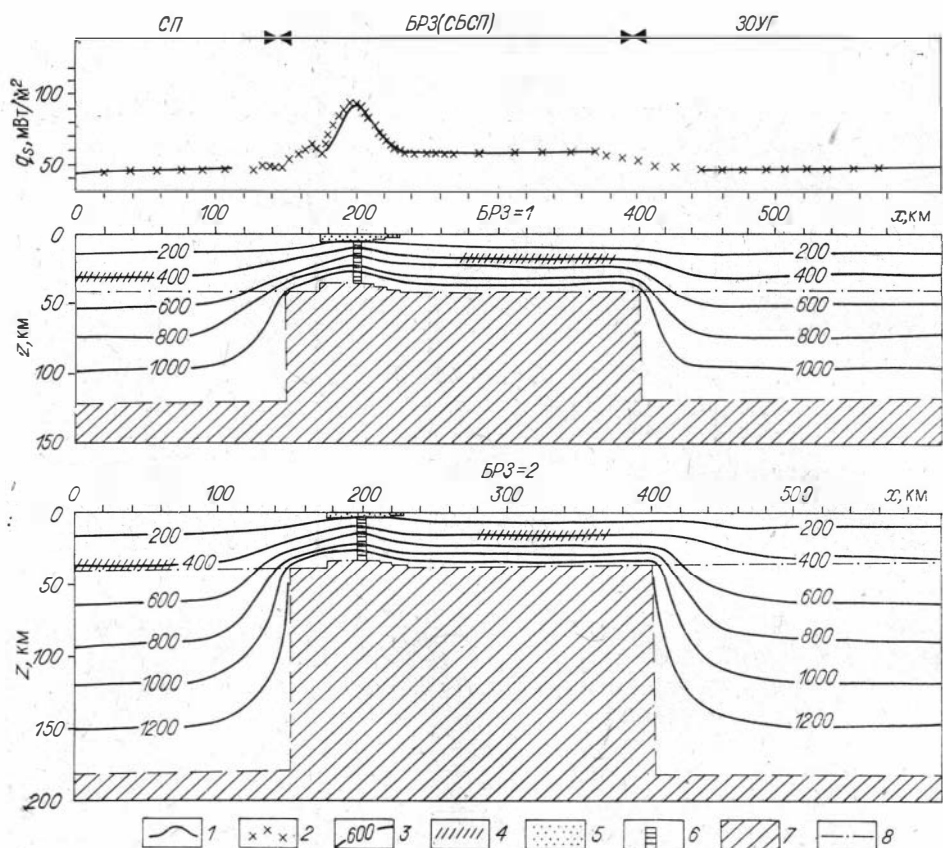


Рис. 6.5. Геотермическая модель литосферы Байкальской рифтовой зоны (БРЗ-1 и БРЗ-2).

1 — осредненная кривая измеренного теплового потока; 2 — теоретические значения теплового потока, соответствующие настоящему моменту времени; 3 — изотермы, °C; 4 — глубины изотермы Кюри по магнитометрическим данным; 5 — кайнозойские осадки во впадине оз. Байкал; 6 — базальтовая дайка под Байкалом; 7 — астеносфера; 8 — положение границы Мохоровичича.

слишком холодной. Для преодоления этих трудностей авторы допустили, что поверхность астеносферы неизотермическая: ее температура линейно меняется от 1410°C на глубине 180 км до 1200°C на глубине 40 км. Время подъема ее со 180 до 40 км принято также равным 30 млн. лет, что потребовало увеличения скорости с 2,67 до 4,67 км/млн. лет. Для согласования теплового потока на платформе с теоретическим теплогенерация единицы объема коры принята равной 2,55 мВт/м³. Остальные параметры модели оставлены такими же, что и в модели БРЗ-1.

На рис. 6.5 изображены результаты численного моделирования, относящегося к настоящему геологическому времени: графики теплового потока и температуры на разных глубинах. В эпицентре максимума под оз. Байкал теоретически рассчитанное значение для обеих моделей составляет 95—97 мВт/м², а в интервале профиля 260—380 км — 60 мВт/м². Как видно из рисунка, графики в целом довольно хорошо аппроксимируют наблюдаемые величины теплового потока. Для модели БРЗ-1 на рис. 6.6 изображена развертка по времени температурного поля для центра выступа (вариант без «большой дайки»). На нее нанесены глубины поверхности Кюри, определенные по магнитометрическим данным, под рифтовой зоной (Р) и под Сибирской платформой (П). Интервалы температур для глубин изотермы Кюри почти совпадают — 345—495°C для платформы и 365—500°C для рифтовой зоны. Аналогичные интервалы T для модели БРЗ-2 составили соответственно 310—430 и 340—470°C (рис. 6.7). Приведенные результаты указывают на удовлетворительное согласие моделей с данными магнитометрии.

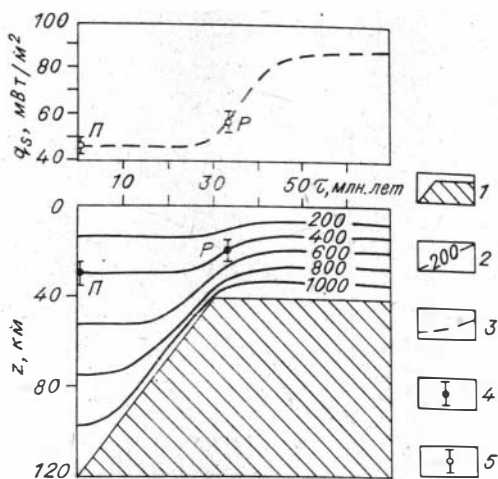


Рис. 6.6. Теоретические температуры и поверхностный тепловой поток во времени для центра астеносферного поднятия модели BR3-1.

1 — вершина астеносферы; 2 — изотермы в литосфере, $^{\circ}\text{C}$; 3 — поверхностный тепловой поток; 4 — доверительные интервалы глубины поверхности Кюри на настоящий момент; 5 — доверительные интервалы осредненных величин измеренного теплового потока к настоящему моменту. Р — рифтовая зона, П — Сибирская платформа.

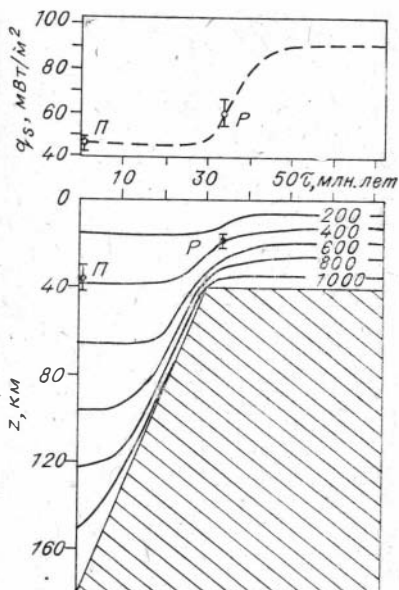


Рис. 6.7. Теоретические температуры и поверхностный тепловой поток во времени для центра астеносферного поднятия модели BR3-2. Усл. обозн. см. на рис. 6.6.

Нестационарность регионального геотермического поля проявляется в нарастании с глубиной температурного градиента (в уменьшении расстояния между изотермами). Сильно разогрета нижняя часть земной коры, в то время как ее верхняя часть еще не успела значительно прогреться. При бурении глубоких скважин в рифтовой зоне (даже вне пределов ее впадин) следует ожидать более высоких температур, чем об этом можно было судить ранее на основании обычной экстраполяции геотермических данных на глубину в предположении о стационарности теплового поля.

Следует отметить, что после внедрения трещинной интрузии она некоторое время разогревала вмещающие породы на локальном участке коры. При этом значения теплового потока на земной поверхности увеличивались. Затем стала остывать с интрузией и верхняя часть коры, примыкающая к ней, соответственно величины теплового потока начали уменьшаться, а его локальная аномалия — расширяться. В наших случаях, так же как и в предыдущих моделях [Голубев и др., 1978; Голубев, Осокина, 1980], добиться наилучшего согласования теоретической аномалии теплового потока с наблюдаемой удается для такой ситуации, когда вмещающие породы уже начали остывать.

Влияние пониженной теплопроводности осадков привело к возникновению краевых максимумов теплового потока (см. рис. 6.5). Создаются они за счет того, что часть тепла от интрузии обтекает линзу осадков. Тепловой поток в районе восточного максимума не измерялся. В районе же западного максимума известно два значения q , резко (на 20–5 mWt/m^2) отличающихся от теоретических оценок, что, возможно, связано с искажениями теплового потока за счет фильтрации подземных вод по зонам разломов. В пределах же самой впадины оз. Байкал искажения кондуктивного потока из-за конвективного переноса тепла, видимо, невелики, так как рыхлые осадки здесь имеют большую мощность и в значительной мере «закупоривают» каналы, по которым возможна циркуляция подземных вод. К тому же можно полагать, что осреднение значений теплового потока способом «скользящего окна» в какой-то степени позволяет

освободиться от подобных искажений, имеющих ультралокальный характер.

Общее соответствие реального распределения теплового потока расчетному по модели БРЗ-1 (см. рис. 6.5 и 6.6) и близкие интервалы температур на глубинах изотермы Кюри в рифтовой зоне и на платформе получены для времени, когда с начала рифтогенеза (с начала движения кровли астеносферы) прошло 33,5 млн. лет (τ_p), причем при времени появления трещинной интрузии, равном 30,5 млн. лет ($\tau_{и}$). Как указывалось выше, время движения кровли астеносферного диапира вверх (τ_b) принято равным 30 млн. лет. Следовательно, с момента достижения астеносферой раздела Мохо прошло 3,5 млн. лет ($\Delta\tau_b = \tau_p - \tau_b$), а с момента внедрения интрузии — 3,0 млн. лет ($\Delta\tau_{и} = \tau_p - \tau_{и}$).

Эти же оценки для модели БРЗ-2 составили $\tau_p = 34$ млн. лет. Время $\tau_{и}$ совпало с τ_b (30 млн. лет), т. е. интрузия появилась одновременно с подходом астеносферы к границе Мохо ($\Delta\tau_{и} = \Delta\tau_b = 4$ млн. лет).

В модели БРЗ-2 увеличение $\Delta\tau_b$ связано с возрастанием скорости подъема вершины астеносферного выступа; другими словами, в этой модели ко времени достижения выступом раздела Мохо и остановки его движения земная кора была разогрета меньше, чем это следует из оценок по модели БРЗ-1. При этом низы земной коры по второй модели разогревались больше, что затруднило отток тепла из «большой дайки» и привело к возрастанию $\tau_{и}$.

