А.А.СМЫСЛОВ
У.И.МОИСЕЕНКО
Т.З.ЧАДОВИЧ

ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ И РАДИОАКТИВНОСТЬ ЗЕМЛИ

НЕДРА

А. А. СМЫСЛОВ,
У. И. МОИСЕЕНКО,
Т. З. ЧАДОВИЧ

ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ И РАДИОАКТИВНОСТЬ ЗЕМЛИ

3018

ЛЕНИНГРАД «НЕДРА» ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ 1979

УДК 550.36 : 550.35

Смыслов А. А., Моисеенко У. И., Чадович Т. З. Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л., Недра, 1979. 191 с.

В монографии дана характеристика тепловых свойств и радиоактивности минералов, горных пород, структурно-формационных комплексов, оболочек литосферы и Земли в целом. Эти сведения положены в основу оценок генерации и передачи тепла различными составляющими литосферы и более глубоких горизонтов планеты. Обобщение данных о теплофизических и радиоактивных свойствах геологических объектов использовано при расчете глубинной температуры и выделении областей накопления и рассеяния тепловой энергии.

Обзор современного геотермического режима главнейших структур земной коры и сравнительный анализ теплового состояния и радиоактивности отдельных блоков литосферы привлечены для расшифровки энергетических условий развития геологических процессов. Детальное рассмотрение и классификация типов геотермического режима земной коры позволили выявить основные закономерности размещения геотермальных месторождений в структурах Земли.

Высказаны предположения о характере изменения энергетического состояния планеты как в прошлые, так и в будущие эпохи ее развития.

Книга рассчитана на геологов, геофизиков, геохимиков; она может быть полезна также теплофизикам, энергетикам и другим специалистам.

Табл. 37, ил. 53, список лит. 284 назв.

С $\frac{20804-341}{043(01)-79}$ 89—79. 1903020000 © Издательство «Недра», 1979

ПРЕДИСЛОВИЕ

Анализ энергетического состояния вещества входит в важнейшие разделы физики и химии. Основные законы развития материи количественно связывают энергетическое состояние вещества (ядер, атомов, молекул и т. д.) с его массой, составом, строением и преобразованием. В отличие от этих фундаментальных наук в геологии энергетическая сторона осадконакопления, магматизма и других процессов эволюционного развития Земли и отдельных ее структур не получила не только количественного выражения, но и сколько-нибудь приемлемых качественных решений. Несмотря на большое число работ по данному вопросу, в научной литературе отсутствуют четко установленные и количественно обоснованные закономерные взаимосвязи энергетических и вещественных аспектов геологического развития Земли, соотношение затрат энергии и интенсивности преобразования вещества в конкретных тектонических структурах. В мировой науке и практике создалась парадоксальная ситуация, когда с глубоким знанием энергии атомного ядра и термоядерных процессов в звездах сосуществуют весьма примитивные и противоречивые представления о тепловом состоянии и внутренней энергии Земли и даже ее самой верхней, коровой, оболочки. Достаточно сказать, что бурение скважин всего лишь до глубины 7 км уже вносит весьма существенные коррективы в представления о значениях температуры по вертикали.

Одной из причин относительно слабой разработанности проблемы энергетического (теплового) состояния Земли является сравнительно небольшой объем фактических данных о глубинных температурах и

теплофизических параметрах вещества. Геотермия (наука о происхождении и распределении теплового поля Земли) располагает сведениями лишь о близповерхностных (до глубины 5—7 км при среднем радиусе земного шара 6371 км) тепловом потоке и температуре, что позволяет получить представление, по существу, только о латеральной неоднородности геотермического поля земной коры.

В своих выводах о термическом состоянии Земли геотермия опирается главным образом на результаты измерений современных тепловых потоков и температуры и слабо использует комплекс палеотермометров — отдельные минералы, минеральные парагенезы, газовожидкие включения. Это и обусловливает недостаточно тесную взаимосвязь геотермии, изучающей статическую картину теплового поля литосферы, с геологией, рассматривающей эволюцию геологического развития Земли.

Несмотря на существенные сдвиги за последние 10—15 лет в изучении теплового режима планеты, надо с сожалением констатировать, что геотермия еще не стала в один ряд с такими методами, как магнито-, гравиразведка, радиометрия, ни при изучении глубин Земли, ни при поисках и прогнозировании месторождений полезных ископаемых. Между тем, как справедливо отмечают зарубежные (Дж. Джоли, Ф. Берч, Е. Буллард, Г. Джеффрис, У. Ли, Дж. Ферхуген и др.) и советские геофизики (В. Н. Дахнов, Д. И. Дьяконов, А. Н. Тихонов, Е. А. Любимова, Г. А. Череменский, Н. М. Фролов, Я. Б. Смирнов и др.), при правильной постановке исследований геотермия может занять ведущее положение в выявлении закономерностей геологического строения и развития Земли, в интерпретации результатов других геофизических методов, в оценке тепловых ресурсов отдельных районов и континентов.

На современной стадии изученности одной из задач геотермии (наряду с дальнейшим накоплением эмпирических данных) является систематизация имеющихся материалов и их интерпретация в тесной увязке с другими физическими параметрами вещества, геологическим строением и развитием Земли.

В настоящей книге авторы попытались рассмотреть ставшую в какой-то мере традиционной проблему теплового режима и радиоактивности планеты. Взаимосвязь этих двух физических характеристик вещества земной коры оказалась достаточно очевидной сразу же после открытия естественной радиоактивности урана и тория; это обстоятельство нашло отражение в работах Дж. Джоли, А. Холмса, В. И. Вернадского и других выдающихся исследователей. В. И. Вернадский [20, 21] неоднократно настаивал на количественном выражении указанной зависимости в виде радиогеологических (георадиоактивных) карт и колонок, отражающих содержание радиоактивных элементов, генерацию радиогенного тепла континентов и океанических впадин с разной температурой и темпом нагревания.

Учет радиогенной энергии вместе с энергией Солнца, аккумулированной биогенной массой и осадочными толщами, имеет, по его мнению, первостепенное значение в определении энергетики планеты, в изучении орогенических циклов ее развития.

К сожалению, и в геологической литературе и в практической работе геологов и геофизиков эти два направления (геотермия и радиогеология) развиваются в основном самостоятельно. Существует ряд фундаментальных работ Е. А. Любимовой [115, 117], Г. А. Череменского [234], Я. Б. Смирнова [187] и других исследователей в области геотермии, в которых данные о радиоактивности вещества Земли весьма фрагментарны или слишком обобщены (среднее для планеты, отдельных ее слоев и т. д.). И наоборот, обстоятельные работы по геохимии радиоактивных элементов [1, 81, 90, 222] практически не содержат анализа термального состояния структур и блоков земной коры. Такое же размежевание наблюдается и в научных коллективах, раздельно разрабатывающих проблемы теплового поля и радиоактивности планеты, и в разного рода международных и внутрисоюзных научных советах, комитетах, программах. Подобное разделение не способствует успешному решению той огромной проблемы, контуры которой были намечены В. И. Вернадским еще в начале XX столетия.

С учетом отмеченных пробелов в изучении теплового режима и радиоактивности Земли в настоящей книге наиболее тщательному разбору подверглись следующие вопросы.

1. Сравнительный анализ радиоактивных и теплофизических свойств минералов, горных пород и земных оболочек.

2. Разработка принципов и методики построения радиогеологических (в понимании В. И. Вернадского) карт для изучения закономерностей пространственного размещения источников тепла земной коры (преимущественно в осадочном и гранитно-метаморфическом слоях) и распределения температур и тепловых потоков на глубинах, доступных бурению.

3. Выяснение региональных особенностей теплового поля главнейших структур океанов и континентов, включая нефтегазоносные и другие провинции.

3. Палеотермометры и анализ палеотемпературного режима, существовавшего в различные периоды развития геосинклинально-складчатых и платформенных областей земной коры.

5. Энергетические условия главнейших геологических процессов (осадконакопление; магматизм, метаморфизм).

6. Комплексный анализ результатов геотермии, геохимии, геологии для более обоснованного суждения о глубинном строении и энергетическом состоянии Земли в целом и отдельных ее фрагментов.

При рассмотрении этих и других вопросов проанализирован материал в основном по территории Советского Союза, для которой составлены разного рода карты (глубинного строения,

магнитного поля, геотермического режима, радиогеологические, формационные и др.), что позволило более обоснованно интерпретировать результаты геотермии, в том числе для решения прикладных задач. Авторами составлена карта геотермического режима земной коры, при построении которой использованы опубликованные данные, а также результаты измерений температуры в скважинах специализированными геофизическими экспедициями. Впервые для столь большой территории проведен сравнительный анализ генерации радиогенного тепла в верхней части земной коры в современный период и прошлые геологические эпохи, с одной стороны, и теплового поля — с другой.

Наряду с изложением фактических (эмпирических) материалов и объснением наблюдаемого теплового поля приводятся оценки более глубинных температур при целом ряде предположений (допущений) о размещении источников тепла в земной коре и подкоровых зонах, о составе планеты и теплофизических параметрах вещества ее различных слоев. Естественно, что достоверность этих оценок может оказаться недостаточно высокой. В связи с этим в книге дан критический разбор полученных расчетным путем значений температуры, при этом учитывается строение и история геологического развития планеты.

Наряду с традиционным описанием особенностей геотермического режима и вытекающих из него научных выводов авторы пытались подчеркнуть практические (прикладные) аспекты геотермии, в частности использование геотермальной энергии и прогнозирование некоторых типов месторождений полезных ископаемых. Вероятно, выводы о характере распределения температуры и теплового потока в разных геологических структурах многих районов земного шара могут быть использованы и в решении других прикладных задач (оценка ожидаемых температур при проектировании шахт, учет теплового состояния пород при бурении сверхглубоких скважин и др.), которые в данной работе не рассматриваются.

Участие авторов в написании книги распределилось следующим образом: предисловие, глава I и заключение — У. И. Моисеенко, А. А. Смыслов; главы II, III, VI, VII — А. А. Смыслов; глава IV — У. И. Моисеенко, Т. З. Чадович; глава V — У. И. Моисеенко, А. А. Смыслов, Т. З. Чадович.

При подготовке монографии, в процессе сбора эмпирического материала авторам большую помощь, поддержку и постоянное внимание оказывали А. И. Тугаринов, Л. В. Комлев, В. К. Путинцев, В. М. Терентьев, В. К. Титов и другие геологи. Авторы весьма признательны А. Н. Родионовой, Л. П. Андриановой, Г. П. Борисовой, Г. А. Лукмановой, выполнившим огромную работу по оформлению рукописи, составлению карт и рисунков.

ГЛАВА I

СОВРЕМЕННЫЙ ГЕОТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ЗЕМЛИ И ГЛАВНЕЙШИХ СТРУКТУР ЛИТОСФЕРЫ

Энергетическое (тепловое) состояние земных недр является первопричиной многих геологических процессов. Знание энергетической основы, или геотермического режима, геологических процессов, происходящих в недрах планеты и на ее поверхности, совершенно необходимо для выяснения взаимосвязи и взаимообусловленности эндогенных и экзогенных явлений, понимания условий размещения месторождений полезных ископаемых в пространстве и во времени, для геодинамического анализа развития Земли. Тепловое поле дает основную информацию о термодинамических условиях Земли, которые определяют физическое состояние и свойства глубинного вещества планеты. Тепловое поле тесно связано с другими физическими полями, с особенностями тектонического развития различных участков земной коры, спецификой состава и строения толщ литосферы, с движением подземных вод и другими процессами. Температура и интенсивность переноса тепла в самой верхней оболочке планеты — литосфере — могут быть оценены разными методами, главные из которых следующие.

1. Геотермический, позволяющий непосредственно измерять температуру и тепловой поток на глубинах, достигаемых при бурении и проходке туннелей и шахт.

2. Палеогеологический (палеотермический), разрешающий на основе анализа минеральных парагенезов и физических свойств минералов оценивать температуру, при которой происходило образование магматических и метаморфических пород и руд.

3. Расчетный, при котором вычисляют температуру и тепловой

поток исходя из тех или иных предположений о распределении источников энергии (в частности, радиогенных), поглощении тепла и тепловых свойствах горных пород.

В настоящей главе приводятся данные о геотермическом режиме земной коры, полученные главным образом на основе непосредственных измерений. В ряде случаев, чтобы проследить закономерности изменения температуры и геотермического градиента с глубиной, использованы результаты расчетов, связанные с конкретными материалами геотермических исследований, особенностями геологического строения и другими физическими полями (магнитным, гравитационным).

Тепловой поток и геотермический градиент по результатам определения температуры и теплопроводности горных пород планомерно изучаются лишь два последних десятилетия, хотя первые измерения этих параметров были выполнены еще в 30-х годах С. А. Красковским [87, 88], Ф. Берчем [242, 243, 245, 246] и другими исследователями. Наибольшее количество данных о распределении температуры до глубины 3—5 км собрано для континентов [8, 19, 35, 36, 38, 45, 54, 58, 59, 69, 71, 76, 95, 114, 124, 140, 146, 149, 155, 165, 169, 183], основная часть измерений теплового потока выполнена в океанических впадинах [27, 71, 73, 122, 125, 146, 160, 180, 184, 189, 197, 201, 205—208, 211—214, 218, 228, 236, 241, 243, 245, 251, 256, 259, 260, 264, 265, 267, 268, 278, 280].

Обширные территории отдельных материков, а также Северного Ледовитого океана, внутренних морей и крупных озер (Аральское море, озера Ладожское, Балхаш и др.) остаются пока белым пятном в наших знаниях о распределении теплового потока.

Несмотря на крайне неравномерную изученность теплового поля в приповерхностной части земной коры, результаты геотермических исследований уже сейчас позволяют не только получить общее представление о средних значениях теплового потока и геотермического градиента в пределах континентов и акваторий, но и выявить некоторые латеральные особенности распределения этих величин в отдельных тектонических зонах.

Характеристика теплового режима разных структур земной коры получена нами на основе обобщения данных, опубликованных многими исследователями по отдельным регионам (Ф. А. Макаренко, Е. А. Любимова, Я. Б. Смирнов, Б. Г. Поляк, У. И. Моисеенко, Л. С. Соколова, Р. И. Кутас, В. В. Гордиенко, Г. В. Богомолов, Л. А. Цыбуля, Н. А. Волкова, О. А. Еремин, Г. А. Череменский, В. Чермак и др.), по океаническим впадинам (Р. П. Герцен, Б. Г. Удинцев, Б. Я. Смирнов, А. К. Попова, В. К. Тихомиров, Н. Н. Сысоев, А. М. Карасик, Р. М. Деменицкая и др.) и по земному шару в целом (Ф. Берч, К. Хоран, У. Ли и др.). По этим материалам нами построены карты геотермического режима земной коры территории СССР (масштаб

1 : 10 000 000) и Мира (масштаб 1 : 15 000 000). В уменьшенном варианте эти карты приведены в данной работе (рис. 1, 2).

Примененные нами принципы построения карт геотермического режима существенно отличаются от использованных Ф. А. Макаренко [34] и Я. Б. Смирновым [96] при составлении карт геотермического градиента и теплового потока. На карте теплового потока СССР масштаба 1 : 5 000 000 [34] и на разного рода схемах, содержащихся в ряде публикаций по данному вопросу [95, 96], привлекаются отдельные количественные характеристики (геотермический градиент, температура у подошвы осадочного слоя и т. д.) без комплексного анализа всех параметров теплового поля в тесной увязке с особенностями геологического (в том числе глубинного) строения и развития блоков земной коры.

При составлении карт геотермического режима земной коры территории СССР и Мира нами были использованы следующие характеристики.

1. Средний геотермический градиент в верхнем структурно-формационном комплексе главнейших геологических подразделений континентов: докембрийских и фанерозойских складчатых областей, классифицированных по возрасту завершения складчатости, чехлов молодых и древних платформ, краевых прогибов и межгорных впадин, областей тектоно-магматической активизации, вулканических поясов.

2. Плотность теплового потока в приповерхностной зоне литосферы главнейших геологических структур континентов и океанических впадин: талассократонов, шельфовых зон, срединных океанических хребтов, склонов хребтов, желобов и т. д.

3. Генерация радиогенного тепла в верхнем структурно-формационном комплексе осадочного или гранитно-метаморфического слоя земной коры, рассчитанная на основе данных о средневзвешенном содержании урана, тория и калия, определенном по результатам радиогеохимического картирования. С учетом обзорного характера карт на них показаны блоки с тремя градациями радиогенной составляющей: с нормальной, кларковой, $(10 \div 20) \cdot 10^{-7}$ Вт/м^3; повышенной, $> 20 \cdot 10^{-7}$; пониженной, $< 10 \cdot 10^{-7}$, генерацией тепла. Для отдельных континентов или крупных геологических структур, естественно, нужны региональные значения радиоактивного тепловыделения.

На картах показаны аномальные в тепловом отношении районы.

1. Области конвективного переноса тепла магматическими расплавами (действующие и потухшие в кайнозое вулканы), нагретыми газами (гейзеры) и подземными водами. Термальные воды классифицированы по значениям температуры в точках их выхода на поверхность.

2. Области развития теплоизолирующих слаболитифицированных осадочных отложений в составе мезо-кайнозойских

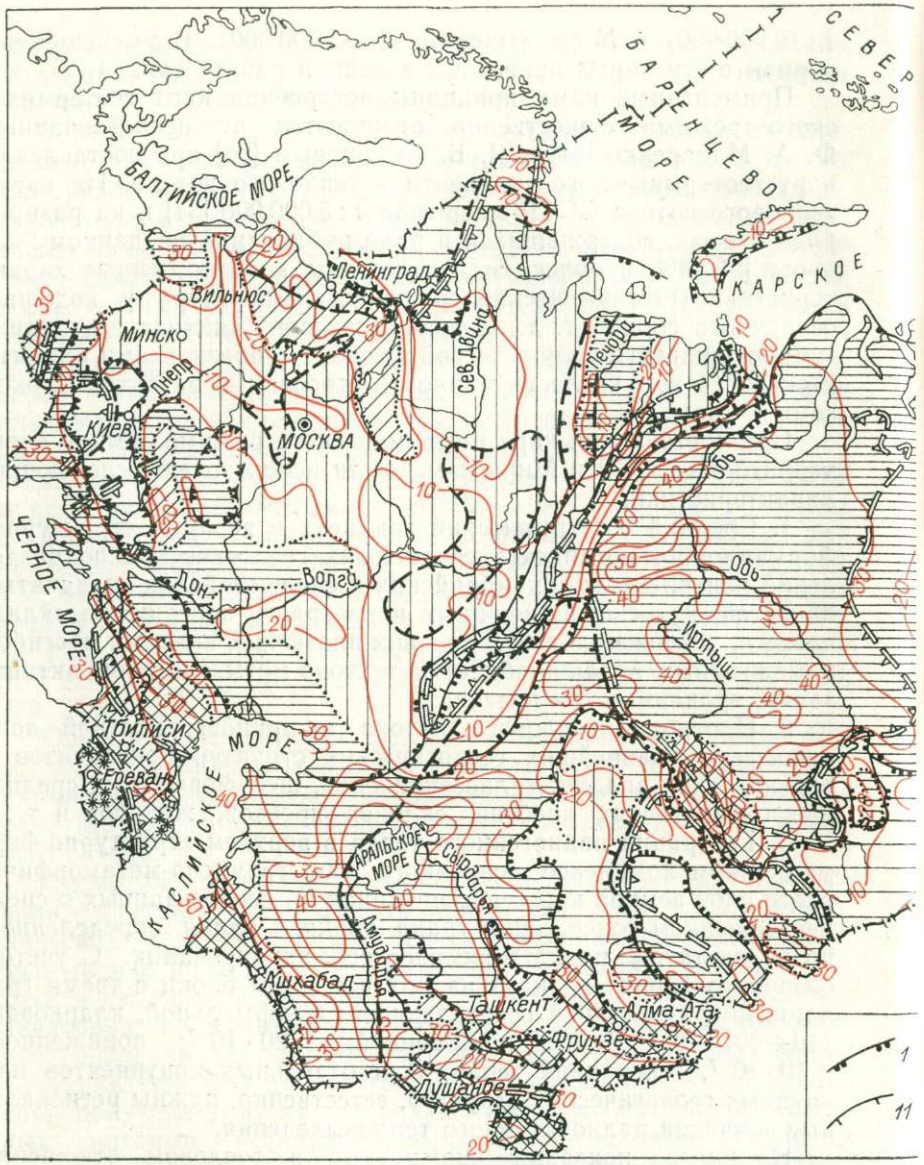


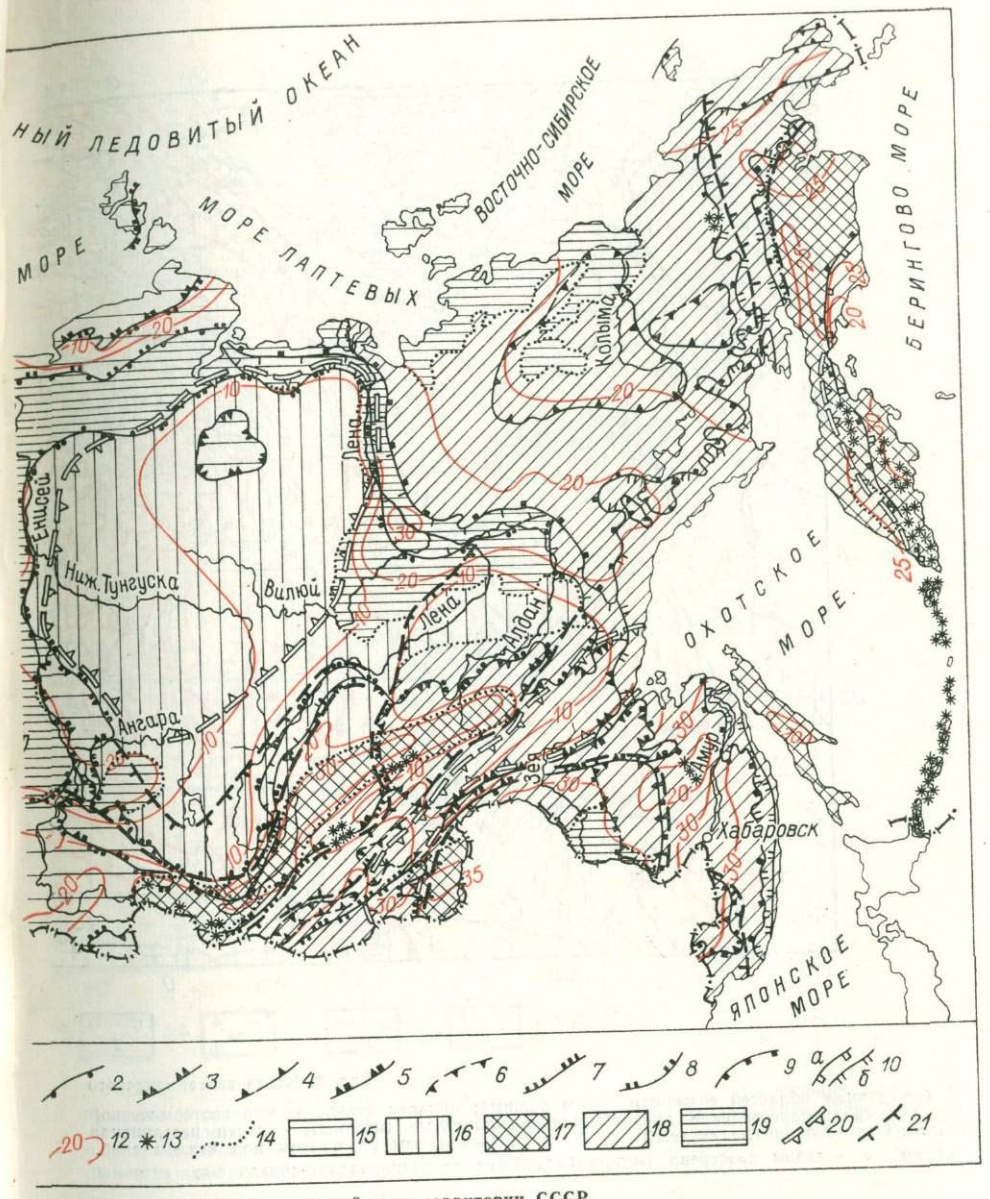
Рис. 1. Карта геотермического режима и генерации радиогенного тепла в земной коре территории СССР.

Границы главнейших геологических структур

Платформы: *1* — древние, *2* — молодые; складчатые области: докембрийские (*3* — древние щиты AR, PR; *4* — срединные массивы и геоантиклинальные поднятия AR, PR; *5* — байкалиды PR_{2-3}; *6* — погребенные кристаллические массивы), *7* — каледонские PZ_{1-2}; *8* — герцинские PZ_{2-3}, *9* — киммерийские PZ—MZ, *10* — альпийские PZ—MZ (пояса: *а* — Средиземноморский, *б* — Тихоокеанский); *11* — краевые прогибы; *12* — изолинии геотермического градиента, К/1000 м; *13* — вулканы; *14* — границы областей с разным геотермическим режимом.

Типы геотермического режима

Стационарный: *15* — в складчатых областях, *16* — в областях с чехлом маломощных литифицированных осадков; нестационарный: *17* — с конвективным переносом тепла термальными водами и магматическими расплавами (подкоровый разогрев), *18* — с усиленной мезокайнозойских слаболитифицированных осадочных отложений с низкой теплопроводностью кондуктивной передачей тепла (охлаждение), *19* — с накоплением тепла под чехлом осадочных отложений с низкой теплопроводностью (верхнекоровый разогрев); границы блоков земной коры с разной генерацией радиогенного тепла: *20* — с пониженной, *21* — с повышенной.



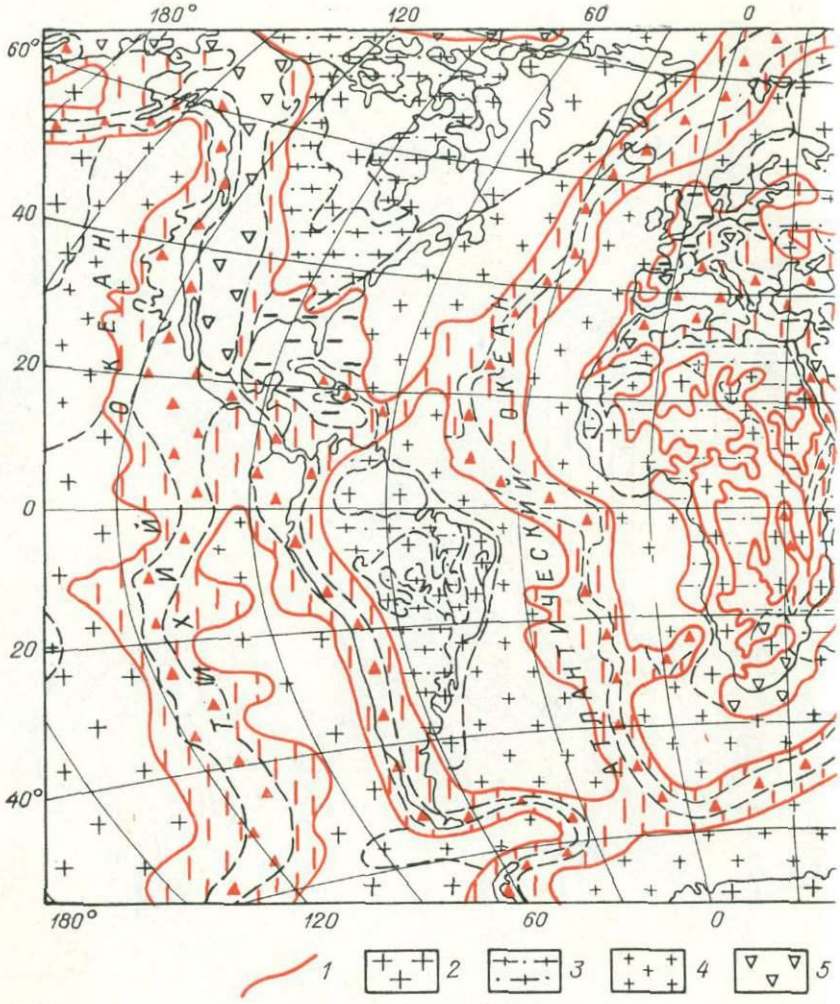
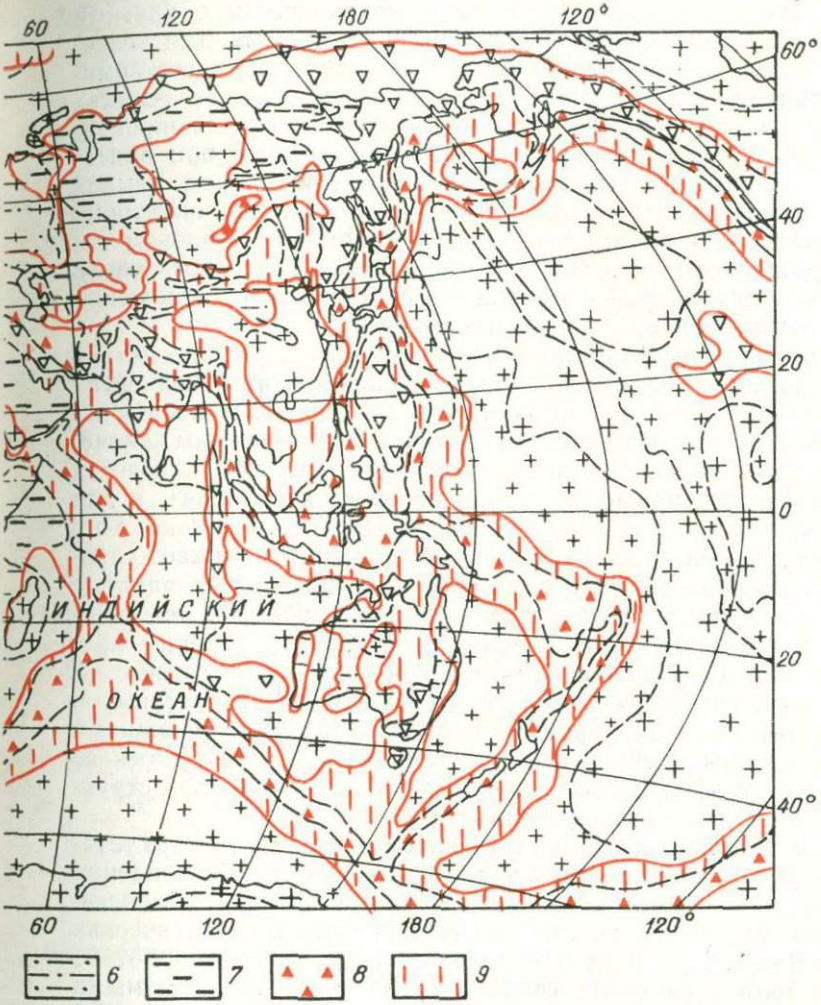


Рис. 2. Карта геотермического

1 — граница областей с разным типом режима; области стационарного геотермического *4* — ранне-среднепалеозойские геосинклинально-складчатые системы); области нестационарсинклинально-складчатые системы), *6, 7* — с верхнекоровым разогревом под чехлом слабо->2 км), *8* — стадии разогрева (мезо-кайнозойские геосинклинально-складчатые системы).

структурно-формационных комплексов чехлов молодых платформ, некоторых краевых прогибов и других структур.

3. Структуры взрывного происхождения (кимберлитовые трубки, метеоритные кратеры, природные ядерные реакторы на древних урановых месторождениях и др.), характеризующие участки локального проявления динамотермального метаморфизма и интенсивного разогрева. Выявление подобного рода



режима земной коры Мира.

режима в пределах структур: *2* — докембрия, *3*, *4* — фанерозоя (*3* — древние платформы; ного геотермического режима: *5* — стадии охлаждения (позднепалеозойско-мезозойские геолитифицированных осадков (*6* — малой мощности, $<1 \div 2$ км; *7* — большой мощности, *9* — с резкими колебаниями.

структур важно не только для понимания термической и геологической истории планеты, но и для решения прикладных задач, так как с ними связаны месторождения некоторых полезных ископаемых.

Для континентальных блоков земной коры из всех перечисленных параметров наиболее информативным показателем теплового состояния ее верхних горизонтов является геотермиче-

ский градиент, значения которого в совокупности с другими характеристиками можно эффективно использовать для тектонического районирования. В океанических впадинах геотермический градиент, измеряемый в современных рыхлых осадках придонной части, характеризует лишь их низкую теплопроводность и является малоинформативным параметром при описании геотермического режима кристаллических пород земной коры. Поэтому для выяснения энергетических условий акваторий наибольшее значение имеют данные о глубинном тепловом потоке, отражающем интенсивность накопления и переноса тепла из земной коры и верхней мантии без существенного искажения его маломощным покровом донных осадков.

В связи с разной информативностью этих двух параметров (геотермического градиента и теплового потока) на континентах и океанах использованы несколько разные приемы показа их значений. Так, для континентов изолиниями изображены изменения геотермического градиента (числовое значение плотности теплового потока приведено в каждой точке измерения), а для океанов показаны в основном значения теплового потока. Геологическая основа карт геотермического режима отражает главнейшие тектонические подразделения континентов (складчатые области по возрасту складчатости с выделением зон эвгеосинклиналей, чехлы древних и молодых платформ, краевые прогибы, зоны мезозойской и кайнозойской тектоно-магматической активизации, глубинные разломы и рифтогенные структуры) и океанов, для которых наряду с морфологическими признаками (хребты, склоны хребтов и т. д.) сделана попытка на основе характеристики физических полей выделить геологические структуры по аналогии с континентальными блоками.

В качестве главного интерпретационного элемента карт установлены типы геотермических режимов по условиям накопления и переноса тепла, что стало возможным благодаря комплексному сравнительному анализу геотермических и геологических данных. Выделены области с различными сочетаниями потока тепла и геотермического градиента, реально наблюдаемыми в геологических структурах разного типа (рис. 3). Для земной коры в пределах континентов и океанов можно отметить три типа геотермических режимов (табл. 1): стационарный, нестационарный региональный и нестационарный локальный (в пространстве и во времени). Первые два типа режимов сменяют последовательно друг друга в истории развития Земли, охватывая крупные промежутки времени (сотни миллионов и первые миллиарды лет) и значительные по размерам геологические структуры. Третий тип режима связан с проявлением широкой гаммы экзотических процессов взрывного характера или близких к ним по локальности и кратковременности.

Для стационарного режима характерны низкое и однородное тепловое поле в объеме всей геологической структуры и стаби-

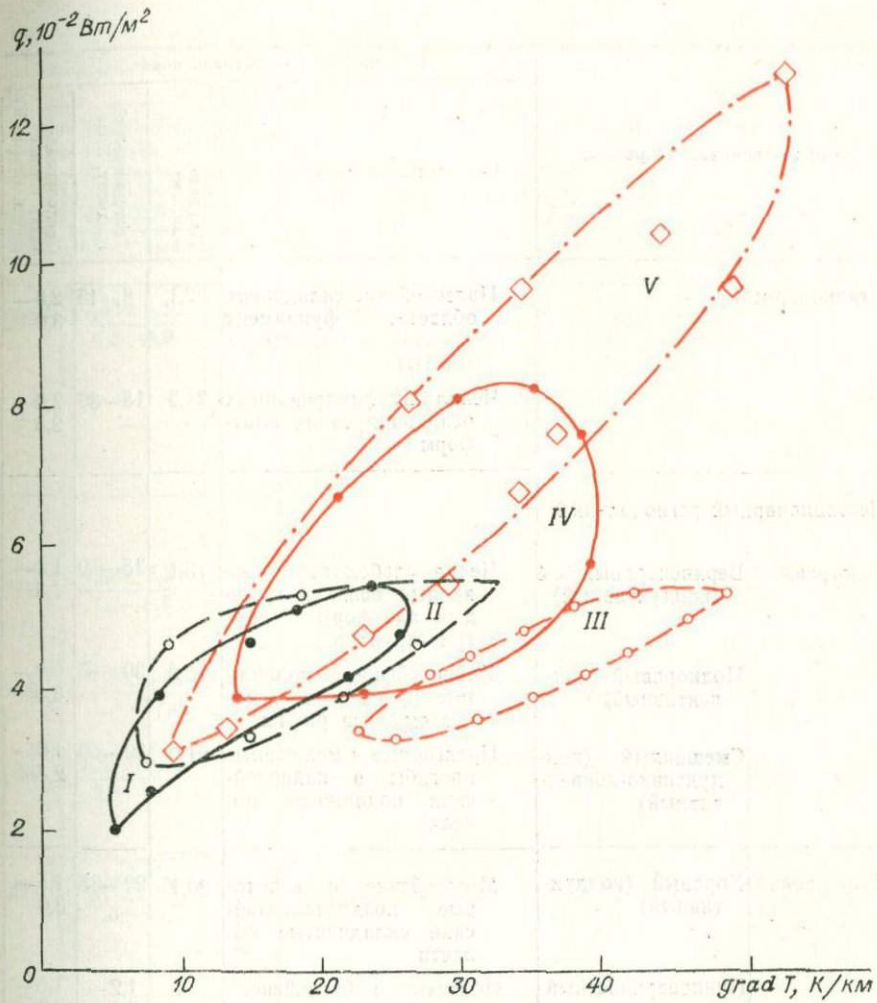


Рис. 3. Поля реализации разных геотермических режимов земной коры в системе плотность теплового потока — геотермический градиент.

Стационарный режим: *I* — щиты, *II* — древние платформы; нестационарный режим: *III* — верхнекоровый разогрев (чехлы молодых платформ), *IV* — охлаждение (киммерийские и герцинские складчатые области), *V* — подкоровый разогрев (мезо-кайнозойские орогены, рифты).

лизированные во времени поток тепла и температура. Это относится прежде всего к стабильным блокам земной коры с крайне незначительными проявлениями вертикальных движений и магматизма, что типично для платформенного режима (в рамках классической геологии) или для центральных частей плит (в соответствии с представлениями новой глобальной тектоники). Стационарность теплового поля наиболее характерна для

Типы геотермического режима		Континенты и внутренние моря			
		Геологические структуры	Площадь, млн. км²	Геотермический градиент, К/км	Теплопроводность горных пород, Вт/(м · К)
Стационарный		Палеозойские складчатые области, фундамент древних платформ (щиты)	52,1	8—15	2,0—3,0
		Чехол литифицированных осадков древних платформ	24,5	15—30	2,0—2,5
Нестационарный региональный					
Разогрева	Верхнекоровый (кондуктивный)	Чехол слаболитифицированных осадков молодых платформ и других структур	15,1	35—50	1,0—1,5
	Подкоровый (конвективный)	Кайнозойские подвижные пояса и орогены, современные рифты	15,3	30—60	0,9—3,0
	Смешанный (кондуктивно-конвективный)	Предгорные и межгорные прогибы в кайнозойских подвижных поясах	21,9	30—60	1,0—2,5
Охлаждения	Коровый (кондуктивный)	Мезозойские и некоторые позднепалеозойские складчастые области	20,1	20—35	1,5—3,0
	Приповерхностный (в зонах многолетней мерзлоты)	Области кайнозойского оледенения	—	1,2—5,0	1,0—4,2
Нестационарный локальный		Трубки взрыва, метеоритные кратеры	—	—	—
Среднее			149,0	—	—

Примечания. 1. В целом для земного шара средневзвешенное значение (с уче значения: $q_{ср}$ — среднее арифметическое значение плотности теплового потока; S — сред *нестационарный региональный охлаждения в зонах многолетней мерзлоты в оценке*

ТАБЛИЦА 1

Типы геотермического режима земной коры и их характеристика

Океаны							
Поверхностная плотность теплового потока, 10^{-2} Вт/м²			Типы морфоструктур	Площадь, млн. км²	Поверхностная плотность теплового потока, 10^{-2} Вт/м²		
Число определений	$\frac{q_{ср} \pm 2S/\sqrt{n}}{q_{min} - q_{max}}$	S			Число определений n	$\frac{q_{ср} \pm 2S/\sqrt{n}}{q_{min} - q_{max}}$	S
237	$\frac{4{,}40 \pm 0{,}16}{0{,}8—8{,}9}$	1,21	Абиссальные равнины	217,7	612	$\frac{5{,}38 \pm 0{,}16}{0{,}5—22{,}0}$	1,99
—	—	—					
219	$\frac{4{,}60 \pm 0{,}14}{1{,}2—8{,}0}$	1,0	Шельфы	35,5	55	$\frac{4{,}96 \pm 0{,}80}{2{,}1—7{,}5}$	1,20
155	$\frac{7{,}5 \pm 0{,}48}{1{,}7—17{,}6}$	3,08	Рифты, подводные молодые хребты	45,1	638	$\frac{9{,}56 \pm 0{,}48}{0{,}5—33{,}9}$	6,21
53	$\frac{7{,}25 \pm 0{,}56}{3{,}8—11{,}4}$	1,94	Склоны молодых хребтов	47,2	614	$\frac{5{,}57 \pm 0{,}32}{0{,}3—44{,}3}$	4,45
300	$\frac{6{,}47 \pm 0{,}30}{1{,}3—16{,}0}$	2,49	Древние хребты	15,5	170	$\frac{7{,}92 \pm 0{,}36}{0{,}2—44{,}5}$	5,26
—	$\frac{—}{4{,}4—6{,}3}$	—	—	—	—	—	—
—	5,0	—	—	—	—	—	—
964	5,45	—	—	361,0	2089	6,00	—

том типов режимов) плотности теплового потока равно $5{,}83 \cdot 10^{-2}$ Вт/м². 2. Введены обо-
нее квадратическое (стандартное) отклонение. 3. Режимы нестационарный локальный и
средних для континентов и Земли не учитывались.

фундамента древних платформ и их чехлов в пределах зон развития литифицированных осадков, не нарушающих существенно распределение температуры и теплового потока.

Наибольший интерес для понимания тектонических движений, магматизма и других явлений представляет изучение областей с нестационарным тепловым режимом. В региональном плане выделяются периоды импульсного или эволюционного разогрева (прогрессивная стадия развития орогенических областей) и последующего охлаждения (регрессивная стадия). Такое районирование трудно выполнить, если использовать лишь параметры теплового поля. Поэтому для разделения стадий на картах наряду с геотермическими данными привлечены также условия геологического строения и развития регионов (время проявления последних фаз складчатости, магматизма, гидротермальной деятельности и т. д.).

Локальные участки с нестационарным тепловым режимом взрывного типа могут быть закартированы лишь при детальных исследованиях. В настоящее время выявлены только древние палеоструктуры, преимущественно кольцевые или изометричные, для которых можно предполагать кратковременное (в геологическом смысле) и резкое увеличение температуры с последующим эволюционным охлаждением. Тепловой режим этих структур в силу их экзотичности изучен явно недостаточно, поэтому в табл. 1 они выделены во многом условно, без достаточного обоснования фактическим материалом.

Для сравнительного анализа теплового режима земной коры систематизирована бóльшая часть опубликованных данных и оригинальных материалов авторов. При обработке применялись методы математической статистики с использованием ЭВМ и картографические приемы изображения. При определении среднего значения теплового потока для континентов, океанов и планеты в целом использовано два независимых способа.