Хотя расчеты на ЭВМ выполнялись с достаточной точностью, приведенные оценки $\Delta\tau_{и}$ и $\Delta\tau_b$ следует рассматривать как весьма приближенные. Дело в том, что краевые условия задачи приняты на основе геологических и геофизических данных, которые имеют невысокую точность. Невысокая точность оценок $\Delta\tau_{и}$ и $\Delta\tau_b$ не должна нас смущать, так как эти величины сопоставляются с продолжительностью второй стадии развития Байкальского рифта, которая (продолжительность) может быть определена также весьма приблизительно (2—5 млн. лет). В данном случае согласие в датировках упомянутых выше событий можно признать удовлетворительным. Это позволяет полагать, что переход ко второй стадии связан с подходом горячего материала астеносферы к подошве земной коры и с внедрением в последнюю крупных трещинных интрузий.

Таким образом, в предполагаемой модели нестационарного температурного поля удалось согласовать геотермические данные со сложившимися ранее представлениями [Зорин, 1971; Артюшков, 1979; Очерки. . ., 1977; Зорин и др., 1979] о глубинном строении рифтовой зоны, о последовательности геологических событий и о процессах в верхней мантии, которые привели к формированию новейшей геологической структуры этого региона. Такая непротиворечивость результатов свидетельствует о том, что гипотеза, связывающая происхождение рифтовых зон с механическим внедрением широких астеносферных диапиров, вполне правдоподобна. С другой стороны, согласованность регионального теплового потока со значениями температуры на уровне изотермы Кюри подтверждает предположение о связи ограниченности магнитоактивного слоя по вертикали с температурным фактором.

Вместе с тем мы сознаем, что предполагаемые модели являются лишь одними из возможных вариантов интерпретации геотермических данных и материалов других геофизических методов. Подобные построения всегда содержат некоторые элементы условности. Особенно условны наши представления о трещинной интрузии под оз. Байкал. Моделировалось однократное внедрение крупного тела, однако не исключается возможность внедрения менее мощных даек, образовавшихся в разное время.

Полученные путем построения геотермической модели данные о возрасте и размерах глубоко расположенной трещинной интрузии под Байкалом желательно было проверить каким-либо другим методом. Приведенные выше оценки времени внедрения мантийного вещества в кору весьма благоприятны для их проверки магнитометрией. Интрузия внедрялась перед началом магнитной эпохи Матуямы. В эту эпоху (интервал

Рис. 6.8. Геотермическая модель трещинной интрузии в районе дельты Селенги.

1 — обратномагнитические части интрузии; 2 — прямомагнитические части интрузии; 3 — график магнитной аномалии по данным гидромагнитной съемки [Анистратенко и др., 1973]; 4 — теоретически рассчитанные значения магнитных аномалий; 5 — графики теоретически рассчитанных аномалий теплового потока; 6 — доверительные интервалы осредненных значений теплового потока.

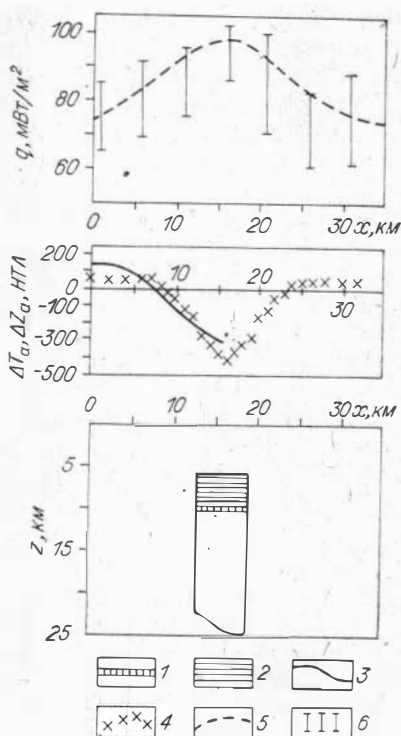
времени 2,3—0,6 млн. лет назад) магнитное поле Земли имело направление, обратное современному. Магматические породы приобретают относительно высокую и стабильную остаточную намагниченность в момент их остывания в магнитном поле Земли ниже температуры Кюри. Поэтому значительная часть интрузивного тела в районе дельты Селенги должна была приобрести обратную намагниченность и создавать отрицательную магнитную аномалию.

В глубинных породах главным ферромагнитным минералом является титаномagnetит, температуру точки Кюри которого примем равной 400°C. Определив глубины этой изотермы по геотермической модели интрузии для моментов, соответствующих началу и концу эпохи Матуямы, а также настоящему времени, можно выделить части интрузии, которые должны иметь обратную и прямую намагниченность [Зорин и др., 1979]. Затем, приняв то или иное значение намагниченности, можно рассчитать теоретическую магнитную аномалию от интрузии и сравнить с наблюдаемой (рис. 6.8).

Наиболее точные магнитометрические данные получены в результате гидромагнитной съемки [Анистратенко и др., 1973]. Мы сопоставили эти данные с теоретически рассчитанными аномалиями ΔZ . При субмеридиональном простираннии интрузии эти составляющие магнитного поля вполне сопоставимы. Интенсивность намагничивания дайки принята равной 9 А/м. При указанных условиях теоретические и наблюдаемые аномалии удовлетворительно согласуются между собой (см. рис. 6.8). Так как региональный фон наблюдаемых аномалий неизвестен, то их уровень поднят на 60 нТ. Следует отметить, что здесь имеет значение лишь совпадение знака и формы аномалии, ибо истинная интенсивность намагничивания также неизвестна и фактически подбирается. Приведенные значения магнитных свойств вполне правдоподобны для интрузивных пород основного состава. Таким образом, особенности магнитного поля подтверждают вывод о внедрении в земную кору в районе дельты Селенги трещинной базальтовой интрузии в среднем плиоцене.

§ 6. МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ АНОМАЛЬНОЙ МАНТИИ ПОД БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНОЙ ЗА СЧЕТ КОНДУКТИВНОГО ТЕПЛОПЕРЕНОСА

В предыдущих параграфах смоделированы два возможных варианта образования астеносферного выступа под Байкальской рифтовой зоной, при этом аномальная область мантии под рифтом в обоих случаях предполагалась непрерывной. Однако, по данным ГСЗ и МТЗ [Крылов и др., 1979; Berdichevsky et al., 1980], эта область не является сплошной. В верхней ее части непосредственно под границей Мохо уверенно выделяется



тонкий слой с аномальными свойствами (пониженной скоростью сейсмических волн и повышенной электропроводностью), который залегает на нормальной мантии. Аномальные свойства вновь обнаруживаются лишь на глубинах 80—100 км, что соответствует средней глубине до кровли астеносферного слоя на континентах. Предполагается, что связь верхнего аномального слоя мантии с астеносферой осуществляется по сравнительно узким вертикальным перемычкам, находящимся, вероятнее всего, под оз. Байкал, в ослабленной зоне на границе с Сибирской платформой. Поднимаясь по перемычкам, пластическое вещество астеносферного слоя растекается у подошвы земной коры на большие расстояния (200—300 км) в юго-восточном направлении. Такой механизм образования изолированного аномального слоя у подошвы земной коры вызывает некоторые сомнения, так как не согласуется с геотермическими данными. Если начало подъема пластического вещества по перемычкам связать с началом рифтогенеза, то растекание его у подошвы должно было происходить со скоростью 1—10 см/год в течение 40—10 млн. лет соответственно (большие скорости мало вероятны). При скоростях порядка 1 см/год западная часть рассматриваемой аномальной области должна быть уже в условиях стационарного теплового режима, и средние значения поверхностного теплового потока (фоновый тепловой поток) должны были бы монотонно убывать с запада на восток от 80—100 до 55 мВт/м², что на самом деле не наблюдается. Как уже отмечалось, высокие тепловые потоки даже в Байкальской впадине не формируют единой региональной аномалии. Тем не менее описанная слоистая структура верхней мантии обсуждаемого региона, основанная на значительном объеме экспериментальных данных, на наш взгляд, заслуживает доверия.

Геотермические исследования показывают, что слой с аномальными свойствами на уровне подошвы земной коры появился сравнительно недавно и может быть вообще не связан каналами с астеносферой. Частичное плавление базальтов в этом слое вполне обеспечивается только кондуктивной теплопроводностью от температурной аномалии, возникшей в астеносферном слое. Чтобы обосновать это представление, рассмотрим поведение коэффициента теплопроводности пород при высоких температурах.

Имеющиеся к настоящему времени экспериментальные данные отечественных и зарубежных исследователей по зависимости теплопроводности горных пород от температуры немногочисленны. В широком интервале температур, до 1500°C, выполнено не более десятка экспериментов. На рис. 6.9 приведены графики зависимости λ от T для основных типов пород земной коры (группа А) и мантии (группа В). Отметим две важные особенности в поведении λ . Во-первых, существенную разницу самих значений теплопроводности: ультраосновные породы (В) имеют теплопроводность в 1,5—2 раза больше, чем породы земной коры (А), что способствует аккумуляции тепла у ее подошвы, особенно в активизированных районах. Во-вторых, при увеличении температуры теплопроводность ультраосновных пород проходит через минимум еще до плавления пород, в твердой фазе (см. рис. 6.9). Из всех пород группы В лишь у дунита признаки начала плавления отмечены при 1300°C. Таким образом, можно полагать, что в ультраосновных породах при температурах меньше 1500—1600°C (температура плавления ультраосновных пород оценивается в 1600°C) передача тепла происходит кондуктивным способом.

Породы группы А имеют более низкие температуры плавления, а образование у них минимума теплопроводности полностью или частично связано с плавлением. Для базальтов интервал температур плавления составляет 1050—1275°C [Mugase, McBirney, 1970, 1973]. При 1300°C порода, как показал эксперимент, расплавлена полностью. Возрастание теплопроводности после минимума обусловлено появлением жидкой фазы.

Таким образом, если температура у подошвы земной коры в обогащенных базальтовой компонентой породах достигает 1100—1200°C, а в

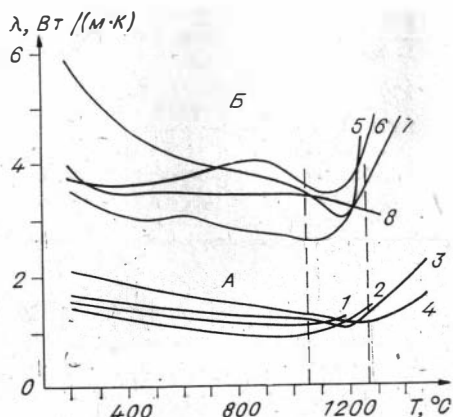


Рис. 6.9. Зависимость теплопроводности горных пород от температуры.

А — породы земной коры: 1 — диорит, 2 — гранит [Моисеев и др., 1970], 3, 4 — базальты [Murase, McBirney, 1970, 1973]; Б — ультраосновные породы: 5, 6 — перидолиты, 7 — гарцбургит, 8 — дунит [Kawada, 1966].



Рис. 6.10. Принципиальная схема строения земной коры и верхов мантии Забайкалья (построена по данным работ [Крылов, 1976; Крылов и др., 1979]).

расположенных под ними ультраосновных породах мантии она меньше 1600°C, то у подошвы земной коры можно ожидать начала плавления в изолированном слое лишь за счет кондуктивного переноса тепла от температурной аномалии в более глубоких слоях.

Оценка реальности такого процесса выполнена нами на примере Байкальской рифтовой зоны [Соколова, 1982].

Принципиальная схема волнового разреза земной коры и верхов мантии в пределах Забайкалья приведена на рис. 6.10, где штриховкой показаны области с аномальными свойствами, обусловленными частичным плавлением пород. Первоначальное распределение температуры разреза было взято в соответствии с полученными для соседнего стабильного региона Сибирской платформы [Дучков, Соколова, 1974а; и др.], где на глубинах 40, 60 и 80—100 км температура оценивается в 400, 500 и 650°C соответственно. Если вблизи верхней границы слоя II температура увеличивается до 1600°C (на 900—1000°C), когда возможно частичное плавление вещества на этой глубине, то первоначальное распределение температуры нарушается и выше слоя II. Характер изменения поля температуры при этом можно оценить по формуле [Голубев и др., 1978; Соколова, 1979]

$$T(z, \tau) = T_0 z l^{-1} + 2T_0 \pi^{-1} \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^n n^{-1} \sin(\pi n z l^{-1}) \exp(-n^2 \pi^2 k \tau l^{-2}), \quad (6.4)$$

где k — коэффициент температуропроводности, м²/с; T_0 — разность значений температуры плавления пород мантии (1600°C) на глубинах $l \cong \cong 80$ —100 км и температуры на этой глубине в южных районах Сибирской платформы (650°C); τ — время после установления значения $T_0 = 900$ —1000°C на границе l . Ось z направлена вниз.

Оценки изменения температуры на нижней границе изолированного аномального слоя I ($z = 60$ км) выполнены для двух значений коэффициента температуропроводности ($10 \cdot 10^{-7}$ и $5 \cdot 10^{-7}$ м²/с) и приведены в виде графиков на рис. 6.11. Штриховкой на этом рисунке отмечен интервал температур плавления базальта. Согласно экспериментальным данным [Murase, McBirney, 1970, 1973], нижняя граница интервала соответствует началу плавления отдельных минералов (причем расплав составляет 5% объема образца), верхняя граница — полному расплаву. Видно, что через 25—40 млн. лет после появления температурной аномалии на глубинах

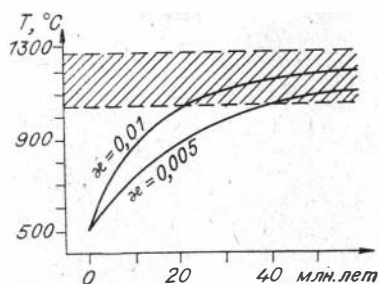


Рис. 6.11. График изменения температуры на нижней границе изолированного аномального слоя мантии у подошвы земной коры (слой I, рис. 6.10) в зависимости от времени существования температурной аномалии на кровле астеносферного слоя (II, рис. 6.10).

80—100 км может начаться выплавление базальтовой компоненты и у нижней границы слоя I. Нами сделаны также оценки возможных температур на верхней и нижней границах слоя I в случае стационарного теплового режима с учетом вариаций средних значений теплопроводности в земной коре и мантии в соответствии с экспериментальными данными (см. рис. 6.9). Эти оценки дают для нижней границы значения температуры 1300—1400°C, для верхней — 1000—1100°C, т. е. температура плавления достигается и на верхней границе.

Таким образом, для реализации описанной модели с изолированным аномальным слоем мантии у подошвы земной коры достаточно предположить, что породы мантии обогащены в нем базальтовой компонентой, в то время как в промежуточном слое мантии с нормальными свойствами базальтов содержится очень мало. Кроме того, температура плавления веществ с увеличением давления существенно возрастает; если у подошвы земной коры этот эффект еще мал, то на уровне промежуточного слоя он значителен.

Расчеты показывают также, что при условии кондуктивной теплопроводности отставание в росте температуры на верхней границе слоя I по сравнению с нижней происходит в среднем на 20—30 млн. лет. Наличие жидкой фазы и, возможно, конвективной составляющей теплопроводности в этом слое может сократить указанное время запаздывания. Таким образом, подплавление слоя I по всей толщине происходит примерно через 40—70 млн. лет после появления температурной аномалии на кровле астеносферного слоя, что грубо совпадает со временем существования Байкальского рифта. Таким образом, полученные оценки, если иметь в виду определенную условность сейсмической и геотермической моделей, хорошо согласуются с современными геотермическими данными для Байкальского региона и временем существования Байкальского рифта (если его образование связать с появлением перегретых масс мантийного вещества у верхней границы астеносферного слоя), а предположения о распределении базальтовой компоненты в верхних слоях мантии не противоречат принятым гипотезам о составе и структуре верхней мантии.

Отметим также, что описанный процесс обеспечивается меньшими затратами, чем обсуждавшаяся в предыдущих параграфах модель образования сплошного астеносферного выступа за счет частичного плавления литосферы, поскольку в первом случае не требуется затрат дополнительного количества тепла на плавление пород промежуточной толщи между слоями I и II (см. рис. 6.10). Уменьшение же задаваемого теплового потока на нижней границе этой модели, видимо, позволило бы согласовать его величину и время развития Байкальского рифта.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В итоге двадцати лет геотермических исследований на обширной территории Сибири получен целый ряд значительных результатов.

Разработаны и успешно применены в практике геотермических работ новые измерительные приборы (автономные термографы, геотермические автоматические станции, измерители теплопроводности и других тепловых свойств), способствующие повышению эффективности подобного рода работ.

На всей территории Сибири выполнено около 1100 определений и оценок теплового потока, по которым получены представления о региональных особенностях в распределении q для Сибири в целом и в разных ее регионах. Средний уровень теплового потока для Сибири составляет 50 мВт/м².

Среди различных картографических построений по разным районам Сибири имеются и соответствующие карты теплового потока для них. Составленная такая сводная карта на всю территорию Сибири, отражающая современное районирование поля теплового потока, позволяет достаточно оперативно оценить температурные условия различных блоков земной коры.

Выяснено, что вариации теплового потока Сибири определяются в первую очередь историей ее геологического развития (возрастом земной коры, характером и интенсивностью проявления орогенной активизации и рифтогенеза), а также строением и вещественным составом земной коры. Несомненно, существенно и влияние конвективного теплопереноса и вариаций климата в неотектонический период.

Предложенная и примененная методика оценки температуры в земной коре и литосфере в целом позволила получить ряд существенных результатов. Так, для всей Сибири построена карта распределения температуры на границе Мохо, рассчитаны геотермические разрезы литосферы по геотраверсам, пересекающим регионы Сибири. Показано, что вариации температуры на границе Мохо весьма велики, эта граница неизотермична. Построена карта мощности литосферы Сибири, выявлены сугубо региональные ее особенности, выделены районы, где литосфера по геотермическим данным не может быть ограничена снизу.

Кроме того, представлены численные геотермические модели Байкальской рифтовой зоны, позволяющие согласовать современное распределение теплового потока в этом регионе с геолого-геофизическими данными о глубинном строении и истории его развития. Следует подчеркнуть, что предложенный аппарат численного моделирования и сами результаты моделирования имеют важное практическое значение для восстановления термической истории осадочных бассейнов, сформировавшихся над древними рифтовыми системами и являющихся весьма перспективными в отношении их нефтегазоносности (в частности, для Западно-Сибирской плиты).

Монография написана большим коллективом, изложившим очень разнородный экспериментальный материал, при анализе и истолковании которого нередко проявляются индивидуальная точка зрения и манера описания результатов отдельными авторами. Очевидно, что по ряду выво-

дов возможны разногласия, естественные при анализе столь обширного и неисследованного вопроса, как распределение температуры в земных недрах. Полученные результаты и выводы, даже в отношении наиболее крупных деталей поля, конечно, нельзя считать вполне исчерпывающими.

В дальнейшем предстоит продолжить работы по накоплению новых данных о тепловом потоке разных районов Сибири, особенно для почти неизученных северных и восточных. Одновременно необходимо усилить разработку методов интерпретации поля и выявления взаимосвязей (количественных) теплового потока, возможно, и других геотермических параметров с иными геофизическими полями и данными о глубинном строении литосферы, историей ее развития и физическими свойствами слагающего ее вещества. Эти вопросы представляются крайне важными для прогресса в региональном изучении теплового поля по соответствующим корреляционным связям.

Помимо увеличения объема региональных геотермических исследований в Сибири необходимо расширить детальное изучение вариаций геотермических параметров в пределах локальных структур для выявления более тонких деталей теплового поля и формирующих его факторов и поисков отражения в них скоплений углеводородов, рудных месторождений и т. д.

Перечисленные задачи геотермических исследований могут быть успешно решены при определенном прогрессе в развитии более эффективных методических приемов и технических средств ведения работ, а также при существенном расширении масштабов геотермических работ в производственных организациях: массового термокаротажа бурящихся скважин разного назначения, отбора коллекций образцов для изучения тепловых свойств, специального бурения скважин для геотермических работ.

Особо следует отметить значение данной монографии для разведки и использования гидротермальных ресурсов на территории Сибири. Выполненное районирование региона по величине теплового потока, а также предложенные распределения температуры на разных уровнях в земной коре могут быть весьма полезны при планировании и проведении указанных работ.