Первый состоит в оценке среднего значения плотности теплового потока с учетом типа геотермического режима земной коры, который зависит от геологической структуры и истории ее развития (см. табл. 1). Карты районирования геотермических полей для Земли в целом (см. рис. 2) позволили определить площади геологических структур с тем или иным типом режима и учесть их при расчете средневзвешенных значений плотности теплового потока для главнейших структур литосферы (континентов и океанов) и для всей планеты. Второй способ включал определение средних значений плотности теплового потока для отдельных континентов и океанов с последующей оценкой средневзвешенных значений (с учетом площади) по земному шару, континентам (табл. 2) и океанам (табл. 3). Кроме среднего значения плотности теплового потока в таблицах приведены также среднее квадратическое отклонение и погрешность среднего с доверительным интервалом 95%. Для регионов, где геотерми-

ТАБЛИЦА 2

Поверхностная плотность теплового потока на континентах (включая внутренние моря)

Континенты	Площадь, млн. км²	Число определений n	$\frac{q_{ср} \pm 2S/\sqrt{n}}{q_{min} - q_{max}}$, 10^{-2} Вт/м²	S, 10^{-2} Вт/м²
Европа	10,5	480	$\frac{5{,}05 \pm 0{,}2}{1{,}3—17{,}6}$	2,30
Азия	43,4	265	$\frac{5{,}12 \pm 0{,}30}{0{,}4—14{,}7}$	2,00
Африка	30,0	24	$\frac{4{,}58 \pm 0{,}80}{0{,}8—10{,}1}$	2,07
Австралия	7,7	35	$\frac{7{,}55 \pm 1{,}16}{3{,}8—18{,}0}$	3,47
Северная Америка	42,5	168	$\frac{6{,}64 \pm 0{,}38}{1{,}9—12{,}6}$	2,50
Антарктида *	14,85	—	—	—
Среднее	149	972	$\frac{5{,}60 \pm 0{,}20}{0{,}4—18{,}0}$	2,75

* Данные о тепловых потоках отсутствуют.

ческие исследования не проводились, данные о тепловом потоке и геотермическом градиенте показаны в соответствии со значениями, установленными в близких по геологическому строению структурах.

Из всех континентов наиболее хорошо изучены Европа и Северная Америка (см. табл. 2, рис. 4). Несмотря на сравнительно большое число определений для Азии, ее изученность нельзя считать удовлетворительной, так как основная часть данных характеризует области и системы кайнозойской складчатости (Японские острова, Закавказье, Байкальский рифт, Аравийский полуостров). Сравнительно небольшое количество сведений имеется по Австралии и Африке. Антарктида пока не охвачена геотермическими измерениями.

Судя по тепловому потоку, самым «горячим» континентом является Австралия, самым «холодным» — Африка. Тепловая активность Австралии связана, по-видимому, с расположением этого континента в месте пересечения двух трансрегиональных геотермических аномалий: северо-западной, проходящей по южной части Евразии, и северо-восточной, прослеживающейся вдоль

ТАБЛИЦА 3

Поверхностная плотность теплового потока в океанах

Океаны		Площадь, млн. км²	Число определений n	$\frac{q_{ср} \pm 2S/\sqrt{n}}{q_{min} - q_{max}}$, 10^{-2} Вт/м²	S, 10^{-2} Вт/м²
Тихий	Без аномальных участков	178,91	1173	$\frac{6,22 \pm 0,18}{0,3—14,7}$	3,19
	Аномальные участки (89)	0,7	89	$\frac{19,90 \pm 1,30}{15,0—41,9}$	5,0
	Средневзвешенное	179,61	1262	6,26	—
Атлантический	Без аномальных участков	90,89	447	$\frac{5,43 \pm 0,22}{0,3—14,9}$	2,50
	Аномальные участки (32)	0,25	32	$\frac{23,53 \pm 2,28}{15,0—44,3}$	6,33
	Средневзвешенное	91,14	479	5,46	—
Индийский	Без аномальных участков	74,81	343	$\frac{5,50 \pm 0,28}{0,2—14,8}$	2,62
	Аномальные участки (14)	0,11	14	$\frac{20,20 \pm 4,2}{15,0—43,9}$	7,50
	Средневзвешенное	74,92	357	5,50	—
Северный Ледовитый	Без аномальных участков	13,97	21	$\frac{5,21 \pm 0,97}{1,3—8,4}$	—
	Аномальные участки (4)	0,03	4	$\frac{13,20 \pm 5,95}{11,3—15,5}$	—
	Средневзвешенное	14,0	25	5,23	—
Среднее по океанам		361,0	2098	$\frac{5,84 \pm 0,22}{0,2—44,3}$	4,86
Среднее по земному шару		510	3187	$\frac{5,77 \pm 0,16}{0,2—44,3}$	4,34

Примечания. 1. При определении средневзвешенного значения плотности теплового потока по океанам учитывалась площадь аномальных участков (в среднем 7800 км² на один участок). 2. При количестве определений меньше 20 среднее оценивалось с учетом коэффициента Стьюдента.

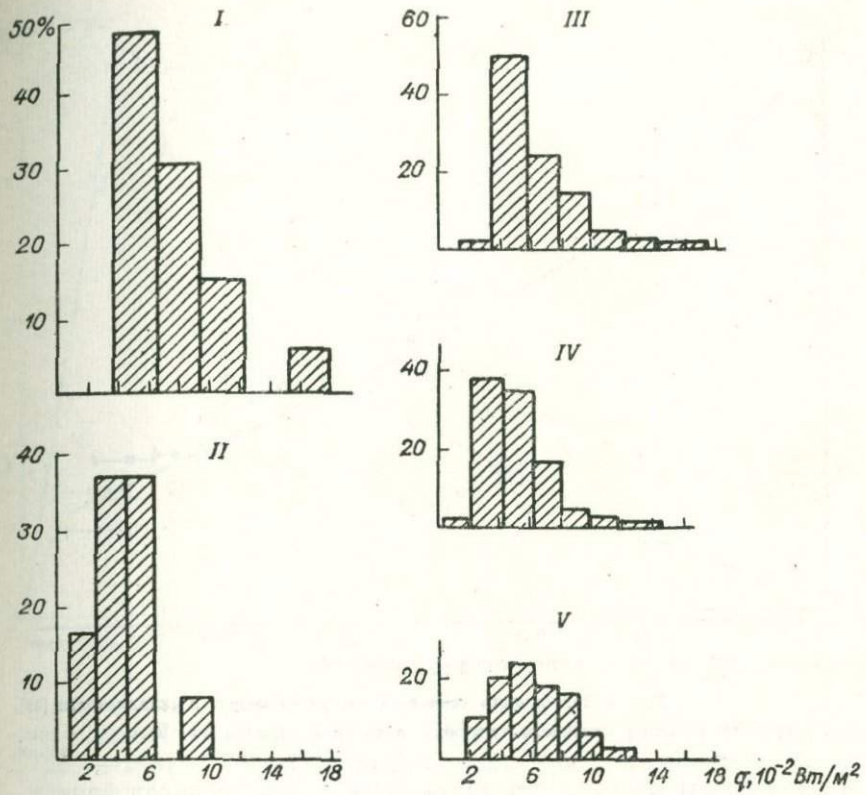


Рис. 4. Распределение плотности теплового потока для различных континентов.

Гистограмма	Континент	n	$q_{ср}$, 10^{-2}Вт/м²	S, 10^{-2}Вт/м²
I	Австралия	35	7,55	3,47
II	Африка	24	4,58	2,07
III	Европа	480	5,05	2,30
IV	Азия	265	5,12	2,00
V	Северная Америка	168	6,64	2,50

западной окраины Тихого океана. Африканский материк, расположенный в центре стабилизированного блока земной коры с преобладанием областей докембрийской складчатости, отличается достаточно однообразным и низким тепловым потоком за исключением узких зон с аномальным тепловыделением вдоль африканских рифтов и северной окраины континента.

В отдельных геологических структурах материков тепловой поток зависит от возраста складчатости или складчатого основания. Эта зависимость (рис. 5), построенная Р. И. Кутасом и Я. Б. Смирновым [96] для европейской части СССР, совпадает с результатами анализа мировых данных теплового потока

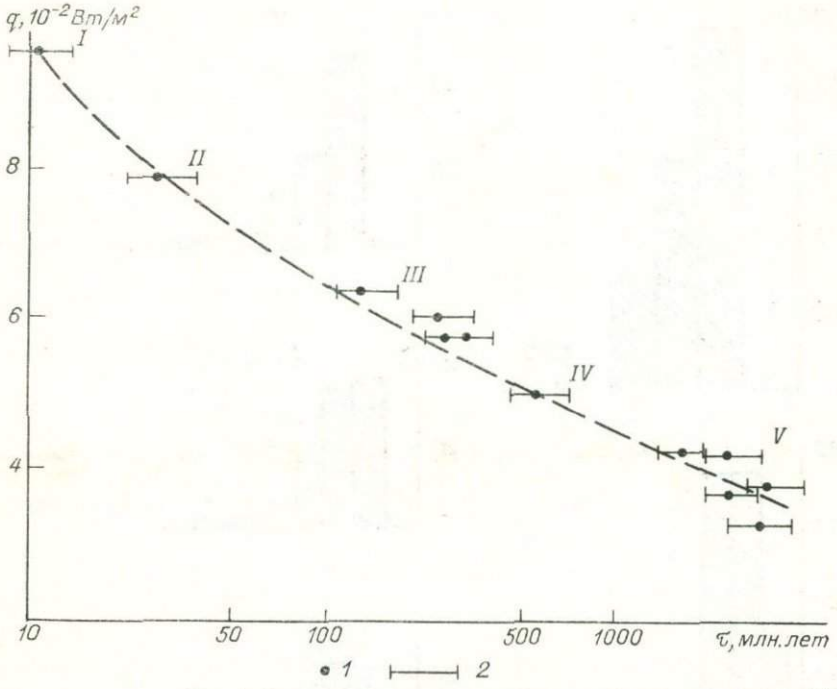


Рис. 5. Зависимость теплового потока от возраста складчатости [38].

1 — среднее значение плотности теплового потока; *2* — колебания времени активизации.

[156—158]. Точка *I* ($9{,}8 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²) на кривой соответствует структурам Закарпатского прогиба, Малого Кавказа и Кавминводского выступа, для которых возраст вулканизма составляет 1—10 млн. лет. Точка *II* получена для мегантиклинориев Большого Кавказа и Карпат, возраст складчатости для них изменяется в пределах 15—25 млн. лет. Области киммерийской складчатости *III* (~120—160 млн. лет) характеризуются плотностью теплового потока $(5{,}5 \div 7{,}0) \cdot 10^{-2}$ Вт/м². Герцинским *IV*, байкальским, протерозойским и архейским *V* структурам соответствует относительно низкий тепловой поток. Области докембрийской складчатости *IV* (Канадский, Африканский, Балтийский и другие щиты) имеют наиболее низкую кондуктивную теплоотдачу (в среднем $4{,}0 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²). Исключение представляют лишь районы развития докембрия в Австралии и, вероятно, структуры Алданского щита, где тепловые потоки достигают $(10 \div 12{,}2) \cdot 10^{-2}$ Вт/м² в связи с более поздними процессами тектоно-магматической активизации.

Максимальные тепловые потоки наблюдаются в современных подвижных поясах, где фиксируются чрезвычайно высокие потери тепла [$10{,}7 \cdot 10^{-2}$ Вт/м² — Хоккайдо, Сахалин; $(13{,}4 \div$

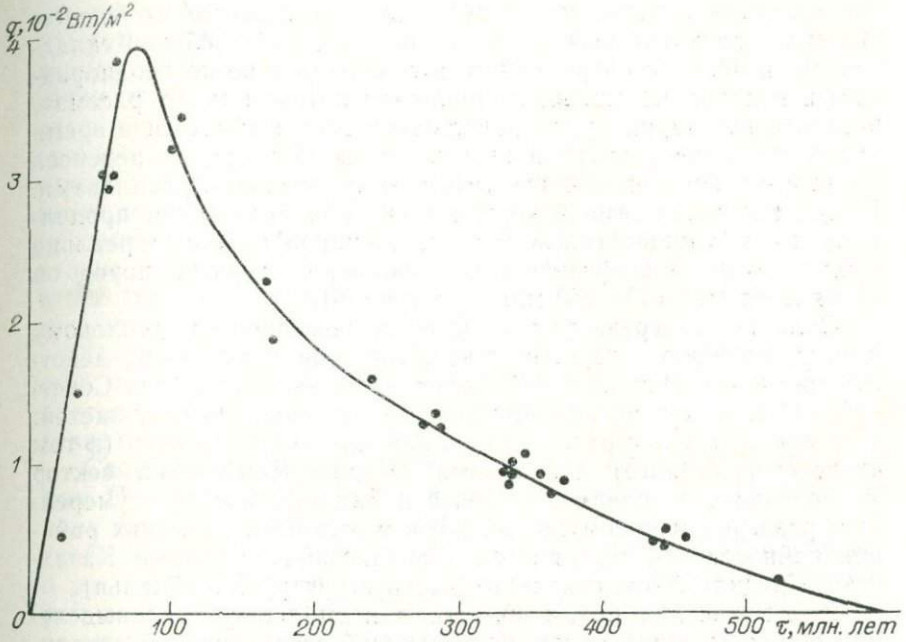


Рис. 6. Временна́я аномалия теплового потока геосинклинали [40].

$\div 16{,}2) \cdot 10^{-2}$ — Байкальский рифт; $(14{,}7 \div 62{,}8) \cdot 10^{-2}$ — Хонсю; $(20{,}9 \div 168) \cdot 10^{-2}$ — Новая Зеландия] как в результате кондуктивной передачи, так и конвективного переноса тепла горячими растворами, газами, лавой [114, 128, 154, 155, 158, 189, 273].

Характерной особенностью теплового режима складчатых областей является также увеличение неоднородности в распределении тепловых потоков с уменьшением возраста складчатости. На щитах и в областях палеозойской складчатости тепловые потоки отличаются, как правило, бóльшим постоянством: они различаются не более чем в 1,5 раза. Максимальные колебания в передаче тепла из глубин Земли наблюдаются в современных подвижных поясах, где плотность потока изменяется в десятки раз: от крайне низких значений до аномально высоких (от $2{,}1 \cdot 10^{-2}$ до $168 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²).

Для геотермического градиента континентов наблюдается та же зависимость от возраста складчатости, что и для теплового потока. Минимальные значения градиента (1,0—1,5 К/100 м) установлены на щитах, максимальные (2,0—5,0 К/100 м) в кайнозойских подвижных поясах.

Располагающиеся по геотермическим характеристикам в единый ряд орогенные пояса с разным возрастом складчатости или временем проявления тектоно-магматической активизации имеют вместе с тем разную генетическую природу тепловых аномалий,

что является отражением общего хода эволюционного энергетического развития регионов. Так, области кайнозойской складчатости и области современного вулканизма с резко неоднородным и в целом повышенным тепловым потоком могут рассматриваться как территории продолжающегося в настоящее время разогрева в результате повышенного кондуктивного переноса тепла и его конвекции нагретыми газами, водами и расплавами. Режим разогрева земной коры в таких областях может продолжаться и в будущем (после орогенного цикла); с учетом реально наблюдаемых теплофизических параметров горных пород он протянется еще 100—150 млн. лет (рис. 6).

Области разогрева фиксируются по повышенному тепловому потоку, наличию термальных вод, гейзеров и вулканов, действующих или потухших в кайнозойское время. В пределах Советского Союза (см. рис. 1) выделяются два типа таких областей: а) с максимальным разогревом в районах кайнозойского (в том числе современного) вулканизма (Курило-Камчатский сектор Тихоокеанского подвижного пояса и Закавказье); б) с умеренным разогревом преимущественно в межгорных впадинах районов *кайнозойской тектонической активизации* (Южный Казахстан, Средняя Азия, отдельные части структур Забайкалья).

Для планеты в целом области максимального тепловыделения с существенной ролью конвективной составляющей локализованы в пределах двух глобальных структур: кольцевой по обрамлению Тихого океана и линейной, фрагменты которой фиксируются в Австралии и южной части Евразии, где они на значительном протяжении совпадают со Средиземноморским подвижным поясом (см. рис. 2). Умеренно аномальные тепловые поля с несколько меньшими, но все же повышенными значениями теплового потока и геотермического градиента, приуроченные обычно к позднепалеозойским и киммерийским складчатым регионам (Забайкалье, Дальний Восток и др.), отличаются от областей разогрева значительно большей однородностью поля. На этих площадях термальные воды распространены меньше; значительная часть кристаллических пород, литифицированных или метаморфизованных осадочных толщ имеют достаточно высокую теплопроводность. Судя по геологическим данным, активный тектонический режим в этих регионах завершился более 100—150 млн. лет назад. Все это в совокупности позволяет рассматривать эти структуры в качестве блоков земной коры, находящихся на регрессивной стадии энергетического развития (см. рис. 1), т. е. испытывающих постепенное охлаждение преимущественно в результате повышенной кондуктивной передачи тепла. Из других районов земного шара в стадии охлаждения пребывают мезозоиды Аляски и Юго-Востока Азии.

Весьма своеобразную тепловую характеристику имеют зоны континентальных рифтов (Рейнский грабен, Байкальский рифт, африканская система рифтов и др.). Здесь наблюдаются высо-

кие значения геотермического градиента ($\geqslant$30—40 К/км), плотности теплового потока ($\geqslant 8 \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2) и глубинных температур (до 700—1000° С в земной коре), *локализующиеся* в виде узких линейных полосовых аномалий, тяготеющих к глубинным разломам. Континентальные рифты, близкие к рифтовым зонам океанов по тепловому режиму и, вероятно, условиям заложения, резко отличаются от них по дальнейшему геологическому развитию и тепловой эволюции. В частности, на континентах в приуроченных к рифтовым зонам грабенах формируются мощные толщи терригенных (молассоидных) отложений, что приводит к некоторому временному ослаблению выхода тепловой энергии и ее дополнительному накоплению.

Таким образом, для подвижных поясов и складчатых областей земной коры типично резко гетерогенное тепловое поле, плотность теплового потока и геотермический градиент которого зависят от времени проявления орогенного режима.

Сложный характер теплового режима свойствен и платформам. При этом наиболее значительные неоднородности теплового поля фиксируются в чехле молодых платформ (Западно-Сибирской, Скифско-Туранской, Западно-Европейской, Аравийской и др.), с которыми связаны крупные месторождения углеводородов (нефти и газа). Для чехлов молодых платформ отмечаются, как правило, пониженные тепловые потоки (меньше среднего глобального), несмотря на то что фундаментом этих платформ являются палеозойские складчатые комплексы. Так, для Западно-Сибирской низменности плотность теплового потока не превышает $5{,}1 \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2. Отличительной особенностью мезокайнозойских отложений здесь является низкая теплопроводность слаболитифицированных песчано-глинистых пород, что приводит к аномально высоким значениям температуры и геотермического градиента (30—50 К/км) в толще осадков.

Тепловое поле молодых платформ нарушается вдоль линейных зон глубинных разломов (см. рис. 1), по которым происходит дополнительный привнос глубинного тепла (на продолжении Обь-Зайсанской системы разломов, вдоль Донецко-Алайского авлакогена и других линейных структур). Резко пониженный тепловой поток при высоком геотермическом градиенте наблюдается также в молодых краевых прогибах (Карпатском, Предкавказском и др.), где скорости осадконакопления в мезо-кайнозое были весьма значительными ($\geqslant$200—300 м/млн. лет). В ряде случаев плотность теплового потока уменьшается здесь до $(2{,}1 \div 3{,}4) \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2.

Аналогичные геотермические условия отмечаются также в отдельных межгорных впадинах мезо-кайнозойского возраста (Буреинская, Балхашская, Амуро-Зейская и др.) и в некоторых молодых структурах, слагающих части древних платформ (Печорская, Вилюйская синеклизы). По своему тепловому режиму эти структуры резко отличаются от остальных частей древних

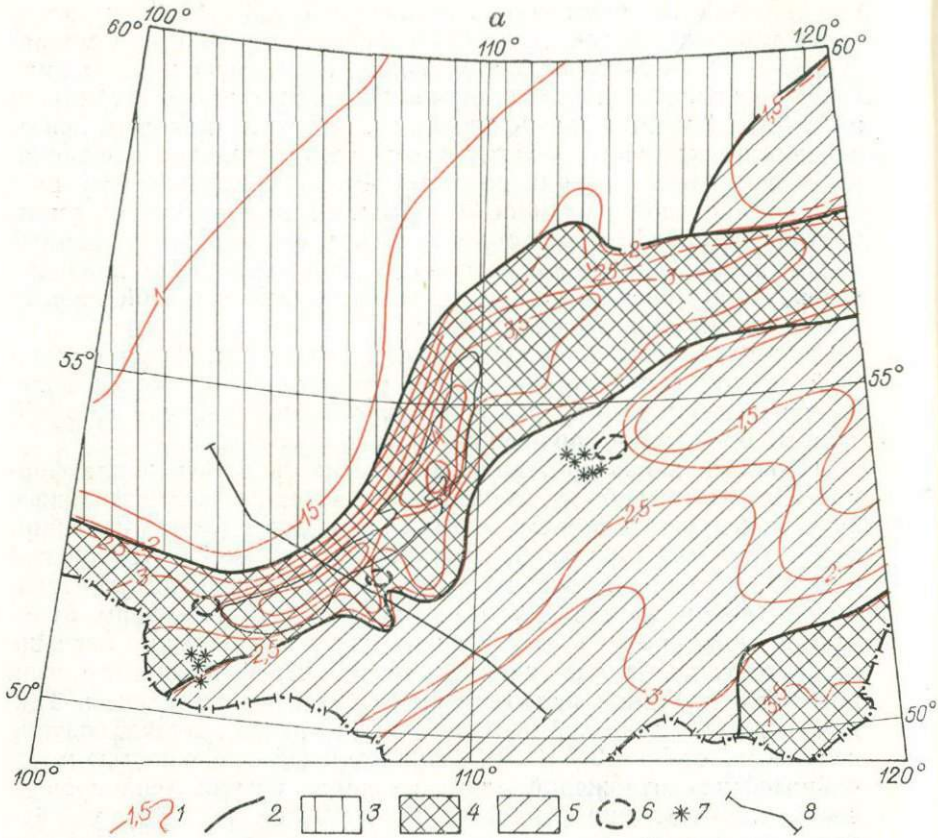
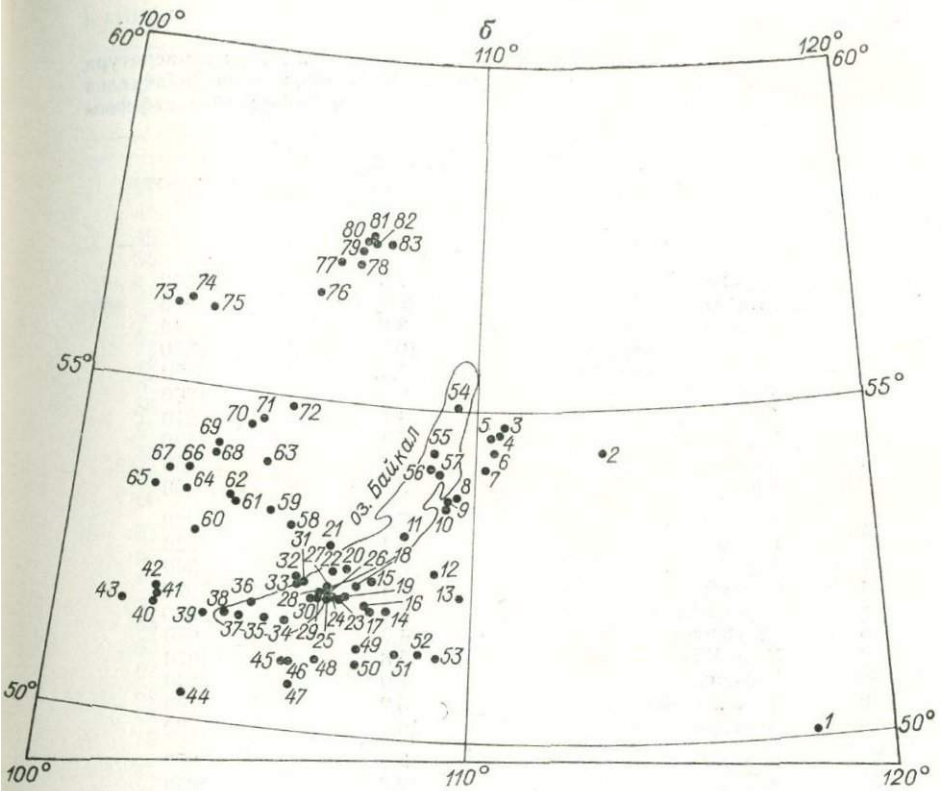


Рис. 7. Геотермический режим земной коры Забайкалья

1 — изолинии среднего геотермического градиента, К/100 м; *2* — границы областей с разлитифицированных осадков); нестационарный режим: *4* — в областях с конвективным пере- *5* — в областях с усиленной кондуктивной передачей тепла (охлаждение); *6* — холодные Данные станций теплового

платформ, для которых характерны однообразный тепловой поток [$\sim (4 \div 5) \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2] и невысокий геотермический градиент ($\sim$10—20 К/км). На континентах такие области с пониженным тепловым потоком и высоким температурным градиентом развиты достаточно широко, но они плохо изучены. Вероятно, подобные характеристики теплового поля имеют все структуры интенсивного осадконакопления в мезо-кайнозое, где формировались толщи слаболитифицированных осадочных отложений с пониженной теплопроводностью.

Некоторые из перечисленных типов тепловых полей складчатых областей, чехлов платформ и прогибов, особенности их сопряжения могут быть проиллюстрированы более детальным рассмотрением структур Забайкалья и прилегающих к ним районов



и сопредельных территорий (*а*) и станции теплового потока (б).

ным типом теплового режима; *3* — стационарный режим (области с чехлом маломощных носом тепла термальными водами и магматическими расплавами (подкоровый разогрев), архейские блоки, *7* — потухшие вулканы; *8* — профиль ГСЗ.
потока см. в табл. 4.

Сибирской платформы (рис. 7, табл. 4). Геологические структуры Забайкалья резкой геотермической ступенью отделяются от Сибирской платформы. По характеру изменения и значениям геотермического градиента в Забайкалье выделяются три области.

1. Байкало-Витимская область повышенного геотермического градиента охватывает бóльшую часть впадин байкальского типа. На юге она начинается западнее Тункинской впадины, далее проходит через оз. Байкал, Усть-Селенгинскую, Итанцинскую, Баргузинскую, Среднеангарскую впадины, сохраняя на всем этом протяжении байкальское простирание. Затем простирание этой области изменяется: она продолжается на восток и прослеживается в Муйской, Чульманской впадинах и на юго-западном крае Алданского щита.

ТАБЛИЦА 4

Плотность теплового потока и расчетная температура на поверхности Мохо территории Забайкалья и Сибирской платформы

№ п.п	Станции	Плотность теплового потока q, 10^{-2} Вт/м²	Температура, °С
1	Урулюнгуй	7,0	1210
2	Амалат	2,8; 3,9; 3,2	370
3	Курумкан, скв. 21	8,2	1240
4	скв. 33	10,7	1270
5	скв. 24	5,4	1050
6	Могойтуй	6,9	1220
7	Аргада	4,6	810
8	Баргузин	5,4	1130
9	Зорино	13,4	1250
10	Гусиха	5,8	1260
11	Горячинск	7,5	1220
12	Курба	7,1	1220
13	Хоринск	5,0	340
14	Онохой	5,4	1020
15	Черемшанка	3,5	380
16	Ошурково	4,7	690
17	Улан-Удэ	5,8	1070
18	Ильинка	7,0	1130
19	Таракановка	6,2	1100
20	Энхалук	16,2	1220
21	Еланцы	5,0	850
22	Кокуй	12,2	1250
23	Береговой	5,8	1000
24	Кабанск-7	7,9	1230
25	-3	6,7	1230
26	Лесово	6,7	1150
27	Творогово	5,1,	820
28	Степной Дворец	5,8	1000
29	Исток-4	7,5	1260
30	Посольск	8,9	1260
31	*Байкал*	*10,5*	*1220*
32		10,1	1220
33		8,4	1260
34		12,6	1260
35		14,2	1220
36	Лиственичное	6,3	900
37	Байкал	8,8	1230
38		8,8	1230
39	Слюдянка	3,8	540
40	Жемчуг	9,9	960
41	Тунка	6,6	1250
42	Аршан	7,5	1220
43	Нилова Пустыня	6,5	1210
44	Закаменск	8,4	1230
45	Ташир-Наран	4,6	960
46		5,7	1000

№ п.п.	Станции	Плотность теплового потока q, 10^{-2} Вт/м²	Температура, °С
47	Степная	5,0	950
48	Тамча	4,2	990
49	Иволгинск	5,4	1000
50	Сухара	4,2	640
51	Тугнуй	4,2	660
52	Петровск-Забайкальский	4,5	810
53	Новопавловка	6,3	1270
54	Байкал	9,2	1260
55		9,2	1270
56		8,8	1260
57		10,5	1250
58	Баяндай	4,3	480
59	Ахины	4,6	550
60	Бельси	4,1	220
61	Парфеновка	4,2	450
62	Оса	4,6	560
63	Христофорово	4,0	380
64	Кутулик	4,2	430
65	Зима	4,1	420
66	Нукуты	7,01	1180
67	Шелонинский, Тыреть	4,2; 5,0	450; 650
68	Бирки	3,8	360
69	Атовка	4,2	460
70	Балыхта	5,5	770
71	Тыпта	5,5	790
72	Жигалово	5,5	770
73	Красноярово	3,4	260
74	Братск	5,5	780
75	Заярск	4,2	450
76	Усть-Кут	6,8	1100
77	Казарки	3,8	350
78	Бочакта	3,0	180
79	Марково-12	4,0	380
80	-2	5,6	840
81	-16	5,0	660
82	-3	5,5	780
83	-42	3,3	230

Геотермический градиент в Байкало-Витимской области изменяется от 1,5—2,0 до 6,0 К/100 м. Тепловой поток здесь резко дифференцирован: его значения колеблются от $4{,}2 \cdot 10^{-2}$ до $16 \cdot 10^{-2}$ Вт/м². Контуры данной области аномального теплового поля четко совпадают с границами территории новейшей активизации — рифтогенеза. Наличие множества термальных источников указывает, что разогрев в этой структуре происходит в результате не только кондуктивной теплопередачи, но и конвективного переноса тепла термальными водами и расплавами,

которые фиксируются в земной коре этой области на разных глубинах. Очень высокие значения горизонтального геотермического градиента подчеркивают напряженное термодинамическое состояние недр земной коры.

2. Вторая область, выделяемая по общему уменьшению геотермического градиента и его слабой дифференцированности, располагается к юго-востоку от первой и охватывает районы умеренного горообразования (Селенгино-Яблоновая складчатая система). Средний геотермический градиент для нее равен 2,0—2,5 К/100 м, средняя плотность теплового потока $5{,}8 \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2. Слабая дифференцированность геотермического градиента свидетельствует об ослаблении напряженности теплового поля этой области.

3. Третья область, для большей части которой геотермический градиент равен 3,0—3,5 К/100 м, охватывает Монголо-Забайкальскую складчатую систему (Даурская, Акшинская, Газимурская, Аргунская зоны и другие структуры.). Эта область характеризуется аномально высоким тепловым полем ($\geqslant 7{,}0 \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2), обусловленным как кондуктивной составляющей, так, по-видимому, и тепломассопереносом.

Перейдем к рассмотрению теплового поля океанических впадин. По особенностям геотермического режима они имеют много общих черт с континентами. При этом практически близки не только средние значения плотности теплового потока, но и пределы их колебаний, а также общая структура теплового поля (см. табл. 2, 3, рис. 8). Среди акваторий наиболее высокий средний тепловой поток характерен для Тихого океана (рис. 9) ($6{,}22 \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2), самый низкий — для Северного Ледовитого ($5{,}23 \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2). Тепловое состояние отдельных районов дна акваторий по наблюдаемой кондуктивной передаче тепла* сходно с энергетическим режимом соответствующих им по геоморфологическим признакам структур континентов. В частности, обширные пространства океанических плит (абиссальные равнины), располагающиеся либо в центральных частях океанов, либо по их периферии (рис. 10), по значениям плотности теплового потока и характеру его распределения (ярко выраженная однородность) практически не отличаются от стабилизированных областей докембрийской и палеозойской складчатости со слабо расчлененным рельефом. Так же как и щиты на континентах, абиссальные равнины в энергетическом плане могут быть отнесены к тектонически стабилизированным областям земной коры. На карте геотермического режима Мира (см.

* Значения геотермического градиента придонного слоя океанических осадков близки между собой; они характеризуют тепловой режим лишь очень маломощного осадочного слоя, поэтому при выяснении температурного состояния глубинных зон их можно не принимать во внимание.

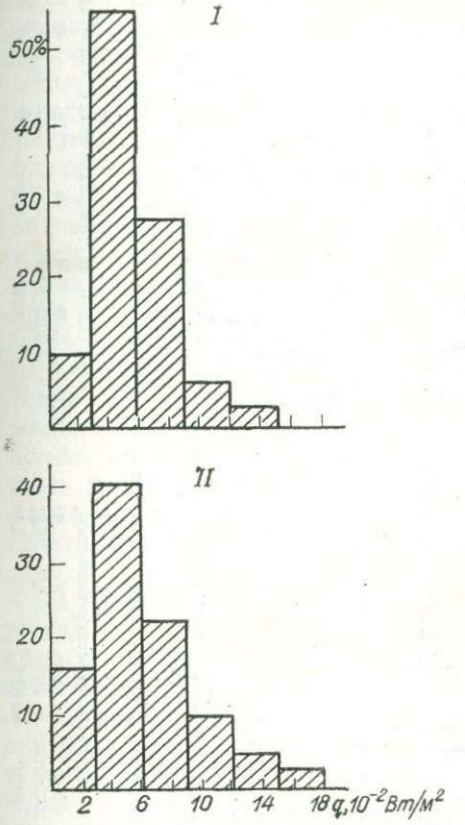


Рис. 8. Распределение плотности теплового потока океанов (*I*) и континентов (*II*).

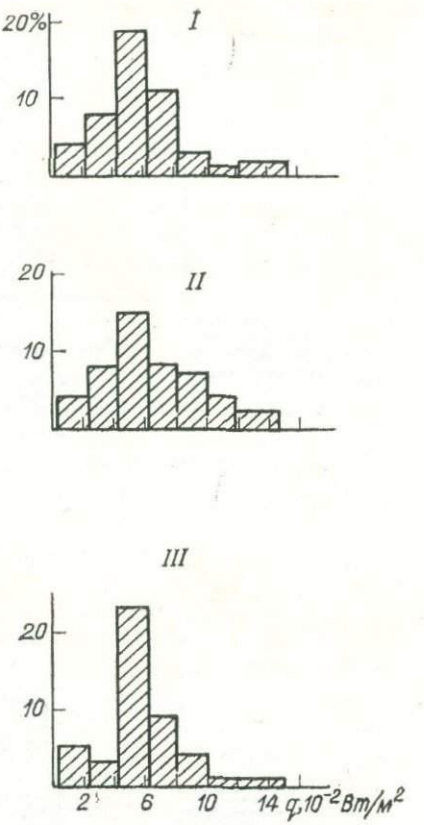


Рис. 9. Распределение плотности теплового потока по океанам.

Гистограмма (рис. 8)	n	$q_{ср}$, 10^{-2}Вт/м²	S, 10^{-2} Вт/м²
I	2098	5,84	4,86
II	972	5,60	2,75

Гистограмма (рис. 9)	Океан	n	$q_{ср}$, 10^{-2}Вт/м²	S, 10^{-2}Вт/м²
I	Индийский	342	5,50	2,62
II	Тихий	1173	6,22	3,19
III	Атлантический	447	5,43	2,50

рис. 2) эти зоны по аналогии с континентами условно показаны как области докембрийской или палеозойской складчатости. К ним примыкают склоны внутриокеанических поднятий, которые по значениям теплового потока сходны с регионами позднепалеозойской и мезозойской складчатости.

Значительно более высокий тепловой поток $[9 \div 10) \times \times 10^{-2}$Вт/м²] отмечается в районах срединных океанических хреб-

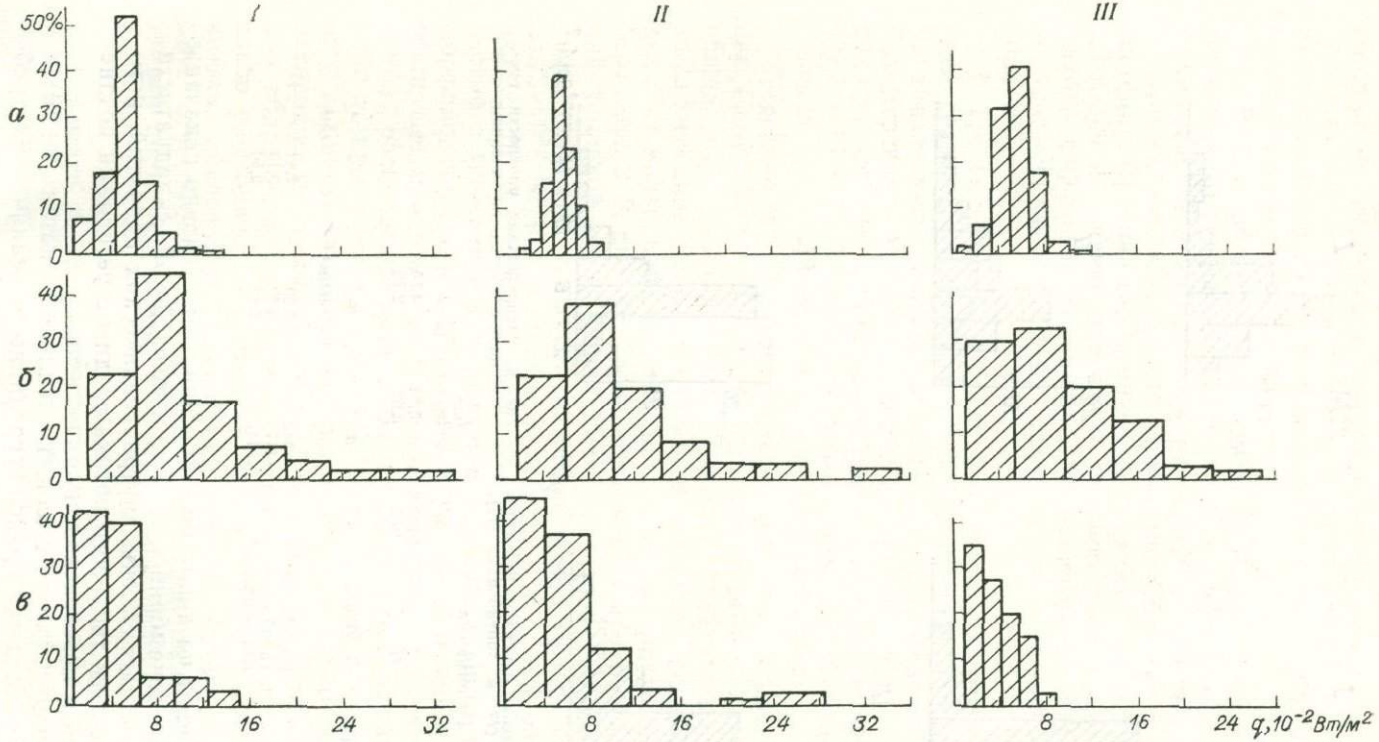


Рис. 10. Распределение плотности теплового потока отдельных структур океана. *I* — Тихий, *II* — Атлантический, *III* — Индийский.

а — абиссальные равнины

	I	II	III
n	203	168	179
$q_{ср}$, 10^{-2}Вт/м²	4,86	5,20	5,3
S, 10^{-2}Вт/м²	1,85	1,21	1,5

б — внутриокеанические поднятия

	I	II	III
n	269	83	83
$q_{ср}$, 10^{-2}Вт/м²	9,32	10,61	9,57
S, 10^{-2}Вт/м²	5,68	6,80	6,36

в — склоны внутриокеанических поднятий

	I	II	III
n	62	112	40
$q_{ср}$, 10^{-2}Вт/м²	4,41	5,32	3,57
S, 10^{-2}Вт/м²	3,00	4,82	1,96

тов, образующих единую планетарную структуру, опоясывающую земной шар и имеющую, вероятно, важное значение в его геологическом развитии. Повышенная сейсмическая и тепловая активность наиболее характерны для осевых частей этих поясов, что многими исследователями [242, 245, 264, 265] связывается с разрастанием здесь океанической коры и поступлением расплавов из верхней мантии. На склонах хребтов (на удалении 150—300 км от их оси) тепловой поток существенно снижается, вплоть до значений, которые меньше средних для земного шара в целом. Высокий тепловой поток [$>(5\div6)\cdot10^{-2}$ Вт/м^2] установлен в пределах островных дуг и других районов с проявлением надводного и подводного вулканизма.

В региональном плане пояса с аномально высокой теплопередачей, которая обусловлена главным образом конвекцией *тепла магматическими расплавами, нагретыми газами и* термальными водами, прослеживаются на земном шаре в виде узких полос (см. рис. 2). Главными из этих поясов являются следующие: Восточно-Тихоокеанский близмеридиональный, Срединно-Атлантический близмеридиональный, Западно-Индийский, Австралийско-Кавказский северо-западный, Западно-Тихоокеанский.

В пределах океанических и морских впадин участки с пониженным тепловым потоком размещаются обычно по периферии областей с максимально высокой теплоотдачей и также имеют линейный вид, что весьма характерно, например, для Срединно-Атлантического хребта и Японских островов. В пределах ряда акваторий (Карибское море) установлены изометричные структуры с чрезвычайно низкой отдачей тепла ($<1{,}0\cdot10^{-2}$ Вт/м^2). Области этого типа приурочены, вероятно, к молодым морфоструктурам. *Теплоотдача на таких участках, так же как и на* континентах, уменьшается, по-видимому, в результате теплоизолирующего действия покровных отложений.

Пояса линейных трансрегиональных (планетарных) тепловых аномалий *ограничивают целый ряд блоков с относительно* спокойным и низким потоком тепла [$\sim(4{,}0\div5{,}0)\cdot10^{-2}$ Вт/м^2]. Эти блоки высшего порядка — стабильные в тектоническом отношении глыбы или плиты — не соответствуют континентам, а включают обычно части материков с прилегающими океаническими впадинами. Можно выделить следующие наиболее крупные глыбы: 1) Северо-Американскую — область докембрийской и палеозойской складчатости северо-востока континента с прилегающей северо-западной частью Атлантического океана; 2) Южно-Американскую — Бразильский щит с юго-восточной частью Атлантического океана; 3) Западно-Тихоокеанскую; 4) Восточно-Европейскую, включающую Русскую платформу и Балтийский щит с их продолжением в Атлантическом и Северном Ледовитом океанах; 5) Африканскую, к которой могут быть отнесены большая часть Африки и примыкающие акватории

Атлантического и Индийского океанов; 6) Центральноиндийскую.

Таким образом, отличительной особенностью энергетического состояния океанов является большее (по сравнению с континентами) развитие линейных тепловых аномалий (поясов), приуроченных в основном к срединно-океаническим хребтам. В пределах материков таким поясам в какой-то степени могут быть уподоблены линейные рифтовые зоны (Африканский, Байкальский рифты). В пределах рифтов осложняющим фактором теплопереноса являются депрессионные впадины, выполненные мощными терригенными толщами.