- Адаменко О. А. Мезозой и кайнозой Степного Алтая.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974.— 168 с.
- Алексеев А. С., Ваньян Л. Л., Бердичевский М. Н. и др. Схема астеносферных зон Советского Союза//Докл. АН СССР.— 1977.— Т. 234, № 4.— С. 790—793.
- Алексеев А. С., Лаврентьев М. М., Мухометов Р. Г. и др. Численный метод определения структуры верхней мантии Земли//Математические проблемы геофизики.— Новосибирск: ВЦ СО АН СССР, 1971.— Вып. 2.— С. 143—165.
- Алтае-Саянская горная область: История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока.— М.: Наука, 1969.— 415 с.
- Анистратенко А. Г., Белугина В. Н., Коростин П. В. и др. Магнитная съемка озера Байкал//Геомagnetизм и аэрономия.— 1973.— Т. 13, № 2.— С. 387—388.
- Артюшков Е. В. Геодинамика.— М.: Наука, 1979.— 327 с.
- Аршавская Н. И., Берзина И. Г., Любимова Е. А. Геохимические и геотермические параметры по скважинам Печенгского и Риколатвинского районов Балтийского щита//Геохимия.— 1972.— № 9.— С. 1113—1120.
- А. с. 949449 СССР. Компаратор для экспресс-измерений коэффициента теплопроводности материалов/Калинин А. Н.— Оpubл. 1982, Бюл. № 29.— С. 180.
- А. С. 1024858 СССР. Устройство для измерения геотемпературных параметров через дно водоемов/Казанцев С. А., Дучков А. Д.— Оpubл. 1983, Бюл. № 23.— С. 149.
- А. с. 1148992 СССР. Устройство для измерения температуры в скважине/Казанцев С. А., Дучков А. Д.— Оpubл. 1985, Бюл. № 13.— С. 87.
- Балобаев В. Т. Основные закономерности глубокого промерзания земной коры//Проблемы геокриологии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973.— С. 26—36.
- Балобаев В. Т. Геотермические особенности газовых месторождений Якутии, обусловленные глубоким промерзанием горных пород//Физические процессы горного производства.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1975.— Вып. 1.— С. 14—16.
- Балобаев В. Т. Тепловой поток и температура недр основных геоструктур криолитозоны СССР//Теплофизические исследования криолитозоны Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— С. 74—88.
- Балобаев В. Т., Девяткин В. Н. Мерзлотно-геотермические условия Западной Якутии в связи с ее нефтегазоносностью//Гидрогеология нефтегазоносных областей Сибирской платформы.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982.— С. 18—28.
- Балобаев В. Т., Левченко А. И. Геотермические особенности и мерзлая зона хр. Сунтар-Хаята//Геотеплофизические исследования в Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— С. 129—142.
- Балобаев В. Т., Павлов А. В., Перлыштейн Г. З. и др. Теплофизические исследования криолитозоны Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— 214 с.
- Баулин В. В. Основные этапы истории развития многолетнемерзлых пород на территории Западно-Сибирской плиты//Очерки региональной и исторической криологии.— М.: Изд-во АН СССР, 1968.— С. 5—18.
- Бек Г., Аль-Араджи С. Новый простой нестационарный метод измерения тепловых свойств//Тр. Американского о-ва инженеров-механиков. Сер. Теплопередача.— 1974.— № 1.— С. 60—66.
- Беляевский П. А. Земная кора в пределах территории СССР.— М.: Недра, 1974.— 280 с.
- Бобров В. А., Гофман А. М. Лабораторный гамма-спектрометрический анализ естественных радиоактивных элементов.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1971.— 67 с.
- Боганик Н. С. Распределение температур на поверхности мантии в пределах континентальной части территории СССР//Сов. геология.— 1980.— № 5.— С. 114—123.
- Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири.— М.: Наука, 1967.— 328 с.
- Боголепов К. В., Шевцов А. П. К вопросу о тектоническом строении области сопряжения Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы//Тектоника Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1962.— Т. 1.— С. 130—137.
- Борисов А. А., Круглякова Г. И., Фирсова Д. Б. Температура верхов мантии в свете анализа геомагнитных данных//Докл. АН СССР.— 1972.— Т. 207, № 5.— С. 1184—1187.

- Бочкарев В. С., Курчиков А. Р. Байкальская складчатость и ее роль в структуре фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы (плиты)//Докл. АН СССР.— 1982.— Т. 265, № 1.— С. 143—147.
- Бугаевский Г. Н. Сейсмологические исследования неоднородностей мантии Земли.— Киев: Наук. думка, 1978.— 184 с.
- Булин Н. К., Афанасьева Н. А., Проняева Е. А., Эрглис Е. И. Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления по сейсмологическим данным//Сов. геология.— 1972.— № 10.— С. 134—140.
- Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В., Кулик С. Н. и др. Комплексное геофизическое изучение тектоносферы континентов.— Киев: Наук. думка, 1983.— 212 с.
- Ваньян Л. Л., Окулеский Б. А., Шилковский П. П. Особенности глубинного строения Прибайкалья по комплексу геоэлектрических, сейсмических и геотермических данных//Региональные комплексные геофизические исследования земной коры и верхней мантии.— М.: Радио и связь, 1984.— С. 88—96.
- Верболов В. И. Вертикальные присклоновые циркуляции и вертикальный водообмен//Течения в Байкале.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— С. 122—128.
- Волкова Н. А. Модель теплопроводности земной коры Охотского региона//Геология и геофизика.— 1982.— № 5.— С. 92—97.
- Вотинцев К. К., Глазунов И. В., Толмачева А. П. Гидрохимия рек бассейна озера Байкал.— М.: Наука, 1965.— 495 с.
- Гиматуллин И. К. Физика нефтяного и газового пласта.— М.: Недра, 1982.— 311 с.
- Глубинный тепловой поток европейской части СССР.— Киев: Наук. думка, 1974.— 192 с.
- Голдырев Г. С. Осадкообразование и четвертичная история котловины Байкала.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982.— 182 с.
- Голицын М. В., Лятыф-Заде Я. А. Тепловой режим недр Центрального Казахстана//Сов. геология.— 1975.— № 8.— С. 51—62.
- Голубев В. А. Глубина источника и нестационарность поля тепловой аномалии в районе оз. Байкал//Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1975.— № 9.— С. 81—85.
- Голубев В. А. Геотермические исследования на Байкале с использованием кабельного зонда-термометра//Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1978.— № 3.— С. 106—109.
- Голубев В. А. Явление уплотнения вод при смешении и субаквальные гидротермы оз. Байкал//Докл. АН СССР.— 1979а.— Т. 249, № 3.— С. 710—713.
- Голубев В. А. Тепловой поток через впадину оз. Байкал//Докл. АН СССР.— 1979б.— Т. 245, № 6.— С. 658—661.
- Голубев В. А. Геотермия Байкала.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982а.— 150 с.
- Голубев В. А. Тепловые и химические характеристики гидротермальных систем Байкальской рифтовой зоны//Сов. геология.— 1982б.— № 10.— С. 100—108.
- Голубев В. А., Голдырев Г. С., Дучков А. Д. и др. Теплопроводность и влажность донных отложений оз. Байкал//Геология и геофизика.— 1977.— № 8.— С. 103—108.
- Голубев В. А., Зорин Ю. А., Лысак С. В., Осокина С. В. Новые геотермические исследования на оз. Байкал//Сейсмичность и глубинное строение Прибайкалья.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— С. 68—84.
- Голубев В. А., Левченко А. И., Стрельцов Е. Н. Моделирование близповерхностных искажений геотермического поля и возможная модель источника тепловой аномалии в районе оз. Байкал//Геология и геофизика.— 1975.— № 12.— С. 15—21.
- Голубев В. А., Осокина С. В. Распределение теплового потока и природа его локальных аномалий в районе озера Байкал//Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1980.— № 4.— С. 63—75.
- Гордиенко В. В. Тепловые аномалии геосинклиналей.— Киев: Наук. думка, 1975.— 141 с.
- Гордиенко В. В., Завгородняя О. В. Измерение теплового потока Земли у поверхности.— Киев: Наук. думка, 1980.— 103 с.
- Девяткин В. Н. Результаты определения глубинного теплового потока на территории Якутии//Региональные и тематические геокриологические исследования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.— С. 148—150.
- Девяткин В. Н., Гаврильев Р. И., Шамшурин В. Ю. Геотермические параметры Селигдарского апатитового месторождения//Геокриологические и гидрогеологические исследования Якутии.— Якутск: Кн. изд-во, 1978.— 142 с.
- Девяткин В. Н., Ходунов С. П. Математическое моделирование температурных полей в горных районах//Геокриологические исследования.— Якутск, 1971.— С. 177—184.
- Девяткин В. Н., Ходунов С. П. Трехмерный случай расчета теплового поля верхних горизонтов литосферы//Региональные и теплофизические исследования мерзлых горных пород в Сибири.— Якутск, 1976.— С. 203—207.
- Девяткин В. Н., Шамшурин В. Ю. Геотермическая характеристика месторождения Сытыкан//Геотеплофизические исследования в Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— С. 142—148.
- Дзюба А. А. К вопросу о взаимосвязи Марковского нефтегазового месторождения с очагом разгрузки глубинных подземных вод//Подземные воды Сибири и Дальнего Востока.— М.: Наука, 1971.— С. 199—207.
- Дорофеева Р. П. Теплофизические свойства горных пород Иркутского амфитеатра//Геология и геофизика.— 1981.— № 10.— С. 123—126.