Учитывая близкие значения плотности теплового потока, полученные для океанов и континентов двумя разными способами, можно оценить потери тепла на единицу площади для Земли в целом. По этим оценкам средняя плотность теплового потока Земли составляет $5{,}80 \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2. Энергетические потери земного шара (его площадь принята равной 510 млн. км^2) за счет внутренних источников составляют $2{,}96 \cdot 10^{13}$ Вт. С учетом конвективной составляющей в пределах локальных площадей с аномально высоким тепловым потоком (горячие точки) общие потери внутреннего тепла Земли достигают $\sim (3 \div 4) \cdot 10^{13}$ Вт.

Попытки оценить средний тепловой поток Земли предпринимались многими исследователями. В работе У. Ли [268] для этой цели был впервые применен метод сферического гармонического анализа. Вычисления, основанные на 987 наблюдениях, дали глобальное распределение поля теплового потока на поверхности Земли. Для мирового среднего поверхностной плотности потока в соответствии с этой аппроксимацией было получено значение $6{,}27 \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2. Аналогичным методом такое же значение нашли К. Хораи и Дж. Симмонс [278], которые использовали почти 3000 измерений. Я. Б. Смирнов и Б. Г. Поляк [156, 157] применили статистические методы обработки определений теплового потока и получили мировое среднее $4{,}93 \cdot 10^{-2}$ Вт/м$^2 \pm \pm 10\%$. Это значение найдено на основании установленных закономерностей распределения теплового потока по однотипным геолого-тектоническим областям с учетом площадей разновозрастной складчатости. Для коры континентального и океанического типов средние значения плотности теплового потока, рассчитанные этими же авторами, соответственно равны $4{,}97 \cdot 10^{-2} \pm 10\%$ и $4{,}89 \cdot 10^{-2}$ Вт/м$^2 \pm 10\%$. Иной подход был использован М. Лангсетом [264, 265], им получено значение $5{,}64 \cdot 10^{-2}$ Вт/м$^2 \pm 10\%$.

Таким образом, по разным оценкам средняя плотность теплового потока для Земли находится в пределах $(4{,}93 \div \div 6{,}27) \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2.

Региональный анализ теплового поля Земли позволил авторам получить достаточно надежные данные о значимом нера-

венстве средней плотности теплового потока для континентов и океанов. Значения этого параметра, подсчитанные двумя способами (см. табл. 1—3), составляют:

	q, 10^{-2} Вт/м²	$q_{ср}$, 10^{-2} Вт/м²
Океаны	5,84 6,00	5,92±0,22
Континенты	5,60 5,45	5,52±0,20

Таким образом, бытующее представление о равенстве средних значений теплового потока на континентах и океанах является, вероятно, неправильным; оно не подтверждается при тщательной математической обработке того большого фактического материала, который собран в последние годы при геотермических исследованиях. Для этих двух глобальных структур Земли различны не только средние значения плотности теплового потока, но и его гетерогенность. Для океанов фиксируются более высокая дисперсия плотности теплового потока, большее количество аномальных участков и другие признаки, свидетельствующие о повышенной тепловой активности земной коры акваторий.

Представляет интерес сравнительный анализ современного энергетического состояния отдельных структур планеты. Для континентальных и океанических мегаблоков земной коры могут быть выделены области со стационарным (стабилизированным во времени) и нестационарным (неустойчивым) тепловым полем.

Блоки стационарных геотермических полей с низкими значениями теплового потока и геотермического градиента приурочены на континентах к областям докембрийской и раннепалеозойской складчатости, а в океанических впадинах — к жестким плитам. Эти блоки представляют собой сравнительно устойчивые в течение позднего палеозоя (?), мезозоя и кайнозоя складчатые участки литосферы. Сюда же могут быть отнесены чехлы древних платформ, в пределах которых высоколитифицированные осадочные отложения обладают относительно высокой теплопроводностью и не препятствуют прохождению глубинного тепла. В пределах этих областей плотность теплового потока составляет в среднем $(4{,}0 \div 5{,}0) \cdot 10^{-2}$ Вт/м² и характеризуется сравнительно однородным распределением по площади. Геотермический градиент в фундаменте платформ, на щитах и в областях палеозойской складчатости равен 0,8—1,5 К/100 м, в чехле он достигает 1,0—2,0 К/100 м.

Наименьшие значения плотности теплового потока [$(2{,}5 \div 3{,}5) \cdot 10^{-2}$ Вт/м²] фиксируются в блоках земной коры с резко сокращенным в результате эрозии гранитно-метаморфическим слоем (области выхода на поверхность пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации), что установлено в отдельных структурах Украинского щита, на севере Канадского щита

и в других местах. Стационарное тепловое поле охватывает, как правило, крупные мегаблоки земной коры и характеризует наиболее устойчивый тепловой режим глубинных горизонтов литосферы и верхней мантии. Стационарный режим, судя по теплопроводности горных пород, размерам региональных геологических структур и глубинам проникновения тепла, наступает через 150—200 млн. лет после проявления тех или иных возмущающих орогенических процессов.

Таким образом, для древних геологических структур наблюдается выровненный современный тепловой режим, который малоэффективен при изучении геологического строения и развития регионов в докембрии и палеозое.

Фиксируемые в современном тепловом поле области нестационарного режима дают значительно более богатую информацию. По теплофизическим характеристикам, положению в вертикальном разрезе и другим особенностям выделяется несколько типов блоков с нестационарным тепловым режимом.

1. Блоки эволюционного верхнекорового разогрева за счет кондуктивного накопления тепла, что обусловлено снижением теплопроводности слаболитифицированных осадков, формирующихся в структурах с максимальным размахом и интенсивностью вертикальных колебательных движений (геосинклинальные впадины, отдельные участки платформ, шельфовые зоны, авлакогены, межгорные впадины и другие депрессионные структуры).

На современной стадии этот тип режима характерен для депрессионных структур, выполненных мезо-кайнозойскими отложениями. По-видимому, в прошлые геологические эпохи экранизация тепловых потоков ограничивалась временем, в течение которого осадки оставались нелитифицированными. Наличие теплоизолирующих осадков определяет появление в верхней части литосферы первого рубежа теплопроводности, возникающего под действием процессов экзогенного цикла. Так, коэффициент теплопроводности λ песчано-глинистых отложений мезокайнозойского возраста колеблется в пределах 0,6—2,4 Вт/(м · К) [$\lambda_{ср}$ = 1,05 Вт/(м · К)], т. е. он значительно ниже, чем у литифицированных метаморфизованных осадочных пород [2,5 Вт/(м · К)] и магматических образований [2,6 Вт/(м · К)].

Структура слаболитифицированных осадков (их пористость, водонасыщенность) является благоприятной для накопления и экранизации не только тепла, но газовых и жидких компонентов земной коры, в частности нефти и газа.

2. Охлаждающиеся блоки земной коры, приуроченные к стабилизированным в настоящее время областям мезозойской и, возможно, мезо-кайнозойской орогении, активный режим которых завершился не позднее 150—200 млн. лет назад.

Охлаждение этих областей осуществляется в результате как увеличения кондуктивного переноса тепла при возрастании теп-

лопроводности слагающих их литифицированных и метаморфизованных пород, так и конвективного переноса (главным образом термальными водами) в самых верхних горизонтах гранитно-метаморфического слоя. Вместе с тем, судя по расчетным данным [33], эффект конвекции в переносе тепла в глубинных зонах на современной стадии развития мезозойских орогенов, по-видимому, незначителен.

3. Разогревающиеся блоки с накоплением глубинного (подкорового) тепла благодаря его конвективному переносу нагретыми водами, расплавами и газами (области разгрузки), приуроченные к молодым подвижным поясам (эпигеосинклинальным и эпиплатформенным), где наряду с вертикальными движениями фиксируются горизонтальные перемещения в структурах растяжения земной коры, что способствует возникновению проницаемых зон для последующего проникновения магматических масс.

В этих блоках аномальный тепловой режим охватывает весь разрез земной коры, а также, судя по глубине очагов землетрясений и составу магматических пород, частично и верхнюю мантию.

4. Линейные зоны привноса глубинного тепла вдоль разломов, в частности вдоль рифтовых структур, где поступление тепловой энергии происходит со значительных глубин (для океанических рифтов, вероятно, через всю верхнюю мантию).

В геологическом развитии Земли намечается закономерная связь между различными типами нестационарных геотермических полей в пространстве и во времени.

Приведенные данные относились к характеристикам геотермического режима коровой оболочки Земли, для которой имеется достаточно надежный (по отношению к более глубинным слоям планеты) материал о распределении температуры и тепловых потоков по латерали и вертикали. Вместе с тем для изучения эволюции Земли большой научный и прикладной интерес представляют сведения о термодинамических условиях верхней мантии и ядра. Наряду с несомненным научным значением этих данных в планетологии, геологии, географии, геофизике и других отраслях естествознания они необходимы и для решения таких вопросов, как энергетические условия процессов нефте- и рудообразования, вулканической деятельности, сейсмоактивности Земли и др.

Объективная оценка глубинных температур Земли сопряжена со значительными трудностями, так как отсутствие эмпирического материала заставляет исследователей прибегать к расчетным данным. При этом наряду с точными математическими методами используется целая серия допущений, иногда весьма сомнительных, о размещении источников тепла и теплофизических условиях его переноса. В силу этого количественные выводы о температуре недоступных непосредственному изучению

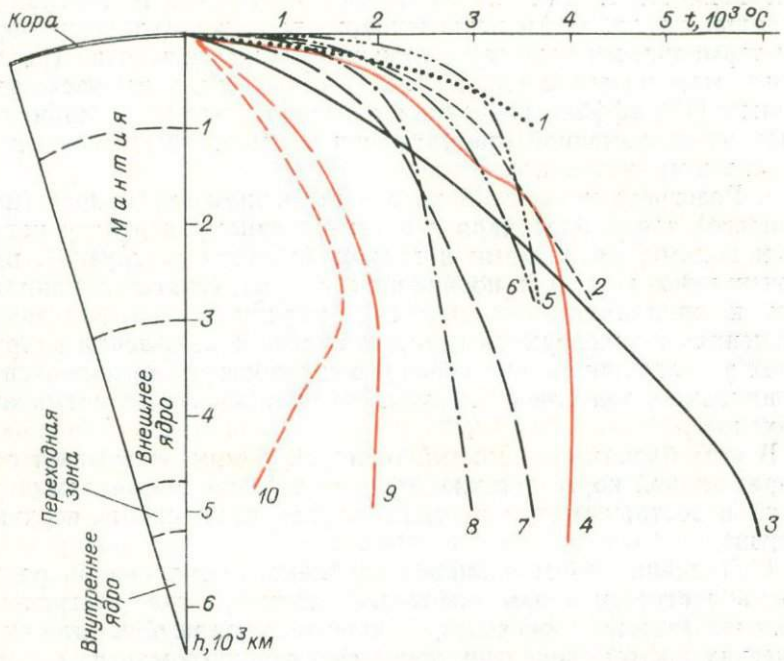


Рис. 11. Распределение температуры в недрах Земли по данным различных исследователей.

1 — Г. Джеффрис [48]; *2* — Дж. Джекобс [47]; *3* — Дж. Гильварри [252]; *4* — Е. А. Любимова [116]; *5, 6* — Ф. Стейси [202]; *7* — Дж. Ферхуген [68], *8* — Б. Гутенберг [43]; *9* — А. Ф. Капустинский [74]; *10* — В. И. Вернадский [20].

глубоких горизонтов планеты, как справедливо отмечает Ф. Берч [16], являются лишь следствием принятых допущений.

Расчетные данные о температуре внутренних зон планеты содержатся в работах ряда советских и зарубежных исследователей [17, 20, 43, 48, 74, 104, 116, 126, 127, 177, 252] (рис. 11).

В зависимости от допущений о составе верхней мантии и ядра, их радиогеохимических свойствах температура в центре Земли оценивается от 2000 до 20 000° С и выше. Все оценки температуры внутренних частей планеты могут быть разделены на две группы: непрерывный рост температуры вплоть до центра ядра (кривые *3, 7, 8*), увеличение температуры до внешней границы ядра, глубже которой она остается постоянной (кривые *4, 9*). По А. Ф. Капустинскому [74], изотермическое ядро (центрисфера), представляющее собой зону металлизации под давлением, имеет температуру, близкую к 2000° С. К постоянной температуре ядра в силу его высокой теплопроводности и практически нулевого содержания радиоактивных элементов приходит в своих оценках и Е. А. Любимова [116], но она приводит более высокие значения — приблизительно 4000° С.

Имеются и принципиально иные оценки температуры внутренних частей Земли. Так, В. И. Вернадский [20], базируясь на представлениях о резком убывании содержания радиоактивных элементов с глубиной и преобладающей роли водорода в ядре (гидридные соединения *), считает, что температура, достигнув предельных значений в верхней мантии, в ядре постепенно уменьшается (кривая *10*).

Из трех возможных вариантов изменения температуры с глубиной пока что трудно выбрать наиболее оптимальный, так как нет достоверных данных о составе и свойствах верхней мантии и ядра и о процессах их взаимодействия в пограничных зонах. Эти вопросы, в том числе и правомерность представлений В. И. Вернадского о холодном ядре, более подробно будут рассмотрены в главе VI. Все предложенные схемы температурного режима глубинных частей планеты строятся без учета истории геологического развития ее крупных сегментов. Оценки глубинных температур, полученные разными авторами, варьируют главным образом в зависимости от принимаемых моделей строения планеты, проводимости и источников тепла. Между тем наличие длительно существующих (сотни миллионов лет) стабилизированных по тепловому режиму крупных (до нескольких тысяч километров в поперечнике) сегментов Земли (например, Русская платформа) и тектонически активных зон с аномальным энергетическим состоянием позволяет предполагать значительное температурное различие на глубинах более 1000 км (см. главу VI).

* Все гидриды являются эндотермическими соединениями.

ГЛАВА II

ВНУТРЕННИЕ И ВНЕШНИЕ ИСТОЧНИКИ ТЕПЛОВОЙ ЭНЕРГИИ ЗЕМЛИ

При изучении и оценке теплового режима Земли одной из наиболее важных и дискуссионных является проблема источников энергии планеты, их размещения, интенсивности и соотношения. Правильным решением этой проблемы в конечном итоге определяется достоверность и объективность построения тепловой модели Земли, выяснение характера распределения температуры с глубиной и оценка энергетических затрат на развитие магматизма, метаморфизма и других процессов.

В последние десятилетия, рассматривая внутренние энергетические источники геологических процессов, большинство исследователей [18, 43, 117, 219] ведущую роль отводят гравитационной и радиогенной составляющим. Вместе с тем имеются работы [101, 131], в которых допускается множественность энергетических источников тепла, генерируемого в земной коре и верхней мантии. Представления о внутренних источниках энергии зависят главным образом от точки зрения на происхождение и состав Земли. Следует кратко остановиться на двух наиболее популярных теориях возникновения Земли: из огненно-жидкого состояния с последующей контракцией планеты (теория Канта—Лапласа) и путем конденсации твердых частиц разного размера в газово-пылевом облаке с последующим разогревом (частичным или полным) в результате гравитационной дифференциации и уплотнения протовещества.

По мнению одних исследователей [23, 29, 117], процессы дифференциации и дегазации верхней мантии Земли привели к формированию существенно литофильной коровой оболочки, обогащенной радиоактивными элементами. В соответствии со

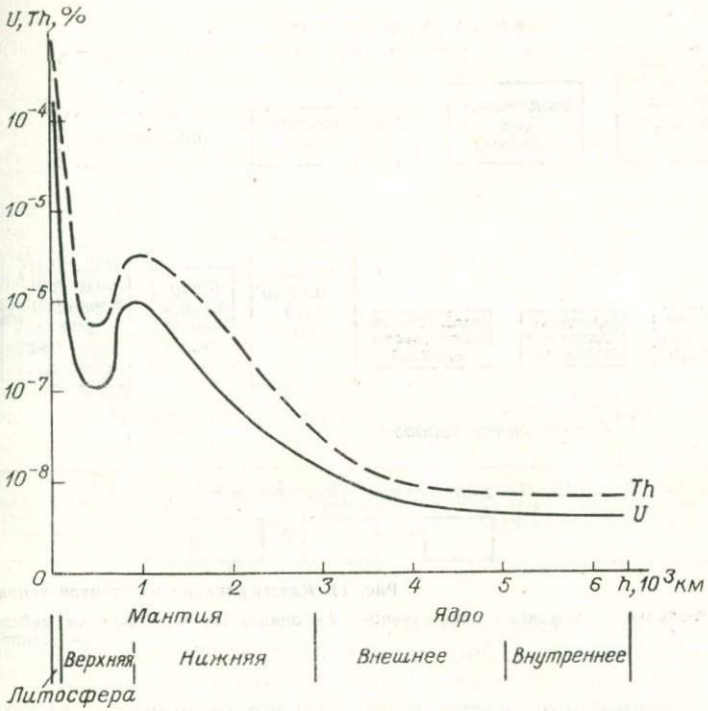


Рис. 12. Строение Земли и радиоактивность ее внутренних зон.

взглядами других геологов и геохимиков [173], образование коровой оболочки и иных геосфер есть результат последовательного наращивания Земли за счет поступления вещества, разного по составу, физическому состоянию и радиогенному тепловыделению. В соответствии с этими представлениями центральные зоны планеты были сформированы из вещества, практически лишенного тепловыделяющих радиоактивных элементов, которые оказались сконцентрированными в сравнительно узкой коровой оболочке (рис. 12). Еще более дискуссионны взгляды на состав внутренних зон Земли и ее ядра [89], которое принимается силикатным [275], железным [247] или гидридным [20, 98]. Совершенно очевидно, что в этой ситуации правильные оценки температуры внутренних зон Земли и анализ тепловой эволюции планеты весьма затруднительны.

Вне зависимости от точек зрения на происхождение и внутреннее строение Земли в геотермии доминируют представления о преобладающей роли внутренних (коровых и подкоровых) источников энергии. При таком подходе планета рассматривается, по существу, изолированно не только по отношению к системе Земля — Солнце — Космос, но даже и к собственным внешним оболочкам (гидросфере, атмосфере), в которых проис-

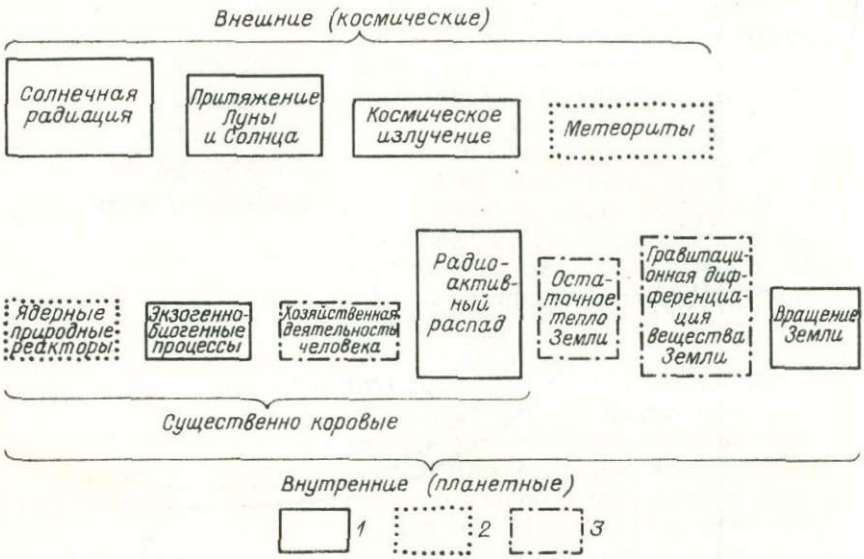


Рис. 13. Классификация источников тепла Земли.

1 — глобальные постоянно действующие; *2* — локальные эпизодически действующие; *3* — смешанного типа.

ходят сложнейшие экзогенные и биогенные процессы, превышающие по энергетическому балансу некоторые эндогенные преобразования.

Попытаемся классифицировать внутренние и внешние энергетические источники Земли и показать в первом приближении их относительную роль в общем тепловом балансе планеты. Основное внимание уделим тем эмпирическим данным (солнечная радиация, радиоактивный распад и др.), которые установлены с достаточной степенью надежности. Если учитывать все эти факторы, то для приповерхностной зоны необходимо рассмотреть поступление энергии из космоса (прежде всего от Солнца), из внутренних частей планеты (литосферы и нижележащих горизонтов) и в результате разного рода химических и биогенных процессов, происходящих в экзогенных условиях. Исходя из этого все источники энергии могут быть подразделены на внешние и внутренние (рис. 13). Каждая из этих групп в свою очередь расчленяется на определенные составляющие энергетического бюджета Земли, которые находятся в тесной взаимосвязи и взаимообусловленности; их соотношение закономерно менялось в различные эпохи направленного развития планеты.

Главным энергетическим источником Солнечной системы в течение последних 3,5—4,0 млрд. лет является коротковолновое излучение Солнца (табл. 5). Из общего притока энергии на

ТАБЛИЦА 5

Вклад различных составляющих тепловой энергии для верхней части земной коры [46]

Источники	Плотность теплового потока на поверхности Земли, Вт/м²
Солнечная энергия	$3{,}4 \cdot 10^{2}$
Энергия Луны	$0{,}79 \cdot 10^{-3}$
Космическое излучение	$1{,}0 \cdot 10^{-5}$
Кондуктивная передача тепла из внутренних зон	$6{,}05 \cdot 10^{-2}$
Землетрясения	$1 \cdot 10^{-7}$
Вулканизм	$(0{,}1—1{,}0) \cdot 10^{-3}$
Термальные воды	$1 \cdot 10^{-1}$
Приливное трение	$1 \cdot 10^{-3}$
Хозяйственная деятельность человека	$1{,}4 \cdot 10^{-2}$

Примечание. Общий приток тепла на поверхность Земли рассчитан только для двух источников, распределенных относительно равномерно (во времени и в пространстве): для солнечной энергии ($1{,}72 \cdot 10^{17}$ Вт) и кондуктивной передачи тепла из внутренних зон Земли ($3{,}06 \cdot 10^{13}$ Вт).

поверхность планеты 99,98% приходится именно на солнечную радиацию, ежегодное поступление которой достигает $1{,}72 \cdot 10^{17}$ Вт. Солнечная радиация обусловливает развитие широкой гаммы биологических, химических и других процессов, происходящих в атмосфере, гидросфере и в верхней части литосферы. Однако непосредственно энергия Солнца не проникает глубже 10—20 м от дневной поверхности на суше (нейтральный слой) и 150—500 м в океанах и морях [117, 179]. Ниже нейтрального слоя с постоянной годовой температурой ($\sim 0°$ С на суше) наблюдается ее *постепенное увеличение, обусловленное* внутренними источниками тепла.

Энергетический бюджет симмисферы (атмосфера, гидросфера и нейтральный слой) достаточно подробно на количественной основе рассмотрен в работах Н. М. Сваткова [179], Д. *Миллера* [279а] и других географов. В соответствии с представлениями этих исследователей данный бюджет можно записать в виде

$$W_p + Q_г + E_c = U_и + U_к + V_o,$$

где $W_р$ — поступление энергии из космоса, главным образом благодаря радиации Солнца; $Q_г$ — поступление энергии из глубин Земли; $E_с$ — генерация энергии в самой симмисфере; $U_и$ — длинноволновое излучение в космос; $U_к$ — поток энергии в земную кору; V_o — аккумуляция энергии в органическом веществе.

Каждая составляющая приходной и расходной частей энергетического бюджета складывается в свою очередь из нескольких компонент. Так, космическая энергия включает: электромагнитное излучение (радиацию) Солнца, звезд, Луны за вычетом

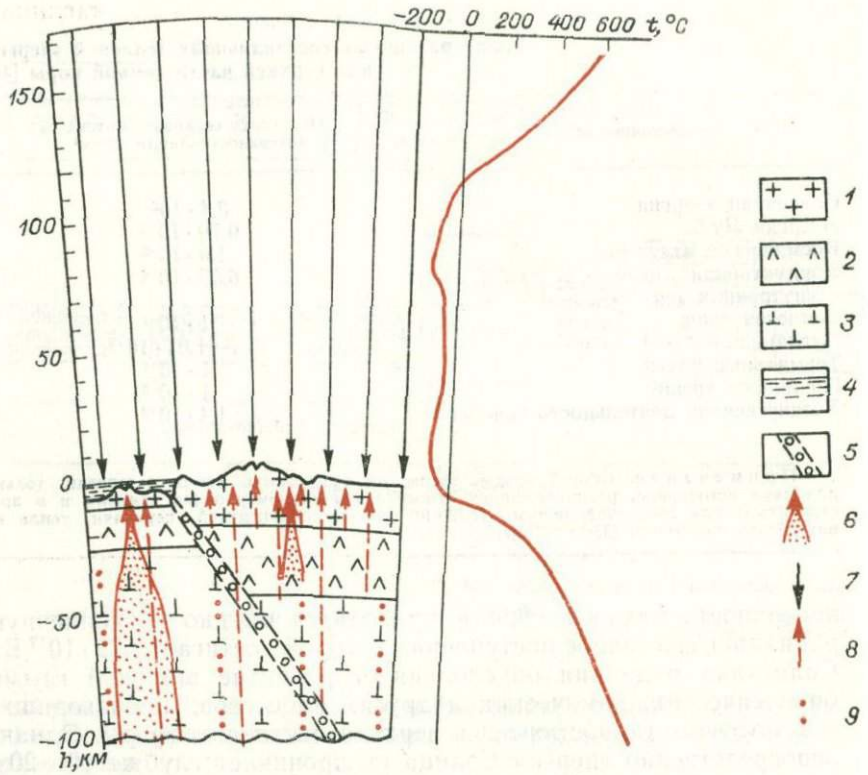


Рис. 14. Изменение температуры в литосфере и атмосфере Земли и размещение внешних и внутренних источников тепла.

Слои: *1* — гранито-гнейсовый и осадочный, *2* — гранулито-базитовый (базальтовый); *3* — верхняя мантия; *4* — гидросфера; *5* — зона Беньофа (разгрузки механической энергии); *6* — приток глубинного тепла в рифтовых зонах в результате конвективного переноса (расплавами, растворами, водородом и другими газами); энергия: *7* — солнечная, *8* — радиогенная, *9* — гравитационная.

планетарного энергетического альбедо, составляющего примерно 30% общей падающей энергии; поступление энергии из гетеросферы с космическим излучением и корпускулярными частицами; энергию захватываемых Землей метеоритов. Поток внутренней энергии Земли на нижнюю границу симмисферы представляет собой сумму геотермического тепла, достигающего этой границы благодаря молекулярной теплопроводности пород; *тектонической энергии и тепла, перенесенного нагретыми водами*, газами, расплавами (рис. 14). Непосредственно в пределах симмисферы источниками энергии являются приливы, дыхание всего *живого, брожение и минерализация органических веществ*, хозяйственная деятельность человека и т. д. Расходная часть энергетического бюджета складывается из длинноволнового теплового излучения Земли в космос, переноса тепла в земную кору

нисходящими водами или благодаря молекулярной теплопроводности, затрат на процессы химического и механического разрушения пород, консервации солнечной энергии в органическом веществе и осадочных породах.

Накопление солнечной энергии в ландшафтной оболочке происходит крайне неравномерно на континентах и в океанах и зависит от широты, высоты местности и других факторов. Существование значительных градиентов температуры по латерали порождает циркуляцию вод и газов, что обусловливает образование разных климатических и ландшафтно-геохимических зон, в пределах которых по-разному происходит утилизация и консервация солнечной энергии. Накопление солнечной энергии в результате физической, физико-химической и биохимической аккумуляции [21, 102, 184] имеет важнейшее значение для геологической жизни планеты. Физическая аккумуляция выражается в дезинтеграции кристаллических пород, их химическом и механическом преобразовании при выветривании с формированием тонкодисперсных систем и минералов с высокой поверхностной энергией. Всего на денудацию расходуется примерно 0,1% солнечной энергии (около $1{,}33 \cdot 10^{14}$ Вт) [179], тем не менее это значение на порядок превышает внутреннюю энергию Земли. При выветривании преобладают эндотермические реакции, приводящие к разрушению сложных кристаллических структур минералов, разрыву связей между элементами. Поглощенная часть энергии под воздействием биологических, климатических и других факторов переходит в потенциальную энергию новообразований коры выветривания и осадочных пород.

Механизм геохимической аккумуляции солнечной энергии наиболее подробно был изучен В. И. Лебедевым [100] и Н. В. Беловым [14]; они обратили внимание на разный характер вхождения алюминия в кристаллические породы магматического и глубинометаморфического происхождения, с одной стороны, и экзогенных образований (осадочных отложений) — с другой. Разное положение алюминия по отношению к кислороду (в тетраэдрическом окружении — для глубинных пород, в октаэдрическом — для осадочных) приводит к неодинаковому энергетическому состоянию кристаллохимических систем алюминия и кислорода, к избыточной потенциальной энергии седиментационных отложений по сравнению с магматическими и метаморфическими образованиями. Высвобождение избыточной энергии, накопленной осадками в ландшафтной сфере воздействия солнечного тепла, может происходить, вероятно, в процессе их литификации и метаморфизма. Сейчас трудно дать какие-либо количественные оценки энергии, выделяемой при захоронении и метаморфизме осадков. Очевидно, эту энергию следует рассматривать и как весьма существенный вклад в общий тепловой баланс Земли, и как связующее звено между внешними и внутренними энергетическими полями (источниками) планеты.

Из эндогенных (коровых и подкоровых) источников энергии остановимся на ее трех главных составляющих: гравитационной, остаточной энергии остывающей Земли и радиогенной.

Энергия гравитационной дифференциации вещества играла, по-видимому, главную роль на начальной стадии развития планеты, когда происходила аккумуляция частиц разного размера из протопланетного облака. Освобождающаяся при этом энергия «аккреции» может быть определена [117, 266] по формуле

$$E = 12\pi \int_0^R p\ (r)\ r^2\, d\, r,$$

где $p\ (r)$ — давление на расстоянии r от центра Земли, R — ее радиус.

Как показывают расчеты многих исследователей [117, 177, 282], по мере уплотнения Земли и формирования ее геосфер происходило дальнейшее выделение гравитационной энергии; ее суммарного количества достаточно для частичного или полного плавления планеты, если не учитывать возможность консервации энергии и потери на излучение в пространство. Со временем количество энергии, генерируемой в результате гравитационной дифференциации вещества, вероятно, уменьшается по экспоненциальному закону [162].

Все космогонические гипотезы [48, 117] предполагают интенсивный разогрев Земли либо в самый начальный период ее огненно-жидкого состояния (теория Канта—Лапласа), либо в ходе гравитационной дифференциации вещества и выделения радиогенного тепла при формировании планеты из холодных частиц газо-пылевого облака (теории Шмидта, Юри и др.). Ряд исследователей [48] считают, что источником тепловой энергии планеты в настоящий период является запас глубинного тепла, сохранившегося после остывания ее верхних частей. Однако выполненные расчеты [4] показали, что процесс охлаждения Земли при учете только молекулярной теплопроводности не мог быть длительнее 100—150 млн. лет. Совершенно очевидно, что это не увязывается с реальной продолжительностью развития Земли (первые миллиарды лет). Поэтому геологи и геофизики при объяснении геотектонического и магматического режима Земли, по существу отказались от представлений о ведущей роли остаточного тепла в энергетическом балансе и от контракционной гипотезы в целом [4].

Вместе с тем нельзя не учитывать возможности захоронения какой-то части первичной энергии Земли в минеральных или других вещественных парагенезах глубинных зон. По мере изменения термодинамических и иных условий эта потенциальная энергия могла высвобождаться и переноситься в верхние горизонты планеты. С энергетической точки зрения именно к этому сводится геохимическая концепция изначально гидридной Земли В. И. Вернадского [21], развитая в работах В. Н. Ларина [98].

По представлениям В. Н. Ларина, гравитационное сжатие планеты на ранней стадии ее развития приводило не только к интенсивному разогреву недр, но и к развитию разного рода энергоемких процессов, с которыми связано формирование веществ с высокой потенциальной энергией. К таким веществам могут быть отнесены гидриды (соединения металлов с водородом), в которых была законсервирована первичная гравитационная или иная энергия планеты. При экзотермической реакции разложения гидридов (при снижении давления или по другим причинам) происходило выделение водорода и значительного количества энергии. В верхние горизонты планеты энергия переносится, по-видимому, все тем же водородом, обладающим высокой теплоемкостью и в молекулярном и в атомарном состоянии.

В пределах верхней мантии и земной коры водородные струи транспортируют значительное количество остаточного тепла Земли преимущественно вдоль линейных зон трансрегиональных океанических и в меньшей мере континентальных рифтов, а также вдоль глубинных разломов. Вклад остаточной энергии в геотермический фон стабилизированных блоков (литосферных плит) земной коры, вероятно, менее значителен. Таким образом, идея «заимствования» остаточного тепла на всем протяжении развития Земли с геоисторической точки зрения вполне реальна, если допустить возможность консервации первичной энергии в энергоемких вещественных системах мантии и ядра.

Большое значение в энергетическом обосновании геотектонических гипотез имело открытие радиогенной энергии распада (деления) неустойчивых ядер таких элементов, как уран, радий, торий, калий. Вклад радиогенной составляющей в энергетический баланс Земли неоднократно рассматривался в работах советских и зарубежных исследователей [18, 103—106, 117, 232], большинство из которых отводит этому источнику ведущую роль. Даже в концепции гидридной Земли [98] радиогенный разогрев понадобился как «спусковой механизм» для экзотермических реакций разложения гидридов, по-видимому, практически лишенных тепловыделяющих радиоактивных элементов. Хотя отрицание ведущей роли радиоактивности в тепловом балансе Земли расценивается, по выражению Н. Е. Мартьянова [131], как научная отсталость, до сих пор остается нереализованной идея В. И. Вернадского о построении радиогеологической карты земной коры с количественной оценкой генерации радиогенного тепла и параметров современного теплового режима. Большинство исследователей [18, 117] либо анализируют генерацию радиогенного тепла для Земли в целом, повторяя известные представления Д. Джоли о резком снижении радиоактивности глубинных зон, либо приводят расчеты для отдельных локальных структур, распространяя полученные результаты на крупные блоки земной коры. И в том и в другом случае практически

не сравниваются радиогенная составляющая и тепловой поток структур, находящихся в разном энергетическом состоянии.

Совместный анализ геотермального режима и радиоактивности верхних слоев земной коры (подробно рассмотрен в главе V) показывает, что и на платформах и в складчатых областях отсутствует какая-либо четкая зависимость теплового потока от интенсивности радиогенного тепловыделения. По расчетам вклад радиогенной составляющей в стабилизированных блоках равен обычно 30—50%, а в отдельных глубокометаморфизованных зонах всего 10—20%. Как будет показано ниже, горячие точки* планеты с максимальным тепловыделением (в областях современного вулканизма и зонах рифтов) в подавляющем большинстве случаев имеют пониженную радиоактивность. Доля радиогенной коровой составляющей в таких участках не превышает 20%.

В прошлые геологические эпохи (главным образом в архее) вклад радиоактивности в общий энергетический баланс мог быть значительно большим благодаря более высокому содержанию калия, тория и урана (см. главу III) и возможному присутствию других неустойчивых элементов с малым периодом полураспада (10^6—10^8 лет). Вместе с тем в архее, вероятно, была выше доля и других источников энергии, в частности остаточной и гравитационной. По-видимому, и для современной и для прошлых эпох развития Земли доля радиогенной коровой составляющей в общем тепловом балансе не превышала 50—60%.

Рассмотренные источники энергии носят глобальный (планетарный) характер и в совокупности обусловливают тот активный энергетический режим планеты, который составляет основу ее тектонического и магматического развития. Наряду с этим в земной коре существуют геологические структуры, в частности магматические тела (массивы ультраосновных, щелочных и других пород, трубки кимберлитов), которые свидетельствуют о локальном проявлении каких-то мощных энергетических источников на фоне относительно стабилизированных по тепловому режиму участков земной коры (например, на платформах). Природа таких энергетических аномалий может быть различной. Часть локальных кольцевых структур связана с внешними источниками, в частности с падением метеоритов. Большинство же аномалий (вулканы, кимберлитовые трубки, массивы ультраосновных, щелочных пород и др.) обусловлены внутренними, вероятно глубинными, источниками тепла и конвективным его переносом в верхние горизонты планеты (в земную кору).

* Под горячими точками авторы понимают области интенсивного выноса глубинного тепла нагретыми водами (гейзеры) и расплавами (вулканы) главным образом в районах современного вулканизма и гидротермальной деятельности, где на отдельных локальных участках плотность теплового потока достигает $(15 \div 30) \cdot 10^{-2}$ Вт/м² и выше.

В планетарном масштабе существует, очевидно, определенное различие в энергетическом состоянии блоковых и межблоковых зон. Во внутриблоковых зонах (под континентальными и океаническими плитами) происходит захоронение (сохранение) остаточной тепловой энергии, радиогенной и солнечной радиации. В межблоковых (межплитных) зонах вдоль глобальной системы рифтов осуществляется выход избыточной (главным образом глубинной) энергии и тем самым обеспечивается относительно стабилизированное состояние планеты, исключающее возможность катастрофических взрывов глобального масштаба.

Таким образом, Земля находится в таком энергетическом состоянии, при котором приток внешней и внутренней тепловой энергии недостаточен для полного расплавления вещества верхней мантии и твердой оболочки, но вместе с тем он достаточен для поддержания тектонического и магматического режима, существующего на планете в течение всего неогея.

Вне зависимости от принимаемой гипотезы происхождения Земли следует признать, что планета находится на регрессивной стадии своего энергетического состояния: происходит уменьшение генерации внутреннего тепла в единицу времени. Об этом свидетельствуют уменьшение со временем количества урана, тория и калия в результате их распада, значительно больший объем проявлений вулканизма в древние эпохи. Снижение внутреннего тепловыделения Земли совершенно не означает ослабления ее тектонической активности, так как необходимо учитывать вклад солнечной радиации и возможность консервации первичной энергии под коровой оболочкой, а также рост экзогенно-биогенной энергии [21]. В энергетической эволюции планеты может происходить, по-видимому, лишь необратимое изменение форм проявления тектонической и магматической активности, длительности эндогенных процессов на фоне изменения относительного вклада различных источников в общий энергетический баланс.

В целом для Земли наиболее правильным следует признать представление о множественности энергетических источников, роль и соотношение которых менялись на разных стадиях развития планеты (рис. 15). Так, в начальный (догеологический) этап ведущая роль принадлежала, вероятно, явлениям гравитации при формировании Земли в процессе уплотнения протовещества. В какой-то степени в редуцированном виде это соотношение сохранилось, по-видимому, в океанических впадинах. С возникновением атмосферы для континентальных блоков земной коры решающим оказалось коротковолновое излучение Солнца, с которым связано не только развитие широкой гаммы эндогенных и биогенных процессов, но и возможность высвобождения энергии в зонах метаморфизма.

С течением времени резко менялись и площади проявления отдельных энергетических источников. Так, на начальных ста-

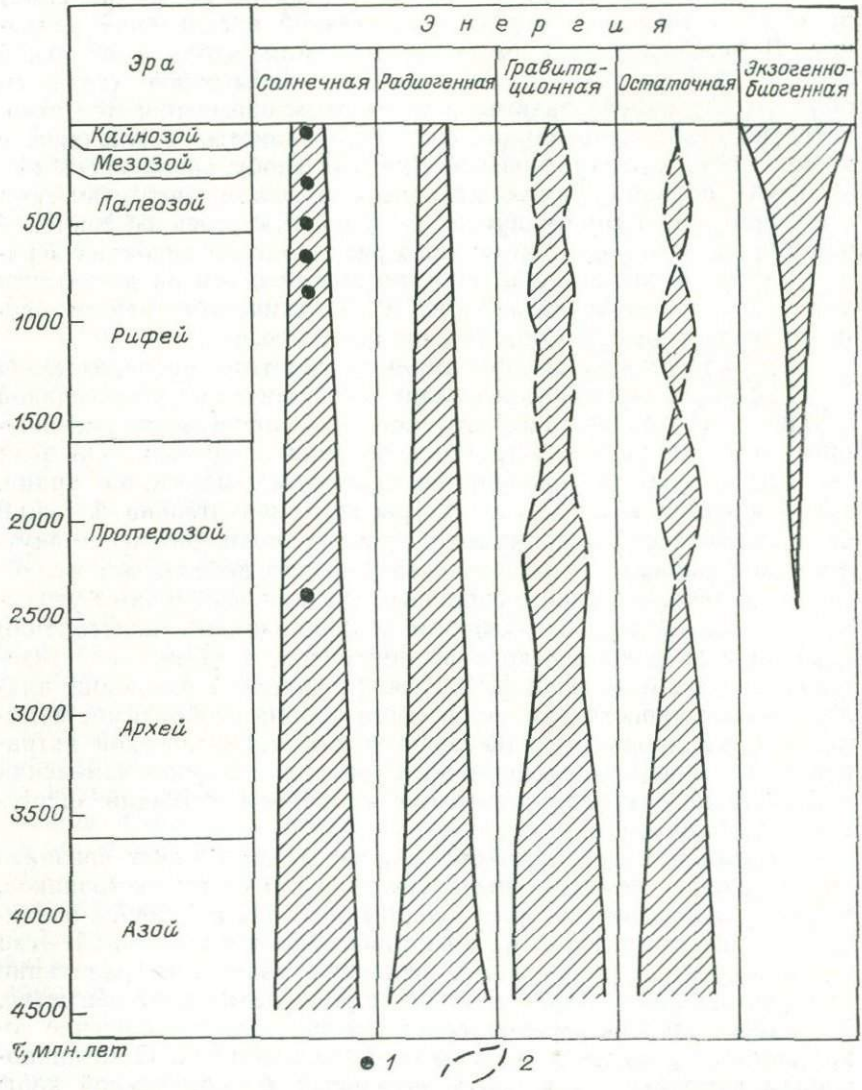


Рис. 15. Изменение во времени роли внешних и внутренних источников теплового режима Земли.

1 — глобальные эпохи оледенения; *2* — эпизодическое проявление энергии в отдельных геологических структурах, не привязанное к определенным эпохам.

диях развития Земли (азой, архей) внутренние источники тепла более или менее равномерно охватывали весь объем планеты. В дальнейшем эти источники, а также остаточное тепло Земли были локализованы либо в узких трансрегиональных рифтовых зонах, либо в блоках с повышенной радиоактивностью и интенсивным захоронением биогенной массы осадочных толщ.

Таким образом, вывод о повсеместно ведущей роли радиогенного тепла в общем энергетическом балансе Земли является спорным. Решение этого вопроса возможно лишь при сравнительном анализе теплового режима и коровой радиогенной составляющей энергии разных геологических структур.

ГЛАВА III

УРОВНИ РАДИОАКТИВНОСТИ И ГЕНЕРАЦИИ РАДИОГЕННОГО ТЕПЛА МИНЕРАЛОВ, ГОРНЫХ ПОРОД, ОБОЛОЧЕК ЛИТОСФЕРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Открытие на рубеже XIX и XX веков естественной радиоактивности неустойчивых в природных условиях ядер тяжелых и некоторых легких элементов, а также обнаружение М. Кюри, П. Кюри и А. Лабардом [97, 248] выделения (генерации) *радиогенного тепла* коренным образом изменили представления об источниках тепловой энергии планеты. Интенсивность генерации радиогенного тепла тесно связана с радиоактивными свойствами элементов, скоростью их распада, а объемный тепловой поток в разных типах пород в значительной степени определяется содержанием теплогенерирующих изотопов. Для оценки вклада радиогенной составляющей *в геотермический фон конкретных* геологических структур Земли рассмотрим данные о содержании радиоактивных элементов в главнейших типах минералов и горных пород земной коры и в ее отдельных слоях.

Радиоактивный распад атомов, приводящий к изменению строения, состава и энергии ядер, сопровождается испусканием α- и β-частиц или захватом электронов (из K- или L-оболочки), а также коротковолновым γ-излучением электромагнитной природы. Выделение тепловой энергии происходит в результате как самого ядерного превращения, так и прохождения α-, β-, γ-излучения через вещество, что вызывает ионизацию газов, жидкостей и твердых тел. Энергия из ядра излучается также при спонтанном делении некоторых тяжелых элементов ($^{235}_{92}U$ и $^{238}_{92}U$) на осколки и изомерные треды [28, 209]. При образовании осколков (изотопы элементов средней части таблицы Менделеева: $^{130}_{54}Xe$, $^{140}_{56}Ba$ и др.) наблюдается

значительное выделение энергии, достигающее на одно ядро 150—200 МэВ.

Для подавляющего большинства естественных и искусственных радиоактивных изотопов установлено постоянство скорости распада атомов, не поддающееся изменению при разного рода внешних воздействиях: повышении температуры (на $n \cdot 10^3$ °С, $n<10$), давления (на $n \cdot 10^8$ Па), при наличии электромагнитного поля напряженностью $n \cdot 10^3$ Э и т. д. Вероятно, изменить скорость распада или нарушить ядерные превращения возможно лишь при воздействии не на электронные оболочки, а на само атомное ядро. Некоторое колебание скорости распада установлено лишь для К-захвата. В частности, скорость распада металлического бериллия выше, чем его окиси.

Естественная радиоактивность присуща большинству (если не всем) элементам, однако лишь некоторые из них распадаются с относительно высокой скоростью, позволяющей зафиксировать процесс распада современными физическими методами. По условиям возникновения и нахождения в земной коре, взаимосвязи в процессе распада *естественные радиоактивные* элементы (табл. 6) могут быть разделены на четыре основные группы.

1. Долгоживущие (тяжелые) радиоактивные элементы, образовавшиеся в начальный (догеологический) этап развития планеты и явившиеся родоначальниками трех естественных радиоактивных семейств: урана ($^{238}_{92}$U), актиноурана ($^{235}_{92}$AcU), тория ($^{232}_{90}$Th). После эпохи (или эпох) нуклеосинтеза содержание этих элементов постепенно уменьшается в соответствии с периодами полураспада изотопов.

2. Короткоживущие радиоактивные элементы — дочерние продукты распада урана, актиноурана и тория; входят в состав этих семейств. Концентрация в земной коре этих элементов, являющихся основными β- и γ-излучателями, полностью зависит от содержания их родоначальников. Избирательное «отделение» дочерних элементов (Io, Ra, Rn и др.) в результате каких-либо геохимических процессов (выщелачивание, эманирование и др.) приводит к их сравнительно быстрому (в геологическом понимании) исчезновению, время которого определяется как $10T_{1/2}$, где $T_{1/2}$ — период полураспада.

3. Долгоживущие радиоактивные элементы ($^{40}_{19}$K, $^{87}_{37}$Rb, $^{148}_{62}$Sm и др.), не образующие семейств; возникли в начальную (догеологическую) эпоху развития Земли. Их содержание в земной коре, так же как содержание урана и тория, постепенно уменьшается со скоростью, определяющейся периодом полураспада изотопов.

4. Радиоактивные изотопы, преимущественно легкие и короткоживущие ($^{14}_{6}$C и др.), возникают в атмосфере, гидросфере и литосфере в результате взаимодействия космических частиц с атомными ядрами элементов вещества Земли.

ТАБЛИЦА 6

Радиоактивные элементы земной коры [28, 97, 145, 209]

Элемент	Химический символ радиоактивного изотопа	Содержание изотопа в природной смеси элемента, %	Валентность	Кларк, %	Тип распада (захвата)	Энергия частиц и γ-квантов, кэВ	Период полураспада, лет	Постоянная распада, лет$^{-1}$	Генерация радиогенного тепла**			
									МэВ/атом	эрг/(г · с)	кал/(г · год)	10^{-4} Вт/кг
Уран	$^{238}_{92}$U	99,27	4;6	$2{,}58 \cdot 10^{-4}$	α	4180 4132	$4{,}50 \cdot 10^{9}$	$1{,}55 \cdot 10^{-10}$	42,4	0,94 0,962***	0,71 0,73***	0,94 0,97***
Радий	$^{226}_{88}$Ra	—	2	—	α	4750*	1622	$4{,}27 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	—
Актино-уран	$^{235}_{92}$AcU	0,73	4;6	$1{,}9 \cdot 10^{-6}$	α	4372*	$7{,}13 \cdot 10^{8}$	$9{,}84 \cdot 10^{-10}$	45,2	5,7	4,3	5,7
Торий	$^{232}_{90}$Th	100	6	$11{,}3 \cdot 10^{-4}$	α	3990*	$1{,}40 \cdot 10^{10}$	$4{,}94 \cdot 10^{-11}$	39,8	0,27	0,20	0,27
Калий	$^{40}_{19}$K	0,011	1	$2{,}7 \cdot 10^{-4}$	β (K)	1330 (γ) 1460 (β)	$1{,}24 \cdot 10^{10}$ $1{,}47 \cdot 10^{9}$	$0{,}58 \cdot 10^{-10}$ $4{,}96 \cdot 10^{-10}$	0,71 —	$36 \cdot 10^{-6}$ 0,28	$27 \cdot 10^{-6}$*** 0,21	$36 \cdot 10^{-6}$*** 0,28
Рубидий	$^{87}_{37}$Rb	27,2	1	$2{,}4 \cdot 10^{-3}$	β	274	$4{,}7 \cdot 10^{10}$ $5 \cdot 10^{10}$	$1{,}47 \cdot 10^{-11}$ $1{,}39 \cdot 10^{-11}$	— —	$5{,}8 \cdot 10^{-4}$*** $2{,}1 \cdot 10^{-3}$	— —	$5.8 \cdot 10^{-4}$*** $2{,}1 \cdot 10^{-3}$
Индий	$^{115}_{49}$In	95,72	3	$0{,}96 \cdot 10^{-5}$	β	—	$6{,}0 \cdot 10^{14}$	$1{,}15 \cdot 10^{-15}$	—	—	—	—

Элемент	Химический символ радиоактивного изотопа	Содержание изотопа в природной смеси элемента, %	Валентность	Кларк, %	Тип распада (захвата)	Энергия частиц и γ-квантов, кэВ	Период полураспада, лет	Постоянная распада, лет$^{-1}$	Генерация радиогенного тепла**			
									МэВ/атом	эрг/(г · с)	кал/(г · год)	10^{-4} Вт/кг
Олово	$^{124}_{50}$Sn	6,11	4	$1{,}3 \cdot 10^{-5}$	2β (двойной)	—	$2{,}4 \cdot 10^{17}$	$2{,}89 \cdot 10^{-18}$	—	—	—	—
Лантан	$^{138}_{57}$La	0,089	3	$2{,}7 \cdot 10^{-6}$	β (K)	1430	$1{,}1 \cdot 10^{11}$	$6{,}31 \cdot 10^{-12}$	—	—	—	—
Самарий	$^{148}_{62}$Sm	14,97	3	$1{,}0 \cdot 10^{-4}$	α β	—	$1{,}05 \cdot 10^{11}$	$6{,}6 \cdot 10^{-12}$	—	—	—	—
Неодим	$^{150}_{60}$Nd	5,62	3	$1{,}8 \cdot 10^{-4}$	β	—	$1 \cdot 10^{16}$	$6{,}93 \cdot 10^{-17}$	—	—	—	—
Лютеций	$^{176}_{71}$Lu	2,59	3	$1{,}6 \cdot 10^{-6}$	α (K)	89	$2{,}1 \cdot 10^{10}$	$3{,}31 \cdot 10^{-11}$	—	—	—	—
Рений	$^{187}_{75}$Re	66,93	4	$4{,}4 \cdot 10^{-8}$ (?)	β	8	$1{,}2 \cdot 10^{11}$	$1{,}61 \cdot 10^{-11}$	—	—	—	—
Углерод	$^{14}_{6}$C	—	4	—	β	50*	5568	$1{,}245 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	—

* Средневзвешенное значение в группе.
** Только для элементов, имеющих значение данной величины $>0{,}5$ МэВ/атом. 1 эрг/(г · с) $= 10^{-4}$ Вт/кг; 1 кал/(г · год) $= 1{,}32 \cdot 10^{-4}$ Вт/кг.
*** Для природных элементов.

Число радиоактивных элементов в догеологическую стадию развития Земли было, по-видимому, значительно бо́льшим, но многие изотопы с периодом полураспада $\leqslant (3 \div 5) \cdot 10^8$ лет к настоящему времени полностью или почти полностью исчезли.

Основная доля α-, β- и γ-излучения горных пород земной коры связана с радиоактивным распадом элементов трех семейств (урана, актиноурана, тория и их дочерних продуктов) и калия. Более 99% радиогенного тепла, генерируемого в недрах планеты, также обусловлено этими элементами, которые (вместе с продуктами распада) выделяют следующее количество энергии.

	кал/(г · с)	кал/(г · год)	МэВ/атом	Вт/кг	Дж/(г · год)
$^{238}_{92}U$	$2{,}30 \cdot 10^{-8}$	0,71	47,4	$9{,}62 \cdot 10^{-5}$	2,97
$^{235}_{92}AcU$	$14{,}0 \cdot 10^{-8}$	4,3	45,2	$58{,}6 \cdot 10^{-5}$	17,0
U (общий)	$2{,}32 \cdot 10^{-8}$	0,73	—	$9{,}7 \cdot 10^{-5}$	3,06
$^{232}_{90}Th$	$0{,}63 \cdot 10^{-8}$	0,20	39,8	$2{,}63 \cdot 10^{-5}$	0,84
$^{40}_{19}K$	$0{,}67 \cdot 10^{-8}$	0,22	0,71	$2{,}80 \cdot 10^{-5}$	0,92
K (общий)	$8{,}56 \cdot 10^{-8}$	$27{,}10^{-6}$	—	$3{,}57 \cdot 10^{-10}$	$113 \cdot 10^{-6}$
$^{87}_{37}Rb$	$0{,}038 \cdot 10^{-8}$	0,012	0,04	$0{,}16 \cdot 10^{-5}$	0,052

Вклад других, менее распространенных или менее радиоактивных, изотопов ($^{148}_{62}Sm$, $^{14}_{7}C$ и др.) в общий баланс радиоактивности и радиогенного тепла незначителен.

Из числа второстепенных элементов наиболее важен в радиогеологии рубидий — элемент с ярко выраженными литофильными свойствами и четко проявленным сходством по физико-химическим параметрам с калием, что объясняется близостью их орбитальных атомных и ионных радиусов. В некоторых минералах (лейците, лепидолите) радиоактивность рубидия может быть соизмеримой с радиацией калия, урана и тория. В силу значительной скорости распада и относительно высокого содержания калия в большей части магматических, метаморфических и осадочных пород его вклад в общую радиоактивность минеральных веществ и генерацию радиогенного тепла можно сравнивать с энергией, выделяемой рядами урана и тория. Главные радиоактивные элементы (уран, торий и калий), а также рубидий являются типичными представителями литофильных элементов с высоким значением орбитального атомного радиуса и максимальной распространенностью в самых верхних слоях земной коры (гранитно-метаморфическом и осадочном).

С прохождением через вещество ядерных частиц, электронов и γ-излучения кроме разогрева связаны разнообразные радиационные преобразования кристаллических структур минералов,

изменение их оптических свойств, твердости и т. д. Конечным результатом этого воздействия являются плеохроические ореолы вокруг радиоактивных минералов (монацит, циркон и др.) и их метамиктные разновидности при частичном или полном разрушении кристаллической структуры. В большинстве случаев радиоактивное воздействие проявляется в возникновении относительно слабых дефектов или в изменении энергетического состояния кристаллических структур минералов, что может быть зафиксировано лишь с помощью чувствительных методов (электронного парамагнитного резонанса, термолюминесценции и др.). Таким образом, не вся энергия радиоактивного распада уходит на разогрев горных пород и формирование теплового потока Земли. Какая-то часть энергии (возможно, значительная) затрачивается на образование метамиктных минералов и кристаллических структур с повышенной энергоемкостью, которые также могут рассматриваться как потенциальные источники тепла. К сожалению, этот вопрос применительно к природным объектам и естественной радиоактивности совершенно не изучен, что усугубляет неопределенность в оценке радиогенной составляющей энергетического баланса планеты.

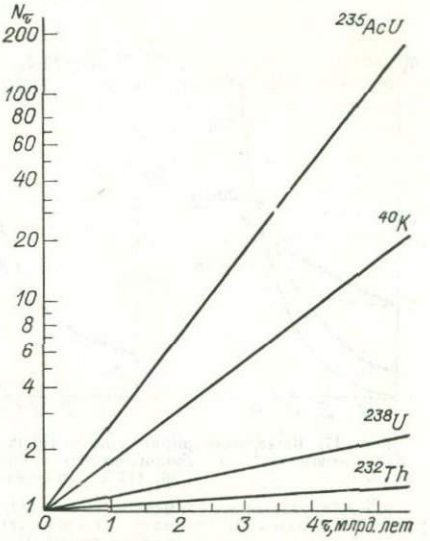


Рис. 16. Содержание радиоактивных элементов N_τ (или генерация радиогенного тепла) в прошлые геологические эпохи.

Значение названных параметров в настоящее время ($\tau=0$) принято за единицу.

В связи с тем что возраст ряда метаморфических и магматических пород соизмерим с периодами полураспада урана, тория и калия, генерация радиогенного тепла в докембрии была значительно выше той, которая может быть рассчитана исходя из современного содержания радиоактивных элементов. Концентрация радиоактивных элементов в прошлые геологические эпохи оценивается относительно просто с учетом периода полураспада изотопов и может быть найдена по палеточным графикам (рис. 16); на их основе легко определить генерацию радиогенного тепла в докембрии и фанерозое. Со временем менялось не только абсолютное содержание радиоактивных изотопов, в частности $^{238}_{92}U$ и $^{235}_{92}AcU$ — основных делящихся ядер, но и их соотношение. Если при современной пропорции этих изотопов (99,27 : 0,73) возможность цепной реакции их деления в естественных условиях маловероятна, то в раннем докембрии

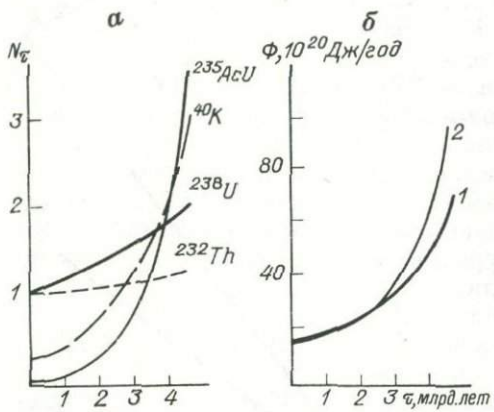


Рис. 17. Выделение радиогенного тепла (тепловая мощность) в геологическом прошлом [28, 117 с дополнениями].

а — для отдельных элементов (тепловыделение урана-238 и тория-232 принято за единицу); *б* — суммарное тепловыделение. *1* — уран, торий и калий; *2* — уран, торий, калий и возможные короткоживущие тяжелые элементы типа плутония-244, кюрия-247 и др.

(>2,5 млрд. лет. назад) в богатых урановых рудах этот процесс был вполне реальным, что и установлено на месторождении Окло в Габоне [239]. Тепловыделение в подобного рода природных реакторах могло достигать огромных значений (в сотни и тысячи раз превышающих генерацию радиогенного тепла в результате α-, β- и γ-распада).

В отечественной и зарубежной литературе [28, 117] сведения о генерации радиогенного тепла в разные геологические эпохи приводятся с учетом распада калия, урана и тория (рис. 17). Вместе с тем на ранних этапах развития Земли в течение длительного периода после эпохи нуклеосинтеза (по крайней мере в архее) существенный вклад могли внести также радиоактивные элементы нептуниевого семейства и другие изотопы, которые к настоящему времени практически полностью распались. В связи с этим генерация радиогенного тепла в раннем докембрии могла быть значительно более высокой.

РАДИОАКТИВНОСТЬ МИНЕРАЛОВ

Среди всего многообразия минералов земной коры в зависимости от уровня их радиоактивности и генерации радиогенного тепла можно выделить несколько групп. Минералы с наиболее низкой радиоактивностью (пироксены, оливины и др.) характеризуют обедненное литофильными элементами вещество базальтового слоя и подкоровых зон (верхней мантии). Они встречаются преимущественно в магматических породах основного и ультраосновного состава (габброидах, ультрамафитах и др.) и в метаморфических образованиях (гранатовых гнейсах и сланцах, амфиболитах и др.) глубинных зон докембрийских складчатых областей. Радиогеохимические особенности коровой оболочки наиболее точно отражают главные породообразующие минералы метаморфических и магматических пород кислого и среднего состава (кварц, полевой шпат, плагиоклаз, биотит).

Среднее содержание радиоактивных элементов и генерация *радиогенного тепла в минералах интрузивных пород* известково-щелочной и щелочной серий

Минералы	Плотность, кг/м³	Содержание, %				Генерация радиогенного тепла, 10^{-6} Вт/м³
		U · 10^4	Th · 10^4	K	Rb	
Известково-щелочная серия						
Граниты и гранодиориты						
Кварц	2650	1,8	3,2	<0,01	<0,01	0,69
Калиевый полевой шпат	2600	1,3	3,8	3,29—15,3	0,5	0,68
Плагиоклаз	2600	1,2	5,4	0,03—1,1	0,02	0,68
Амфибол	3400	5,5	12,6	0,02—0,65	0,03	2,95
Биотит	3100	8,0	15,7	6,02—11,2	0,3	2,78
Апатит	3200	17,0	32,8	<0,01	0,01	8,0
Магнетит	5200	12,0	27,0	—	—	9,0
Сфен	3500	2200	380	—	—	780
Эпидот	3300	*120*	*210*	—	—	568
Циркон	4700	900	1200	—	—	560
Ортит	4000	300	5000	—	—	644
Монацит	5300	1500	2900	—	—	1175
Диориты						
Кварц	2650	1,3	1,8	<0,01	<0,01	0,43
Плагиоклаз	2700	1,2	2,4	0,03—1,13	0,02	0,49
Пироксен	3300	1,6	2,2	0,01—0,27	0,04	0,70
Амфибол	3400	2,1	3,1	0,02—0,65	0,02	0,98
Биотит	3100	2,8	6,7	6,02—11,2	0,05	1,45
Апатит	3200	*12,3*	*18,0*	*0,01*	*<0,01*	5,3
Сфен	3500	32	120	<0,01	—	21,8
Циркон	4700	250	200	<0,01	—	137
Габброиды						
Плагиоклаз	2700	0,8	1,2	0,03—1,1	—	0,30
Пироксен	3300	1,2	1,6	0,01—0,27	—	0,52
Амфибол	3400	1,6	1,8	0,02—0,65	—	0,61
Апатит	3200	8,6	12,6	<0,01	—	3,73
Сфен	3500	50	80	—	—	24,3
Циркон	4700	130	150	—	—	76,0
Ультрамафиты, перидотиты, пироксениты						
Плагиоклаз	2700			0,03—1,1	—	
Амфибол	3400			0,02—0,65	—	
Пироксен	3300			0,01—0,27	—	
Оливин	3400	<0,1	<0,1	<0,01	—	<0,1
Магнетит	5200			—	—	
Шпинель	3600			—	—	

Минералы	Плотность, кг/м³	Содержание, %				Генерация радиогенного тепла, 10−6 Вт/м³
		U · 10⁴	Th · 10⁴	K	Rb	
Щелочная серия						
Нефелиновые сиениты, сиениты						
Нефелин	2600	1,2	4,8	0,2	0,2	0,59
Ортоклаз	2600	1,3	5,2	6,3	0,1	0,70
Эгирин	3600	4,1	5,7	0,2	—	1,97
Арфведсонит	3400	6,2	10 (?)	0,1	—	2,94
Эвдиалит	2800	24	42	0,2	—	9,63
Лопарит	4700	210	4000	0,2	—	61,2

ТАБЛИЦА 8

Энерговыделение при радиоактивном распаде урана, тория и калия в некоторых высокорадиоактивных минералах гранитов

Минералы	Плотность, кг/м³	Содержание, %				Генерация радиогенного тепла, 10^{-6} Вт/м³	Объемная энергия нагретого до 1000°С минерала, 10^9 Дж/м³	Время полного плавления минерала, лет
		U · 10⁴	Th · 10⁴	K	Rb			
Уранинит	10 500	80	1	<0,1	—	$87{,}8 \cdot 10^3$	7,87	2800
Монацит	5300	0,15	0,3	<0,1	—	$11{,}9 \cdot 10^2$	3,97	$10{,}8 \cdot 10^4$
Циркон	4700	0,1	0,1	<0,1	—	$5{,}79 \cdot 10^2$	3,52	$19{,}3 \cdot 10^4$
Апатит	3200	20	40	<0,1	—	9,57	2,4	$8 \cdot 10^6$
Биотит	3100	16	25	8,5	0,5	7,07	2,32	$10{,}4 \cdot 10^6$
Калиевый полевой шпат	2560	1,3	3,8	9,3	1,0	0,67	1,91	$9{,}1 \cdot 10^7$

Примечание. Объемная энергия рассчитана при удельной теплоемкости минерала 750 Дж/(кг · К).

И наконец, акцессории с повышенной и высокой радиоактивностью фиксируют те избыточные формы нахождения радиоактивных элементов, которые не могут вовлекаться в кристаллическую решетку главных породообразующих минералов земной коры.

Данные об энергии распада главных радиоактивных элементов и ее выделении в минералах земной коры (табл. 7) свидетельствуют, что для целого ряда высокорадиоактивных веществ генерируемого тепла (при отсутствии его передачи) было бы достаточно для плавления минеральных комплексов за относительно короткий (в геологическом смысле) срок. Например,

такие акцессорные минералы, как циркон, апатит, сфен, содержащие уран и торий в количествах значительно выше кларка, могли бы быть расплавленными менее чем за 10—20 млн. лет, а собственно урановые и ториевые минералы — за тысячи лет (табл. 8). Однако в реальных условиях этого не происходит, так как горные породы обладают существенной теплопроводностью (см. главу IV), при которой значительная часть тепла выносится. Для низкорадиоактивных минералов ультраосновных и основных пород тепловыделение при распаде урана, тория и калия оказывается недостаточным для их плавления в течение всей геологической истории планеты.

РАДИОАКТИВНОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

Большинство исследований по радиогеохимии земной коры посвящено изучению содержания урана и тория в горных породах. К настоящему времени опубликовано множество работ [1, 7, 9, 10, 15, 63, 64, 99, 107, 109, 132], в которых содержатся сведения о распределении урана и тория в отдельных разновидностях осадочных, метаморфических и магматических образований. Л. В. Комлевым [81, 82], А. П. Виноградовым [22, 24], Г. В. Войткевичем [28], А. А. Смысловым [193] и другими исследователями написаны обобщающие работы, в которых приводятся сводные данные о распределении урана и тория в горных породах земной коры. Наиболее полные сведения о распределении калия в магматических и метаморфических комплексах содержатся в работах А. Н. Заварицкого [66], Р. Дэли [61], С. П. Соловьева [198] и других петрографов. Радиоактивность рубидия, имеющего относительно низкую концентрацию в большей части горных пород ($\leqslant$0,01%), при оценке генерации радиогенного тепла не учитывалась.

Осадочные отложения земной коры играют существенную роль в геохимическом балансе редких элементов, так как с экзогенными процессами связано формирование горных пород с максимально широким диапазоном высоких содержаний и интенсивным разделением урана, тория и калия. Так, уран концентрируется преимущественно в осадках, обогащенных органическим веществом; торий — в грубообломочных породах прибрежно-морских фаций; калий — в каменной соли. Среди осадочных отложений с нормальным содержанием органического вещества ($<$0,3—0,5%) по уровню радиоактивности выделяется пять типов пород: терригенные, кремнистые, карбонатные, соленосные, каустобиолиты (табл. 9).

Наиболее высокий уровень содержания урана и тория (близкий к кларку) характерен для терригенных отложений: конгломератов, гравелитов, песчаников, глинистых сланцев. При этом обнаруживается зависимость концентрации урана и в меньшей

ТАБЛИЦА 9

Генерация радиогенного тепла в осадочных отложениях

Типы пород	Плотность, кг/м³	Содержание радиоактивных элементов, %			Генерация радиогенного тепла, 10^{-6} Вт/м³
		U · 10^4	Th · 10^4	K	
Терригенные	2500	3,1 / 2,4—6,3	10,4 / 9,0—31,0	1,8 / 1,1—2,6	1,45 / 1,20—3,85
Карбонатные	2600	1,8 / 1,6—3,7	2,0 / 1,8—2,8	0,3	0,62 / 0,55—1,17
Соленосные	2300	1,0	1,0	8 / 1,0—70,0	0,35 / 0,29—0,82
Каустобиолиты	1500	3,4	4,8	0,3	0,68
Кремнистые	2400	1,7	2,2	0,3 / 0,1—0,5	0,53 / 0,52—0,54
Углеродистые (битуминозные)	2500	50	20	1,5	13,45

Примечание. В числителе — среднее значение, в знаменателе — пределы колебаний.

степени тория от гранулометрического состава пород, выраженная в постепенном увеличении радиоактивности в ряду конгломераты — песчаники — алевролиты — аргиллиты. Кремнистые и глинисто-кремнистые отложения (кремнистые сланцы, яшмы, кварциты) содержат значительно меньше урана, тория и калия и отличаются пониженным торий-урановым отношением. Примерно такие же количества основных радиоактивных элементов типичны для карбонатных отложений: известняков, доломитов, мергелей. Ангидриты (каменные соли) имеют незначительные количества урана и тория и высокие концентрации калия (до 30—50%). Каустобиолиты характеризуются близким к кларку содержанием урана и пониженными количествами тория и калия.

Уровень генерации радиогенного тепла в некоторых разновидностях осадочных отложений часто связан с высоким содержанием отдельных элементов (урана, тория или калия). Так, наиболее высоким тепловыделением [до $(10 \div 12) \cdot 10^{-6}$ Вт/м³] отличаются углеродисто-глинистые и другие сланцы благодаря повышенной концентрации урана. Сильная генерация тепла в отдельных разновидностях калийных солей обусловлена аномальным содержанием калия. Существенные колебания концентрации радиоактивных элементов и, следовательно, генерации радиогенного тепла в осадочных отложениях связаны с геохимическими условиями накопления урана и тория в разных фаци-

альных и тектонических обстановках седиментогенеза. Наиболее высокий уровень радиоактивности и тепловыделения отмечается в осадках прибрежно-морских фаций краевых частей платформ и миогеосинклиналей.

Метаморфические образования, слагающие области докембрийской складчатости (щиты), срединные массивы и геоантиклинальные поднятия, отличаются широким диапазоном содержания урана, тория и калия, что обусловлено гетерогенностью первичного состава осадочных и вулканогенных пород и их преобразованием в ходе гидротермального, контактового и регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Наиболее значительными по масштабам и интенсивности преобразования пород земной коры являются процессы регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, продукты которых составляют основную часть гранитно-метаморфического слоя. Формирование метаморфических пород охватывает наиболее длительный интервал времени в геологической истории Земли и играет важную роль в радиогеологической зональности литосферы.

Метаморфические образования по содержанию радиоактивных элементов [277] могут быть подразделены на две большие группы: 1) слаборадиоактивные мафические силикатные породы (амфиболиты, амфиболитовые сланцы, аподиабазы, кварциты и карбонаты: мраморы, кальцифиры); 2) породы с нормальной или слабо повышенной радиоактивностью (фельсические гнейсы, кристаллические сланцы, порфироиды, метаморфизованные песчаники).

Содержание урана, тория и калия в мафических породах, формирующихся при метаморфизме главным образом вулканитов основного состава, является повсеместно низким и слабо зависит от интенсивности их преобразования [192, 193]. Вероятно, эти породы (вплоть до гранулитовых фаций) недосыщены радиоактивными элементами по отношению и к первичным, и к вторичным минеральным парагенезам. Еще более низкое содержание радиоактивных элементов фиксируется в эклогитах магматического и метаморфического происхождения [254]. Метаморфические породы фельсической группы имеют избыточное первичное содержание окислов SiO_2, K_2O, CO_2 и H_2O, что проявляется в наличии таких минералов, как калиевый полевой шпат, биотит, серицит.

Для этих в целом более радиоактивных пород важным фактором, определяющим уровень содержания радиоактивных элементов, служит степень их метаморфизма. Наиболее высокая радиоактивность (и генерация радиогенного тепла) фиксируется в породах зеленосланцевой и амфиболитовой фаций: полевошпатовых гнейсах, кристаллических сланцах, порфироидах и метасоматических гранитоидах (табл. 10). Значительно более низкие содержания урана, тория и калия установлены в гиперстеновых и гиперстен-плагиоклазовых гнейсах и кристаллических сланцах

ТАБЛИЦА 10

Содержание радиоактивных элементов и генерация радиогенного тепла в метаморфических породах

Породы	Плотность, кг/м³	Содержание, %			Генерация радиогенного тепла, 10^{-6} Вт/м³
		U · 10^4	Th · 10^4	K	
Гранулитовая и эклогитовая фации					
Эклогиты	3300	0,07	0,35	0,4	0,056
Амфиболиты	3000	0,7	1,8	0,6	0,35
Аподиабазовые порфириты	2700	0,9	2,7	0,8	0,45
Магнезиально - силикатные сланцы	2800	1,2	4,0	0,8	0,61
Гиперстеновые гнейсы	3000	0,6	2,1	1,6	0,32
Плагиоклазовые мигматиты, чарнокиты	2670	0,8	2,3	1,7	0,39
Амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации					
Силиманит - кордиеритовые гнейсы и сланцы	2720	1,3	4,2	2,6	0,69
Амфиболиты	3000	1,0	4,0	0,8	0,61
Мраморы, мраморизованные известняки	2700	1,1	2,2	0,2	0,48
Кварциты	2640	0,8	3,1	0,6	0,43
Метаморфизованные песчаники	2700	2,7	9,2	2,5	1,37
Кристаллические сланцы	2700	2,6	10,0	3,1	1,47
Полевошпатовые гнейсы	2650	3,5	15,0	3,4	2,09
Мигматиты, гранитогнейсы	2600	3,2	16,1	3,6	1,98

высшей амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Многократное уменьшение концентрации калия, урана и тория в продуктах метаморфизма, главным образом гнейсах и кристаллических сланцах (рис. 18), прослежено как для метаморфических комплексов докембрийских складчатых областей в целом [193, 194], так и для отдельных разновидностей пород, в разной степени метаморфизованных [253].

Падение радиоактивности фельсических пород (гнейсов, кристаллических сланцев, порфироидов) при увеличении степени их метаморфизма происходит на фоне потерь двуокиси углерода, воды и некоторых других подвижных компонентов и сопровождается метаморфизацией органического вещества (переходом в графит). Существенное уменьшение радиоактивности пород отмечается также при их контактовом метаморфизме, особенно при отторжении воды, двуокиси углерода и выгорании органи-

ческого вещества в первично-обогащенных ураном битуминозных образованиях.

Таким образом, разнообразие в радиогеохимической характеристике метаморфических пород докембрийских складчатых областей проявлено лишь в комплексах, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. В продуктах гранулитовой фации и отчасти высшей амфиболитовой гетерогенность радиоактивных свойств практически исчезает.

Радиоактивность формирующихся при ультраметаморфизме метасоматических гранитов находится в полной зависимости от содержания урана, тория и калия в породах субстрата. Так, с первой стадией анатектической гранитизации (в условиях высшей амфиболитовой и гранулитовой фаций) связано образование гиперстеновых плагиогранитов и чарнокитов, богатых кальцием и бедных радиоактивными элементами. И наоборот, гранитизация, накладывающаяся на продукты зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, приводит к формированию гранитов и гранодиоритов, обогащенных калием, ураном и торием.

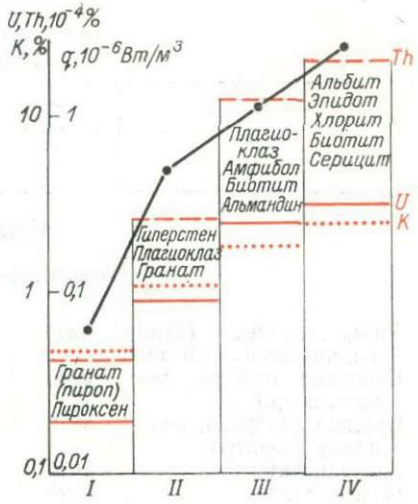


Рис. 18. Уровни содержания урана и тория и генерации радиогенного тепла в минеральных парагенезах метаморфических образований.

Фации метаморфизма: *I* — эклогитовая (пироп, пироксен), *II* — гранулитовая (гиперстен, плагиоклаз, гранат), *III* — амфиболитовая (плагиоклаз, амфибол, биотит, альмандин), *IV* — зеленосланцевая (альбит, эпидот, хлорит, биотит, серицит).

Магматические породы отличаются весьма широким диапазоном содержания радиоактивных элементов (табл. 11). Существенно различно и положение радиогеохимических типов этих пород в структурах континентов. Для изверженных образований известково-щелочной серии наиболее характерной особенностью является постепенное возрастание содержания урана и тория в ряду ультраосновные — основные — средние — кислые породы, пропорциональное росту концентрации кремнезема и калия. При этом количество урана, тория и калия и генерация радиогенного тепла в отдельных группах (типах) изверженных пород различаются практически на порядок (рис. 19). Породы известково-щелочной серии наиболее широко представлены в геосинклинально-складчатых областях, к разным стадиям развития которых четко приурочены магматические образования определенной основности [1, 190, 193, 210]. Между содержанием урана, тория

Содержание радиоактивных элементов и генерация радиогенного тепла в магматических породах

Породы	Плотность, кг/м³	Содержание, %			Генерация радиогенного тепла, 10^{-6} Вт/м³
		U · 10^4	Th · 10^4	K	
Интрузивные					
Известково-щелочная серия					
Ультраосновные (дуниты, пироксениты и др.)	3200	0,03	0,08	0,15	0,02
Основные (габбро, диабазы и др.)	2940	0,6	1,8	0,7	0,32
Средние (диориты, кварцевые диориты)	2810	1,8	6,0	1,8	0,93
Гранодиориты	2690	2,1	8,3	2,3	1,16
Плагиограниты	2590	2,7	9,6	2,5	1,37
Граниты					
Биотитовые	2580	4,0	15,0	3,4	2,06
Лейкократовые аляскитовые	2570	7,0	14,0	4,0	2,50
Щелочная серия					
Мельтейгиты, меймечиты, йолиты	2850	2,6	9,8	1,8	1,47
Кимберлиты					
Неалмазоносные	3000	2,6	8,8	1,6	1,36
Алмазоносные	3000	3,2	16,3	2,0	2,03
Сиениты	2640	—	—	—	—
Нефелиновые сиениты					
Миаскитовые	2660	4,1	7,2	4,5	1,61
Агпаитовые	2620	10,3	28,3	5,0	4,5
Эффузивные					
Щелочная серия					
Трахибазальты	2500	2,4	2,0	2,6	1,15
Трахиты, трахилипариты	2400	3—8	30—50	4,8	2,58—5,0
Известково-щелочная серия					
Базальты	2540	0,7	2,3	1,0	0,34
Андезиты, андезитовые порфириты	2490	1,2	4,0	1,7	0,62
Дациты, дацитовые порфириты	2400	2,5	10,0	2,3	1,38
Липариты, кварцевые порфиры	2350	4,7	19,0	3,7	2,43

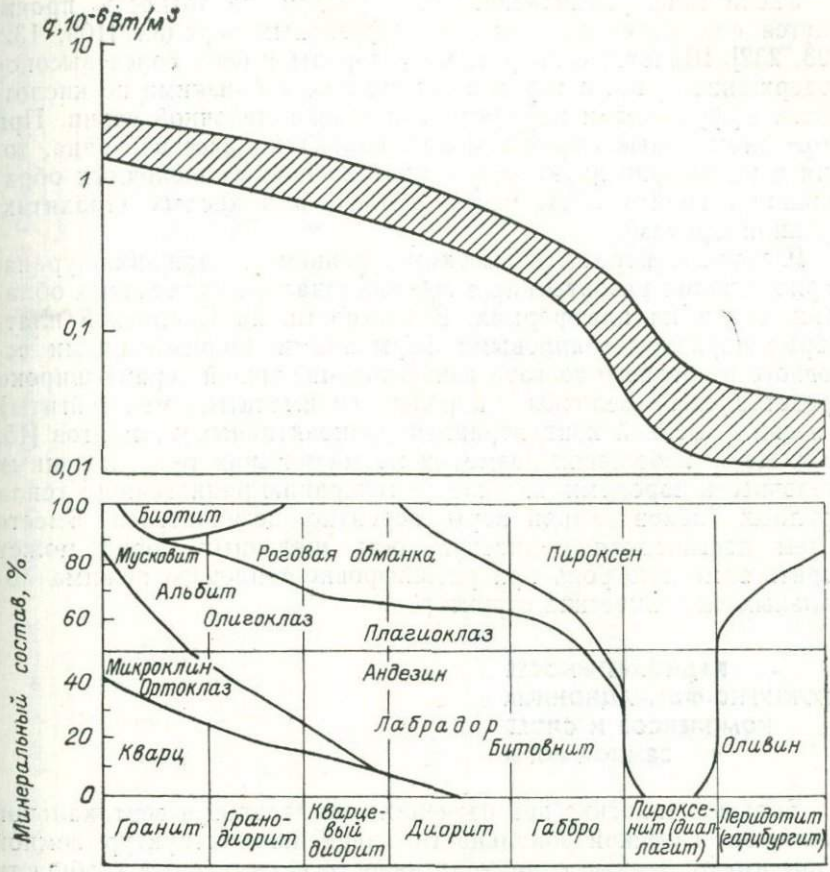


Рис. 19. Генерация радиогенного тепла и минеральный состав интрузивных пород известково-щелочной серии.

и калия в этих породах существует прямая корреляционная зависимость, пропорциональная концентрации кремнезема.

Среди наиболее высокорадиоактивных пород известково-щелочной серии — гранитов — Л. В. Комлев выделил несколько радиогеохимических типов [81] в зависимости от содержания урана и тория и от их соотношения. Слаборадиоактивными являются граниты, обедненные калием (плагиограниты); существенно калиевые лейкократовые граниты, наоборот, отличаются высокими концентрациями урана и тория. С увеличением кислотности магматических образований повышается и торий-урановое отношение: от 2,7 в ультраосновных породах до 4—5 и выше в кислых. Однако в отдельных провинциях (эвгеосинклинальные зоны, обрамление Тихого океана) это отношение понижено до 1—2,5.

Увеличение радиоактивности с ростом кислотности проявляется еще более отчетливо в эффузивных породах [109, 132, 193, 232]. Щелочные интрузивные породы имеют более высокое содержание урана и тория по сравнению с близкими по кислотности эффузивными породами известково-щелочной серии. При этом аномальные (превышающие кларк) количества урана, тория и калия фиксируются и в ультраосновных щелочных образованиях (меймечитах, мельтейгитах), и в кислых (трахитах, трахилипаритах).

Щелочные породы с высоким уровнем содержания урана, тория и калия развиты как в геосинклинально-складчатых областях, так и на платформах. В частности, на Сибирской платформе наряду с трапповыми формациями (образованиями основного и среднего состава известково-щелочной серии) широко представлены щелочные породы (меймечиты, мельтейгиты) с весьма высокой концентрацией радиоактивных элементов [15, 132]. Из-за небольших размеров магматических тел, сложенных щелочными породами, их вклад в генерацию радиогенного тепла крупных блоков земной коры, вероятно, незначителен. Вместе с тем повышенная радиоактивность щелочных пород может играть заметную роль при расшифровке теплового режима локальных тектонических структур.

РАДИОАКТИВНОСТЬ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ И СЛОЕВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Большое значение при изучении латеральной и вертикальной радиогеологической зональности главнейших структур земной коры имеют данные о радиоактивности естественных сообществ горных пород — геологических формаций и структурно-формационных комплексов [133—135]. С учетом сведений о радиоактивности горных пород и геологических формаций [193, 210] получены обобщающие данные о радиоактивности и генерации радиогенного тепла различных слоев литосферы (табл. 12).

Эволюция метаморфических и магматических формаций в пределах Канадского, Австралийского, Балтийского и других щитов охватывает наиболее длительный интервал геологической истории коровой оболочки планеты (от 1 до 3 млрд. лет и более). Такой временной диапазон, соизмеримый с периодами полураспада урана, тория и калия, при подсчете генерации радиогенного тепла в структурно-формационных комплексах докембрия заставляет учитывать естественную убыль радиоактивных элементов, основываясь на их современном распределении в горных породах (табл. 13).