- Дорофеева Р. П. Теплофизические свойства основных разновидностей горных пород Иркутского амфитеатра//Геология и геофизика.— 1982.— № 4.— С. 111—113.
- Дорофеева Р. П. Результаты изучения теплофизических свойств горных пород для целей геологического картирования//Применение геотермии в региональных и поисково-разведочных исследованиях.— Свердловск: УНЦ АН СССР.— 1983.— С. 76—80.
- Дорофеева Р. П., Лысак С. В. Геотермический режим нижнекембрийских отложений Иркутского амфитеатра//Сов. геология.— 1983.— № 12.— С. 102—108.
- Дучков А. Д., Балобаев В. Т., Лысак С. В. и др. Тепловой поток Сибири//Геология и геофизика.— 1982.— № 1.— С. 42—51.
- Дучков А. Д., Казанцев С. А. Результаты изучения теплового потока через дно озер//Теоретические и экспериментальные исследования по геотермике морей и океанов.— М.: Наука, 1984.— С. 104—113.
- Дучков А. Д., Казанцев С. А. Тепловой поток через дно западной части Черного моря//Геология и геофизика.— 1985.— № 8.— С. 113—123.
- Дучков А. Д., Казанцев С. А., Велинский В. В. Тепловой поток озера Байкал//Геология и геофизика.— 1979.— № 9.— С. 137—141.
- Дучков А. Д., Казанцев С. А., Голубев В. А. и др. Тепловой поток в пределах оз. Байкал//Геология и геофизика.— 1976.— № 4.— С. 112—121.
- Дучков А. Д., Казанцев С. А., Голубев В. А. и др. Геотермические исследования на озере Байкал//Геология и геофизика.— 1977.— № 6.— С. 126—130.
- Дучков А. Д., Казанцев С. А., Селегей В. В. и др. Геотермические исследования на Телецком озере//Геология и геофизика.— 1980.— № 4.— С. 111—118.
- Дучков А. Д., Мишинов Б. С., Соколова Л. С., Вахромеев Н. П. Результаты геотермических работ в южных районах Западно-Сибирской плиты//Геология и геофизика.— 1984.— № 4.— С. 78—88.
- Дучков А. Д., Соколова Л. С. Геотермические исследования в Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974а.— 280 с.
- Дучков А. Д., Соколова Л. С. Тепловой поток центральных районов Алтае-Саянской области//Геология и геофизика.— 1974.— № 8.— С. 114—123.
- Дучков А. Д., Соколова Л. С. Результаты геотермических исследований в Прибайкалье и Юго-Западном Забайкалье//Байкальский рифт.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.— С. 73—93.
- Дучков А. Д., Соколова Л. С. Тепловой поток Западной Сибири//Методика и результаты геотермических исследований.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979.— С. 5—16.
- Дучков А. Д., Соколова Л. С. Температура у нижней границы земной коры Сибири по геотермическим данным//Геофизические методы в региональной геологии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982.— С. 118—126.
- Дучков А. Д., Соколова Л. С., Соловьева З. А., Хайковский Э. С. Тепловой поток западной части Алтае-Саянской области//Геология и геофизика.— 1978.— № 4.— С. 96—100.
- Дьяконов Д. И. Геотермия в нефтяной геологии.— М.: Гостоптехиздат, 1958.— 277 с.
- Егоркин А. В., Зюганов С. К., Чернышев Н. М. Верхняя мантия Сибири//27-й Международный геологический конгресс: Докл.— М.: Наука, 1984.— Т. 8: Геофизика.— С. 27—42.
- Жарков В. Н., Трубицын В. П. Физика планетных недр.— М.: Наука, 1980.— 448 с.
- Журавлев Е. Г. Тектонические предпосылки поисков нефти и газа в доюрских образованиях Западно-Сибирской плиты//Геология нефти и газа.— 1984.— № 3.— С. 35—39.
- Запивалов Н. П., Полканова В. Б. Неотектоника и прогноз нефтегазоносности юга Западной Сибири//Геология и геофизика.— 1979.— № 12.— С. 48—57.
- Запивалов Н. П., Швец П. А. Строение Колывань-Томской складчатой зоны и прилегающих районов по геолого-геофизическим данным//Геология и геофизика.— 1980.— № 6.— С. 129—135.
- Зорин Ю. А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий.— М.: Наука, 1971.— 168 с.
- Зорин Ю. А. Механизм образования Байкальской рифтовой зоны в связи с особенностями ее глубинного строения//Роль рифтогенеза в геологической истории Земли.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— С. 36—41.
- Зорин Ю. А., Голубев В. А., Новоселова М. Р. Геофизические данные о позднекайнозойских интрузиях под Байкалом//Докл. АН СССР.— 1979.— Т. 249, № 1.— С. 158—161.
- Зорин Ю. А., Лепина С. В. К вопросу о термическом утонении литосферы под континентальными рифтами//Геология и геофизика.— 1984.— № 7.— С. 99—106.
- Зорин Ю. А., Логачев Н. А. Основные черты геодинамической модели Байкальского рифта//Проблемные вопросы геологии и геофизики Восточной Сибири.— Иркутск, 1978.— С. 44—50.
- Зорин Ю. А., Логачев Н. А., Голубев В. А. и др. Модели строения и развития литосферы Байкальского рифта//Региональные комплексные геофизические исследования земной коры и верхней мантии.— М.: Радио и связь, 1984.— С. 56—68.
- Зорин Ю. А., Лысак С. В. О количественной интерпретации геотермических аномалий//Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1972.— № 9.— С. 68—73.
- Зорин Ю. А., Осокина С. В. Модель нестационарного температурного поля земной ко-

- ры Байкальской рифтовой зоны//Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1981.— № 7.— С. 3—19.
- Казанцев С. А. Техника и методика измерения теплового потока через дно глубоких водоемов//Методология и методика геологических и геофизических исследований в Сибири.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР.— 1975.— С. 24—27.
- Казанцев С. А. Тепловой режим донных отложений Телецкого озера//Методика и результаты геотермических исследований.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979.— С. 41—48.
- Казанцев С. А., Дучков А. Д. Автономная аппаратура для геотермических исследований в озерах//Применение геотермии в региональных и поисково-разведочных исследованиях.— Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983.— С. 100—106.
- Калинин А. Н. Об определении коэффициента теплопроводности двухточечным тепловым зондированием поверхности образца//Инж.-физ. журн.— 1976.— Т. 30, № 4.— С. 693—699.
- Калинин А. Н. Прибор с прямым отсчетом коэффициента теплопроводности твердых тел произвольной формы//Пром. теплотехника.— 1981.— Т. 3, № 1.— С. 48—53.
- Калинин А. Н. Выбор оптимальных параметров термозондов в тепловом компараторе для измерений теплопроводности//Пром. теплотехника.— 1982.— Т. 4, № 1.— С. 68—72.
- Калинин А. Н., Соколова Л. С., Дучков А. Д., Черепанов В. Я. Исследования теплового компаратора применительно к измерениям теплопроводности горных пород//Геология и геофизика.— 1983.— № 3.— С. 116—122.
- Калинин А. С., Кошелев А. А., Васильева Э. Н. Температурные поля интрузивов при повторных внедрениях//Докл. АН СССР.— 1971.— Т. 201, № 4.— С. 941—944.
- Карслу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел.— М.: Наука, 1964.— 487 с.
- Карта нефтегазоносности СССР.— М.: Мингео СССР, 1976.
- Карта глубинных температур территории СССР и сопредельных районов масштаба 1 : 10 000 000.— М.: ГУГК, 1980.
- Карта теплового потока территории СССР и сопредельных районов масштаба 1 : 10 000 000.— М.: ГУГК, 1980.
- Карус Е. В., Габриэлянц Г. А., Ковылин В. М. и др. Глубинное строение Западной Сибири//Сов. геология.— 1984.— № 5.— С. 75—84.
- Карус Е. В., Габриэлянц Г. А., Ковылин В. М. и др. Новые данные о разделе Мохорoviчича и верхней мантии Западно-Сибирской плиты//Докл. АН СССР.— 1984б.— Т. 276, № 1.— С. 196—199.
- Каталог данных по тепловому потоку Сибири.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985.— 82 с.
- Коллекторы нефти баженовской свиты Западной Сибири.— Л.: Недра, 1983.— 131 с.
- Конторович А. Э., Нестеров И. И., Салманов Ф. К. и др. Геология нефти и газа Западной Сибири.— М.: Недра, 1975.— 679 с.
- Корытникова Н. Н. Влияние водных бассейнов на тепловой режим прилегающих участков в земной коре//Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз.— 1940.— № 1.— С. 17—30.
- Кравчинский А. Я., Давыдов В. Ф., Голдырев Г. С. Опыт палеомагнитной стратификации донных осадков оз. Байкал//Хронология ледникового века.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1971.— С. 110—113.
- Краснов С. Г., Хуторской М. Д. О влиянии интрузий в фундаменте Западно-Сибирской плиты на нефтеносность баженовской свиты//Докл. АН СССР.— 1978.— Т. 243, № 4.— С. 995—997.
- Крылов С. В. О причинах аномальных свойств верхней мантии в рифтовых зонах//Геология и геофизика.— 1976.— № 4.— С. 3—17.
- Крылов С. В. О положении границы Мохорoviчича в зонах современного рифтогенеза//Основные проблемы рифтогенеза.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— С. 39—45.
- Крылов С. В., Крылова А. Л., Мишенькин Б. П. и др. Глубинные сейсмические исследования в области сочленения Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы//Геология и геофизика.— 1967.— № 2.— С. 3—15.
- Крылов С. В., Мандельбаум М. М., Мишенькин Б. П. и др. Недра Байкала (по сейсмическим данным).— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— 105 с.
- Крылов С. В., Мишенькин Б. П., Петрик Г. В. и др. О сейсмической модели верхов мантии в Байкальской рифтовой зоне//Геология и геофизика.— 1979.— № 5.— С. 117—129.
- Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области//Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1966.— С. 16—26.
- Куликов Д. П. Связь теплового потока с геологическим строением фундамента Западно-Сибирской плиты//Геология нефти и газа.— 1984.— № 3.— С. 58—60.
- Кунин И. Я., Иогансон Л. И. Геофизическая характеристика и строение земной коры Западной Сибири.— М.: Наука, 1984.— 220 с.
- Курчиков А. Р. Гидродинамическая природа геотемпературной аномалии в Салымском и Красноленинском районах Западной Сибири//Закономерности гидрохимии и геотермии недр Западной Сибири.— Тюмень, 1981.— С. 38—47.
- Курчиков А. Р. Палеогеотермические условия формирования зон преимущественного