Среди докембрийских складчатых областей достаточно уверенно выделяются блоки, сложенные структурно-формационными

ТАБЛИЦА 12

Генерация радиогенного тепла q в слоях земной коры фанерозойских складчатых областей территории Советского Союза

Геосинклинально-складчатые системы, районы	Осадочный						Гранитный (гранитно-метаморфический)						Диоритовый					
	Мощность, км	Плотность, кг/м³	U, 10^{-4} %	Th, 10^{-4} %	K, %	q, 10^{-6} Вт/м³	Мощность, км	Плотность, кг/м³	U, 10^{-4} %	Th, 10^{-4} %	K, %	q, 10^{-6} Вт/м³	Мощность, км	Плотность, кг/м³	U, 10^{-4} %	Th, 10^{-4} %	K, %	q, 10^{-6} Вт/м³
Кайнозойская складчатость																		
Восточная Камчатка	8	2400	1,9	5,2	1,75	0,91	10	2650	2,3	5,4	2,0	0,99	10	2720	1,2	2,2	1,8	0,91
Малый Кавказ	3	2400	2,3	6,1	1,8	0,91	10	2650	3,8	14,6	2,5	2,01	12	2720	1,8	7,6	2,0	1,03
Мезозойская складчатость (киммериды)																		
Сихотэ-Алинская и Амуро-Охотская (Буреинский и Ханкинский массивы и их обрамление)	1	2500	2,7	9,2	1,4	1,27	7	2700	3,8	18,6	2,3	2,33	10	2750	2,3	8,2	1,7	1,22
Большой Кавказ	1	2550	1,8	5,8	1,4	0,85	24	2700	3,8	12,9	2,3	1,93	8	2750	1,6	6,8	1,8	0,94
Средне-позднепалеозойская складчатость (герциниды)																		
Центральное Забайкалье	1	2550	2,0	7,0	1,4	0,98	10	2650	3,4	18,1	2,2	2,15	7	2750	1,7	8,0	1,7	1,04
Уральская (эвгеосинклинальная)	1	2550	1,3	4,5	1,2	0,63	12	2750	2,7	10,8	1,5	1,51	8	2800	0,9	3,1	1,0	0,48
Иртыш-Зайсанская	1	2600	1,3	4,6	1,4	0,65	4	2750	2,7	12,1	1,8	1,61	12	2800	1,3	7,1	1,4	0,89
Джунгарская	1,5	2550	1,9	6,6	1,4	0,92	11,5	2700	3,4	17,2	2,4	2,13	12	2800	2,1	8,7	1,6	1,22
Ранне-среднепалеозойская складчатость (каледониды)																		
Северо-Тянь-Шаньская	1	2600	2,2	8,0	1,4	1,11	14	2750	3,8	17,0	2,2	2,26	9	2750	1,8	7,2	1,6	1,01
Северный Казахстан (срединный массив и миогеосинклинальное обрамление)	1	2600	2,5	8,3	1,5	1,21	10	2700	4,1	20,0	2,5	2,51	12	2750	2,0	9,2	1,9	1,21
Северо-Западное Прибалхашье	1	2600	1,9	6,4	1,4	0,93	17	2700	3,2	16,2	2,3	2,01	7	2750	2,0	8,4	1,8	1,15
Алтае-Саянская	2	2600	1,6	4,4	1,3	0,71	5	2750	3,2	13,0	1,4	1,80	10	2800	1,3	5,4	0,9	1,03
Чингиз-Тарбагатайская (эвгеосинклинальная)	2	2600	1,4	5,6	1,3	0,85	10	2750	2,9	11,1	1,2	1,68	10	2800	1,2	5,0	0,8	0,77

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 12

Геосинклинально-складчатые системы, районы	Базальтовый (гранулито-базитовый)						Земная кора в целом					
	Мощность, км	Плотность, кг/м³	U, 10^{-4} %	Th, 10^{-4} %	K, %	q, 10^{-6} Вт/м³	Мощность, км	Плотность, кг/м³	U, 10^{-4} %	Th, 10^{-4} %	K, %	q, 10^{-6} Вт/м³
Кайнозойская складчатость												
Восточная Камчатка	15	2900	0,5	1,0	0,5	0,22	42	2690	1,6	3,7	1,4	0,69
Малый Кавказ	20	2900	1,0	2,7	0,6	0,49	45	2760	1,9	6,7	1,5	1,00
Мезозойская складчатость (киммериды)												
Сихотэ-Алинская и Амуро-Охотская (Буреинский и Ханкинский массивы и их обрамление)	17	2900	0,9	3,2	0,5	0,50	35	2800	1,9	7,9	1,2	1,10
Большой Кавказ	30	2900	0,8	2,4	0,6	0,41	62	2840	2,1	7,1	1,4	1,12
Средне-позднепалеозойская складчатость (герциниды)												
Центральное Забайкалье	28	2900	1,1	3,6	0,7	0,59	46	2780	1,7	7,5	1,2	1,01
Уральская (эвгеосинклинальная)	20	2900	0,3	1,0	0,5	0,16	41	2830	1,1	4,4	0,9	0,61
Иртыш-Зайсанская	24	2900	0,7	2,2	0,5	0,37	41	2850	1,1	4,7	0,9	0,66
Джунгарская	25	2900	1,1	3,6	0,7	0,59	50	2820	1,9	8,0	1,3	1,13
Ранне-среднепалеозойская складчатость (каледониды)												
Северо-Тянь-Шаньская	26	2900	0,9	2,7	0,7	0,47	50	2825	1,9	7,6	1,3	1,10
Северный Казахстан (срединный массив и миогеосинклинальное обрамление)	20	2900	1,0	3,6	0,6	0,56	43	2800	2,0	9,0	1,4	1,21
Северо-Западное Прибалхашье	23	2900	0,9	2,5	0,6	0,45	48	2780	1,9	8,3	1,4	1,13
Алтае-Саянская	30	2900	0,6	1,6	0,5	0,29	47	2850	1,1	3,7	0,7	0,59
Чингиз-Тарбагатайская (эвгеосинклинальная)	17	2900	0,7	2,0	0,4	0,35	39	2820	1,4	5,3	0,75	0,87

ТАБЛИЦА 13

Средняя генерация радиогенного тепла в гранитно-метаморфическом слое земной коры щитов

Щиты	Плотность, кг/м³	Содержание, %			Генерация радиогенного тепла, 10^{-6} Вт/м³		Источник
		U · 10^4	Th · 10^4	K	В настоящее время	2,5 млрд. лет назад	
Анабарский	2700	1,4	8,1	2,0	0,96	2,29	[172]
Балтийский	2700	1,6	10,0	2,25	1,15	2,73	[172]
Канадский	2650	2,0	10,6	2,8	1,27	3,07	[171]
Алданский	2600	2,2	12,0	2,4	1,39	3,33	[171]
Украинский	2600	2,5	14,0	3,0	1,61	3,85	[263]
Австралийский	2600	3,0	20,0	2,85	2,15	5,04	[263]

комплексами с резко пониженной радиоактивностью (меньше кларка в 2—3 раза) и с нормальным (кларковым) или повышенным содержанием калия, тория и урана в минеральном веществе. Докембрийские блоки с пониженной радиоактивностью можно подразделить на два типа: 1) с изначально (первично) низким содержанием урана, тория и калия в вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах, метаморфизм которых в зеленосланцевой, амфиболитовой и гранулитовой фациях не привел к сколько-нибудь существенному перераспределению элементов; 2) приуроченные к глубоко эродированным структурам, где на поверхность выведены высокометаморфизованные комплексы пород (в условиях гранулитовой фации) и ультраметаморфические образования чарнокитового и плагиогранитового ряда; пониженная радиоактивность этих блоков является вторичной, связанной с метаморфогенной миграцией вещества.

Блоки с первично пониженной радиоактивностью (Ветреный Пояс Карелии, северная часть Канадского щита) образовались, вероятно, на месте древних эвгеосинклинальных прогибов. Блоки с вторично низкой радиоактивностью и соответственно слабой генерацией радиогенного тепла (Винницко-Побужский блок на Украинском щите, гранулитовый пояс на Балтийском щите и др.) приурочены к выходам на поверхность первично сиалических пород преимущественно архея и нижнего протерозоя, метаморфизованных в условиях гранулитовых фаций. Блоки с повышенной или нормальной (кларковой) радиоактивностью связаны с метаморфическими комплексами амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, в которых, как правило, многократно проявлялись процессы ультраметаморфизма и гранитообразования. Эти процессы приводили к последовательному наращиванию содержания урана, тория и калия в продуктах кислого магматизма и гранитизации. В таких породах фиксируется не только постепенное увеличение общего содержания этих элемен-

тов, но и существенное изменение их формы нахождения, а также повышенное торий-урановое отношение [193].

Для структур фанерозойских складчатых областей наиболее характерно различие в радиогеохимических особенностях мио- и эвгеосинклинальных зон и возникающих на их месте инверсионных поднятий (см. табл. 12). Вулканические образования эвгеосинклинальных зон Тихоокеанского подвижного пояса, Уральской, Чингиз-Тарбагатайской и других складчатых систем отличаются крайне низким содержанием урана, тория и калия и относительно равномерным их распределением. Миогеосинклинальному структурно-формационному комплексу с четко выраженной литофильной специализацией вещества присуще повышенное содержание не только урана, но также тория и калия. В инверсионный этап развития фанерозойских складчатых областей продолжается дифференциация вещества осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов в результате магматизма и метаморфизма, что сопровождается дополнительным привносом радиоактивных элементов. С максимальной интенсивностью процессы миграции и концентрации *урана, тория и калия проявлены* в орогенных (инверсионных) структурах, развивающихся на миогеосинклинальных прогибах; от аналогичных зон в пределах эвгеосинклиналей они отличаются значительно более высокой радиоактивностью.

В тектоническом развитии чехла платформ выделяется несколько циклов, в ходе которых намечается существенно разное поведение урана и тория и их содержание в зависимости от фациальных, климатических и других условий. В начальные циклы формирования чехла (рифейского на древних платформах) накапливаются грубозернистые обогащенные торием отложения (конгломераты, гравелиты), которые развиты преимущественно в краевых частях бассейнов седиментации вблизи областей сноса (склоны щитов). В следующий, раннепалеозойский, цикл преобладают процессы химического выветривания, в связи с чем формируются тонкозернистые отложения и известняки, обогащенные органикой и ураном при некотором дефиците тория и калия. Для терригенных и карбонатных формаций верхних частей разреза древних платформ намечается постепенное снижение содержания урана и тория. В чехле некоторых древних платформ (например, Сибирской) весьма существенное значение в радиогеохимической зональности имеют процессы магматической дифференциации [132], с которыми связано образование комплексов основных пород с низкой радиоактивностью и *щелочных пород с повышенным* содержанием урана, тория, калия.

Сопоставление уровней содержания радиоактивных элементов и генерации радиогенного тепла в отдельных типах осадочных отложений чехлов молодых и древних платформ (табл. 14) показывает, что различие в тепловыделении обусловлено вариациями концентрации урана.

Радиогеологическая характеристика осадочного чехла платформ [153, 171, 238]

Породы	Распространенность, %	Плотность, кг/м³	Содержание радиоактивных элементов, %			Генерация радиогенного тепла, 10^{-6} Вт/м³
			U · 10^4	Th · 10^4	K	
Молодые платформы						
Западно-Сибирская						
Известняки	35	2400	1,6	1,9	0,3	0,49
Песчаники	30	2300	1,8	5,8	2,2	0,77
Глины, глинистые сланцы	30	2200	2,6	7,3	2,2	0,99
Битуминозные аргиллиты	<1	2200	22	7,8	1,8	5,16
Среднее		2250	2,4	5,0	1,8	0,83
Скифско-Туранская						
Известняки	35	2500	1,3	3,0	0,3	0,51
Песчаники	30	2300	2,8	7,3	2,0	1,10
Глины, глинистые сланцы	30	2350	3,1	9,5	2,0	1,30
Битуминозные аргиллиты	<1	2300	20	9,5	1,7	5,17
Среднее		2400	2,6	6,6	1,4	1,03
Древние платформы						
Русская						
Известняки	32,3	2600	2,1	2,2	0,5	0,68
Песчаники	27,3	2550	2,6	6,0	2,8	1,07
Глины, глинистые сланцы	33,5	2450	3,4	10,6	2,5	1,51
Углеродистые сланцы	1	2450	100	11,0	2,5	24,5
Среднее		2500	3,0	7,0	1,6	1,20
Сибирская						
Известняки	35	2700	1,8	3,0	0,4	0,69
Песчаники	30	2500	2,5	6,0	1,4	1,61
Глины, глинистые сланцы	30	2400	3,5	8,8	3,0	1,39
Битуминозные аргиллиты	<1	2400	40	11	2,8	10,03
Среднее		2500	3,0	6,0	1,6	1,13

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 14

Породы	Распространенность, %	Плотность, кг/м³	Содержание радиоактивных элементов, %			Генерация радиогенного тепла, 10^{-6} Вт/м³
			U · 10^4	Th · 10^4	K	
Северо-Американская						
Известняки	35	2600	1,5	3,5	0,35	0,62
Песчаники	25	2400	2,5	6,0	1,55	0,97
Глины, глинистые сланцы	35	2300	3,7	13,6	2,9	1,67
Углеродистые сланцы	<1	2300	80	11	2,5	18,53
Среднее		2450	3,2	8,8	1,6	1,34

Примечание. Не учитываются горизонты слаборадиоактивных солей и ангидритов, распространенность которых не превышает 5—6%.

Особое положение в разрезе земной коры занимают линейные трансрегиональные зоны прорыва вещества верхней мантии, резко отличающегося своей низкой радиоактивностью от пород литосферы. Такого рода линейные структуры приурочены обычно к зонам глубинных межблоковых разломов или к континентальным палеорифтам. По степени дифференцированности вещества и радиоактивности их можно подразделить на два типа: 1) зоны прорыва глубинного вещества основного и ультраосновного состава, в котором отмечается резкое уменьшение (на один-два порядка) содержания радиоактивных элементов по сравнению с породами земной коры (офиолитовые пояса Казахстана и Средней Азии, ультрамафитовые пояса Урала и т. д.); 2) зоны привноса магматических образований щелочного состава с повышенной радиоактивностью и, следовательно, высокой генерацией радиогенного тепла (северо-восточная часть Сибирской платформы, где наблюдаются тела кимберлитов и магматические породы трахибазальтовой и ультраосновной щелочной формаций с повышенным содержанием калия и тория).

Латеральная геохимическая неоднородность земной коры на щитах и в фанерозойских складчатых областях во многом связана с ее вертикальной радиогеологической зональностью. При изучении особенностей химизма и эволюции вещества литосферы сведения о ее радиогеохимической (радиогеологической) зональности в вертикальном направлении представляют особый интерес в связи с расшифровкой процессов, происходящих в глубинных горизонтах планеты, и увязкой структурно-геофизических данных со степенью преобразования вещества, обусловленной

проявлением регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и гранитизации. Влияние этих эндогенных процессов наиболее четко фиксируется при изучении радиоактивности метаморфических пород докембрийских складчатых областей, где вскрыты глубинные горизонты земной коры. Исходя из анализа радиогеохимических карт и геохимических колонок [193] в вертикальном разрезе литосферы может быть выделено несколько радиогеологических зон.

Наиболее насыщенной радиоактивными элементами является верхняя часть метаморфических толщ, включающая зоны зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и отчасти амфиболитовой фаций метаморфизма. К этой зоне в докембрийских и более молодых складчатых областях приурочена основная масса высокорадиоактивных продуктов ультраметаморфизма, метасоматоза и анатектической гранитизации. Ниже размещается область метаморфических пород высшей амфиболитовой и низшей гранулитовой фаций, которые по концентрации радиоактивных элементов соответствуют андезитам, трахиандезитам и диоритам. По содержанию урана и тория гиперстеновые гнейсы и аподиабазы гранулитовых субфаций сопоставимы с базальтами и другими магматическими породами преимущественно основного состава. Продукты метаморфизма эклогитовой фации по радиоактивным свойствам приближаются к ультраосновным породам.

Выделенные в составе метаморфических толщ зоны с разным содержанием радиоактивных элементов можно в какой-то степени параллелизовать с установленными по геофизическим данным подразделениями земной коры, которые условно получили название гранитного (гранитно-метаморфического) и базальтового (гранулито-базитового) слоев (рис. 20). К собственно гранитному слою, характеризующемуся максимальной насыщенностью радиоактивными элементами и кремнеземом, с полным основанием могут быть отнесены лишь метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования, гранитоиды и ультраметаморфические породы, развитые в зонах проявления зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. На базе сведений о радиоактивности и вещественном составе метаморфических толщ в базальтовый слой земной коры можно включить породы высшей гранулитовой (пироксеновой) субфации метаморфизма.

Между радиогеологическими зонами, вещество которых по содержанию урана и тория отвечает гранитам и базальтам, расположен слой, представленный продуктами метаморфизма роговообманковой гранулитовой субфации; по радиоактивности этот слой близок к магматическим породам среднего состава с повышенной щелочностью (андезиты, трахиандезиты, сиениты, диориты). Промежуточная зона, выявленная по геохимическим данным, вероятнее всего, соответствует диоритовому слою, который все чаще выделяется геофизиками по результатам глубин-

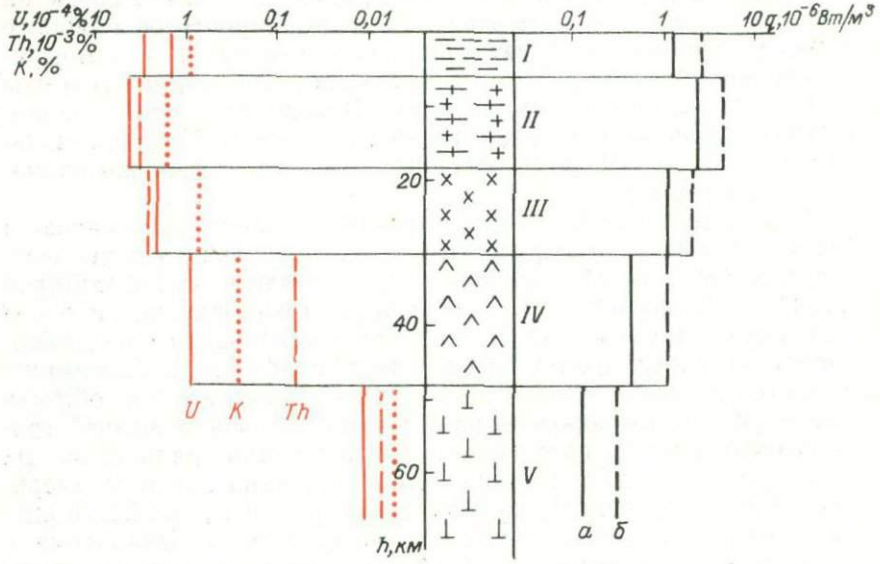


Рис. 20. Содержание радиоактивных элементов и генерация радиогенного тепла в слоях земной коры континентов.

Слои земной коры: *I* — осадочный, *II* — гранитно-метаморфический, *III* — диоритовый, *IV* — базальтовый; *V* — верхняя мантия. *а* — в настоящее время; *б* — 1 млрд. лет назад.

ного сейсмического зондирования. Характерной особенностью этого слоя является его повышенная щелочность.

И наконец, породы, подвергшиеся изменениям в наиболее глубинных зонах земной коры в условиях эклогитовой фации метаморфизма, по радиоактивности и другим признакам соответствуют, по сути дела, подкоровому веществу. Возможно, что их следует рассматривать отдельно — в составе самостоятельного эклогитового слоя.

Среднее содержание урана и тория в земной коре в целом (кларки элементов) оценивается по-разному [24, 255, 281]. Большинство оценок не могут рассматриваться как достоверные из-за чрезвычайно ограниченного объема сведений по геохимии пород океанических впадин. На основе планомерных площадных радиогеохимических исследований в складчатых и платформенных областях можно более уверенно оценивать кларки урана, тория и калия в континентальных блоках земной коры, среди которых по радиогеохимическим данным отчетливо выделяются два типа: интенсивно и слабо дифференцированные. В этих блоках наиболее существенное различие в содержании радиоактивных элементов отмечается для образований гранитно-метаморфического слоя. В нижележащем горизонте земной коры концентрация радиоактивных элементов выравнивается.

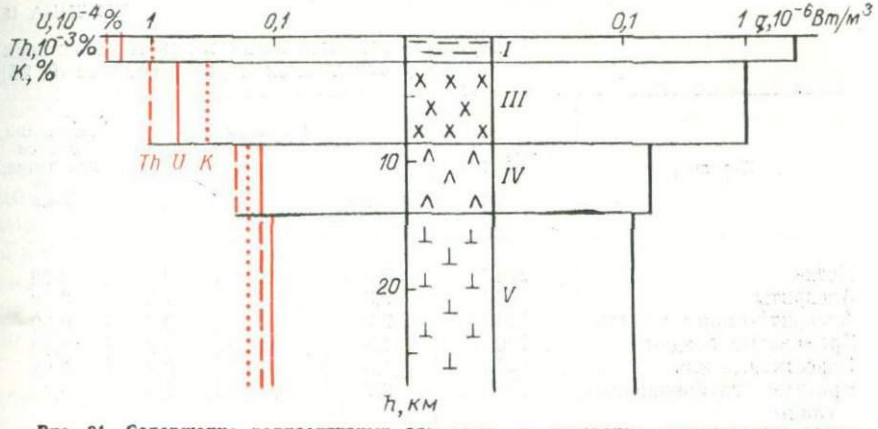


Рис. 21. Содержание радиоактивных элементов и генерация радиогенного тепла в земной коре океанов.
Слои см. на рис. 20.

Радиоактивность горных пород океанических впадин изучена значительно слабее, поэтому приведенные ниже данные о генерации радиогенного тепла в земной коре акваторий (при известной неопределенности ее состава и строения) представляются весьма приближенными. В пределах океанических впадин повсеместно развит относительно маломощный (100—400 м) слой современных осадков, представленных нелитифицированными песками, алевритами, алеврито-глинистыми, кремнистыми илами, красными глубоководными глинами и другими отложениями. В зоне шельфа мощность осадочного покрова, представленного преимущественно песками и алевритами, существенно выше и достигает иногда нескольких километров. Содержание урана в разрезе изученных океанических и морских осадков колеблется в широких пределах (табл. 15). Количество тория и калия более постоянно и может быть оценено (в среднем) с бóльшей достоверностью.

Совсем слабо изучена радиоактивность кристаллических пород дна океанов. Исходя из данных единичных работ [172, 204, 233] оценено содержание радиоактивных элементов в коренных породах главным образом Тихого океана (табл. 16). Развитые здесь (преимущественно в пределах островных дуг) магматические породы среднего и основного состава (андезиты, базальты, диориты) имеют пониженную концентрацию радиоактивных элементов по сравнению с аналогичными породами континентов. В связи с этим генерация радиогенного тепла в слоях земной коры для океанических впадин значительно ниже, чем для континентов (рис. 21). Однако радиоактивность верхней мантии под океанами по имеющимся (хотя и малочисленным) данным о радиоактивности магматических пород ультраосновного состава, по-видимому, выше, чем на континентах.

ТАБЛИЦА 15

Содержание радиоактивных элементов в донных отложениях морей и океанов [9, 25]

Породы	Плотность, кг/м³	Содержание, %			Генерация радиогенного тепла, 10^{-6} Вт/м³
		U · 10^4	Th · 10^4	K	
Пески	2100	3,0	2,0	2,5	0,72
Алевриты	1900	2,3	2,8	2,5	0,58
Алеврито-глинистые илы	1500	2,7	4,8	2,0	0,59
Кремнистые осадки	1600	1,3	2,1	2,2	0,30
Известковые илы	1500	1,3	1,0	0,7	0,23
Красные глубоководные глины	1800	2,7	6,6	2,3	0,79
Среднее	1800	2,0	2,9	1,7	0,35

ТАБЛИЦА 16

Радиогеологическая характеристика кристаллических пород и слоев земной коры океанического типа

Минеральные образования	Распространенность, %	Плотность, кг/м³	Содержание, %			Генерация радиогенного тепла, 10^{-6} Вт/м³
			U · 10^4	Th · 10^4	K	
Горные породы						
Ультраосновные	2,5	3200	0,1	0,14	0,02	0,04
Габбро	1,0	2940	0,2	0,7	0,21	0,11
Метаморфические	10,4	2700	0,65	1,5	0,4	0,28
Базальты						
Свежие	68,7	2540	0,2	0,4	0,22	0,08
Выветрелые	17,4	2400	0,35	0,4	0,55	0,11
Слои земной коры						
Осадочный	—	1800	2,0	2,9	1,7	0,50
Диоритовый (вулканогенно-метаморфический)	—	2700	0,6	1,1	0,4	0,26
Базальтовый	—	2900	0,1	0,2	0,2	0,05
Земная кора в целом (включая осадочный слой)	—	2660	0,27	0,37	0,29	0,10

Вместе с тем в пределах и континентов и океанических впадин ультраосновные породы известково-щелочной серии содержат уран, торий и калий в количестве, на несколько порядков меньшем по сравнению с концентрацией этих элементов в осадочных породах, метаморфических и магматических образованиях кислого и среднего состава. Это различие столь существенно, что некоторые исследователи [173, 193] высказывают мнение о невозможности формирования высокорадиоактивной коровой оболочки за счет только дифференциации вещества верхней мантии. Весьма возможно, что в создании повышенной радиоактивности земной коры какую-то роль играли космические факторы: изотопный состав мог изменяться под влиянием потоков нейтронов или заряженных частиц.

Вне зависимости от первичных причин, обусловивших радиогеологическую зональность земной коры, в ее геохимической истории намечается несколько эпох глобального накопления урана, тория и калия, с которыми связано образование структурно-формационных комплексов в гранитно-метаморфическом и осадочном слоях с резко повышенной генерацией радиогенного тепла. Наиболее ранним и важным временем формирования высокорадиоактивного гранитно-метаморфического слоя является архейско-раннепротерозойская эпоха становления осадочных и интрузивных пород, первично обогащенных ураном и торием. Для осадочного слоя земной коры наиболее значительными по масштабам накопления радиоактивных элементов являются раннепалеозойская (кембрийско-ордовикская) эпоха формирования углеродистых формаций (уран) и позднепалеозойская эпоха образования калийных солей.

ГЛАВА IV

ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ, ГОРНЫХ ПОРОД, ОБОЛОЧЕК ЛИТОСФЕРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Распределение температуры в недрах планеты и интенсивность передачи тепловой энергии к ее поверхности определяются размещением и мощностью источников тепла, с одной стороны, и теплофизическими параметрами минеральных веществ, водных растворов и расплавов — с другой. В настоящей главе изложены сведения о теплофизических свойствах минеральных веществ земной коры, необходимые для сравнительной оценки геотермических особенностей отдельных геологических структур, что может быть использовано как в практической геологии для поисков и прогнозирования месторождений полезных ископаемых, так и в научных программах для выяснения особенностей геологического строения и развития земной коры.

В последнее время большое значение приобретают также инженерно-физические аспекты геотермии — изучение термодинамических и тепломассообменных процессов в горных породах, горных выработках и скважинах для решения различных технических задач, связанных с использованием природных ресурсов: а) прогноз и регулирование теплового режима шахт, рудников, карьеров; б) разрушение и упрочнение горных пород; в) оттаивание мерзлых горных пород; г) бесшахтная добыча твердых полезных ископаемых; д) термические методы интенсификации добычи и повышения извлечения из недр нефти и газа; ж) использование глубинного тепла Земли. Решение всех перечисленных проблем предполагает наличие исчерпывающей информации о теплофизических свойствах горных пород, об изменении этих свойств в разных термодинамических обстановках.

К теплофизическим свойствам относятся: теплопроводность, температуропроводность, теплоемкость, температурные коэффициенты линейного и объемного расширения (табл. 17).

В большинстве случаев к горным породам применимы представления о теплопередаче в дисперсных средах, рассмотренные в работах А. Ф. Чудновского и других исследователей [56, 67, 117, 138, 237]. В соответствии с этими представлениями теплопередача складывается из кондуктивной составляющей (теплопроводность), конвекции и излучения. В многофазных системах, какими являются горные породы, в качестве дополнительного осложняющего фактора выступает взаимоотношение между твердыми частицами (минералами) и разделяющими их воздушными и жидкими средами (вода, рассолы, нефть).

Теплопроводность монолитных изверженных пород, обладающих незначительной пористостью, как следует из работ Дж. Займана, Дж. Драбла, Г. Голдсмида, У. И. Моисеенко и др. [53, 67, 138, 139, 176], можно подразделить на две составляющие: электронную $\lambda_{эл}$ и решеточную $\lambda_р$. Первая обусловлена переносом тепла электронами и дырками, вторая — кристаллической решеткой. Электронная теплопроводность составляет незначительную часть от общей (суммарной) теплопроводности. В связи с этим при относительно невысоких температурах ($<100°$ С) для большинства горных пород решеточная теплопроводность может быть принята за их общую теплопроводность.

При более высоких температурах резко увеличивается тепломассоперенос и, следовательно, конвективная передача тепла. Поэтому, если в геологических системах проявлены метасоматические процессы, плавление, движение подземных вод, наряду с кондуктивной следует учитывать и конвективную составляющую. Это особенно важно для тектонически активных зон, а также для артезианских бассейнов (в том числе и при низкой температуре), в строении которых принимают участие хорошо проницаемые и обводненные горизонты песчаников, гравелитов. При температуре выше 500° С существенную роль в переносе тепла начинает играть лучистая составляющая теплопроводности.

Для систематизации данных о теплофизических свойствах минералов, руд, горных пород как в целом по земному шару, так и по отдельным геологическим структурам (платформы, складчатые области) использованы материалы авторов и многочисленные публикации. Показана также зависимость теплофизических свойств от влажности и пористости горных пород, от давления и температуры.

Для определения теплофизических параметров горных пород применяются различные методы, чувствительность и точность которых меняются в широком диапазоне (табл. 18). Выбор метода часто бывает случайным и определяется доступностью его технической реализации и простотой механической обработки

ТАБЛИЦА 17

Единицы тепловых величин

Величина	Определяющее уравнение	Единица			Переводной множитель в СИ
		СИ	СГС	Внесистемная	
Теплопроводность (коэффициент теплопроводности) λ — один из видов переноса теплоты	$\lambda = \frac{q}{\text{grad } T}$	Вт/(м · К) — теплопроводность вещества, в котором при стационарном режиме с поверхностной плотностью теплового потока $q=1$ Вт/м² устанавливается температурный градиент grad $T=1$ К/м	эрг/(с · см · °С)	кал/(с · см · °С) ккал/(ч · м · °С)	10^{-5} $4{,}1868 \cdot 10^{2}$ 1,163
Теплоемкость тела — отношение количества теплоты, необходимое для нагревания тела, к разности его температуры					
Удельная теплоемкость (при постоянном давлении) c_p — отношение теплоемкости однородного тела к его массе (при постоянном давлении)	$c_p = \frac{Q}{m\Delta T}$	Дж/(кг · К) — теплоемкость тела массой $m=1$ кг, температура которого повышается на $\Delta T=1$ К при подведении к нему количества теплоты $Q=1$ Дж (при постоянном давлении)	эрг/(г · °С)	кал/(г · °С) ккал/(кг · °С)	10^{-4} $4{,}1868 \cdot 10^{3}$ $4{,}1868 \cdot 10^{3}$

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 17

Величина	Определяющее уравнение	Единица			Переводной множитель в СИ
		СИ	СГС	Внесистемная	
Температуропроводность (коэффициент температуропроводности) a — физический параметр вещества, характеризующий скорость выравнивания его температуры в нестационарных тепловых процессах	$a = \frac{\lambda}{c_p \sigma}$	$м^2/с$ — температуропроводность вещества с теплопроводностью $\lambda = 1$ Вт/(м · К), удельной теплоемкостью $c_p = 1$ Дж/(кг · К) и плотностью $\sigma = 1$ кг/м³	$см^2/с$	$м^2/ч$	10^{-4} $2{,}7778 \cdot 10^{-4}$
Температурный коэффициент линейного расширения α — отношение относительного удлинения тела к изменению температуры (при постоянном давлении)	$\alpha = \frac{\Delta l}{l_0 \Delta T}$	1/К	1/°С		
Температурный коэффициент объемного расширения β — отношение относительного увеличения объема тела к изменению температуры (при постоянном давлении)	$\beta = \frac{\Delta V}{V_0 \Delta T}$	1/К	1/°С		

Метод	Прибор, установка	Измеряемая величина	Относительная случайная погрешность, %
			Стационарные
Пластин (для измерений при высокой температуре)	—	λ	1—3
Пластин (для измерений при низкой температуре)	«Лямбда»	λ	5
			Нестационарные
			Методы регулярного
Регулярный режим I рода	Акалориметр	a	3
	Бикалориметр	a, λ	5
Метод «двух альфа»	—	a, λ	3
	Микрокалориметр	a, c	5
Регулярный режим II рода	Прибор для измерения теплофизических коэффициентов в динамическом режиме при температуре 20—400° С	a, λ, c	3—5
Регулярный режим III рода			
Цилиндрических температурных волн	—	a	3
Плоских температурных волн	—	a, c	5,5
Плоского симметричного бикалориметра	РКЗ-λ-20	a, λ	3—5
Двух температурно-временны́х точек	—	a, λ	3—5

Методы и приборы для определения теплофизических характеристик горных пород

Основные источники систематических погрешностей	Требования к образцам	Время одного измерения	Литература
методы			
Контактное сопротивление соприкасающихся поверхностей образца, нагревателя, холодильника	Отшлифованные пластины, $d=30\div50$ мм, $h=6\div10$ мм	4—6 ч	[45, 53, **70**, 139, 244]
Погрешность измерения теплопроводности стандартного образца	Отшлифованные образцы, $d=12$ мм, $h=4$ мм	30 мин — 1 ч	[139, **161**, 182, 196]
методы			
режима			
Неравномерность температурного поля образца	Образцы цилиндрической формы, $h:d=3:1$	10—15 мин	[19, 56, 83, 129]
То же	$d=80$ мм, $h=48$ мм	30 мин	[13]
»	—	—	[78, 147]
»	$d=20$ мм, $h=60$ мм		[56]
Нестабильность контактного сопротивления между образцом и частями прибора	$d=20$ мм, $h=5\div10$ мм	2 ч (в интервале 20—400° С)	[152]
Погрешность измерения расстояния между термоприемниками	Образцы цилиндрической формы, $h:d\geqslant3$	4—6 ч	[79, 221]
Искажение сдвига фаз из-за инерционности светового источника	Пластины, $d=25$ мм, $h=5\div8$ мм	3 ч	[86, 221]
Нестабильность контактного сопротивления между образцом и частями калориметра	$d=20$ мм, $h=1\div3$ мм	1 мин	[92]
Несоблюдение граничных условий из-за потерь тепла с боковой поверхности образца	Пластины, $d=45$ мм, $h=10$ мм	10 мин	[30, 95]

Метод	Прибор, установка	Измеряемая величина	Относительная случайная погрешность, %
			Методы мгновенного
Плоского источника тепла	—	a, λ	6—8
Линейного источника тепла (зондовый)	—	a, λ	12
Точечного источника тепла	Шаровой зонд Игольчатый зонд	a, λ	12
			Калориметрические
Смешения	Массивный калориметр	c	3
Адиабатический	Автоматизированная установка	c	6

образцов. Отсутствие рациональной унифицированной методики измерения теплофизических параметров затрудняет сопоставление полученных данных.

Из всего перечня методов и созданных на их основе приборов и установок наиболее целесообразно использовать зондовый метод, позволяющий определять все три характеристики и не требующий сложной обработки образцов.

Из всех определяемых теплофизических параметров наибольшее значение имеет коэффициент теплопроводности, так как передача тепла в минеральном веществе земной коры зависит главным образом от этой величины. Другие свойства (температуропроводность, удельная теплоемкость, температурный коэффициент) еще мало используются в геологии и геофизике. Поэтому основное внимание в данной главе уделено анализу количественных оценок теплопроводности, хотя приводятся сведения о значениях и других теплофизических параметров, достаточные для изучения тех или иных геологических явлений. Теплофизические характеристики минералов и горных пород даны по результатам непосредственных измерений с учетом сведений,

Основные источники систематических погрешностей	Требования к образцам	Время одного измерения	Литература
источника тепла			
Потери тепла с поверхности зонда и погрешность измерения расстояния между термоприемниками		10 мин	[75, 121, 185, 226]
Потери тепла с поверхности зонда, погрешность измерения расстояния между зондом и термоприемником	Размеры зонда $d=2$ мм, $l=45$ мм	10 мин	[75, 121, 185]
Потери тепла с поверхности зонда	$r=5$ мм $r=2$ мм	10 мин	[75, 121, 122, 237, 256]
методы			
Теплообмен калориметра с окружающей средой	Масса образца 4—5 г	30 мин	[3, 227]
То же	Масса образца 55 г	6—7 мин	[31]

имеющихся в справочной литературе [19, 38, 45, 60, 95, 139, 176, 196, 201, 208, 224, 225, 235] и периодической печати [36, 42, 62, 129, 185, 205, 216, 221, 244, 249, 257, 258, 261, 274, 280]. Средние (средневзвешенные) значения параметров для геологических формаций, структурно-формационных комплексов и слоев земной коры получены путем интерполяции с учетом объема входящих в их состав горных пород.

ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ МИНЕРАЛОВ

Большинство минералов, слагающих горные породы, можно рассматривать как однофазные твердые системы, для которых решающее значение имеет решеточная теплопроводность и которые отличаются от самородных элементов * значительно более

* Для самородных элементов (золото, железо, медь, алмаз, графит) характерны низкая теплоемкость и высокая теплопроводность [224], обусловленная передачей энергии через твердую фазу (при тепловом движении молекул, атомов и ионов и при диффузии свободных электронов).

ТАБЛИЦА 19

Теплопроводность и теплоемкость минералов [257]

Минералы	λ, Вт/(м · К)	c, Дж/(кг · К)
Породообразующие минералы		
Авгит	3,82	—
Адуляр	—	748,8
Альбит	2,31	711,0
Альмандин	3,31	—
Амфибол	—	748,8
Андалузит	7,57	—
Андезин	—	711,0
Ангидрит	4,91—5,75	—
Анортит	—	711,0
Биотит	1,95	—
Бронзит	4,03	—
Гиперстен	—	795,5
Гипс	1,30	—
Гроссуляр	5,46	—
Диопсид	5,76	711,0
Жадеит	5,61	—
Каменная соль	5,35—7,22	—
Кварц (монокристалл)	6,5—7,2 11,3—13,2	— —
α-кварц	7,99	—
Кианит	14,2	—
Лабрадор	—	837,4
Лейцит	—	748,8
Микроклин	2,42	669,0
Мусковит	2,32	—
Нефелин	1,75	—
Олигоклаз	—	837,0
Ортоклаз	2,31	628,0
Пироксен	—	748,8
Пироп	3,21	—
Полигалит	1,55	—
Серпентин	1,79—2,47	—
Силлиманит	9,1	—
Сподумен	6,23	—
Ставролит	4,30	—
Фаялит	3,16	—
Флогопит	2,29	—
Форстерит	5,15	—
Шерл	4,01—4,94	—
Шпинель	3,48	—
Энстатит	4,39	—
Акцессорные минералы		
Барит	1,7	—
Берилл	8,4	—
Корунд	—	711
Рутил	∥ 13,8 ⊥ 7,14	— —
Топаз	23,4	—
Турмалин	4,50	—
Флюорит	4,03	—
Циркон	—	669
Рудные минералы		
Гематит	∥ 12,1 ⊥ 14,7	—
Гематит (поликристалл)	10,4	628,0
Касситерит	—	340,0
Ковеллин	—	502,4
Куприт	—	460,5
Лимонит	—	921,1
Магнетит	5,3	586,1
Молибденит	—	574,3
Настуран	9,66	—
Пирит (монокристалл)	38,9	—
Пиротозит	—	963,0
Рутил	∥ 12,6—13,7 ⊥ 7,11—8,5	—
Стибнит	—	343,4
Сфалерит	26,7	—
Халькопирит	—	534,3

Примечание. Знаки ∥ и ⊥ показывают, что теплопроводность измерена параллельно и перпендикулярно к главной оптической оси.

слабой проводимостью тепла. В кристаллах и кристаллических системах горных пород поток тепла для анизотропных структур неодинаков в двух и даже в трех направлениях. Для большинства минералов (так же как и для осадочных пород) теплопроводность вдоль слоистости и перпендикулярно к слоистости существенно разная, но таких определений пока что мало. Поэтому

для большинства горных пород и минералов предполагается их изотропность и однородность и приводятся осредненные значения теплопроводности, найденные на достаточно крупных образцах по отношению средней плотности теплового потока к среднему температурному градиенту.

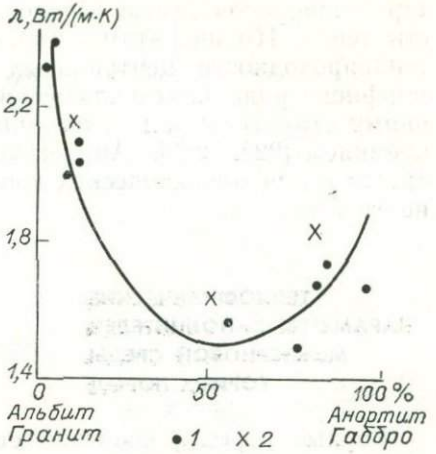


Рис. 22. Изменение теплопроводности в изоморфном ряду плагиоклазов.

1 — минералы; *2* — горные породы.

В большинстве случаев, как видно из данных А. С. Поваренных, Г. Г. Продайвода, К. Хораи и Дж. Симмонса [225, 257], теплопроводность породообразующих минералов изверженных пород (полевые шпаты, биотит, роговая обманка) ниже, чем акцессорных (флюорит, турмалин) и рудных (пирит, гематит, сфалерит) (табл. 19). Исключение составляют породообразующие минералы метаморфических пород (сподумен, андалузит, кианит), теплопроводность которых выше, чем у породообразующих минералов интрузивных образований и даже некоторых акцессориев.

По имеющимся немногочисленным данным для минералов кубической, гексагональной и некоторых других сингоний отношение значений теплопроводности вдоль главных оптических осей близко к единице. Для некоторых минералов ромбической и моноклинной сингоний это отношение колеблется от 0,8 до 1,5, а для слюд достигает 5—6. Теплопроводность слюд (биотита, мусковита) по слоистости минерала составляет всего 0,005 Вт/(м · К) [62, 257].

Теплопроводность кристаллов обусловливается состоянием кристаллической решетки. Теоретические исследования и эксперименты [67, 117, 139, 176] показывают, что интенсивность переноса тепла фононами зависит от химического состава кристаллов, их плотности, температуры, от кристаллографического направления, межатомных расстояний, наличия дефектов в кристаллической структуре и от других факторов. При этом передача тепла для большинства породообразующих минералов осуществляется преимущественно через анионный остов решетки. С увеличением межатомных расстояний, по данным К. Хораи и Дж. Симмонса [257], происходит уменьшение теплопроводности в минералах как с ковалентной, так и с ионной связью. В общем случае для менее компактных структур кристаллов теплопроводность ниже. Нарушения (дефекты) кристаллической струк-

туры минералов также обусловливают уменьшение проводимости тепла. Именно этим объясняется, по-видимому, минимум теплопроводности центральных (промежуточных) членов изоморфного ряда плагиоклазов, вызванный локальными нарушениями структуры при замещении кальция натрием и алюминия кремнием [225, 257]. Аналогичная закономерность прослеживается и для магматических пород по мере изменения их основности (рис. 22).

ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ЗАПОЛНИТЕЛЕЙ МЕЖЗЕРНОВОЙ СРЕДЫ ГОРНЫХ ПОРОД

Горные породы, особенно осадочные, представляют собой капиллярно-пористые тела, поровое пространство которых заполнено воздухом, водой, газом, нефтью или другими флюидами. Поэтому при установлении общих закономерностей, определяющих теплопроводность горных пород, необходимо рассматривать физико-химическую природу не только самой породы, но и насыщающего ее флюида, количественное соотношение твердого вещества и газа или жидкости, взаимное расположение компонентов, их взаимодействие и другие факторы. Так, четкая зависимость теплопроводности от влагонасыщенности и структурно-текстурных особенностей горных пород показана У. И. Моисеенко и Л. М. Дорогиницкой для терригенных отложений Западно-Сибирской плиты [249].