- нефте- и газонакопления в Западной Сибири: Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук.— Тюмень, 1982.— 18 с.
- Курчиков А. Р., Ставицкий Б. П. Отражение климата позднечетвертичного времени в тепловом режиме недр Западной Сибири//Проблемы нефти и газа Тюмени.— Тюмень, 1979.— Вып. 49.— С. 16—21.
- Курчиков А. Р., Ставицкий Б. П. Особенности изменения теплопроводности осадочных пород Западной Сибири//Проблемы нефти и газа Тюмени.— Тюмень, 1980.— Вып. 48.— С. 11—15.
- Курчиков А. Р., Ставицкий Б. П. Тепловой поток в пределах Западно-Сибирской плиты//Проблемы нефти и газа Тюмени.— Тюмень, 1981.— Вып. 51.— С. 11—14.
- Кутас Р. И. Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры.— Киев: Наук. думка, 1978.— 147 с.
- Кутас Р. И., Гордиенко В. В. Тепловое поле Украины.— Киев: Наук. думка, 1971.— 140 с.
- Кутасов И. М. Термическая характеристика скважин в районах многолетнемерзлых пород.— М.: Недра, 1976.— 119 с.
- Кутасов И. М., Девяткин В. Н. Влияние свободной конвекции и обсадки труб на температурное поле в скважинах//Тепловые потоки из коры и верхней мантии.— М.: Наука, 1973.— С. 99—106.
- Лебедев Т. С., Шаповал В. И., Правдивый А. А. Теплофизические измерения минерального вещества при высоких давлениях и температурах//Геофиз. журнал.— 1979.— Т. 1, № 2.— С. 17—26.
- Леонидов В. Я. Теплоемкость некоторых горных пород при высоких температурах//Геохимия.— 1967.— № 4.— С. 470—472.
- Лепина С. В. Применение метода переменных направлений для численного моделирования процесса термического утонения литосферы под континентальными рифтами//Применение математических методов и ЭВМ в геологии и геофизике: Сборник алгоритмов и программ.— Иркутск, 1984.— С. 141—159. Деп. в ВИНТИ 3.12.84, № 7675.
- Липшевский Э. Н., Елисеєва И. С., Богомазова Т. А. Строение земной коры районов Верхнего Приамурья и Алданского щита по геофизическим данным//Сов. геология.— 1968.— № 7.— С. 75—85.
- Логачев Н. А., Галкин В. И., Голдырев Г. С. Впадины Байкальской системы // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья.— М.: Наука, 1974.— С. 21—56.
- Логачев Н. А., Зорин Ю. А. Строение и стадии развития Байкальского рифта//27-й Международный геологический конгресс: Докл.— М.; Наука, 1984.— Т. 7: Тектоника.— С. 126—134.
- Логачев Н. А., Зорин Ю. А., Рогожина В. А. Кайнозойский континентальный рифтогенез и геологические формации (на примере Кенийской и Байкальской рифтовых зон)//Геотектоника.— 1983.— № 2.— С. 3—15.
- Лысак С. В. Геотермическое районирование южной части Восточной Сибири//Геохимия и формирование подземных вод.— М.: Наука, 1967.— С. 121—127.
- Лысак С. В. Геотермия Прибайкалья//Геология и геофизика.— 1968.— № 9.— С. 16—21.
- Лысак С. В. О соотношении теплового поля Байкальской рифтовой зоны с другими геофизическими полями и гидротермальной активностью//Гидротермальный процесс в области тектонической активации.— М.: Наука, 1977.— С. 43—48.
- Лысак С. В. Тепловые аномалии зон активизированных разломов юга Восточной Сибири//Проблемы разломной тектоники.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— С. 87—100.
- Лысак С. В. Методика и результаты геотермического картирования территории юга Восточной Сибири//Применение геотермии в региональных и поисково-разведочных исследованиях.— Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983а.— С. 55—60.
- Лысак С. В. Южные районы Сибирской платформы//Методические и экспериментальные основы геотермии.— М.: Наука, 1983б.— С. 84—87.
- Лысак С. В., Голубев В. А. Геотермия//Очерки по глубинному строению Байкальского рифта.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— С. 120—134.
- Лысак С. В., Дучков А. Д., Голубев В. А. и др. Глубинный тепловой поток и температура земной коры Байкальского рифта//Роль рифтогенеза в геологической истории Земли.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— С. 54—62.
- Лысак С. В., Зорин Ю. А. Геотермическое поле Байкальской рифтовой зоны.— М.: Наука, 1976.— 92 с.
- Лысак С. В., Платонов Л. М., Дорофеева Р. П., Левицкий В. Ю. Геотермические исследования в Байкало-Ангара́нском районе трассы БАМ//Сейсмотектоника и сейсмичность района строительства БАМ.— М.: Наука, 1980.— С. 139—153.
- Любимова Е. А. Термика Земли и Луны.— М.: Наука, 1968а.— 279 с.
- Любимова Е. А. Тепловая аномалия в области Байкальского рифта//Байкальский рифт.— М.: Наука, 1968б.— С. 159—166.
- Любимова Е. А., Александров А. Л., Дучков А. Д. Методика изучения тепловых потоков через дно океанов.— М.: Наука, 1973.— 176 с.
- Любимова Е. А., Лысак С. В., Фирсов Ф. В. и др. Тепловой поток в пос. Лиственничное на побережье Байкала//Байкальский рифт.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.— С. 94—102.
- Любимова Е. А., Никитина В. Н., Томара Г. А. Тепловое поле внутренних и окраинных морей СССР.— М.: Наука, 1976.— 224 с.

- Любимова Е. А., Попова А. К. Применение шарового зонда к определению теплопроводности донных осадков Байкала//Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1967.— № 5.— С. 71—75.
- Любимова Е. А., Шелягин В. А. Тепловой поток через дно озера Байкал//Докл. АН СССР.— 1966.— Т. 171, № 6.— С. 1321—1325.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли.— М.: Недра, 1965.— 379 с.
- Майсен Б., Бетгчер А. Плавление водосодержащей мантии.— М.: Мир, 1979.— 123 с.
- Малофеев Г. Е., Сабанеева Н. С., Сергиенко С. И. Определение теплофизических свойств горных пород осадочного чехла Западно-Сибирской плиты//Нефт. хоз-во.— 1972.— № 2.— С. 33—37.
- Межвилл А. А. Ленский структурный шов//Тектоника Сибири.— М.: Наука, 1970.— Т. IV.— С. 53—60.
- Мельников П. И., Балобаев В. Т., Кутасов И. М., Девяткин В. Н. Геотермические исследования в центральной Якутии//Геология и геофизика.— 1972.— № 12.— С. 134—137.
- Меркушов В. Н. Термоградиентографы серии ПТГ и их модификации//Методические и экспериментальные основы геотермии.— М.: Наука, 1983.— С. 48—51.
- Методические и экспериментальные основы геотермии.— М.: Наука, 1983.— 230 с.
- Милановский С. Ю. Анализ соотношений между геотермическими и геолого-геофизическими моделями в структурах различного эндогенного режима: Автореф. дис... канд. физ.-мат. наук.— М.: ИФЗ АН СССР, 1984.— 24 с.
- Моисеенко Ф. С. Строение и развитие земной коры южного горного обрамления Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1969.— 206 с.
- Моисеенко У. И., Соколова Л. С., Дучюв А. Д. Тепловой поток Байкальской рифтовой зоны и смежных территорий//Геология и геофизика.— 1972.— № 11.— С. 95—103.
- Моисеенко У. И., Соколова Л. С., Истомин В. Е. Электрические и тепловые свойства горных пород в условиях нормальных и высоких температур и давлений.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1970.— 67 с.
- Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гудков А. А. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области.— М.: Наука, 1968.— 172 с.
- Мордвинова В. В. Применение метода отношений амплитудных спектров сейсмических волн для изучения Прибайкалья//Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1983.— № 11.— С. 82—88.
- Москвин В. И. О некоторых явлениях, сопутствующих нефтеобразованию в баженской свите Западной Сибири//Геология и геофизика.— 1983.— № 1.— С. 54—60.
- Некрасов И. А. Криолитозона северо-востока и юга Сибири и закономерности ее развития.— Якутск: Кн. изд-во, 1976.— 246 с.
- Некрасов И. А., Соловьева Л. Н. Геокриологические условия северной части Витимского плоскогорья//Геокриологические условия Забайкальского Севера.— М.: Наука, 1966.— С. 187—199.
- Нестеров И. И. Новый тип коллектора нефти и газа//Геология нефти и газа.— 1979.— № 10.— С. 26—29.
- Нестеров И. И., Кулахматов Н. Х., Бочкарев В. С. и др. Указания к работе с обзорной картой Западной Сибири нефтегазоносной провинции масштаба 1 : 1 500 000.— Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1981.— 103 с.
- Нестеров И. И., Ставицкий Б. П., Курчиков А. Р. О степени нарушенности теплового режима за позднечетвертичное время (по данным о Западной Сибири)//Докл. АН СССР.— 1980.— Т. 250, № 2.— С. 418—421.
- Нестеров И. И., Ставицкий Б. П., Курчиков А. Р. О методике количественной оценки теплового потока по массовой термометрической информации//Докл. АН СССР.— 1981.— Т. 259, № 5.— С. 1179—1182.
- Нефтеносность баженской свиты Западной Сибири.— М.: ИГиРГИ АН СССР, 1980.— 205 с.
- Николаевский А. А. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и ее обрамления.— М.: Наука, 1968.— 184 с.
- Новоселова М. Р. Магнитоактивный слой и разогрев земной коры//Очерки по глубинному строению Байкальского рифта.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— С. 115—120.
- Осадчий В. Г., Лурье А. И., Ерофеев В. Ф. Геотермические критерии нефтегазоносности недр.— Киев: Наук. думка, 1976.— 143 с.
- Осокина С. В. Математические модели температурного поля Байкальского рифта//Тез. докл. на VII конференции молодых научных сотрудников по геологии и геофизике Восточной Сибири.— Иркутск, 1976.— С. 44—45.
- Отечественные разработки приборов для измерения теплофизических величин и их метрологическое обеспечение.— М.: ЦНИИТЭИ приборостроения, 1981.— 20 с. (Экспресс-информация. Серия ТС-4; Вып. 5).
- Очерки по глубинному строению Байкальского рифта.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— 153 с.
- Паталаха Е. И., Поляков А. И. Термический эффект тектонических деформаций//Геология и геофизика.— 1977.— № 9.— С. 14—22.

- Петрунин Г. И., Попов Б. Г. О фоновой теплопроводности и ее поведении на границах раздела в верхней мантии//Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1983.— № 6.— С. 87—92.
- Петрунин Г. И., Юрчак Р. П. О фоновой теплопроводности в мантии Земли//Докл. АН СССР.— 1975.— Т. 220, № 4.— С. 833—836.
- Пиннекер Е. В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна.— М.: Наука, 1966.— 332 с.
- Подгорных Л. В. Экспресс-метод определения теплопроводности океанических осадков//Методические и экспериментальные основы геотермии.— М.: Наука, 1983.— С. 57—59.
- Попов А. М. Глубинные слои повышенной электропроводности по данным магнитотеллурических зондирований//Очерки по глубинному строению Байкальского рифта.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— С. 99—115.
- Попов А. М. Глубинные магнитотеллурические зондирования (ГМТЗ) в Прибайкалье//Сейсмичность и глубинное строение Прибайкалья.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— С. 94—101.
- Попов Ю. А., Семенов В. Г., Коростелев В. М. и др. Бесконтактное определение теплопроводности горных пород с помощью подвижного источника тепла//Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1983.— № 7.— С. 86—93.
- Попова А. К., Сувилов Э. А., Хобарт М. Геотермические исследования рифтовой зоны Средне-Атлантического хребта//Исследования по проблемам рифтовых зон Мирового океана.— М.: Наука, 1974.— Т. 3.— С. 193—210.
- Поспеев В. И., Михалевский В. И. Исследования на юге Сибирской платформы и в Байкальской рифтовой зоне//Исследования теплового и электромагнитного полей в СССР.— М.: Наука, 1975.— С. 121—127.
- Поспеев В. И., Михалевский В. И. Электромагнитные данные об астеносфере в районах Сибирской платформы//Геология и геофизика.— 1981.— № 1.— С. 153—157.
- Пузырев Н. Н., Мандельбаум М. М., Крылов С. В. и др. Глубинное строение Байкальского рифта по данным взрывной сейсмологии//Геология и геофизика.— 1974.— № 5.— С. 155—167.
- Рогожина В. А. Область пониженной скорости сейсмических волн в верхней мантии//Очерки по глубинному строению Байкальского рифта.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— С. 29—49.
- Рогожина В. А., Кожевников В. М. Область аномальной мантии под Байкальским рифтом.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— 104 с.
- Родникова Р. Д., Висковский Ю. А., Шлейфер В. М. Историко-генетический анализ процессов нефтеобразования в западной части Тихоокеанского подвижного пояса и Австралийской платформы.— М.: ВНИИГазпром, 1982. (Обзорная информация. Геология и разведка морских нефтяных и газовых месторождений; Вып. 1).
- Роменко В. И., Сергеев С. И. Исследование связи геотермического градиента с литологией и теплофизическими свойствами горных пород в центральной части Западно-Сибирской плиты//Нефтегазовая геология и геофизика.— 1973.— № 5.— С. 11—15.
- Руководство по градуировке терморезисторов и использованию их при геотермических измерениях.— Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1978.— 38 с.
- Савостин Л. А. Геотермические исследования//Геолого-геофизические и подводные исследования озера Байкал.— М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1979.— С. 119—126.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области.— М.: Недра, 1967.— Т. 2.— 699 с.
- Сальников В. Е. Геотермический режим Южного Урала.— М.: Наука, 1984.— 89 с.
- Самарский А. А. Теория разностных схем.— М.: Наука, 1977.— 656 с.
- Самсонов Г. Л. Перспективы выявления и задачи изучения термальных вод Океанической геотермальной аномалии//Тез. докл. IX совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока.— Иркутск, Петропавловск-Камчатский, 1979.— С. 100.
- Сардаров С. С., Бойков А. М. Геотермическая разведка нефтегазовых месторождений — желаемое и достигнутое//Сов. геология.— 1975.— № 2.— С. 112—122.
- Сардаров С. С., Савина Е. В. Геотермическое поле разлома//Докл. АН СССР.— 1984.— Т. 276, № 5.— С. 1091—1094.
- Селегей В. В., Селегей Т. С. Телецкое озеро.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.— 142 с.
- Семенова С. Г. Соотношения плотности и скорости продольных волн для горных пород земной коры и верхней мантии//Методика и интерпретация геофизических исследований.— Киев: Наук. думка, 1978.— С. 3—40.
- Сергеев О. А. Метрологические основы теплофизических измерений.— М.: Изд-во стандартов, 1972.— 156 с.
- Сергиенко С. И. Влияние теплового поля на нефтеносность мезозойских отложений Западно-Сибирского бассейна//Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1977.— № 1.— С. 104—114.
- Сергиенко С. И., Смирнов Я. Б., Ставицкий Б. П. и др. Геотермальные исследования в Западной Сибири//Геотермия. Отчеты по геотермическим исследованиям в