Среди заполнителей межзернового пространства самую низкую теплопроводность имеет воздух (рис. 23, *а*). При комнатной температуре и атмосферном давлении его теплопроводность равна 0,026 Вт/(м·К), с ростом внутрипорового и пластового давления она возрастает до 0,06 Вт/(м·К). При повышении температуры и высоком давлении теплопроводность воздуха изменяется сложным образом: сначала несколько падает, а затем начинает увеличиваться. Теплоемкость воздуха при атмосферном давлении с ростом температуры очень слабо возрастает от $29{,}15 \cdot 10^3$ до $29{,}40 \cdot 10^3$ Дж/(моль·К). Повышение давления увеличивает ее до $39{,}15 \cdot 10^3$ Дж/(моль·К).

Как следует из справочных данных В. С. Чиркина [235], теплопроводность воды выше, чем воздуха: при комнатной температуре и атмосферном давлении она равна 0,58 Вт/(м·К) (рис. 23, *б*). Максимальная теплопроводность воды отмечается при температуре 403 К, дальнейшее повышение температуры снижает ее до 0,48 Вт/(м·К). Рост парциального давления воды в общем способствует повышению теплопроводности. Теплоемкость воды с ростом температуры увеличивается, а с повышением давления несколько уменьшается.

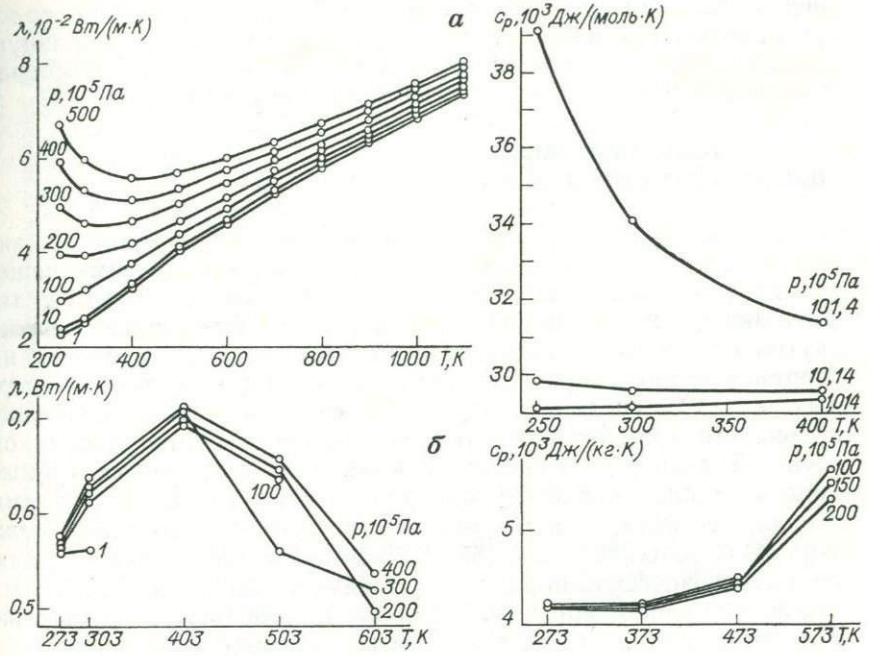


Рис. 23. Зависимость теплопроводности и теплоемкости воздуха (*а*) и воды (*б*) от температуры и давления.

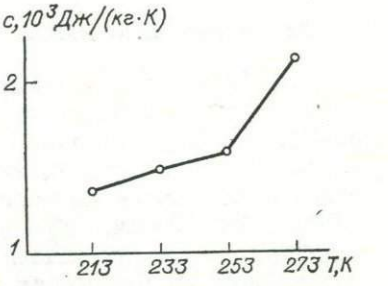


Рис. 24. Зависимость теплоемкости льда от температуры.

$\lambda = 2{,}23$ Вт/(м · К), $a = 0{,}9 \cdot 10^{-7}$ м²/с, $\sigma = 920$ кг/м³ при $T = 273$ К.

Г. М. Сухаревым, Ю. К. Таранухой и А. А. Ярошенко были изучены теплофизические свойства подземных вод разновозрастных отложений в нефтяных и газовых месторождениях и установлена связь теплопроводности и теплоемкости с компонентами их химического состава при температуре 298 К. Теплопроводность пресных, умеренно и высокоминерализованных вод равна соответственно 0,608; 0,606—0,607 и 0,600—0,604 Вт/(м · К) [207, 208].

Нефть имеет теплопроводность 0,14 Вт/(м · К). К. Д. Гусейнов и М. Н. Мамедов [42] исследовали теплопроводность альдегидов, она изменяется от 0,146 до 0,84 Вт/(м · К) в интервале температур 299,3—625 К и давлении $(1—500) \cdot 10^5$ Па.

В условиях многолетней мерзлоты передача тепла осуществляется сквозь толщу горных пород, в которых промежуточной

средой (заполнителем) выступает лед. Он имеет высокую теплопроводность, сравнимую с теплопроводностью пород и равную 2,23 Вт/(м·К) при атмосферном давлении; понижение температуры сопровождается уменьшением теплоемкости (рис. 24).

ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ГОРНЫХ ПОРОД

Наличие в горных породах межзернового пространства, заполненного воздухом, водой, нефтью, льдом или другими веществами, резко осложняет процесс переноса тепла, который складывается из кондуктивной теплопередачи (теплопроводности) внутри отдельных твердых частиц (минералов), в местах их соприкосновения, внутри межзерновой среды, на границах твердых частиц со средой, а также излучения от частицы к частице и конвективной передачи тепла в газообразной или жидкой среде. В дисперсных средах, какими являются многие горные породы, теплопроводность определяется не только свойствами твердого скелета, но и теплоизолирующими особенностями межзерновой среды [201, 224, 235, 237]. Влияние межзерновой среды на теплофизические параметры особенно велико для осадочных отложений земной коры, отличающихся наибольшей пористостью и насыщенностью водой, воздухом и углеводородами.

Осадочные отложения

Для этих пород характерен наиболее широкий диапазон колебаний теплопроводности и других теплофизических параметров (табл. 20). Главной причиной этого является пониженная теплопроводность заполняющей среды. Осадочные отложения резко различаются по пористости и влагонасыщенности в зависимости от условий образования, степени литификации, метаморфизма и других особенностей. Среди осадочных отложений главнейших геологических структур континентов и океанических впадин по значениям теплофизических характеристик можно выделить три группы пород: 1) терригенно-глинистые отложения с резко меняющейся теплопроводностью (от очень низких значений до средних и высоких), варьирующей в зависимости от степени литификации осадков; 2) плотные (кристаллические) карбонатные, соленосные и кварцитовые породы с постоянно повышенной теплопроводностью; 3) каустобиолиты (торф, бурые и каменные угли, углеродистые горючие сланцы) с чрезвычайно низкой теплопроводностью и высокой теплоемкостью.

В силу наибольшей распространенности терригенно-глинистых отложений их теплофизические свойства имеют решающее значение в формировании неоднородностей теплового поля верхней части земной коры. Ведущая роль этих отложений в тепловом режиме связана еще и с тем, что в процессе литификации

ТАБЛИЦА 20

Теплофизические характеристики осадочных пород [19, 45, 117, 121, 129, 205, 225, 236]

Порода	Теплопроводность, Вт/(м · К)			Температуропроводность, 10^{-7} м²/с			Теплоемкость, Дж/(кг · К)		
	n	$\frac{\lambda_{ср}}{\lambda_{min}-\lambda_{max}}$	S	n	$\frac{a_{ср}}{a_{min}-a_{max}}$	S	n	$\frac{c_{ср}}{c_{min}-c_{max}}$	S
Конгломерат, гравелит	86	$\frac{1,92}{1,05-3,86}$	0,56	23	$\frac{7,89}{6,30-11,50}$	1,24	23	$\frac{796}{754-837}$	15
Песчаник	447	$\frac{1,66}{0,38-5,17}$	0,98	133	$\frac{9,86}{2,54-20,43}$	3,10	113	$\frac{972}{670-3345}$	326
Алевролит	220	$\frac{1,49}{0,41-3,58}$	0,77	43	$\frac{10,28}{5,36-15,42}$	2,60	40	$\frac{880}{754-1649}$	250
Аргиллит, глинистый сланец	203	$\frac{1,22}{0,25-3,01}$	0,61	21	$\frac{9,46}{5,94-15,28}$	3,03	17	$\frac{866}{737-988}$	68
Глина	193	$\frac{1,49}{0,38-3,02}$	0,42	90	$\frac{6,60}{2,54-11,56}$	2,18	79	$\frac{1240}{753-3546}$	743
Доломит	72	$\frac{3,24}{1,63-6,50}$	0,85	38	$\frac{12,44}{8,26-16,80}$	2,65	35	$\frac{1088}{648-1465}$	213
Известняк	216	$\frac{2,40}{0,92-4,40}$	0,60	95	$\frac{11,27}{3,91-16,94}$	2,58	92	$\frac{887}{753-1712}$	122
Мергель	38	$\frac{1,92}{0,5-3,91}$	0,62	22	$\frac{7,13}{3,14-13,89}$	3,40	16	$\frac{1634}{837-3085}$	870
Мел	13	$\frac{1,58}{0,82-2,22}$	0,63	13	$\frac{4,77}{3,13-6,20}$	0,85	12	$\frac{1935}{837-3915}$	1162
Каменная соль	15	$\frac{3,64}{1,67-5,50}$	1,10	13	$\frac{15,60}{11,20-17,70}$	2,50	13	$\frac{2557}{1474-4651}$	950
Торф	1	0,07	—	1	16,19	—	1	1758	—
Каменный уголь	6	$\frac{0,21}{0,13-0,30}$	0,07	—	—	—	—	—	—

и метаморфизма осадков происходит резкое изменение их теплофизических характеристик; это приводит к заметной эволюции термального состояния геологических структур во времени.

Среди осадочных пород наименьшей теплопроводностью резко выделяются слаболитифицированные насыщенные влагой морские и океанические глубоководные отложения (глобигериновые, сапропелевые и другие илы и глины); для них имеется достаточно обширный фактический материал практически по всем океаническим впадинам [27, 71, 73, 119, 125, 160, 186, 245, 264, 265]. Современные донные отложения отличаются не только низкой теплопроводностью и высокой теплоемкостью, но и сравнительно узкими пределами колебания основных теплофизических характеристик, что связано с незначительными изменениями плотности и влажности этих осадков. По мере усиления литификации осадков резко изменяются их теплофизические параметры. Среди литифицированных осадочных отложений наиболее значительными (в десятки раз) колебаниями теплопроводности отличаются песчаники и аргиллиты. Теплоемкость литифицированных пород значительно ниже, чем у пористых осадков с повышенной влажностью.

В ряду конгломераты — гравелиты — песчаники — алевролиты — аргиллиты отмечается четкая зависимость теплопроводности от гранулометрического состава пород: с уменьшением размера зерен она закономерно снижается. Это обусловлено либо уменьшением передачи тепла в межзерновой среде из-за ослабления конвективного переноса тепла водой, либо увеличением контактного теплового сопротивления в микропористых структурах тонкозернистых пород. На теплопроводность терригенных осадков существенное влияние оказывает влажность. На примере песчаников Западно-Сибирской плиты видно, что породы в абсолютно сухом состоянии имеют более низкую теплопроводность, чем в увлажненном.

Хемогенные осадочные отложения (известняки, доломиты, каменная соль) отличаются от терригенных пород значительно более высокой средней теплопроводностью. Наличие кристаллических структур у этих образований сближает их по теплофизическим параметрам (прежде всего по теплопроводности) с магматическими породами. Каменная соль имеет наиболее высокие значения теплопроводности и теплоемкости по сравнению с другими типами пород земной коры. С увеличением содержания песчано-глинистого материала в карбонатных и соленосных породах их теплопроводность существенно уменьшается. Мергели и мел по теплофизическим характеристикам (за исключением теплоемкости) аналогичны терригенным отложениям.

Теплопроводность и другие теплофизические параметры близких по составу осадочных отложений в разных геологических структурах земной коры могут существенно различаться, что связано со структурно-текстурными особенностями пород и

неодинаковыми условиями их залегания и преобразования. Отмечается достаточно очевидная зависимость теплопроводности от возраста осадков, интенсивности их изменения и геотектонической позиции. Так, теплопроводность терригенных пород на древних платформах (Русской, Сибирской) значительно выше, чем на молодых, но ниже, чем в складчатых областях и краевых прогибах. Вместе с тем теплопроводность слаболитифицированных осадков Вилюйской синеклизы (в пределах Сибирской платформы) такая же, как у песчаников чехла молодой платформы (Западно-Сибирской). Четкая зависимость теплопроводности от степени литификации фиксируется у песчаников, алевролитов, аргиллитов, глин, мергелей.

Для карбонатных отложений такой явной связи не устанавливается. В некоторых наложенных впадинах (Минусинская, Колхидская) теплопроводность известняков даже выше, чем аналогичных более древних пород в складчатых областях.

Теплофизические параметры каустобиолитов (торфа, угля) и других осадочных пород с повышенным содержанием углерода (горючие углеродисто-глинистые и углеродисто-кремнистые сланцы) изучены сравнительно детально [2, 237]. Торф и каменные угли, состоящие из твердых ингредиентов и воздушных ячеек, по теплофизическим параметрам наиболее близкие к теплоизоляторам: имеют низкую теплопроводность и высокую теплоемкость. Теплопроводность углей различных угленосных бассейнов [2] колеблется в узких пределах [0,3—1,0 Вт/(м · К)] и слабо зависит от степени метаморфизма и марки угля. Так, максимальное значение теплопроводности у антрацита [0,15 Вт/(м · К)] и минимальное у лисичанского длиннопламенного угля [0,12 (Вт/м · К)] различаются всего на 20%. Установлена четкая зависимость теплопроводности углей от их плотности и степени измельчения. Теплопроводность дробленого угля значительно ниже, чем нетронутого в целиках. Теплоизоляционные свойства каменных углей связаны прежде всего с наличием воздуха в системе закрытых пор. Повышение влажности углей приводит к почти линейному резкому увеличению их теплопроводности и теплоемкости.

В целом для осадочных отложений земной коры характерно наибольшее разнообразие в значениях теплофизических параметров.

Магматические и метаморфические породы

Теплопроводность кристаллических интрузивных образований разной основности (табл. 21) обусловлена главным образом решеточной проводимостью твердых частиц-минералов. Повышенная (по сравнению с осадочными) плотность этих пород, значи-

ТАБЛИЦА 21

Теплофизические характеристики магматических пород [45, 121, 139, 140, 176, 225]

Порода	Теплопроводность, Вт/(м · К)		Температуропроводность, 10^{-7} м²/с		Теплоемкость, Дж/(кг · К)	
	n	$\frac{\lambda_{ср}}{\lambda_{min}-\lambda_{max}}$	n	$\frac{a_{ср}}{a_{min}-a_{max}}$	n	$\frac{c_{ср}}{c_{min}-c_{max}}$
Интрузивные породы						
Пироксенит	64	4,33 / 3,48—5,02	64	12,80 / 9,99—14,86	64	1005 / 879—1214
Метапироксенит	4	3,15 / 2,89—3,48	4	11,60 / 9,64—13,10	4	921 / 879—963
Пироксенит серпентинизированный	2	3,25 / 2,78—3,78	—	10,50 / 7,90—13,10	2	1240 / 1038—1444
Серпентинит	5	2,63 / 2,31—2,87	5	8,92 / 8,44—9,75	5	1005 / 963—1130
Перидотит	14	4,37 / 3,78—4,85	14	13,26 / 11,97—14,10	14	1005 / 921—1088
Перидотит серпентинизированный трещиноватый	3	2,77	1	8,70	1	1122
Оливинит	5	3,43	—	—	—	—
Габбро	7	2,28 / 1,80—2,83	9	9,72 / 9,32—12,17	9	1005 / 879—1130
Диабаз	7	2,29 / 1,71—2,90	5	9,51 / 9,00—10,16	5	860 / 783—929
Долерит	2	1,48 / 1,40—1,57	—	—	—	—
Диорит	43	2,20 / 1,38—2,89	10	6,38 / 3,32—8,64	3	1136 / 1118—1168
Кварцевый диорит	32	3,00 / 1,98—3,80	1	7,80	1	1214
Гранит	174	2,40 / 1,34—3,69	83	9,27 / 3,33—15,00	84	946 / 741—1548
Гранодиорит	23	2,11 / 1,64—2,48	16	5,15 / 3,05—7,50	10	1057 / 741—1256
Адамеллит	2	1,95 / 1,83—2,07	—	—	—	—
Аплит	1	2,29	—	—	—	—
Сиенит	31	2,26 / 1,74—2,97	4	6,30 / 5,40—7,90	—	—
Граносиенит	23	2,05 / 1,30—2,97	1	8,30	1	795

Порода	Теплопроводность, Вт/(м · К)		Температуропроводность, 10^{-7} м²/с		Теплоемкость, Дж/(кг · К)	
	n	$\frac{\lambda_{ср}}{\lambda_{min}-\lambda_{max}}$	n	$\frac{a_{ср}}{a_{min}-a_{max}}$	n	$\frac{c_{ср}}{c_{min}-c_{max}}$
Эффузивные породы						
Диабаз	5	2,50 / 2,13—2,90	5	9,51 / 9,00—10,16	5	860 / 791—929
Базальт	22	1,45 / 0,51—2,03	13	5,34 / 4,33—6,77	12	1231 / 762—2135
Андезито-базальт	14	1,69 / 1,02—2,03	—	—	—	—
Диабаз-порфирит	2	1,80 / 1,71—1,91	2	5,80 / 5,06—6,51	2	1233 / 1076—1890
Долерит	2	1,48 / 1,40—1,57	—	—	—	—
Порфирит	31	1,88 / 0,73—3,13	16	9,33 / 6,80—10,71	8	900 / 879—921
Порфирит роговообманковый	3	1,82 / 1,70—1,97	3	5,52 / 5,0—5,87	3	1380 / 1256—1424
Андезит	3	1,27 / 1,26—1,27	3	6,31 / 6,17—6,44	3	817 / 808—823
Трахидацит	11	2,03 / 1,77—2,32	—	—	—	—
Базальтовое стекло	3	1,52 / 1,36—1,68	3	4,68 / 4,21—5,55	3	1143 / 1046—1256
Обсидиан	3	1,46 / 1,38—1,56	3	5,64 / 5,47—5,87	3	1047 / 963—1214
Кварцевый порфир	9	2,11 / 1,76—2,60	2	5,97 / 5,00—6,94	1	1172
Кератофир	1	2,98	1	14,67	1	766
Альбитофир	44	2,30 / 1,17—3,25	2	10,57 / 10,46—10,67	2	1241 / 1222—1260
Туфобрекчия	8	2,02 / 1,70—2,06	—	—	—	—
Туф	44	2,34 / 1,30—3,95	6	10,94 / 9,99—12,36	7	1056 / 795—1411
Лава	5	0,49 / 0,25—0,73	5	2,89 / 2,35—4,13	5	1122 / 670—1382

тельно меньшая пористость и низкое содержание воды обусловливают более высокую теплопроводность и ограниченный интервал колебаний ее значений (не более чем в 1,5 раза) при относительно низкой теплоемкости.

Среди интрузивных образований наиболее хорошо изучены породы известково-щелочной серии, для которых в ряду ультраосновные — основные — средние — кислые максимальные значения теплопроводности установлены у крайних членов: 3,0—4,4 Вт/(м·К) у пироксенитов, перидотитов, оливинитов, с одной стороны, 2,4 Вт/(м·К) у гранитов — с другой. Интрузивные породы промежуточного (среднего и основного) состава (габбро, диабазы, диориты) обладают несколько меньшей теплопроводностью по сравнению с кислыми и ультраосновными разностями. Эта закономерность объясняется, по-видимому, аналогичным изменением теплопроводности главных породообразующих минералов изверженных пород — плагиоклазов.

Эффузивы имеют несколько меньшую теплопроводность и теплоемкость по сравнению с интрузивными породами той же основности, что связано со структурными особенностями вулканитов. Весьма низкой теплопроводностью отличаются по этой причине и вулканические стекла. Наибольшими значениями теплопроводности выделяются палеотипные кислые вулканиты (кератофиры, кварцевые порфиры) с микрозернистой основной массой. Самая слабая проводимость тепла [λ=0,49 Вт/(м·К)] зафиксирована в кайнотипных пористых лавах Тихоокеанского подвижного пояса в областях современного вулканизма. В отличие от осадочных отложений в интрузивных образованиях не отмечается сколько-нибудь явной зависимости теплопроводности от возраста пород или времени проявления складчатости. Например, граниты мезо-кайнозойского возраста в зоне альпийской складчатости Кавказа имеют примерно такую же теплопроводность, как и докембрийские граниты Украинского щита [2,8 Вт/(м·К)].

Метаморфические породы (кристаллические сланцы, гнейсы, мраморы и др.) имеют высокую теплопроводность (табл. 22). Это связано с плотной кристаллической структурой этих пород, их низкой пористостью и широким развитием метаморфических минералов (андалузит, ставролит), являющихся хорошими проводниками тепла. Процессы ультраметаморфизма и анатектического магматизма приводят к некоторому уменьшению теплопроводности метаморфических образований, что видно на примере чарнокитов и гранито-гнейсов. Продукты контактового метаморфизма (особенно «сухие» роговики) отличаются повышенной теплопроводностью. Породы из зон гидротермального метасоматоза по своим теплофизическим характеристикам близки к продуктам регионального метаморфизма.

Значительная часть руд сложена минералами и минеральными компонентами, имеющими сравнительно низкую теплопро-

ТАБЛИЦА 22

Теплофизические характеристики метаморфических пород [121, 140, 176, 225]

Порода	Теплопроводность, Вт/(м · К)			Температуропроводность, 10^{-7} м²/с			Теплоемкость, Дж/(кг · К)		
	n	$\frac{\lambda_{ср}}{\lambda_{min}-\lambda_{max}}$	S	n	$\frac{a_{ср}}{a_{min}-a_{max}}$	S	n	$\frac{c_{ср}}{c_{min}-c_{max}}$	S
Сланец	144	2,46 / 1,03—4,93	0,88	99	9,60 / 4,90—16,17	4,0	95	1096 / 754—1729	211
Гнейс	40	2,02 / 0,94—4,86	0,76	9	7,32 / 6,30—8,26	—	7	979 / 754—1176	190
Амфиболит	10	2,22 / 1,57—2,89	0,45	6	6,69 / 5,25—8,14	1,42	4	1134 / 1063—1201	56
Мрамор	26	2,56 / 1,59—4,00	0,59	9	11,03 / 7,8—12,00	1,36	8	857 / 753—879	45
Эклогит	5	3,35	—	—	—	—	—	—	—
Кварцево-карбонатная	11	2,71 / 1,61—5,01	1,03	5	9,03 / 7,43—13,60	2,59	5	1210 / 741—1666	330
Кварцит	9	5,26 / 2,68—7,60	1,70	8	17,89 / 13,60—20,89	2,48	8	991 / 718—1331	223
Гнейсо-гранит	33	2,00 / 1,14—4,10	0,35	18	7,24 / 4,30—10,20	1,65	15	1113 / 795—1516	195
Роговик	11	3,39 / 2,12—6,10	1,49	2	14,54 / 14,54—14,54	—	2	1480 / 1478—1482	—
Скарн	39	2,31 / 1,48—2,97	0,44	—	—	—	—	—	—

водность. Специфичны в этом отношении лишь сплошные сульфидные жильные тела, которые могут рассматриваться как хорошие проводники тепла (по типу металлов).

ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ МИНЕРАЛОВ И ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ВЫСОКИХ ТЕМПЕРАТУРАХ И ДАВЛЕНИЯХ

Рассмотренные выше значения теплопроводности горных пород, связанные с фононной (решеточной) проводимостью тепла, не могут быть использованы для построения тепловой модели литосферы и планеты в целом, так как при нарастании температуры и давления происходят существенные изменения данной величины. Кроме того, наряду с фононной теплопроводностью в глубинных зонах Земли необходимо учитывать другие составляющие: экситонную, лучистую и т. д. Для горных пород, находящихся в условиях высоких температур, следует иметь в виду и изменение их объема (температурный коэффициент объемного расширения), с чем может быть связано, как справедливо отмечают Е. А. Любимова, А. А. Смыслов и другие исследователи, возникновение термоупругих напряжений в земной коре.

Вопросы изменения тепло- и температуропроводности, вклад различных составляющих с теоретических позиций достаточно подробно рассмотрены в работах Е. А. Любимовой [115—117, 123], Ф. Берча [16], К. Кавады [225], У. И. Моисеенко и др. [139], Е. А. Сакварелидзе [176], Р. П. Юрчака [221] и др. Хотя экспериментальных исследований, связанных с непосредственной оценкой этих параметров, весьма мало [123, 139, 176, 244, 274], все же установлены общие закономерности поведения теплопроводности и других параметров в зависимости от термодинамических условий. Отметим характерные особенности температурной зависимости теплофизических параметров (рис. 25, 26, табл. 23).

Теплопроводность минералов и горных пород уменьшается с ростом температуры в диапазоне 300—1700 К. Особенно значительное понижение отмечается при нагревании до 470—700 К. Теплопроводность изверженных пород при изменении температуры от 293 до 1673 К в общем уменьшается в 2—4 раза. Теплопроводность оливинита, гранита и диорита, достигнув минимальных значений, с дальнейшим повышением температуры начинает возрастать. Петрографические исследования шлифов показывают, что минимум теплопроводности отвечает началу плавления этих пород. Температурная кривая теплопроводности обсидиана ведет себя по-другому: при нагревании обсидиана его теплопроводность возрастает. По химическому составу исследованные разности гранита и обсидиана весьма близки между

Теплофизические параметры минералов и горных пород при разной температуре [221]

Минерал, порода	Теплофизические параметры	T, К									
		300	400	500	600	700	800	900	1000	1100	1300
Оливин (001) $\sigma=3450$ кг/м^3	λ, Вт/(м · К)	5,07	4,73	4,23	3,89	3,86	3,98	4,23	4,77	5,44	—
	a, 10^{-6} м^2/с	1,85	1,49	1,22	1,08	1,03	1,04	1,09	1,20	1,35	—
	c, Дж/(кг · К)	800	920	1005	1050	1090	1110	1130	1150	1172	—
Периклаз (001) $\sigma=3580$ кг/м^3	λ, Вт/(м · К)	—	46,0	34,1	27,2	23,2	19,6	17,1	15,6	14,3	—
	a, 10^{-7} м^2/с	—	12,5	8,7	6,67	5,56	4,65	4,00	3,57	3,23	—
	c, Дж/(кг · К)	—	1026	1097	1139	1164	1180	1197	1222	1239	—
Жадеит	a, 10^{-6} м^2/с	1,54	1,28	1,11	0,97	0,88	0,84	0,83	0,88	0,96	—
Шпинель		—	—	3,45	3,13	2,86	2,56	2,44	2,25	2,13	—
Корунд		—	6,06	4,55	3,45	2,86	2,50	2,13	1,85	1,64	—
Полевой шпат		0,71	0,67	0,65	0,67	0,70	0,73	0,78	0,83	0,89	—
Гранит		1,11	0,99	0,89	0,83	0,79	0,79	0,80	0,81	0,83	—
Лерцолит $\sigma=3250$ кг/м^3	λ, Вт/(м · К)	4,77	4,56	4,06	—	2,76	—	2,85	—	2,80	2,60
	a, 10^{-6} м^2/с	1,72	1,41	1,11	—	0,67	—	0,65	—	0,62	0,57
	c, 10^{-6} Дж/(м^3 · К)	2,76	3,26	3,68	—	4,10	—	4,40	—	4,52	4,52
Гарцбургит $\sigma=3200$ кг/м^3	λ, Вт/(м · К)	3,56	3,22	3,14	—	2,22	—	1,97	—	1,72	1,38
	a, 10^{-6} м^2/с	1,44	1,15	0,99	—	0,61	—	0,50	—	0,42	0,33
	c, 10^{-6} Дж/(м^3 · К)	2,47	2,80	3,18	—	3,64	—	3,98	—	4,10	4,23

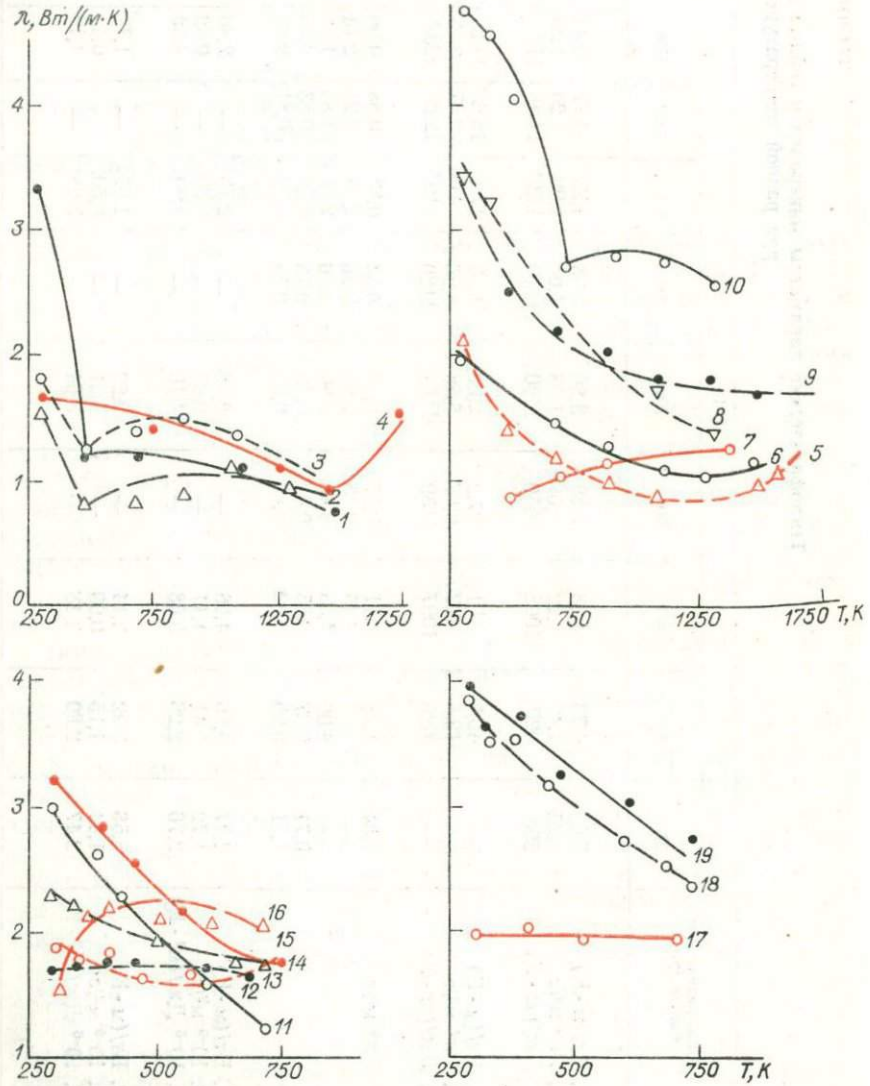


Рис. 25. Зависимость теплопроводности горных пород от температуры [139, 176, 221, 244, 274].

1 — эклогит; *2* — долерит; *3* — пироксеновое габбро; *4* — базальт; *5* — лейкократовый гранит; *6* — диорит; *7* — обсидиан; *8* — гарцбургит; *9* — оливинит; *10* — лерцолит; *11* — органогенный известняк; *12* — роговообманково-авгитовый порфирит; *13* — кварцевый порфир; *14* — фельзитовый альбитофир; *15, 16* — диабаз-порфирит (σ =2720 и 2650 кг/м³, пористость 5,48 и 2,88%, содержание плагиоклаза 40 и 25% соответственно); *17* — амфибол-пироксеновый порфирит; *18* — порфирит, аналог дацита; *19* — пемзовый туф.

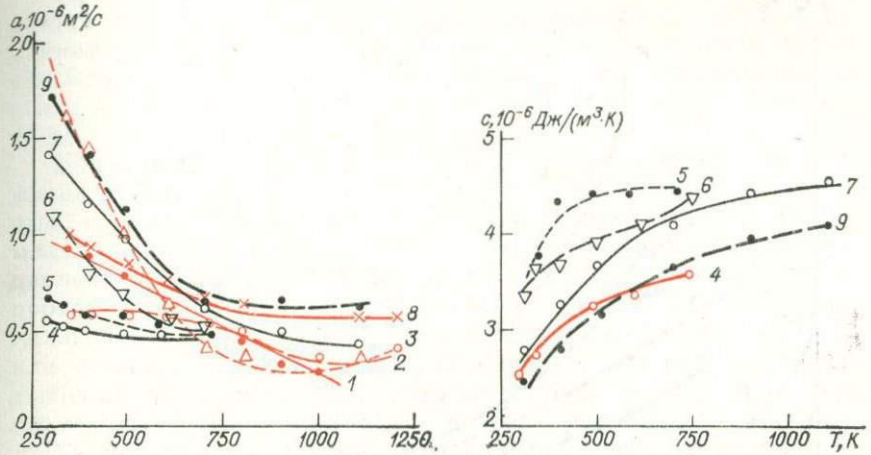


Рис. 26. Зависимость температуропроводности и теплоемкости горных пород от температуры [221].

1 — диорит; *2* — гранит; *3* — базальт; *4* — обсидиан; *5* — оливиновый базальт; *6* — среднезернистый двуслюдяной гранит; *7* — лерцолит; *8* — микроклин; *9* — гарцбургит.

собой, значит, характер зависимости теплопроводности этих пород от температуры определяется их структурой.

Рассмотренные породы подразделяются на три группы: кристаллические (гранит, диорит, эклогит), аморфные (обсидиан) и кристалло-аморфные (диабаз, порфирит). Как отмечалось в начале данной главы, теплопроводность пород можно подразделить на две составляющие: электронную $\lambda_{эл}$ и решеточную $\lambda_р$. При температуре выше комнатной [67]

$$\lambda_{эл} = 1{,}4 \cdot 10^{-8} T \left[(\sigma_1 + \sigma_2) + \frac{1}{2} \cdot \frac{\sigma_1 \sigma_2}{\sigma_1 + \sigma_2} \left(4 + \frac{E}{kT}\right)^2\right],$$

где σ_1 и σ_2 — электропроводимость, обусловленная электронами и дырками соответственно; E — ширина запрещенной зоны; k — постоянная Больцмана.

Оценивая с помощью этого выражения теплопроводность $\lambda_{эл}$ при условии $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma/2$ по экспериментальным данным [139], получаем при температуре 300 К $\lambda_{эл} = 1 \cdot 10^{-8}$, при 1470 К $\lambda_{эл} = 1 \cdot 10^{-3}$ Вт/(м·К). Для изверженных пород эти значения являются максимальными. Лабораторные измерения общей теплопроводности дают значения порядка нескольких ватт на метр-кельвин. Таким образом, электронная компонента составляет незначительную часть общей теплопроводности, следовательно, определяющей является решеточная составляющая $\lambda_р$.

Задачу о передаче тепла кристаллической решеткой обычно сводят к изучению фононов в созданном ею потенциальном поле, поэтому величина $\lambda_р$ зависит от структуры породы. В кристаллических структурах теплопроводность определяется рассеянием

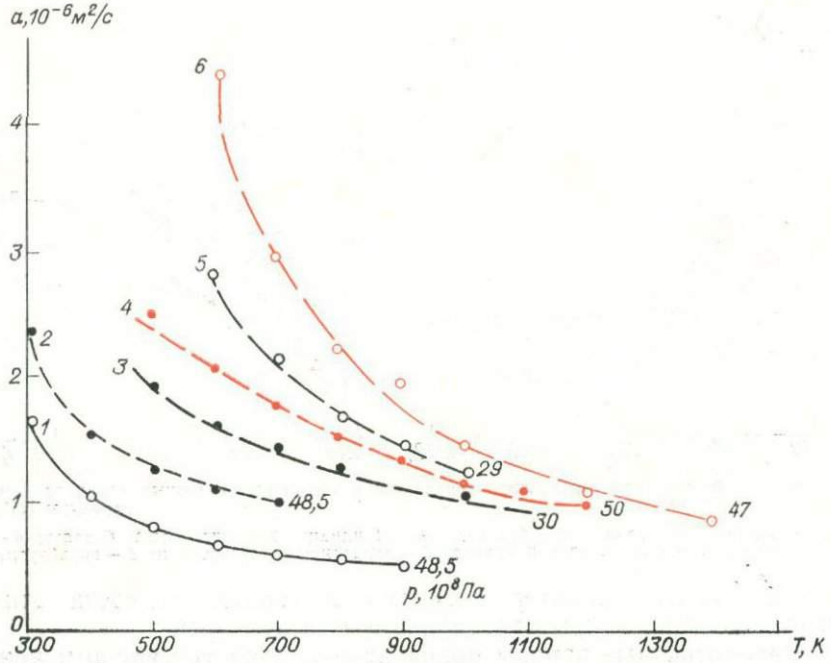


Рис. 27. Зависимость температуропроводности минералов от температуры и давления [280].

1 — оливин; *2* — шпинель; *3, 4* — форстерит; *5, 6* — поваренная соль.

фононов как на кристаллических зернах, так и друг на друге вследствие ангармоничности. Выше температуры Дебая последний механизм приводит к зависимости [67]

$$\lambda \sim \lambda_0/T,$$

что качественно подтверждается рис. 25 (кривые *1—3*).

В породах аморфной структуры передача тепла подчиняется теории случайных процессов, которая при рассматриваемых температурах дает зависимость $\lambda \sim T$. Теплопроводность обсидиана соответствует предсказанию теории о линейном росте значений λ с повышением температуры.

В породах кристалло-аморфной структуры срабатывают оба механизма передачи тепла. В результате их одновременного действия теплопроводность таких пород меняется очень слабо или вообще не зависит от температуры в исследованном интервале до 773 К.

Температуропроводность пород с повышением температуры уменьшается (см. рис. 26). Для пород с кристаллической структурой эта зависимость проявляется особенно резко, с увеличением содержания стекла она выражается слабее.

Теплоемкость пород с повышением температуры увеличивается, причем у пород с аморфной структурой это происходит равномерно во всех интервалах температур. Темп роста теплоемкости у пород с кристаллической структурой неодинаков: он выше в интервале от 270 до 670 К, чем при последующем нагреве.

Влияние давления на теплопроводность осадочных пород при комнатной температуре изучено Э. Хуртигом [258]. По его данным, с увеличением давления теплопроводность растет, максимальное приращение к начальному значению (при атмосферном давлении) достигает 0,44 Вт/(м·К). Наиболее заметно теплопроводность изменяется при давлении от 0 до $0{,}1 \cdot 10^8$ Па; при дальнейшем повышении давления теплопроводность растет слабо или остается постоянной. После снятия давления начальное значение теплопроводности оказывается повышенным, что можно объяснить уплотнением контактов между зернами.

Температуропроводность минералов изучена японскими исследователями (С. Акимото, Х. Канамори, Н. Фуи и др.) в более широком интервале давления — до $50 \cdot 10^8$ Па — при нагреве до 1550 К [280]. Воздействие давления повышает температуропроводность исследованных минералов (рис. 27), причем ее градиент уменьшается с ростом давления. Влияние давления ослабевает при увеличении температуры нагрева. С повышением давления значения температуропроводности различных минералов сближаются.

ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

В ходе лабораторных измерений используются образцы сравнительно небольших размеров, что позволяет определять теплофизические характеристики минералов и горных пород. При оценке же глубинных температур, при региональных и глобальных обобщениях материалов геотермии необходимо знать средние или средневзвешенные значения теплофизических параметров минеральных веществ более высоких категорий: геологических формаций, рядов формаций, слоев земной коры и т. д. Их параметры могут быть найдены лишь расчетным путем, с учетом объема и физических свойств горных пород, входящих в эти подразделения. К сожалению, материалов для этого явно недостаточно. Поэтому приведем лишь отдельные (в ряде случаев ориентировочные) данные о теплопроводности структурно-формационных комплексов главнейших типов геологических структур (табл. 24), а также слоев земной коры и верхней мантии (рис. 28), так как именно этот параметр широко используется при разного рода расчетах глубинной температуры Земли.

Слой	Структурно-формационный комплекс	Состав комплекса	Мощность, км
Осадочный	Слаболитифицированные *песчано-глинистые* отложения чехлов молодых платформ	Песчаники, глины, мергели	2—4
	Интенсивно литифицированные терригенные и карбонатно - терригенные отложения чехлов древних платформ	Песчаники, аргиллиты, мергели, известняки	2—3
	Слабометаморфизованные терригенные отложения наложенных впадин	Песчаники, алевролиты 90%; карбонатные отложения 10%	2—5
	Среднее	—	—
Гранитно-метаморфический	Терригенно - вулканогенный эвгеосинклинальный	Порфириты, кремнистые сланцы, песчаники	5—8
	Миогеосинклинальный сланцевый или гранито-гнейсовый срединных массивов	Кристаллические сланцы, гнейсы, граниты	5—10
	Гранито-гнейсовое основание каледонских складчатых областей *амфиболитовой* фации (блоки щитов)	Граниты, мигматиты, гнейсы	5—10
	Среднее	—	—
Диоритовый (андезитовый)	—	Гранулиты, андезиты, чарнокиты	5—10
Базальтовый	—	Перидотиты, пироксениты, габбро, базальты	20—30

Ориентировочные значения теплопроводности структурно-формационных комплексов различных слоев земной коры

λ, Вт/(м · К), при нормальных температуре и давлении	Период					
	Платформенный			Геосинклинальный		
	p, 10^8 Па	T, К	λ, Вт/(м·К)	p, 10^8 Па	T, К	λ, Вт/(м · К)
1,2	1,0—1,5	320—470	1,2	—	—	—
2,3	1,0—1,5	320—420	1,9	—	—	—
2,3	1,5—2,0	300—350	2,1	2 (глубина 5 км), 3—4 (глубина 8—10 км)	350—500 500—700	1,6 1,4
1,9	—	—	1,7	—	—	1,5
2,4	1,5—2,0	320—400	2,0	3—6 (глубина 10—15 км)	500—700	1,6
2,4	2—4	320—400	2,0	3—6 (глубина 10—15 км)	700—900	1,4
2,0	2—4	320—420	1,8	5—7 (глубина 15—18 км)	500—700	1,5
2,3	—	—	1,9	—	—	1,5
2,2	2—4	320—420	1,7	7—9 (глубина 20—25 км)	900—1100	1,4
1,6	13—18	420—800	1,5	13—18 (глубина 40—50 км)	900—1100	1,6

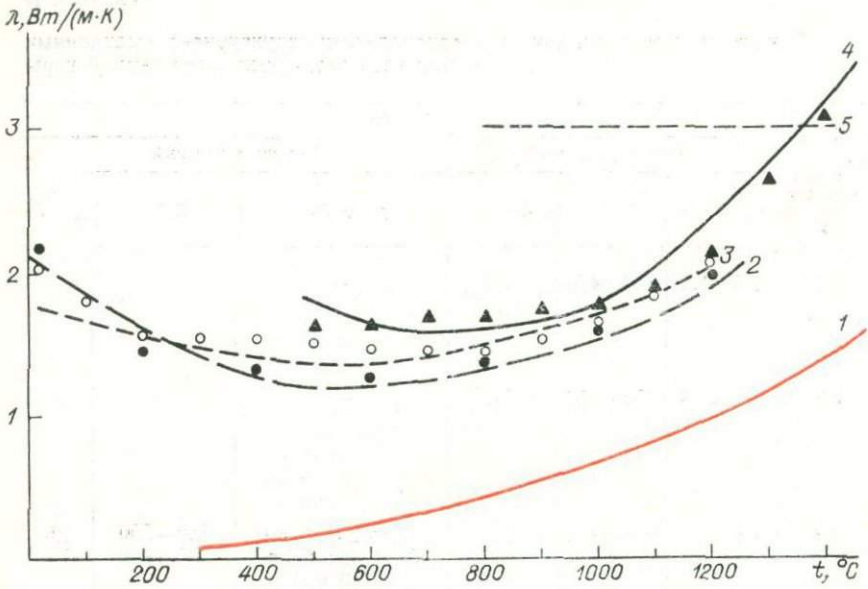


Рис. 28. Теплопроводность слоев земной коры и верхней мантии при разной температуре.