- СССР.— М.: ГИН АН СССР, 1974.— Вып. 1-2: Отчеты за 1971—1972 гг.— С. 58—62.
- Сидоров А. М. Эффективная теплопроводность пористых горных пород//Геология и геофизика.— 1979.— № 10.— С. 87—94.
- Смирнов Я. Б. Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и верхней мантии//Геотектоника.— 1968.— № 6.— С. 3—25.
- Смирнов Я. Б. Тепловое поле территории СССР: Пояснительная записка к картам теплового потока и глубинных температур в масштабе 1 : 10 000 000.— М.: ГУГК, 1980.— 150 с.
- Смыслов А. А., Моисеенко У. И. Тепловое поле земной коры//Глубинное строение и геодинамика литосферы.— Л.: Недра, 1983.— С. 56—66.
- Смыслов А. А., Моисеенко У. И., Чадович Т. З. Тепловой режим и радиоактивность Земли.— Л.: Недра, 1979.— 191 с.
- Соколов В. А. Роль раздвиговых движений при формировании структуры и нефтегазоносности платформ//Тектоника молодых платформ.— М.: Наука, 1984.— С. 3—9.
- Соколова Л. С. Геотермический метод оценки температур земной коры//Геология и геофизика.— 1975.— № 7.— С. 103—109.
- Соколова Л. С. Об интерпретации байкальской аномалии теплового потока//Методика и результаты геотермических исследований.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979.— С. 16—31.
- Соколова Л. С. Возможный вариант образования аномального верхнемантийного слоя в Забайкалье//Геология и геофизика.— 1982.— № 6.— С. 120—124.
- Соколова Л. С., Дучков А. Д. Новые определения теплового потока в Сибири//Геология и геофизика.— 1982.— № 7.— С. 121—124.
- Соколова Л. С., Моисеенко У. И., Дучков А. Д. Тепловые свойства пород центральных районов Алтае-Саянской области//Геология и геофизика.— 1973.— № 2.— С. 101—102.
- Солоненко В. П., Тресков А. А. Среднебайкальское землетрясение 29 августа 1959 г.— Иркутск: Кн. изд-во, 1960.— 36 с.
- Солоненко В. П., Хилько С. Д., Павлов О. В. Сейсмотектоника//Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья.— М.: Наука, 1968.— С. 123—144.
- Сочельников В. В., Золотарев В. Г. Об одном способе количественной интерпретации аномалий теплового потока в рифтовых зонах (на примере Байкальской аномалии)//Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1978.— № 12.— С. 93—95.
- Справочник физических констант горных пород.— М.: Мпр, 1969.— 543 с.
- Ставицкий Б. П., Курчиков А. Р., Белкина Б. В. и др. Тепловой режим недр Западной Сибири, изученность и особенности //Закономерности гидрохимии и геотермии недр Западной Сибири.— Тюмень, 1981.— С. 18—37.
- Стратиграфический словарь мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности.— Л.: Недра, 1978.— 132 с.
- Строение земной коры в Западной Сибири (по результатам глубинного сейсмического зондирования).— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1974.— 83 с.
- Суворов В. Д., Крейнин А. Б., Селезнев В. С. и др. Глубинные сейсмические исследования по профилю Олугуйдах — Мирный — Ленск//Геология и геофизика.— 1983.— № 9.— С. 72—80.
- Суетнова Е. И. Новые результаты сферического гармонического анализа мировых данных теплового потока//Экспериментальное и теоретическое изучение тепловых потоков.— М.: Наука, 1979.— С. 123—137.
- Сурков В. С., Жеро О. Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты.— М.: Недра, 1981.— 143 с.
- Сурков В. С., Жеро О. Г., Уманцев Д. Ф. и др. Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области.— М.: Недра, 1973.— 144 с.
- Сурков В. С., Лотышев В. И., Морсин П. И. и др. Методология изучения глубинного строения Сибири//27-й Международный геологический конгресс: Докл.— М.: Наука, 1984.— Т. 8: Геофизика.— С. 84—94.
- Сурков В. С., Роменко В. И., Жеро О. Г. Геотермическая характеристика платформенного чехла центральной части Западно-Сибирской плиты и связь ее с геологическим строением фундамента//Вопросы разведочной и промысловой геофизики Западной Сибири.— Новосибирск, 1972.— С. 101—109.
- Сурков В. С., Трофимук А. А., Жеро О. Г. и др. Триасовая рифтовая система Западно-Сибирской плиты, ее влияние на структуру и нефтегазоносность платформенного мезо-кайнозойского чехла//Геология и геофизика.— 1982.— № 8.— С. 3—15.
- Тектоника Северной Евразии: Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1 : 5 000 000.— М.: Наука, 1980.— 221 с.
- Тектоника Якутии.— Новосибирск: Наука, 1975.— 198 с.
- Тектоническая карта Северной Евразии масштаба 1 : 5 000 000.— М.: ГУГК, 1980.
- Тектоническая карта фундамента территории СССР масштаба 1 : 5 000 000.— М.: Мингео СССР, 1974.
- Тепловое поле Европы.— М.: Мир, 1982.— 376 с.
- Тепловой режим недр СССР.— М.: Наука, 1970.— 222 с.
- Теплофизические приборы и комплексные лаборатории.— М.: Внешторгиздат, 1981.— 87 с.
- Тихонов А. Н., Самарский А. А. Уравнения математической физики.— М.: Наука, 1966.— 724 с.

- Турутанов Е. Х., Зорин Ю. А. Глубинное строение гранитных плутонов Монголии и Забайкалья.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— 61 с.
- Физические свойства горных пород и полезных ископаемых.— М.: Недра, 1984.— 455 с.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья.— М., Л.: Изд-во АН СССР, 1960.— 258 с.
- Фотиади Э. Э., Кучай В. К., Ладынин А. В. Основные черты современной динамики литосферы азиатской части СССР//Геология и геофизика.— 1984.— № 8.— С. 11—22.
- Фотиади Э. Э., Моисеенко У. И., Соколова Л. С. О тепловом поле Западно-Сибирской плиты//Докл. АН СССР.— 1969.— Т. 189, № 2.— С. 385—388.
- Фуке А. Б., Савинцев В. К. О результатах исследования нефтяных скважин на разведочных площадях Непско-Ботубинской антеклизы//Геологические условия и методические особенности поисков залежей нефти и газа на Сибирской платформе.— М.: ВНИГНИ, 1981.— С. 152—154.
- Хабаров В. В., Барташевич О. В., Нелепченко О. М. Геолого-геофизическая характеристика и нефтеносность битуминозных пород баженовской свиты Западной Сибири.— М.: 1981.— 43 с. (Обзор ВИЭМС. Геологические методы поисков и разведки месторождений нефти и газа).
- Цибульский В. Р. Автоматизация геокриологических исследований.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— 146 с.
- Череменин Г. А. Результаты геотермических исследований в Сибири//Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли.— М.: Изд-во АН СССР, 1959.— Т. 1.— С. 246—254.
- Чермак В. Геотермическая модель литосферы и карта мощности литосферы на территории СССР//Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1982.— № 1.— С. 25—38.
- Чудновский А. Ф. Теплофизические характеристики дисперсных материалов.— М.: Физматгиз, 1962.— 456 с.
- Шарбатян А. А. Экстремальные оценки в геотермии и геокриологии.— М.: Наука, 1974.— 122 с.
- Шасткевич Ю. Г. Интерпретация геотермических наблюдений при горном рельефе земной поверхности//Геофизические методы исследования мерзлых толщ — Якутск, 1976.— С. 81—94.
- Ясько В. Г., Ерастов Г. П., Максимов И. И. Некоторые вопросы геотермии Даурской и северо-востока Байкало-Чарской складчатых областей и их роль в формировании химического состава подземных вод//Вопросы гидрогеологии и геохимии.— Иркутск, 1969.— С. 124—130.
- Balobaev V. T., Deviatkin V. N. Thermal regime and terrestrial heat flow in permafrost areas of the USSR//Geothermics and geothermal energy.— Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 1982.— P. 107—110.
- Beck A. E. Precision logging of temperature gradients and the extraction of past climate//Tectonophysics.— 1982.— Vol. 3, N 1/2.— P. 1—12.
- Berdichevsky M. N. et al. Geoelectrical model of the Baikal region//Phys. Earth and Planet. Inter.— 1980.— Vol. 22, N 1.— P. 1—11.
- Birch F. The present state of geothermal investigation//Geophysics.— 1954.— Vol. 19, № 4.— P. 645—659.
- Bott M. H. P. Crustal doming and the mechanism of continental rifting//Tectonophysics.— 1981.— Vol. 73, N 1—3.— P. 1—8.
- Bridwell R. J., Potzick C. Thermal regime, mantle diapirs and crustal stresses of continental rift//Tectonophysics.— 1981.— Vol. 73, N 1—3.— P. 15—32.
- Chapman D. S., Pollack H. N. «Gold spot» in West Africa: anchoring the African plate//Nature.— 1974.— Vol. 250, N 5466.— P. 477—478.
- Crough S. T., Thompson G. A. Numerical and approximate solution for lithosphere thickening and thinning//Earth Planet. Sci. Lett.— 1976.— Vol. 31, N 3.— P. 397—402.
- 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.
- Green K. E., Von Herzen R. P., Williams D. L. The Galapagos spreading center at 86°W: a detailed geothermal field study//J. Geophys. Res.— 1981.— Vol. 86, N B2.— P. 979—986.
- Haak U. On the content and vertical distribution of K, Th, U in the continental crust//Earth Planet. Sci. Lett.— 1983.— Vol. 62.— P. 360—366.
- Horai K. Heat flow anomaly associated with dike intrusion, 1//J. Geophys. Res.— 1974.— Vol. 70, N 11.— P. 1640—1646.
- Horai K., Simmons G. Thermal conductivity of rock-forming minerals//Earth Planet. Sci. Lett.— 1969.— Vol. 6.— P. 359—368.
- Jones F. W., Kushnigor C., Low H. L. et al. Estimates of terrestrial thermal gradients and heat flow variations with depth in the Hinton-Edson area of the Alberta basin derived from petroleum bottom-hole temperature data//Geophysical prospecting.— 1984.— Vol. 32.— P. 1111—1130.
- Kawada K. Variation of thermal conductivity of rocks. P. 2. //Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo, Univ.— 1966. Vol. 44, N 3.— P. 1071.
- Keller G. R., Braille L. W., Morgan P. Crustal structure, geophysical models and contem-

- porary tectonism of the Colorado Plateau//Tectonophysics.— 1979.— Vol. 61, N 1—3.— P. 131—147.
- Lachenbruch A. H. Rapid estimation of the topographic disturbance to superficial thermal gradients//Rev. Geophys.— 1968.— Vol. 6, N 3.— P. 365—400.
- Lysak S. V. The Baikal rift heat flow//Tectonophysics.— 1978.— N 45.— P. 87—93.
- Lysak S. V. Terrestrial heat flow in the south of East Siberia//Tectonophysics.— 1984.— N 103.— P. 205—215.
- Melnikov P. I., Balobaev V. T., Kutasov I. M., Deviatkin V. N. Study of heat flow in the permafrost regions//Geoelectricity and geothermics in Eastern Europe and Asia.— Budapest. 1975.— P. 473—480.
- Murase T., McBirney A. R. Thermal conductivity of Lunar and terrestrial igneous rocks in their melting range//Science.— 1970.— Vol. 170, N 3954.— P. 165—167.
- Murase T., McBirney A. R. Properties of some common igneous rocks and their melts on high temperatures//Geol. Soc. Amer. Bull.— 1973.— Vol. 84, N 11.— P. 3563—3592.
- Negi J. G., Pandey O. P. Correlation analysis of geothermal data in North America//Geothermics.— 1981.— Vol. 10, N 1.— P. 45—53.
- Neugebauer H. J. Mechanical aspects of continental rifting//Tectonophysics.— 1983.— Vol. 94.— P. 205—223.
- Pollack H. N. Steady heat conduction in layered media: the Half Space and Sphere//J. Geophys. Res.— 1965.— Vol. 70, N 22.— P. 5645—5648.
- Pollack H. N., Chapman D. S. On the regional variation of heat flow, geotherms and lithospheric thickness//Tectonophysics.— 1977.— Vol. 38.— P. 279—296.
- Rybach L. Radioactive heat production in rocks and its relation to other petrophysical parameters//Pure Appl. Geophys.— 1976.— V. 114, N 2.— P. 309—318.
- Rybach L., Buntebarth G. Relationships between the petrophysical properties density, seismic velocity, heat generation and mineralogical constitution//Earth Planet. Sci. Lett.— 1982.— Vol. 57.— P. 367—376.
- Schatz J. F., Simmons G. Thermal conductivity of Earth material at high temperatures//J. Geophys. Res.— 1972.— Vol. 77, № 35.— P. 6966—6983.
- Schwab R. G. What do we know about the deeper layers of the Earth?//Angew. Chem. Int.— 1974.— Vol. 13.— P. 580—591.
- Seifart M., Oberst W. Integrierende A-D-Umsetzer//Radio-Fernseher-Elektron.— 1979.— Vol. 28, N 7.— P. 419—421.
- Seipold V., Gutseit W. The distribution of thermal diffusivity in the Earth's crust//Phys. Earth and Planet. Inter.— 1982.— Vol. 29, N 1.— P. 69—72.
- Seipold P., Hurtig E. Thermal properties of some rocks and their relation to other physical parameters//Proc. 21-st Geophys. Symp.— Leipzig, 1976.— Vol. 2.— P. 857—866.
- Spohn T., Schubert G. Convective thinning of the lithosphere: A mechanism for initiation of continental rifting//J. Geophys. Res.— 1982.— Vol. 87, N B6.— P. 4669—4681.
- Stegena L. Heat generation of the crust//IASPEI Regional Assembly, abstracts volume.— India, Hyderabad, 1984.— P. 164.
- Thompson G. A., Zoback M. L. Regional geophysics of the Colorado Plateau//Tectonophysics.— 1979.— Vol. 61, N 1—3.— P. 149—181.
- Zorin Yu. A. The Baikal rift: an example of the intrusion of asthenospheric material into the lithosphere as the cause of disruption of lithosphere plates//Tectonophysics.— 1981.— Vol. 73, N 1—3.— P. 91—104.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие (чл.-кор. АН СССР Э. Э. Фотиади)	3
Р а з д е л I. ТЕПЛОВОЙ ПОТОК	7
Глава 1. Новая аппаратура для геотермических работ	8
§ 1. Приборы для измерения температуры	—
а. Автономный термограф для геотермических исследований в водо- емах (С. А. Казанцев, А. Д. Дучков)	—
б. Прибор для режимных измерений температуры в скважинах и во- доемах (С. А. Казанцев, А. Д. Дучков)	12
§ 2. Приборы для измерения тепловых свойств пород	16
а. Тепловой компаратор (А. Н. Калинин, Л. С. Соколова)	—
б. Микро-ИВК для исследования тепловых свойств образцов твер- дых материалов (В. Р. Цибульский, В. И. Силифонкин, С. А. Рат- ников)	22
в. Прибор для измерения коэффициента теплопроводности слабосце- ментированных пород и донных илов (С. А. Казанцев, А. Д. Дуч- ков)	28
Глава 2. Карта теплового потока Сибири (А. Д. Дучков, С. В. Лысак, Л. С. Со- колова, В. Т. Балобаев)	30
§ 1. Сведения о геологическом строении	—
§ 2. Геотермическая изученность	32
§ 3. Оценка точности и методика картирования теплового потока	33
§ 4. Описание поля теплового потока	35
§ 5. Основные закономерности изменения теплового потока Сибири	41
§ 6. Сопоставление теплового потока с некоторыми геолого-геофизиче- скими данными	43
Глава 3. Тепловой поток платформенных областей	46
§ 1. Тепловой поток Западно-Сибирской плиты (А. Д. Дучков, Л. С. Со- колова)	—
§ 2. Тепловой поток Западно-Сибирской плиты с учетом вариаций кли- мата в голоцене (А. Р. Курчиков, Б. П. Ставицкий)	67
§ 3. Тепловой поток Сибирской платформы в зоне вечной мерз- лоты (В. Т. Балобаев)	75
а. Особенности геотермических работ в зоне вечной мерзлоты (сов- местно с В. Н. Десяткиным)	76
б. Распределение теплового потока	86
§ 4. Тепловой поток в юго-западной части Сибирской платформы (Р. П. Дорофеева, С. В. Лысак)	94
Глава 4. Тепловой поток складчатых областей Сибири	105
§ 1. Тепловой поток Алтае-Саянской горно-складчатой области (А. Д. Дучков)	—
§ 2. Тепловой поток Байкальской рифтовой зоны (В. А. Голубев, С. В. Лы- сак, Р. П. Дорофеева)	121
§ 3. Тепловой поток Забайкальской складчатой области (С. В. Лысак, Р. П. Дорофеева)	137

Р а з д е л II. ГЛУБИННЫЕ ТЕМПЕРАТУРЫ	143
Глава 5. Температура литосферы Сибири по геотермическим данным (А. Д. Дучков, Л. С. Соколова)	—
§ 1. Геотермический метод прогноза температуры в земной коре	—
§ 2. Температура на уровне границы Мохо	151
§ 3. Мощность литосферы Сибири по геотермическим данным	157
Глава 6. Геотермические модели литосферы Байкальской рифтовой зоны	161
§ 1. Общая характеристика и интерпретация аномалии теплового потока Байкальской впадины (Л. С. Соколова)	—
§ 2. Нестационарность геотермического поля в рифтовой зоне и цель его моделирования (Ю. А. Зорин, С. В. Лепина)	165
§ 3. Методика расчетов термических полей и некоторые параметры моделей (С. В. Лепина)	167
§ 4. Модель образования астеносферного выступа за счет частичного плавления литосферы (С. В. Лепина, Ю. А. Зорин)	169
§ 5. Термические модели развития астеносферного выступа путем механического замещения литосферы (С. В. Лепина, Ю. А. Зорин)	172
§ 6. Модель формирования аномальной мантии под Байкальской рифтовой зоной за счет кондуктивного теплопереноса (Л. С. Соколова)	179
Заключение	183
Литература	185

*Альберт Дмитриевич Дучков Светлана Васильевна Лысак
Вениамин Тихонович Балобаев и др.*

ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ НЕДР СИБИРИ

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства Е. С. Иванова
Художественный редактор М. Ф. Глазырина
Художник А. И. Смирнов
Технический редактор Г. Я. Герасимчук
Корректоры Т. Ф. Погиблова, Г. И. Швидкина

ИБ № 30239

Сдано в набор 28.08.86. Подписано к печати 10.02.87. МН-02213. Формат 70×108 1/16. Бумага типографская № 3. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 17,5 + вкл. Усл. кр.-отт. 18,7. Уч.-изд. л. 20. Тираж 1000 экз. Заказ № 355. Цена 3 р. 20 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука», Сибирское отделение.
630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.