1 — лучистая составляющая теплопроводности; слои: *2* — гранитный, *3* — диоритовый, *4* — базальтовый; *5* — верхняя мантия.

Представление о теплопроводности и других теплофизических параметрах подкоровых горизонтов (верхней мантии) может быть получено на основе изучения свойств эклогитов, перидотитов и других образований с учетом влияния возрастающих с глубиной температуры и давления. Кроме того, должны быть приняты во внимание и иные виды проводимости тепла (экситонная, фотонная, или лучистая, и т. д.). Этот вопрос достаточно подробно рассмотрен в работах Е. А. Любимовой [116, 120, 123] и других исследователей, поэтому ниже приведены лишь краткие сведения, необходимые для расчета глубинной температуры и переноса тепла.

Суммарная теплопроводность вещества верхней мантии складывается из трех составляющих (без учета конвективного переноса): решеточной (фононной), лучистой (радиационной, фотонной) и экситонной. Как суммарная теплопроводность, так и отдельные ее составляющие являются сложными функциями, зависящими от состава и структуры вещества, давления, температуры и других параметров. Е. А. Любимова [116, 120] и С. В. Маева [105, 127] показали, что общая теплопроводность имеет минимум на глубине 50—100 км, глубже отмечается ее существенное возрастание. В целом литосфера (земная кора и кровля верхней мантии) обладают теплоизолирующими свойствами по сравнению с нижележащими горизонтами.

Сведения о теплопроводности вещества Земли даны в предположении, что конвекция в передаче тепла не участвует. Между тем в верхних горизонтах (до глубины 2—3 км) существуют условия, весьма благоприятные для переноса тепла подземными водами (в артезианских бассейнах, по зонам глубинных разломов). Геотермический режим подземных вод (привнос тепла нагретыми водами или охлаждение горных пород холодными водами), по данным Н. М. Фролова [229а], является важнейшим фактором процесса передачи тепловой энергии в геокриолитозоне (?) (термозоне). Не менее важен конвективный перенос тепла в эндогенноактивных зонах Земли: на больших глубинах, в областях современного вулканизма или интенсивного формирования магматических тел. Благоприятными для конвекции являются слои волновода, достаточно уверенно фиксируемые не только в верхней мантии [12, 17, 20, 23, 40, 43, 48, 74, 94, 116, 120, 126], но и в земной коре [29, 180, 195].

Более подробно вопросы, связанные с геотермическим режимом таких зон, рассмотрены ниже. Здесь необходимо отметить, что количественный учет вклада конвективной составляющей возможен лишь для каждого конкретного случая при знании скорости массопереноса или массообмена и начальной и конечной температуры.

Сопоставляя теплофизические параметры горных пород на разных глубинах земной коры и подкоровых зон, следует иметь в виду наличие покрова теплоизолирующих слаболитифицированных отложений самой верхней части осадочного чехла. К таким образованиям [$\lambda = 0{,}84 \div 0{,}92$ Вт/(м · К)] относятся современные донные осадки морей и океанов, мезо-кайнозойские отложения эпигерцинских платформ, краевых прогибов и межгорных впадин, а также молодые образования чехлов древних платформ (например, в пределах Вилюйской синеклизы на Сибирской платформе). Общей особенностью этих отложений, преимущественно терригенных и карбонатно-терригенных, является их повышенная пористость и влагонасыщенность.

Повышенная первичная и вторичная пористость осадочных отложений, так же как и их пониженная теплопроводность, сохраняется в основном до глубины 2,0—2,5 км (реже до 3 км). Глубже происходит достаточно резкое (скачкообразное) изменение всех этих параметров, реальным следствием чего является существенное уменьшение геотермического градиента. Это достаточно отчетливо зафиксировано при геотермических исследованиях [60, 76, 137, 144, 150] в ряде нефтегазоносных провинций. В отличие от молодых платформ структурно-формационный комплекс литифицированных осадочных пород (терригенных и карбонатно-терригенных) на древних платформах имеет теплопроводность в 2—3 раза более высокую. Таким образом, в осадочном слое земной коры существует определенный рубеж теплопроводности, выше которого располагается мощный экра-

нирующий чехол осадков, существенно нарушающий стационарность теплового поля Земли.

В фундаменте молодых и древних платформ, а также в пределах складчатых областей докембрия и фанерозоя развиты метаморфические и магматические породы с более высокой теплопроводностью. Среди этих образований пониженной проводимостью тепла выделяются метаморфизованные вулканиты среднего состава, диориты и чарнокиты, которые рядом исследователей объединяются в диоритовый [141], или андезитовый [194], слой. Присутствие этих образований позволяет говорить о наличии в земной коре еще одного теплоизолирующего экрана, с которым связано увеличение геотермического градиента, что подтверждается, в частности, значительно более резким ростом температуры в Кольской сверхглубокой скважине на глубине 6—7 км [44].

ГЛАВА V

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ТЕПЛОВОГО СОСТОЯНИЯ И РАДИОАКТИВНОСТИ ЗЕМЛИ

Анализ современного теплового режима и радиоактивности минеральных веществ свидетельствует об энергетической и радиоактивной гетерогенности земной коры как по латерали, так и по вертикали. Многие исследователи [5, 16, 18, 57, 58, 95, 123, 230, 242, 251, 260, 262, 276] предпринимали попытки сопоставить эти две характеристики, причем, как правило, априори допускалась прямая пропорциональная зависимость между генерацией радиогенного тепла и современным тепловым режимом и ведущая роль радиоактивности в общем тепловом балансе Земли. Более поздние расчеты [6, 59, 167, 195, 273] заставили внести определенные коррективы в эти представления. Радиогенной коровой составляющей стали отводить 40—60—80 и даже только 20% от общей геотермической энергии.

В настоящей главе на основе новейших материалов и радиогеологических карт дан сравнительный анализ теплового поля и радиоактивности главных геоструктурных блоков земной коры. Для складчатых и платформенных областей континентов использованы главным образом эмпирические данные по территории Советского Союза, наиболее полные и доступные. Сопоставление выполнено на основе радиогеологических и геотермических карт, разрезов и колонок.

Анализ глобальных закономерностей распределения радиоактивных элементов и тепловых потоков в земной коре (рис. 29) показывает, что для крупных блоков литосферы континентальных и океанических плит прямая пропорциональная зависимость между радиоактивностью и тепловым полем отсутствует. Земная кора континентов отличается значительно более высокой радиоактив-

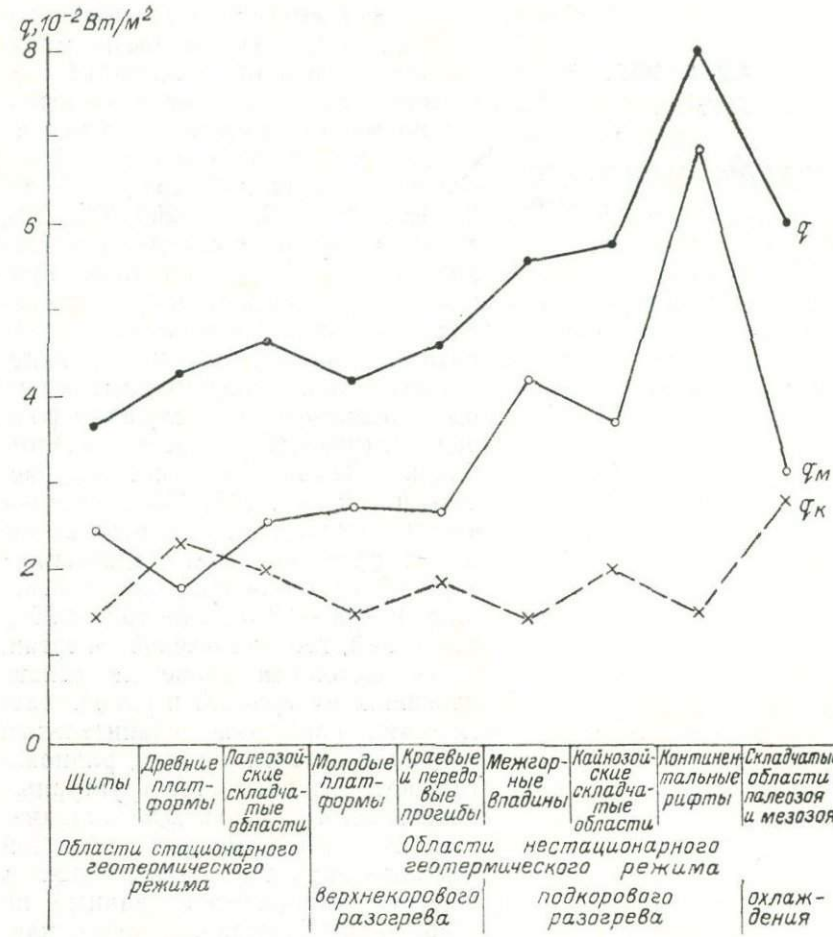


Рис. 29. Средние значения q плотности теплового потока и его коровой $q_к$ и мантийной $q_м$ составляющих в областях с разным геотермическим режимом.

ностью по сравнению с океанической (табл. 25), хотя тепловой поток и на континентах и в океанах как по абсолютному значению, так и по структуре поля примерно одинаков (см. рис. 8).

Более детально геотермический режим геологических структур континентов рассмотрен для территории Советского Союза, в пределах которой выявлены блоки земной коры с повышенной, нормальной и пониженной генерацией радиогенного тепла в осадочном и (или) гранитно-метаморфическом слоях. Сравнение этих данных (см. рис. 1, табл. 27, 28) показывает, что прямая корреляция между генерацией радиогенного тепла, с одной стороны, и тепловым потоком и температурой — с другой, фикси-

ТАБЛИЦА 25

Сравнительная радиогеологическая и геотермическая характеристика континентальных и океанических блоков земной коры

Слои земной коры	Мощность, км	Генерация радиогенного тепла, 10^{-6} Вт/м³	Плотность теплового потока, 10^{-2} Вт/м²	
			Радиогенная составляющая	Наблюденная
Континенты				
Осадочный	6	1,2	0,36	—
Гранитно-метаморфический	12	2,2	1,32	—
Диоритовый	12	1,1	0,66	—
Базальтовый	18	0,35	0,31	—
Земная кора в целом	48	—	2,65	4,81
Океаны				
Осадочный	2	2,0	0,2	—
Гранитно-метаморфический	—	—	—	—
Диоритовый	6	1,0	0,3	—
Базальтовый	6	0,2	0,06	—
Земная кора в целом	14	—	0,56	4,97

руется сравнительно редко. Для большинства блоков такой связи нет. В частности, для многих блоков с пониженной генерацией радиогенного тепла в пределах внутренней и внешней дуг Тихоокеанского подвижного пояса (Камчатка, Курилы, Сахалин, Приморье) характерны средние для земной коры или более высокие тепловые потоки [59, 71, 154, 189, 197, 218]. На отдельных локальных участках с проявлением современного вулканизма и гидротермальной деятельности фиксируются весьма интенсивные геотермические аномалии, связанные с конвективным переносом тепла. Вместе с тем продукты вулканизма и современные гидротермы лишены здесь каких-либо повышенных содержаний урана, тория и калия, количество которых даже в кислых разностях магматических пород меньше кларка для земной коры [5, 108, 109, 165, 166]. В то же время ряд складчатых областей с повышенной генерацией радиогенного тепла (центральная часть Украинского щита, Северный Тянь-Шань, Центральный Казахстан и др.) по геотермическому режиму относится к стабилизированным блокам со стационарным тепловым полем, характеризующимся низкими значениями теплового потока и глубинной температуры.

Кроме качественного сопоставления эмпирических данных авторами выполнены расчеты температуры и плотности тепло-

вого потока на основе сведений о генерации радиогенного тепла. Это позволило оценить вклад радиогенной составляющей в общий тепловой баланс конкретных геологических структур. Рассчитанное распределение температуры в глубинных зонах земной коры дает возможность полнее представить тепловой режим недр, приблизиться к пониманию магмообразования и других эндогенных процессов.

Температура в земной коре вычислена нами на основе решения стационарного уравнения теплопроводности [220], с внесением соответствующих поправок на конвекцию в областях с нестационарным тепловым режимом. Уравнение имеет вид

$$t_i = t_{i-1} + \frac{1}{\lambda_{i-1}} (q_{i-1} - q_{\text{р}\, i-1}\, h/2)\, h,$$

где t_i и t_{i-1} — температура подошвы соответственно i-го и $(i-1)$-го слоя; λ_{i-1} — теплопроводность горных пород $(i-1)$-го слоя при температуре t_{i-1}; q_{i-1} — плотность теплового потока $(i-1)$-го слоя; $q_{\text{р}\, i-1}$ — радиогенная составляющая плотности теплового потока в $(i-1)$-м слое; h — толщина слоя (шаг расчета).

В качестве исходных данных были приняты найденные для каждого конкретного региона значения плотности теплового потока, распределение источников радиогенного тепла, теплопроводность горных пород, мощность слоев земной коры. Расчеты выполнены в предположении 4-слойной модели земной коры в соответствии с представлениями Ф. С. Моисеенко [141] и других исследователей [29]. При оценке температуры учтено тепловыделение, обусловленное радиогенной составляющей каждого слоя; влияние температуры и давления на решеточную компоненту; доля лучистой теплопроводности при температуре выше 500° С [75, 113, 117]. Расчет производился с шагом по вертикали 1 км для тех пунктов, где выполнены определения плотности теплового потока. Все расчеты произведены на БЭСМ-4 по программе, составленной для этой цели С. Я. Шкодиной.

Рассмотрим детально перечисленные факторы. Радиогенная составляющая плотности теплового потока

$$q_{\text{р}} = \Sigma\, \delta q_i h_i,$$

где h_i — мощность i-го бесконечного по простиранию слоя; δq_i — удельная плотность радиогенного теплового потока, т. е. количество тепла, выделяемого в слое мощностью 1 км.

Величина

$$\delta q = A\sigma = A' = (a\mathrm{U} + b\mathrm{Th} + c\mathrm{K})\sigma,$$

где A и A' — выделение радиогенного тепла соответственно в 1 г и 1 см³ породы; σ — плотность породы; U, Th, K — концентрация соответствующих радиоактивных элементов; a, b, c — пересчетные коэффициенты (сведения о количестве тепла, выделяемого при распаде радиоактивных элементов, приведены в табл. 6).

Тепловыделение отдельных слоев земной коры оценивалось на основе большого объема эмпирических данных по радиоактивности горных пород конкретных регионов, полученных при радиогеохимическом картировании [193]. Среднее содержание радиоактивных элементов и тепловыделение в различных слоях земной коры приведены в табл. 26 для континентальной коры в целом, а для отдельных регионов значения радиоактивности даны в табл. 29, 30 и на рис. 30.

Теплопроводность горных пород, как было показано в главе IV, *сильно зависит от термодинамических условий*, что необходимо принимать во внимание при расчете глубинной температуры. По данным С. Кларка (мл.) [201], при давлении до $12 \cdot 10^8$ Па теплопроводность может быть представлена формулой

$$\lambda = \lambda_0 (1 + bp),$$

где λ_0 — теплопроводность при нормальном давлении; b — коэффициент линейного сжатия; p — давление.

Для оценки глубинной температуры нами были обобщены экспериментальные данные по температурной зависимости теплопроводности пород, характерных для различных слоев земной коры (см. рис. 28), и найдены соответствующие уравнения [139, 176, 244, 274].

Для *осадочного слоя* в интервале температур 0—400° С

$$\lambda = 2{,}10 - 4{,}4 \cdot 10^{-3} t + 4{,}8 \cdot 10^{-6} t^2;$$

для гранитно-метаморфического слоя при 20—1200° С

$$\lambda = 2{,}0 - 2{,}10 \cdot 10^{-3} t + 1{,}14 \cdot 10^{-6} t^2;$$

для диоритового слоя при 20—1100° С

$$\lambda = 2{,}10 - 1{,}32 \cdot 10^{-3} t + 0{,}42 \cdot 10^{-6} t^2;$$

для базальтового слоя при 400—1100° С

$$\lambda = 1{,}23 + 1{,}13 \cdot 10^{-3} t - 1{,}27 \cdot 10^{-6} t^2;$$

для того же слоя при 0—1100° С

$$\lambda = 1{,}57 - 4{,}0 \cdot 10^{-7} t^2;$$

для верхней мантии при 900—1400° С $\lambda = 2{,}0$ Вт/(м · К), при 700—800° С $\lambda = 2{,}18$ Вт/(м · К).

В *земной коре при температуре выше 500° С заметный вклад* вносит лучистая составляющая теплопроводности, что оценивалось по формуле для «серой» среды:

$$\lambda_л = 16 n^2 \sigma_0 T^3 / (3k),$$

где n — коэффициент преломления среды (1,7); σ_0 — коэффициент излучения абсолютно черного тела [$5{,}7 \cdot 10^{-8}$ Вт/(м^2 · К^4)]; k — коэффициент поглощения горных пород (3000 м$^{-1}$ [116]); T — температура, К.

Слои земной коры	Главные типы горных пород	Уран [0,73 кал/(г · год)]		
		X, 10^{-4} %	q_U	
			10^{-13} кал/(см³ · с)	10^{-6} Вт/м³
Осадочный	*Терригенные и карбонатно-терригенные*	2,8	1,67	0,69
Гранитный (гранитно-метаморфический)	Граниты, липариты, мигматиты интенсивно дифференцированных блоков земной коры	4,2	2,60	1,09
	Плагиограниты, мигматиты слабо дифференцированных блоков земной коры	2,0	1,26	0,54
Диоритовый (андезитовый)	Диориты, андезиты, трахиандезиты	2,1	1,30	0,56
Базальтовый	Базиты (диабазы, базальты, габбро, чарнокиты)	0,8	0,51	0,22
Верхняя мантия	Ультраосновные породы и каменные метеориты	0,014	0,009	0,004

Примечание. Генерация тепла урана и тория приведена с учетом продуктов

Приведем значения $\lambda_л$, вычисленные по этой формуле в интервале 500—1500° С.

t, °С	T, К	λ, Вт/(м · К)	t, °С	T, К	λ, Вт/(м · К)
500	773	0,14	1100	1373	0,81
600	873	0,20	1200	1473	0,96
700	973	0,28	1300	1573	1,13
800	1073	0,37	1400	1673	1,41
900	1173	0,48	1500	1773	1,68
1000	1273	0,62			

После учета лучистой составляющей уравнения приобретают следующий вид:
для осадочного слоя остается без изменения, так как температура в слое ниже 500° С;
для гранитно-метаморфического слоя

$$\lambda = 2{,}10 - 2{,}9 \cdot 10^{-3} t + 2{,}30 \cdot 10^{-6} t^2;$$

для диоритового слоя при 200—1100° С

$$\lambda = 1{,}80 - 1{,}5 \cdot 10^{-3} t + 1{,}4 \cdot 10^{-6} t^2;$$

ТАБЛИЦА 26

Среднее содержание радиоактивных элементов и генерация радиогенного тепла в слоях земной коры и верхней мантии

Торий [0,20 кал/(г · год)]			Калий [0,22 кал/(г · год)]			$q_{общ}$	
X, 10^{-4} %	q_{Th}		X, %	q_K			
	10^{-13} кал/(см³ · с)	10^{-6} Вт/м³		10^{-13} кал/(см³ · с)	10^{-6} Вт/м³	10^{-13} кал/(см³ · с)	10^{-6} Вт/м³
8,9	1,29	0,55	1,8	0,45	0,18	3,53	1,42
16	2,70	1,13	3,4	0,81	0,34	6,11	2,56
8,5	1,45	0,60	2,5	0,60	0,25	3,31	1,35
7,3	1,24	0,52	2,4	0,58	0,24	3,12	1,30
2,5	0,45	0,18	0,6	0,15	0,063	1,11	0,46
0,04	0,007	0,003	0,06	0,015	0,006	0,031	0,013

их распада.

для базальтового слоя при 500—1500° С

$$\lambda = 3{,}8 - 6{,}0 \cdot 10^{-3} t + 4{,}0 \cdot 10^{-6} t^2;$$

для верхней мантии $\lambda = 3{,}0$ Вт/(м · К).

Эти уравнения и были использованы для оценки температуры глубинных зон земной коры.

Вклад радиогенной составляющей в общий тепловой поток, по расчетам Е. А. Любимовой [167], Р. И. Кутаса и В. В. Гордиенко [95], Н. С. Боганика [18] и других исследователей [5, 6, 58, 114], *получается существенно разным для одних и тех же* районов: от 20—40% [167] до 80—90% [18]. Столь существенные расхождения связаны с тем, что при вычислениях берут средние значения радиоактивности слоев земной коры, не учитывая местные особенности ее радиогеологической зональности. Исходя из радиоактивности и теплового режима различных блоков земной коры дадим сравнительную количественную оценку радиогенной составляющей для участков стационарного (стабилизированного во времени) теплового поля, свойственного докембрийским и палеозойским складчатым областям, а также чехлам древних платформ, и для областей с нестационарным тепловым полем, присущим главным образом орогенным зонам и чехлам молодых платформ.

Для этих областей, как было показано в главе I, характерно стабилизированное во времени тепловое поле с однородными и сравнительно низкими тепловым потоком и геотермическим градиентом. В чехле древних платформ, сложенном литифицированными осадками, мощность и скорость накопления которых существенно не нарушала нормального теплового поля литосферы, геотермический градиент несколько выше.

Генерация радиогенного тепла в блоках земной коры определялась с учетом средневзвешенного содержания радиоактивных элементов в верхних (осадочном и гранитно-метаморфическом) слоях (рис. 30). Среди данных о вкладе коровой радиогенной составляющей (табл. 27) резко выделяются завышенные значения, опубликованные Н. С. Богаником [18], А. Д. Дучковым и Л. С. Соколовой [58, 59], Р. И. Кутасом и В. В. Гордиенко [95].

Для большинства блоков земной коры с полным разрезом и относительно мощным гранитно-метаморфическим слоем (Ладожский и Карельский блоки, Восточный Саян) вклад радиогенного тепла составляет от 40 до 70% и больше. В чехле древних стабилизированных платформ (Русская; Северо-Американская; Сибирская, Иркутский амфитеатр, где трапповый магматизм развит слабо) роль радиоактивности земной коры в общем тепловом потоке наиболее значительна, ее вклад достигает 60—80%.

Для некоторых глубоко эродированных блоков земной коры с малой мощностью гранитно-метаморфического слоя характерна весьма низкая доля коровой составляющей. Такое соотношение отмечается, в частности, для структур восточной части Балтийского щита (Кольский полуостров), где на поверхность выведены слаборадиоактивные образования нижней части гранитно-метаморфического слоя. Для этих районов по нашим оценкам и определениям других исследователей [5, 6] вклад радиогенного корового тепла не превышает 20—30%, остальная часть внутренней энергии обусловлена притоком глубинного (мантийного) тепла. Вместе с тем для западной части Украинского щита (Винницко-Побужский блок), где на поверхность выходят слаборадиоактивные породы гранулитовых фаций метаморфизма, доля радиогенной составляющей достигает 40—60%.

Таким образом, для стабилизированных блоков земной коры со стационарным тепловым режимом вклад корового радиогенного тепла является весьма существенным и достигает в отдельных структурах древних платформ, щитов и складчатых областей фанерозоя 40—60%. Следует, однако, отметить, что даже для стабилизированных структур земной коры нет четкой прямой зависимости между генерацией радиогенного тепла и общим тепловым потоком (см. рис. 29).

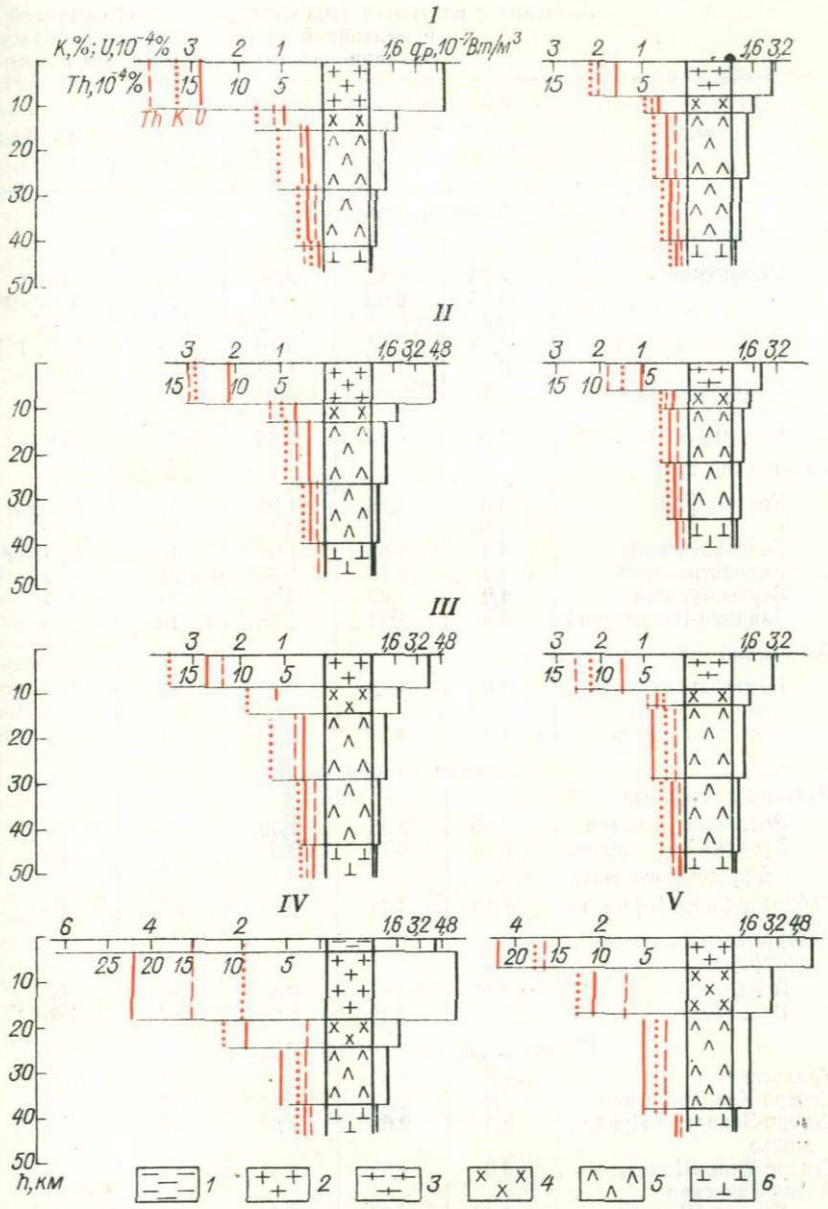


Рис. 30. Генерация радиогенного тепла в земной коре и верхней мантии.

Докембрийские щиты: *I* — Алданский, *II* — Балтийский, *III* — Украинский; *IV* — Сибирская платформа; *V* — Байкальская складчатая область.

Слои: *1* — осадочный, *2*, *3* — гранитно-метаморфический (части: *2* — высокорадиоактивная, *3* — слаборадиоактивная), *4* — диоритовый, *5* — базальтовый; *6* — верхняя мантия.

ТАБЛИЦА 27

Значения q плотности теплового потока и его коровой $q_к$ и мантийной $q_м$ составляющих в областях со стационарным геотермическим режимом

Регион, блок	Плотность теплового потока, 10^{-2} Вт/м²			$q_к/q$, %	Источник
	q	$q_к$	$q_м$		
Докембрийские щиты					
Балтийский щит					
Печенгский	3,35	0,84	2,50	25	[120]
	3,35	0,92	2,43	27	Авторы
	3,8	0,8—1,4	2,3—2,9	21—37	[6]
Риколатвинский	2,93	0,84	2,10	35	[5, 6, 15]
	2,93	1,61	1,32	55	Авторы
Центральнокарельский	5,2	3,0—3,2	1,9—2,1	60	[6]
Беломорский	4,0	0,83	3,26	21	Авторы
Украинский щит					
Кривой Рог	3,0	1,76	1,24	57	Авторы
	3,56	3,14	0,42	88	[95]
Голованевский	3,8	1,83	1,97	48	Авторы
Кировоградский	4,0	2,45	1,55	61	»
Верхнебугский	4,2	1,02	3,18	25	»
Западно-Ингулецкий	3,8	1,81	1,99	48	»
Алданский щит					
Центральноалданский	4,0	1,25	2,75	31	»
Восточная часть	4,0	1,25	2,75	31	»
Древние платформы					
Русская платформа					
Ростовский выступ	5,26	3,96	1,30	75	[38]
Западный склон Украинского щита	4,38	3,76	0,62	86	[95]
Сибирская платформа, юг	4,19	3,34	0,95	80	[58]
Северо-Американская платформа					
В целом	4,60	3,96	0,64	86	[95]
Восточная часть	5,0	3,35	1,65	67	[276]
Палеозойские складчатые области					
Уральская	4,3	1,3	3,0	30	Авторы
Северо-Казахстанская	5,0	2,59	2,41	52	»
Северо-Западное Прибалхашье	3,5	2,68	0,82	77	»
Северо-Тянь-Шаньская	5,0	2,69	2,31	54	»
Алтае-Саянская					
Горная Шория	4,40	2,84	1,56	65	[58]
	4,40	1,70	2,70	38	Авторы
Кузнецкий Алатау	3,80	1,61	2,19	42	»
	3,76	2,76	1,00	73	[58]
Восточный Саян	4,82	2,56	2,26	54	[58]
	4,82	1,35	3,47	28	Авторы

Для большинства этих областей характерен существенный вклад конвективной составляющей, обусловленный переносом тепла нагретыми водами, газами, магмой. Для различных регионов с нестационарным тепловым режимом (см. рис. 1) рассчитана радиогенная генерация тепла (табл. 28).

ТАБЛИЦА 28

Значения q плотности теплового потока и его коровой $q_к$ и мантийной $q_м$ составляющих в областях с нестационарным геотермическим режимом

Регион	Плотность теплового потока, 10^{-2} Вт/м²			$q_к/q$, %	Источник
	q	$q_к$	$q_м$		
Области эволюционного накопления тепла под чехлом теплоизолирующих осадков					
Западно-Сибирская платформа (центр и южные районы)	4,19	3,34	0,85	80	[58]
	4,19	1,47	2,72	35	Авторы
Днепровско-Донецкий авлакоген	5,42	4,0	1,42	74	[95]
Скифская плита	5,42	3,55	1,87	66	[95]
Южно-Каспийская впадина	5,87	4,43	1,44	76	[38]
Днестровско - Донецкая впадина	4,38	3,14	1,24	72	[95]
Южно-Минусинская впадина	5,66	1,31	4,35	23	Авторы
	5,66	2,47	3,19	44	[58]
Кузнецкая впадина	5,66	2,90	2,76	52	[58]
	5,65	1,57	4,08	28	Авторы
Предкарпатский прогиб	4,40	5,02	0,62	114	[95]
Закарпатский прогиб	9,0	3,14	5,86	34	[95]
Западно-Кубанский прогиб	5,45	1,91	3,34	35	Авторы
	5,22	3,02	2,20	57	[38]
Терско-Каспийский прогиб	3,75	1,86	1,89	50	Авторы
	3,75	2,80	0,95	75	[38]
Терско-Кумский и Азово-Кубанский прогибы	5,37	3,70	1,67	69	[38]
Области кайнозойского вулканизма и рифтогенеза (разогревающиеся)					
Карпаты	7,50	5,45	2,05	73	[95]
Горный Крым	5,0	3,34	1,66	67	[95]
Северный Кавказ	9,30	5,00	4,30	54	[38]
Малый Кавказ	5,2	2,54	2,66	49	Авторы
Восточная Камчатка	6,3	1,40	4,90	22	»
	3,78	1,67	2,11	45	[58]
Корякско-Авачинская и Паратунская депрессии	6,25	1,67	4,58	27	[58]

Регион	Плотность теплового потока, 10^{-2} Вт/м²			$q_к/q$, %	Источник
	q	$q_к$	$q_м$		
Островные дуги Японии	8,2	0,85	7,35	10	Авторы
Байкальский рифт (в целом)	11,7	3,34	8,36	27	[58]
Юго-Западное Забайкалье					
Впадины	6,0	1,47	4,53	25	Авторы
Хребты	8,4	1,41	6,99	17	»
Впадина оз. Байкал	10,5	1,6	8,9	15	»
Области киммерийской складчатости и мезозойской тектоно-магматической активизации (охлаждающиеся)					
Складчатая система Большого Кавказа	8,4	3,75	4,65	45	Авторы
Забайкальская область умеренного горообразования	5,60	2,87	2,73	51	»
Сихотэ-Алинская и Амуро-Охотская складчатые системы	3,9	2,12	1,78	54	»

Области эволюционного накопления тепла под чехлом теплоизолирующих осадков

Сравнительный анализ радиоактивности и теплового режима выполнен на примере Западно-Сибирской платформы (табл. 29), осадочный чехол которой сложен преимущественно терригенными и кремнисто-терригенными осадками с повышенными пористостью и влажностью и пониженной теплопроводностью. Фундамент платформы представлен структурно-формационными комплексами, среди которых по радиоактивности и генерации радиогенного тепла могут быть выделены два типа: высокорадиоактивный миогеосинклинальный интенсивно гранитизированный (Кокчетавское геоантиклинальное поднятие, Енисейская байкальская складчатая область) и слаборадиоактивный эвгеосинклинальный (Алтае-Саянская складчатая область, Чингиз-Тарбагатайская зона).

Характерной особенностью теплового поля Западно-Сибирской платформы является сравнительная однородность потока

ТАБЛИЦА 29

Среднее содержание радиоактивных элементов и генерация радиогенного тепла в современную эпоху для двух типов структур фундамента Западно-Сибирской платформы

Радиогеологическая характеристика	Слои						Современный геотермический режим приповерхностной зоны (до глубины 1 км)		
	Осадочный в чехле платформ и наложенных впадин	Гранитно-метаморфический	Диоритовый	Базальтовый	Перидотитовый	Верхняя мантия (по составу аналогична каменным метеоритам)	Плотность теплового потока, 10^{-2} Вт/м²	Коэффициент теплопроводности, Вт/(м · К)	Геотермический градиент, К/км
Дифференцированные блоки срединных массивов и миогеосинклинальных зон (Кокчетавское поднятие)									
Мощность, км	1	1,0	12	20	100	500	5,5	2,5	15
X_U, 10^{-4} %	1,5	4,1	1,8	1,0	0,1	0,014			
q_U, 10^{-7} Вт/м³	4,0	10,9	4,9	2,7	0,27	0,038			
X_{Th}, 10^{-4} %	5,0	17,0	9,0	5,0	0,4	0,04			
q_{Th}, 10^{-7} Вт/м³	3,6	12,3	6,5	3,6	0,29	0,029			
X_K, %	1,5	2,5	1,9	0,6	0,1	0,06			
q_K, 10^{-7} Вт/м³	1,5	2,5	1,9	0,6	0,1	0,062			
Слабо дифференцированные блоки эвгеосинклинальных зон (Чингиз-Тарбагатайская зона)									
Мощность, км	1	10	10	17	100	500	3,0	2,5	15
X_U, 10^{-4} %	2,0	1,4	1,1	0,9	0,1	0,014			
q_U, 10^{-7} Вт/м³	5,4	3,8	3,0	2,4	0,27	0,038			
X_{Th}, 10^{-4} %	3,0	3,5	4,0	3,0	0,4	0,04			
q_{Th}, 10^{-7} Вт/м³	2,2	2,5	2,9	2,2	0,29	0,029			
X_K, %	1,5	1,0	0,8	0,4	0,1	0,06			
q_K, 10^{-7} Вт/м³	1,5	1,0	0,8	0,4	0,1	0,062			

Примечание. Генерация тепла урана и тория приведена с учетом продуктов их распада.

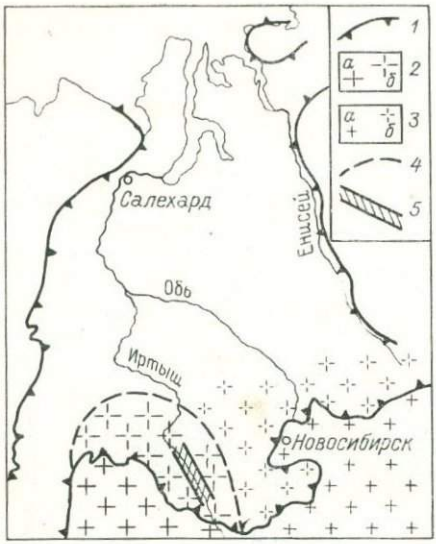


Рис. 31. Положение блоков земной коры с разной генерацией радиогенного тепла в фундаменте Западно-Сибирской платформы.

1 — граница платформы; гранитно-метаморфический слой: *2* — высокорадиоактивная часть (*а* — на дневной поверхности, *б* — под чехлом осадков), *3* — слаборадиоактивная часть, (*а*, *б* — то же); *4* — контур площади с повышенным тепловым потоком; *5* — зона притока глубинного тепла.

тепла и температуры по латерали и резкая изменчивость температурного градиента по вертикали, что связано с влиянием экрана теплоизолирующих осадков. По результатам измерений в скважинах плотность теплового потока колеблется от $3{,}10 \cdot 10^{-2}$ до $5{,}45 \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2, составляя в среднем $4{,}2 \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2 [36, 146, 163, 183]. В связи с разным радиогеохимическим типом комплексов фундамента (высокорадиоактивный миогеосинклинальный и слаборадиоактивный эвгеосинклинальный) температура и вклад радиогенного тепла рассчитаны для двух блоков земной коры, которые условно названы Казахстанским и Алтае-Саянским (рис. 31).

Повышенный тепловой поток в юго-западной части платформы связан, по-видимому, с более сильной генерацией радиогенного тепла в гранитно-метаморфическом и базальтовом слоях фундамента. Если принять, что в обоих блоках мантийный поток тепла одинаков, то на долю коровой составляющей придется 20—40% от общей тепловой энергии. Аналогичные соотношения общего и радиогенного тепла установлены нами и для большинства межгорных и краевых впадин (Минусинская, Кузнецкая и др.). В передовых прогибах и межгорных впадинах, фундаментом которых являются активные области кайнозойского орогенеза (Предкавказский, Закарпатский прогибы и др.), вклад радиогенной составляющей земной коры, по нашим данным, не превышает 20%.

Области кайнозойского вулканизма и рифтогенеза (разогревающиеся)

К разогревающимся областям с крайне неравномерным распределением теплового потока и глубинной температуры относятся регионы кайнозойского (в том числе современного) вулка-

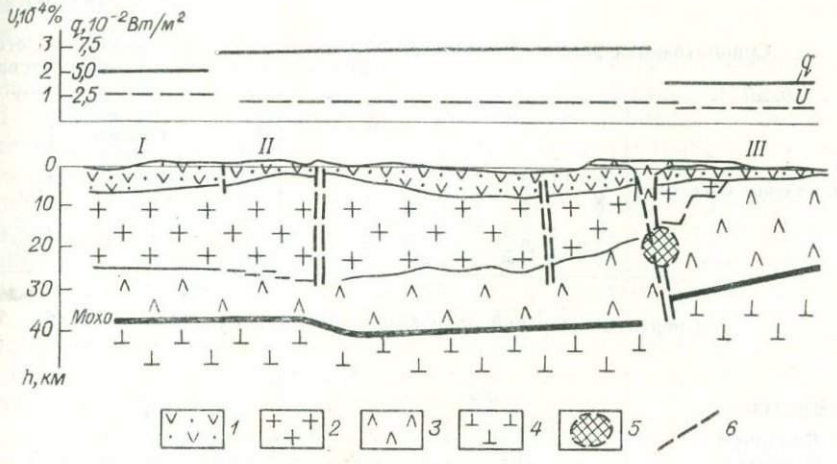


Рис. 32. Содержание урана и плотность теплового потока в геологических структурах Камчатки.

Зоны: *I* — Западная (Западно-Камчатская равнина), *II* — Центральная (Срединный хребет), *III* — Восточная (восточное побережье).
Слои: *1* — вулканогенно-осадочный, *2* — гранитно-метаморфический, *3* — базальтовый; *4* — верхняя мантия; *5* — очаги расплава; *6* — зоны глубинных разломов.

низма и мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации, а также структуры континентальных и океанических рифтов. Среди областей кайнозойского вулканизма по радиоактивным свойствам горных пород резко различаются вулканические поля Средиземноморского и Тихоокеанского поясов (табл. 30). Для Средиземноморского пояса (Апеннинский полуостров, Закавказье) характерна повышенная радиоактивность и пород фундамента, и вулканитов, в то время как в пределах Тихоокеанского пояса (Курило-Камчатская гряда, Японские острова) эффузивы и другие породы имеют существенно пониженное содержание урана, тория и калия.

На территории Средиземноморского и Тихоокеанского поясов наблюдается примерно одинаковый геотермический режим при несколько повышенном среднем значении плотности теплового потока в Курило-Камчатском регионе. Отличительной особенностью этого региона является пониженная мощность земной коры (25—35 км) при резко сокращенном гранитно-метаморфическом слое в областях современного вулканизма, в частности на восточном побережье Камчатки (рис. 32).

В разрезе верхней части земной коры Камчатки выделяются следующие образования: а) породы фундамента, представленные метаморфическими комплексами докембрия и палеозойскими осадочными и осадочно-вулканогенными отложениями; б) вулканиты основного и среднего состава или терригенные толщи промежуточного (мезозойского) яруса; в) неогеновые

Сравнительная радиогеологическая характеристика Средиземноморского и Тихоокеанского подвижных поясов

Изучаемые объекты	Мощность, км	Плотность, кг/м³	Содержание, %			Генерация радиогенного тепла, 10^{-6} Вт/м³	Плотность теплового потока, 10^{-2} Вт/м²			$q_к/q$, %
			U · 10^4	Th · 10^4	K		q	$q_к$	$q_м$	
Средиземноморский пояс (Апеннинский полуостров)										
Эффузивы										
Липариты	—	2350	8,4	27,8	3,6	—				
Дациты	—	2400	7,0	25,0	2,2	—				
Андезиты	—	2400	3,3	5,1	1,6	—				
Базальты	—	2500	1,6	2,6	1,0	—				
Слои земной коры										
Осадочный	2	2400	3,2	11,0	2,2	1,63				
Гранитно-метаморфический	15	2650	3,5	18,0	3,3	2,53				
Диоритовый (андезитовый)	8	2700	3,3	7,0	2,3	1,58				
Базальтовый	13	2900	1,6	2,6	1,0	0,26				
Земная кора в целом	38		2,85	11,4	2,5	1,22	5,5	2,8	2,7	50
Тихоокеанский пояс (Камчатский полуостров)										
Эффузивы										
Липариты	—	2350	1,8	3,5	2,2	—				
Дациты	—	2400	1,7	2,8	2,0	—				
Андезиты	—	2400	1,3	1,9	1,5	—				
Базальты	—	2500	0,4	0,8	1,0	—				
Слои земной коры										
Осадочный	8	2400	1,9	5,2	1,7	0,81				
Гранитно-метаморфический	10	2650	2,3	5,4	2,3	0,99				
Диоритовый (андезитовый)	10	2720	1,2	2,2	1,5	0,91				
Базальтовый	5	2900	0,5	1,0	1,1	0,22				
Земная кора в целом [165]	33		1,6	3,7	1,7	0,69	6,3	1,4	4,9	22

вулканиты преимущественно андезитового состава (в пределах островной дуги).

По особенностям геологического (в том числе глубинного) строения в пределах Камчатки выделяются три зоны: Западная, Центральная и Восточная. Самые мощные проявления современной гидротермальной и вулканической деятельности сосредоточены в Восточной зоне, к которой приурочено более 70 вулканов, из них более 20 действующих. Этой зоне присущи несколько необычные геотермические особенности. На фоне интенсивной насыщенности термопроявлениями (термальные воды, фумаролы, вулканы и т. д.) наблюдается, однако, крайне невысокий средний тепловой поток ($5{,}10 \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2). В целом для Восточной Камчатки плотность теплового потока [58, 59, 71] ниже средних значений, установленных для большинства областей современного вулканизма [154, 155].

Данные о генерации радиогенного тепла в слоях земной коры на территории Камчатки показывают, что вклад коровой составляющей в этом регионе не превышает 30—40%, чем и объясняется, вероятно, низкий геотермический фон региона по сравнению со Средиземноморским поясом. Вместе с тем и мантийная составляющая на Камчатке не превышает $(2{,}1 \div 4{,}2) \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2, что указывает на локальность источников тепла для большинства вулканов Курило-Камчатской гряды. Для других регионов активного современного вулканизма Тихоокеанского пояса доля коровой радиогенной компоненты составляет не более 10—15%. В этих регионах плотность мантийного теплового потока достигает $(8{,}38 \div 12{,}57) \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2.

Геотермические и радиогенные условия зон континентального рифтогенеза рассмотрены на примере Байкальского кайнозойского рифта, для которого выполнен значительный объем измерений температуры, теплового потока [58, 114, 119, 140] и радиоактивности [59, 133—135]. Для сравнения приведены необходимые эмпирические и расчетные данные по геологическим структурам обрамления рифта (Сибирская платформа, блоки докембрия, складчатые области палеозоя), которые резко различаются по геотермическим условиям. Байкальская рифтовая система прослеживается в северо-восточном направлении, по существу, в пограничной полосе между Сибирской платформой и древними складчатыми областями Забайкалья и Алдано-Становой системы. Зона рифта заложилась на месте древних глубинных разломов разной протяженности и глубинности. Рифтообразование началось в среднем плиоцене на месте плоских олигоцен-миоценовых депрессий. В пределах рифта до голоцена включительно происходило излияние близких по составу лав (базальты, трахибазальты). Зона рифта представляет собой сложную гетерогенную структуру, в пределах которой наряду со сводовыми орогенными поднятиями (амплитудой до 2—3 км и более) широко развиты рифтогенные впадины (Байкальская, Усть-Селен-

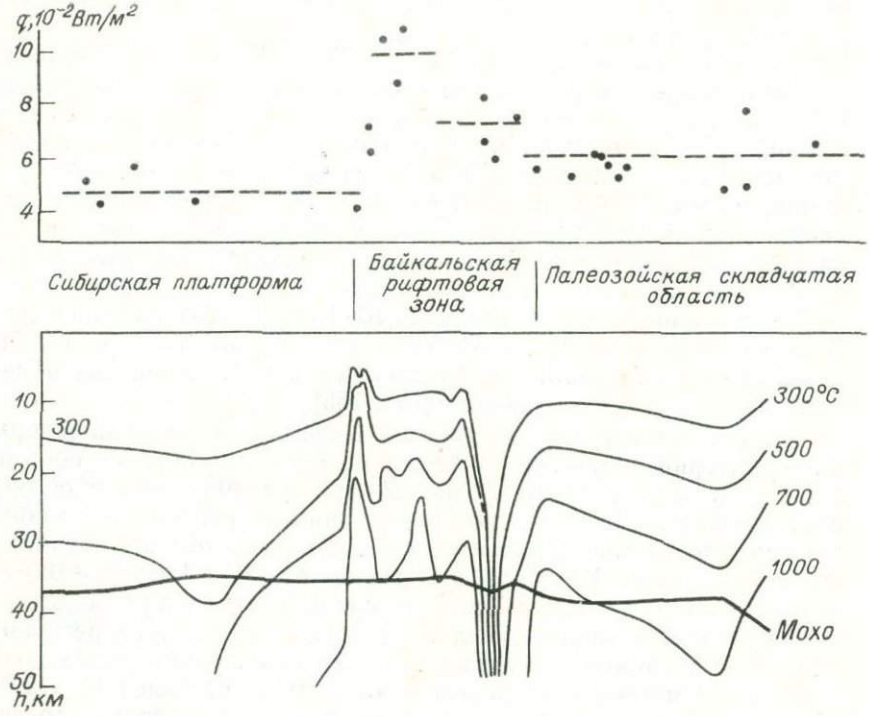


Рис. 33. Распределение теплового потока и температуры в земной коре по профилю Усть-Уда — Хилок.
См. рис. 7.

гинская и др.), выполненные мощными (до 6 км) терригенными толщами.

Зона байкальского рифта четко отделяется от соседних структур особенностями физических полей, в том числе повышенным потоком тепла. Тепловая активность Байкальской и других рифтогенных впадин проявляется также в повышенной сейсмичности и гидротермальной деятельности.

Для зоны Байкальского рифта и структур обрамления характерна в целом близкая к кларковой или повышенная радиоактивность горных пород, представленных, в частности, высокорадиоактивными гранито-гнейсами, кристаллическими сланцами и другими образованиями фундамента и терригенными и фосфоритоносными отложениями чехла с высоким содержанием урана и тория. Для всех структур с учетом генерации радиогенного тепла в каждом из выделенных блоков рассчитана температура до границы Мохо в опорных точках с измеренным тепловым потоком (рис. 33) и оценен вклад радиогенной составляющей в общий поток тепла (рис. 34). Для стабилизированного платформенного блока (Сибирская платформа), орогена (Бай-

кальский рифт) и суборогена (зона умеренного горообразования в пределах палеозойской складчатой области Забайкалья) отмечается разная доля радиогенной составляющей в общем тепловом потоке. На платформе радиогенное тепло составляет 70—75%, а в суборогене и зоне Байкальского рифта 25—30%.

Для рифта характерна резкая гетерогенность теплового поля как по вертикали, так и по горизонтали, что объясняется особенностями геологического строения региона и нестабильностью тепловыделения во времени. Последнее обстоятельство не может быть связано с изменчивостью радиогенной составляющей, оно обусловлено неустойчивым во времени конвективным переносом глубинного внутрикорового или мантийного тепла.

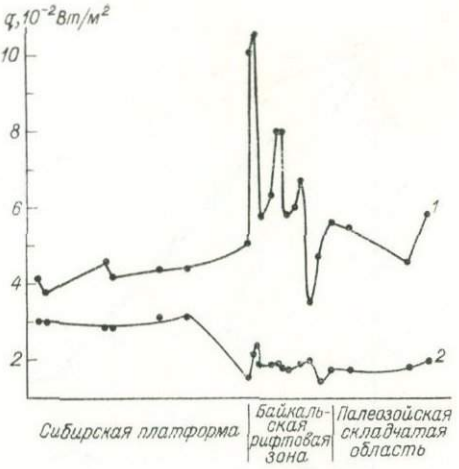


Рис. 34. Плотность наблюдаемого (*1*) и расчетного радиогенного (*2*) теплового потока по профилю Усть-Уда — Хилок.

См. рис. 7.

В связи с выяснением этого вопроса большой интерес представляет расчет глубинной температуры с учетом результатов геотермических и радиогеохимических исследований. Вычисленная температура поверхности Мохо под Сибирской платформой изменяется от 360 до 570° С, за исключением станции в районе пос. Нукуты, расположенной в узкой зоне разломов северо-восточного простирания, активизированных в триасовое время. Без учета конвекции (рис. 35, модель *I*) в пределах Байкальского рифта температура нижней поверхности земной коры колеблется от 390° С (выходы архейских пород в хребтах Морской и Хамар-Дабан) до 1960° С. Самые низкие значения (390—700° С) устанавливаются под хребтами. Под грабеноподобными впадинами байкальского типа температура значительно выше — от 700 до 1460° С. Наиболее высокая температура (1430—1940° С) получается под Южно-Баджальской впадиной (оз. Байкал).

В области умеренного горообразования температура на границе Мохо под впадинами байкальского типа колеблется от 370° С (Сухаринская) до 1350° С (Курбинская). Важно отметить, что под хребтами в этой области температура выше (815—1280° С), чем под хребтами зоны Байкальского рифта. Самые высокие значения отмечаются под горами Цаган-Хургей. Исключение составляет станция Амалат (Амалатская архейская глыба), где температура поверхности Мохо равна всего 370° С.

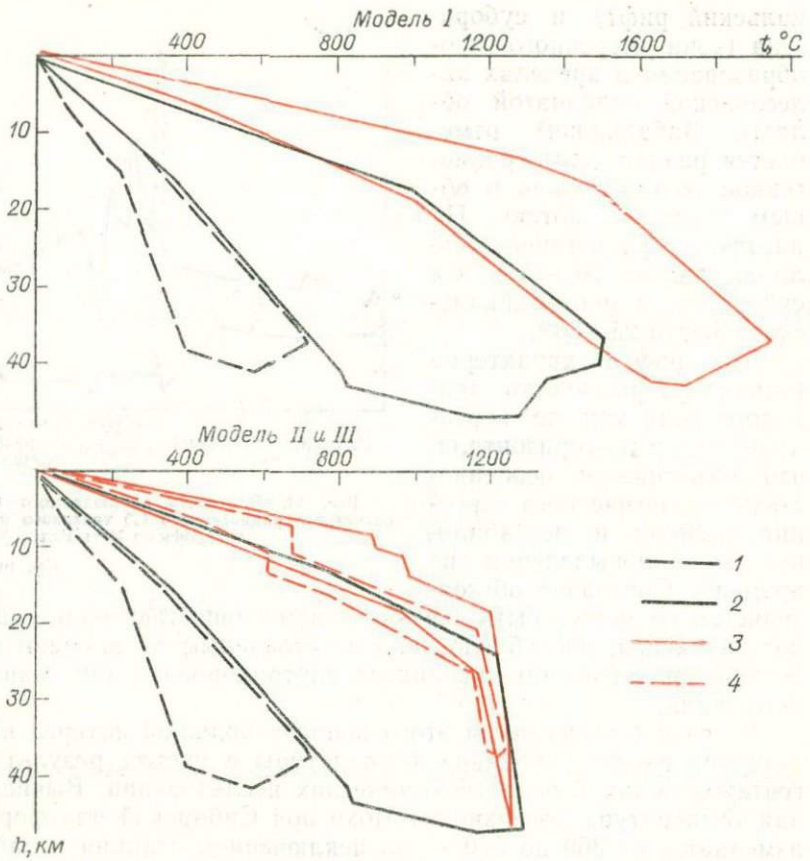


Рис. 35. Распределение глубинной температуры в земной коре Байкальской рифтовой зоны.

Модели: *I* — без учета конвекции, *II*, *III* — с учетом конвекции (*II* — «сухие» породы, *III* — содержащие 0,5—1% воды).
Температура: *1* — под хребтами, *2* — под впадинами, *3*, *4* — под оз. Байкал (*3* — для моделей *I* и *II*, *4* — для модели *III*).

Низкие значения были получены под породами архея и других станций (Слюдянка, Черемшанка), т. е. выходы архейских пород в современном тепловом поле являются «мертвыми», несмотря на повышенную тепловую активность окружения.

На основе экспериментальных данных об условиях плавления пород при высоких температуре и давлении были внесены коррективы в рассчитанную температуру и рассмотрены еще две модели земной коры, в которых учтено влияние конвекции в очагах расплавов. Начало плавления было принято разным для сухих пород и для содержащих 0,5—1% воды (соответственно: гранит 900 и 650° С, диорит 1000 и 950—1000° С, базальт 1200 и 1100—1150° С [151]).

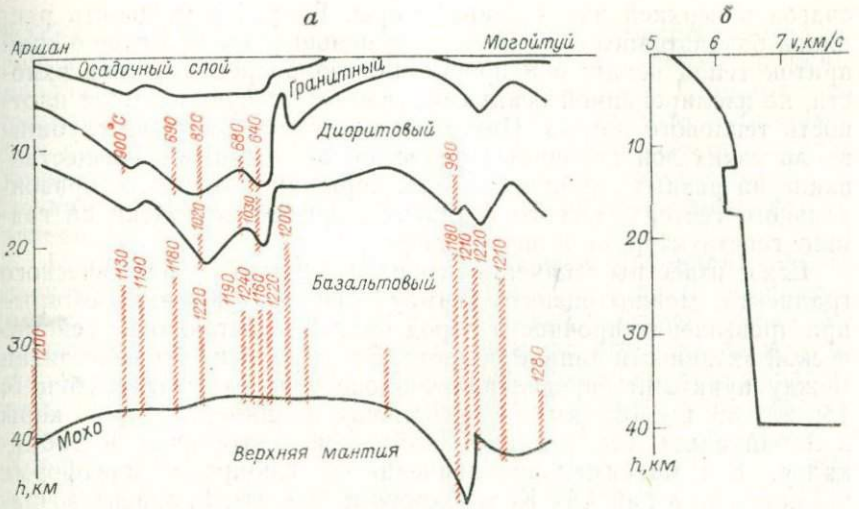


Рис. 36. Положение и мощность очагов расплава в земной коре по профилю Аршан—Могойтуй (*а*) и вертикальный скоростной разрез (*б*) [180].

Красным цветом показана мощность очагов и начальная температура плавления, рассчитанные по моделям *II* и *III*.

Рассмотрение такой модели вполне правомерно в связи с полученными расчетным путем данными о наличии локальных тепловых аномалий (предполагаемых очагов расплава) мощностью 3—5 км в гранитном слое на глубине от 10 до 14 км (оз. Байкал) и мощностью 2—6 км в диоритовом на глубине 17—22 км (оз. Байкал) и на глубине 12—16 км (Баргузинская впадина). Исходя из значений глубинной температуры можно предположить, что базальтовый слой проплавлен выше границы Мохо по-разному: от 4 км в Приаргунье до 29 км в Баргузинской впадине. Зона, в которой возможно повсеместное или частичное расплавление базальтового слоя, прослежена под впадиной оз. Байкал (мощность расплава 10—19 км), а также под Баргузинской (7—29 км), Усть-Селенгинской (4—18 км), Тункинской (10 км) впадинами, под Тункинским (7 км) и Джидинским (12 км) хребтами. При наличии воды в веществе гранитно-метаморфического слоя плавление гранита может происходить при более низкой температуре, поэтому предполагаемые очаги плавления могут располагаться на меньших глубинах и иметь увеличенную мощность (рис. 36).

Исходя из наблюдаемых значений температуры, а также из расчетных данных можно судить о притоке тепла в земную кору в настоящее время. Интенсивное поступление глубинного тепла происходит, вероятно, в районах Баргузинской впадины и Джидинского хребта. Во впадине это тепло расплавляет значительную часть базальтового слоя и расходуется на образование

очагов в верхней части земной коры. В хребте мощность расплава базальтового слоя несколько меньше, тем не менее общий приток тепла велик: о непрерывной теплопередаче с поверхности, не изолированной осадками, свидетельствует высокая плотность теплового потока. Интенсивный приток тепла из глубины вдоль узких зон глубинных разломов обусловливает существование на разных глубинах земной коры значительного горизонтального геотермического градиента, причем не только на границе геоструктур, но и внутри рифта.

Если известны значения горизонтального геотермического градиента, можно оценить термоупругие напряжения, которые при превышении прочности пород являются источником сейсмической активности данной области. Этот градиент был рассчитан между пунктами определения теплового потока для глубин 5; 15; 20; 36 км (36 км — минимальная мощность земной коры в Забайкалье) для станций Сибирской платформы и Забайкалья. Его максимальное значение на Сибирской платформе установлено в районах Красноярово и Нукуты. Градиент возрастает с глубиной и достигает на 36 км значения 10—11° С/км (Красноярово — Братск) и 15° С/км (Нукуты). На других станциях платформы он равен 1—3° С/км на глубине 36 км и до 1° С/км в пределах земной коры. При сопоставлении с картой глубинных разломов (Н. М. Сытиной и Д. М. Мильштейна) видно, что станции с повышенными значениями горизонтального градиента приурочены к зонам разломов, причем ст. Нукуты находится в узле пересечения разломов разного направления, а станции Красноярово (Братск) попадают на региональные разломы меридионального простирания.

В Забайкалье максимальные значения горизонтального градиента температуры установлены на севере Баргузинской зоны в районе Зорино (Баргузинская впадина). Между станциями Байкал и Слюдянка градиент равен 44° С/км на глубине 20 км. Значительны градиенты в Усть-Селенгинской впадине (10—29° С/км). Интересен тот факт, что максимальные значения горизонтального градиента отмечаются на глубине 20 км, с ростом глубины градиент уменьшается.

Характер распределения глубинной температуры на примере Забайкалья указывает на существование локальных источников тепла, на чрезвычайно резкую дифференцированность температурного поля и высокий горизонтальный геотермический градиент. Исходя из геотермической модели для областей с нестационарным тепловым режимом можно предположить образование в земной коре магматических очагов, подпираемых снизу разогретыми твердыми породами.

На примере Байкальской рифтовой зоны видно, что благоприятные условия для генерации магмы основного состава существуют здесь на глубинах 19—35 км, где при твердом состоянии земной коры температура в отдельных участках достигает 1500—

2000° С. Как показывают данные экспериментальной минералогии и петрографии, при такой температуре породы должны находиться в состоянии, близком к плавлению. Принимая во внимание температуру плавления гранита, диорита и базальта при содержании воды до 1%, можно предположить наличие конвективных ячеек в земной коре (участков возможного плавления пород), геотермический градиент в которых равен приблизительно 3° С/км.

Подтверждением этому являются данные глубинного сейсмического зондирования, которые отмечают в вертикальном скоростном разрезе земной коры Байкальской рифтовой зоны сейсмический волновод. Вероятная глубина до его верхней кромки составляет 12 км, мощность 5 км, уменьшение скорости продольных волн достигает 0,2—0,8 км/с. Слой пониженной скорости в земной коре прослежен на профилях Оймур — Баргузин и Хоринск — Сосново — Озерское [180]. Магматические очаги в земной коре устанавливаются не только в Байкальской рифтовой зоне, они отмечаются в юго-восточном Забайкалье (Приаргунье) на глубине 33—35 км, а также на многих участках Среднеазиатского орогена (рис. 37).

Полученные оценки глубинной температуры указывают на резкую латеральную неоднородность температурного поля земной коры юга азиатской части СССР. Есть области как с низкой (до 300° С) температурой (Сибирская платформа, Северный Казахстан и др.), так и с высокой (1000° С и больше), при которой появляется потенциальная возможность образования магматических очагов. Весьма интересна картина затухания глубинной температуры от Среднеазиатского орогена на север — к геологическим структурам Центрального Казахстана. В этом направлении отмечается неравномерное и постепенное уменьшение глубинной температуры; меридиональные «языковые» температурные аномалии, по-видимому, связаны с глубинными разломами уральского простирания.

Тепловая активность Байкальского рифта и других орогенных структур не связана с радиогенной составляющей, вклад которой не превышает 24—30% от общего потока тепла. Аналогичное соотношение наблюдается и в зоне Африканского рифта, где горные породы имеют значительно более низкую радиоактивность по сравнению с магматическими и метаморфическими образованиями Байкальской орогенной области [251]. Для всех рифтовых структур континентов и тем более океанов имеет место приток глубинного (мантийного) тепла, обусловленного, по-видимому, остаточной тепловой энергией Земли и процессами гравитационной дифференциации. Отличительной особенностью теплового режима континентальных рифтов от теплового состояния рифтогенных структур океанов является дополнительная экранизация глубинного тепла чехлом слаболитифицированных осадочных отложений межгорных впадин.

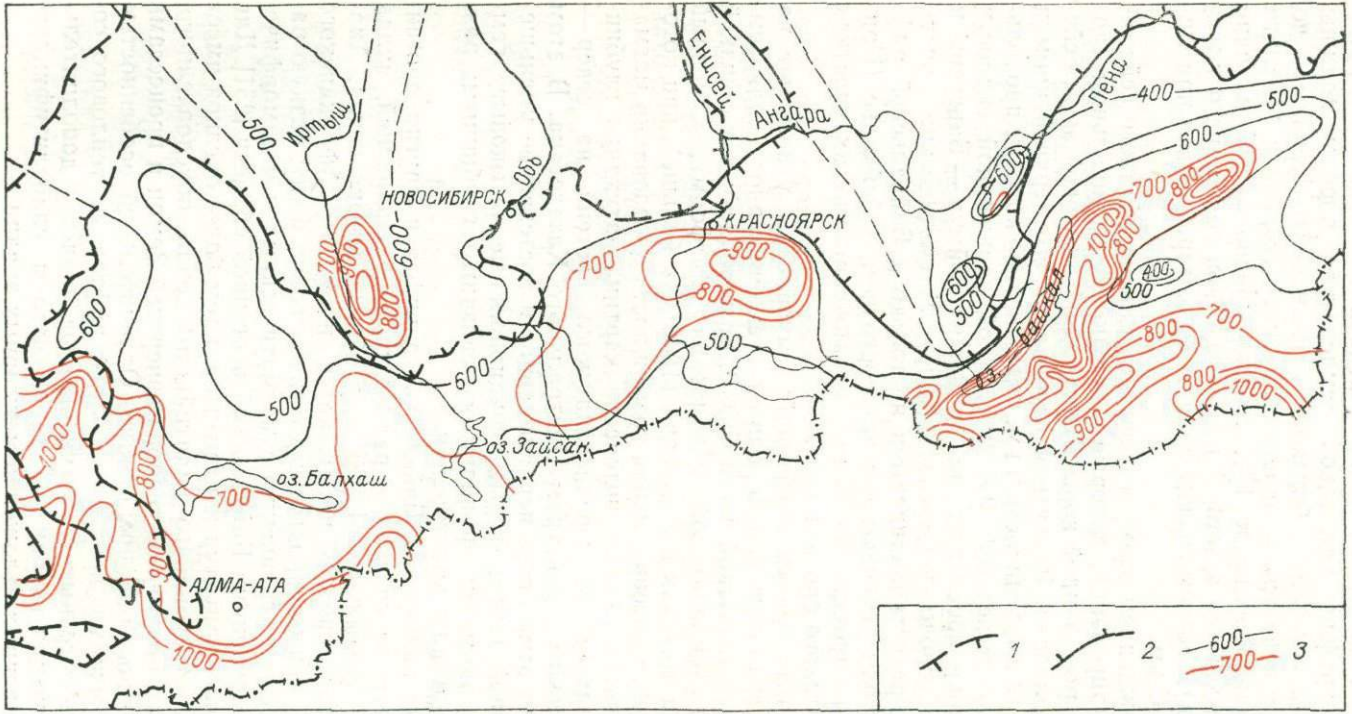


Рис. 37. Распределение температуры в земной коре юга азиатской части СССР на глубине 30 км.

Границы платформ: *1* — Западно-Сибирской и Скифско-Туранской, *2* — Сибирской; *3* — изолинии температуры, °С.

Области киммерийской складчатости и мезозойской тектоно-магматической активизации (охлаждающиеся)

К областям с нестационарным тепловым полем в режиме охлаждения относятся блоки земной коры, в пределах которых активные тектонические и магматические процессы завершились 100—150 млн. лет назад, т. е. регионы киммерийской складчатости и мезозойской тектоно-магматической активизации. В пределах территории страны к таким областям относятся Забайкалье, Дальний Восток и др. (см. рис. 1). Расчеты для активизированных в мезозое структур Забайкалья и Буреинского массива показывают, что плотность радиогенного теплового потока по нашим данным составляет $(1{,}5 \div 3{,}0) \cdot 10^{-2}$ Вт/м², по оценкам других исследователей — до $(3{,}0 \div 5{,}0) \cdot 10^{-2}$ Вт/м². В процентном отношении это не превышает соответственно 30—40 и 60—80%. Охлаждающиеся области отличаются наибольшим разбросом абсолютных значений коровой составляющей теплового потока при относительно низком притоке мантийного тепла (см. рис. 29, табл. 28), что может свидетельствовать о затухании процессов поступления тепла из подкоровых глубин.

Сравним соотношения коровой и радиогенной составляющих для разных геологических структур (см. рис. 29). Как видно на графиках, коровая составляющая для блоков со стационарным и нестационарным режимом различается несущественно. Для всех структур средние значения корового теплового потока колеблются в сравнительно узких пределах, обычно в интервале $(2{,}0—3{,}5) \cdot 10^{-2}$ Вт/м². В то же время средние значения мантийной составляющей изменяются весьма существенно — от $1{,}0 \cdot 10^{-2}$ до $6{,}5 \cdot 10^{-2}$ Вт/м² и выше (в областях современного вулканизма). При этом отмечается вполне определенная закономерность: области стационарного режима и охлаждающиеся области нестационарного режима имеют низкие и однообразные значения подкорового теплового потока. В областях нестационарного разогрева (кайнозойские складчатые системы, континентальные рифты, районы современного вулканизма и гидротермальной деятельности) наблюдается значительно более высокий глубинный (мантийный) тепловой поток, который закономерно увеличивается от молодых платформ и активизированных впадин к современным континентальным рифтам и областям вулканизма. Эти данные свидетельствуют, вероятно, о том, что активизация тектонических и других процессов в земной коре тесно связана с усилением поступления тепла из подкоровых зон. Прекращение же этого поступления приводит к регрессивному режиму охлаждающихся структур земной коры.

ГЛАВА VI

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Направленность и интенсивность процессов геологического развития земной коры и планеты в целом теснейшим образом связаны с их энергетическим (тепловым) режимом. Многие исследователи [20, 28, 48, 117] неоднократно обращали внимание на важность изучения теплового состояния недр при разного рода геологических построениях и разработке научных гипотез. Дж. Ферхуген писал по этому поводу [68, с. 30]: «Геолог, задавшийся целью удовлетворительно объяснить механизм таких явлений, как дислокации, горообразование или магматизм, неизбежно приходит к выводу, что главный источник энергии в этих процессах — теплота».

Процессы рудообразования *также во многом зависят от энергетических* затрат на концентрацию рудного вещества. Не случайно А. Е. Ферсманом, В. И. Вернадским [21, 89] и другими исследователями [178] были предприняты попытки количественно оценить энергетическую сторону гидротермального метасоматизма и использовать сведения об энергии рудообразования при поисково-оценочных работах. Без знания энергетического состояния земной коры и верхней мантии [175, 193] невозможно обосновать ряд принципиальных положений регионального металлогенического анализа, сформулированных С. С. Смирновым и Ю. А. Билибиным, в том числе установленную ими тесную взаимосвязь и взаимообусловленность осадконакопления, магматизма и других процессов с формированием месторождений полезных ископаемых.

Изучение энергетических условий развития геологических процессов требует привлечения не только сведений о современном тепловом ре-

жиме земной коры, но и палеотемпературных данных, которые могут быть получены на основе анализа минеральных парагенезов [137, 217], газово-жидких включений [151], фаций метаморфизма [49, 168, 217] и т. д. (табл. 31). Изучение палеотемператур имеет большое значение и при интерпретации результатов других геофизических методов, анализ которых проводится часто без учета изменения физических полей и параметров во времени.

В данной главе рассмотрены энергетические аспекты главнейших геологических процессов: литогенеза, регионального метаморфизма, магматизма, тектонических перемещений и др. В ходе изложения затронуты две группы вопросов: 1) геотермические условия, приводящие к развитию тех или иных геологических процессов; 2) влияние этих процессов (осадконакопление, магматизм и т. д.) на изменение теплового поля окружающей среды.

Все многообразие геологических явлений, протекающих в земной коре, большинство исследователей [142, 181] подразделяет на две группы: экзогенные и эндогенные. Процессам экзогенного цикла, происходящим на поверхности Земли и в приповерхностной зоне в связи с корообразованием, формированием осадков, их диагенезом и эпигенетическими преобразованиями при инфильтрации подземных вод, приписываются обычно так называемые нормальные условия, свойственные осадочной оболочке. Одни исследователи [11] принимают за температурную границу этих процессов 50—100° С, другие [137, 150] выделяют зоны ката- и метагенеза с температурой 250—350° С. Такие диапазоны температуры стирают, по существу, резкую грань между экзогенными и эндогенными процессами (например, гидротермальным метасоматизмом) и лишний раз убеждают в необоснованности их раздельного рассмотрения, на что неоднократно указывал Б. Л. Личков [110] и другие исследователи. Нами предпринята попытка увязать влияние экзогенных и эндогенных факторов на температурный режим земной коры. В зависимости от влияния этих факторов на разных глубинах возникают три типа температурных аномалий, с которыми неизбежно связан ход последующего преобразования пород и магматизма.

1. В зонах конвективного переноса глубинного (мантийного) тепла газами, водой, лавами, ксенолитами (области современного вулканизма, рифты, эвгеосинклинали). Данный тип температурных аномалий охватывает обычно весь разрез земной коры.

2. В бассейнах седиментации и подстилающих породах фундамента, перекрытых слаболитифицированными осадками низкой теплопроводности. Аномалии проявляются по повышенному геотермическому градиенту и могут быть приурочены к районам с разными значениями теплового потока.

3. Аномалии радиогенной природы в средней зоне земной коры; могут быть установлены теоретически на основе разделения теплового поля на мантийную и коровую составляющие.

ТАБЛИЦА 31

Наиболее распространенные методы геологического палеотермометрирования [11, 48, 137, 151]

Метод	Существо метода	Диапазон измеряемой температуры, °С	Глубина изучения, км	Изучаемые геологические процессы
Расчетный (аналитический)	Оценка глубинной температуры и теплового потока на основе знания генерации тепла и теплофизических параметров	Не ограничен	На весь радиус земного шара	Преимущественно эндогенные
Гомогенизации газово-жидких включений и декрепитации	Определение температуры кристаллизации минерала по температуре растворения газового пузырька	100—1000	0—15 (с учетом эрозии)	Экзогенные и эндогенные
Геохимический	Учет разной скорости выпадения карбонатов (Ca/Mg-метод)	4—30	Гидросфера и граница с литосферой	Эндогенные
Изотопный	Фракционирование изотопов Кислорода в кальците	5—500 и выше	Глубина отбора образцов	Экзогенные и эндогенные
	Углерода в аутигенном кальците	25—500 и выше	То же	Экзогенные

Термического разложения органического вещества (углеводородов)	Получение рядов термического разложения по степени молекулярной ассоциированности и степени окисленности	До 300—500 (угли), 800—1000 (графит)	0—8	Литификация, метаморфизм
Отражательной способности сингенетичного витринита	Использование зависимости между отражательной способностью витринита и температурой	0—120, реже до 350	0—2	Экзогенные
Изменения сорбционных свойств глинистого вещества	Потеря способности к реакциям обмена при нагревании, обусловленная коллоидными свойствами глин	25—200	0—5	Экзогенные
Минералогический				
1. Минеральных парагенезов (многокомпонентный анализ)	Формирование минеральных ассоциаций магматических и метаморфических пород при определенной температуре	100—1300	По ксенолитам — до глубины нескольких сотен километров	Эндогенные
2. Полиморфных превращений кварца и других минералов (монокомпонентный анализ)	Изучение ряда опал (1,9—2,3 г/см^3)→халцедон (2,55—2,63)→кварц (2,65—2,66)→тридимит	До 1000	Глубина отбора образцов	Экзогенные и эндогенные

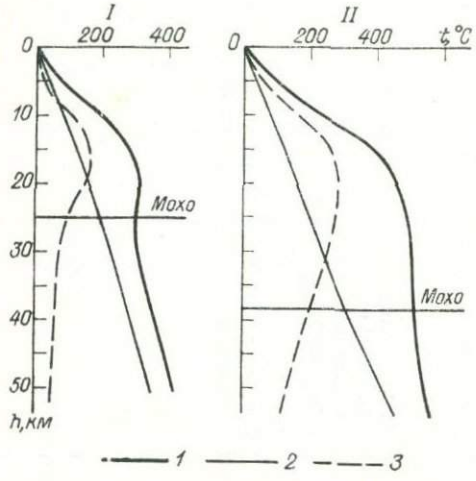


Рис. 38. Резкое изменение геотермического градиента в стабилизированных блоках земной коры, обусловленное радиогенной составляющей.

Блоки: *I* — глубоко эродированные (Кольский), *II* — с полным профилем земной коры (Забайкальский).

Температура: *1* — общая, *2* — обусловленная мантийной составляющей теплового потока, *3* — обусловленная генерацией радиогенного тепла в земной коре.

Положение радиогенной температурной аномалии в разрезах конкретных регионов Балтийского щита и Сибирской платформы (рис. 38) рассчитано с учетом реальных значений температуры и теплового потока. Этот тип аномалий, выделяемых авторами впервые, приводит к появлению в земной коре (даже в стабилизированных плитах) зоны резко меняющегося в вертикальном направлении геотермического градиента. Эта зона находится на разных глубинах (7—20 км и больше) в зависимости от мощности земной коры: чем больше мощность, тем глубже располагается аномалия.

Радиогенная зона температурных аномалий по мере изменения мощности земной коры (в результате эрозии или тектономагматических циклов), вероятно, перемещается и не может быть зафиксирована при геотермических измерениях в сравнительно неглубоких скважинах. По-видимому, первым эмпирическим подтверждением реальности существования подобного рода зон является температурная аномалия, обнаруженная на западе Кольского полуострова (мощность земной коры 20—25 км) в скважине 3СГ на глубине 7263 м, где температура составила 152° С [44, 216]. Косвенно наличие зоны аномального геотермического градиента подтверждается достаточно надежно установленной сейсмической активностью целого ряда стабилизированных блоков земной коры в пределах докембрийских складчатых областей, в том числе и на Кольском полуострове. Большая часть землетрясений в этом регионе, иногда силой 3—5 баллов, зафиксирована на глубинах 7—15 км, т. е. как раз в средней части земной коры, где из-за резко меняющегося геотермического градиента возникают термоупругие напряжения [117].

Для характеристики геотермического режима экзогенных условий рассмотрены энергетические особенности седиментогенеза и литификации осадков, для эндогенных условий — энергетические особенности регионального метаморфизма, магматизма, тектонических движений и развития Земли в целом.

Область накопления, литификации и катагенеза осадков охватывает чехлы древних и молодых платформ, краевые и межгорные прогибы, миогеосинклинали и другие структуры. Эта область является зоной формирования и преобразования жидких и газообразных углеводородов (нефть и газ) и других полезных ископаемых. Поэтому изучение температурного (в том числе палеотемпературного) режима осадочных толщ имеет большое практическое значение. Палеотемпературные условия формирования нефтеносных осадочных пород наиболее подробно рассмотрены в работе Н. А. Минского [137]. Современные геотермические особенности главнейших нефтегазоносных провинций описаны в многочисленных работах советских и зарубежных исследователей [8, 54, 144, 150].

Экзогенные процессы разрушения (выветривания) горных пород и седиментации протекают в условиях нормального давления $[(1 \div 5) \cdot 10^5$ Па], но сравнительно широкого диапазона температуры, которая в разных широтах в современный период колеблется от —60 до +50° С. Анализ изотопного состава кислорода и другие данные, относящиеся к палеотемпературному анализу климата Земли [137], свидетельствуют о том, что средняя температура гидросферы (среды осадконакопления) в прошлые геологические эпохи была значительно выше (рис. 39).

Геологическое время	Температура нейтрального слоя, ° С	Температура морской воды, °С
Синий	48—50	75
Кембрий	40—45	70
Силур	40	55
Карбон	35—40	50
Пермь	30	45
Мел	24—30	40
Палеоген	20	20—30

В среднем градиент охлаждения морской воды составляет 0,02—0,03° С/млн. лет [137], для глубинного нейтрального слоя он был также достаточно высоким.

С течением времени на фоне общего снижения температуры приповерхностной зоны Земли повышалась соленость Мирового океана, содержание кальция и органического вещества, роль которого существенно возросла в палеозойский и мезо-кайнозойский циклы тектогенеза. С накоплением биогенной массы в осадочных отложениях депрессионных зон и возможным частичным привносом глубинных углеводородов связано формирование многочисленных месторождений нефти, газа, твердых битумов (органика нефтяного ряда), а также угольных пластов и угленосных отложений (органика угольного ряда). Детальное изучение в разной степени метаморфизованных органических

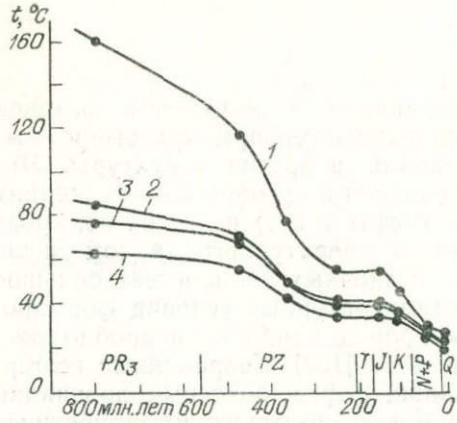


Рис. 39. Охлаждение гидросферы в средних и низких широтах, установленное по изотопным соотношениям кислорода карбонатных пород [137].

Расчетные формулы: *1* — Д. П. Найдина, *2* — Р. В. Тейс, *3* — М. С. Чунахина, *4* — С. Эпштейна.

веществ с применением методов геологического термометрирования позволило ряду исследователей [137, 150] установить интервал изменения температуры в нефтегазоносных и угольных бассейнах (рис. 40), а также в зоне катагенеза в целом. При этом наряду с доминирующим в природе низкотемпературным процессом превращения органического вещества в нефть в ряде нефтегазоносных провинций (северо-восток Русской платформы, Потва) была установлена значительно более высокая палеотемпература, достигающая 200—350° С. Это позволило Н. А. Минскому [137], Ф. А. Макаренко [128] и другим исследователям сделать заключение, что верхний предел температуры в зоне катагенеза осадочных отложений равен 300—340° С.

На основе палеотемпературного анализа (главным образом с помощью органических палеотермометров) прослежены диапазон и характер изменения температуры в процессе формирования нефтегазоносных залежей из битуминозных пород (рис. 41). Для всех нефтегазоносных толщ характерен постепенный рост температуры (в течение 50—100 млн. лет) с последующим охлаждением пород. На этом фоне существуют локальные (во времени и, вероятно, в пространстве) максимумы температуры, достигающие 200—300° С.

Причины повышения температуры при формировании нефтегазоносных залежей могут быть разными [137]: 1) влияние внедрившихся в осадочные отложения гранитоидных и других интрузий; 2) дополнительный приток тепла вдоль зон глубинных разломов и рифтовых структур; 3) выделение тепла при литификации осадков и преобразовании органического вещества; 4) накопление тепловой энергии под чехлом слаболитифицированных осадков. Первые три фактора ответственны в основном за возникновение локальных температурных аномалий, общее же повышение геотермического градиента и температуры связано с теплофизическими свойствами слаболитифицированных осадочных отложений, скорость накопления которых значительно превышает время установления стационарного режима.

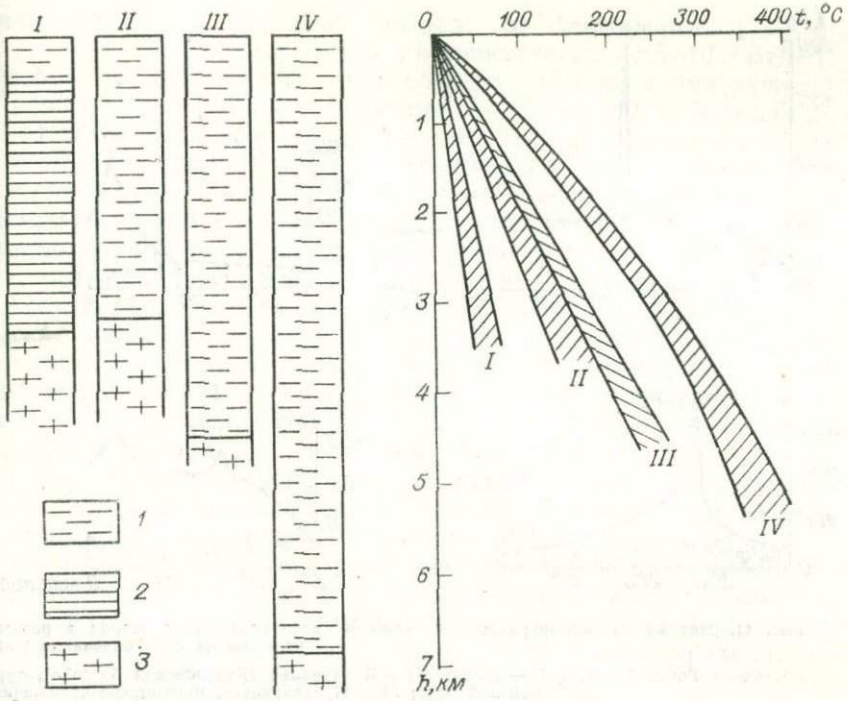


Рис. 40. Пределы колебаний температуры теплоизолирующего осадочного чехла в депрессионных зонах на прогрессивной стадии накопления тепла (области верхнекорового разогрева).

Платформы: *I* — древние без магматизма (Русская, Северо-Американская), *II* — молодые (Западно-Сибирская, Скифско-Туранская); *III* — краевые прогибы, межгорные впадины с повышенным притоком глубинного тепла (Предкавказье, Венгерская впадина); *IV* — миогеосинклиналь (Каратау-Северо-Тянь-Шаньская). *1* — слаболитифицированные преимущественно терригенные толщи с прослоями известняков; *2* — литифицированные терригенные и терригенно-карбонатные отложения чехлов древних платформ; *3* — кристаллические породы фундамента.

Эта важная особенность осадочного слоя обусловливает, как *было показано выше* (*главы* I *и* V), *нестационарный режим* верхнекорового разогрева, который проявляется при любой активности подкорового (мантийного) теплового потока и приводит к временному (в течение 20—50 млн. лет) накоплению энергии и повышению температуры с последующим охлаждением после литификации осадков. Вопрос о теплоизолирующем эффекте осадочного покрова и его влиянии на метаморфизм осадков, впервые поставленный Г. Джеффрисом [48], в дальнейшем был более детально рассмотрен Б. Гросслингом, А. А. Смысловым и другими исследователями [189, 193]. Совершенно очевидно, что рост температуры в депрессионных структурах Земли зависит не только от этого эффекта, но и от интенсивности мантийного или корового теплового потока, поступающего к подошве теплоизолирующего осадочного слоя. Естественно, что чем

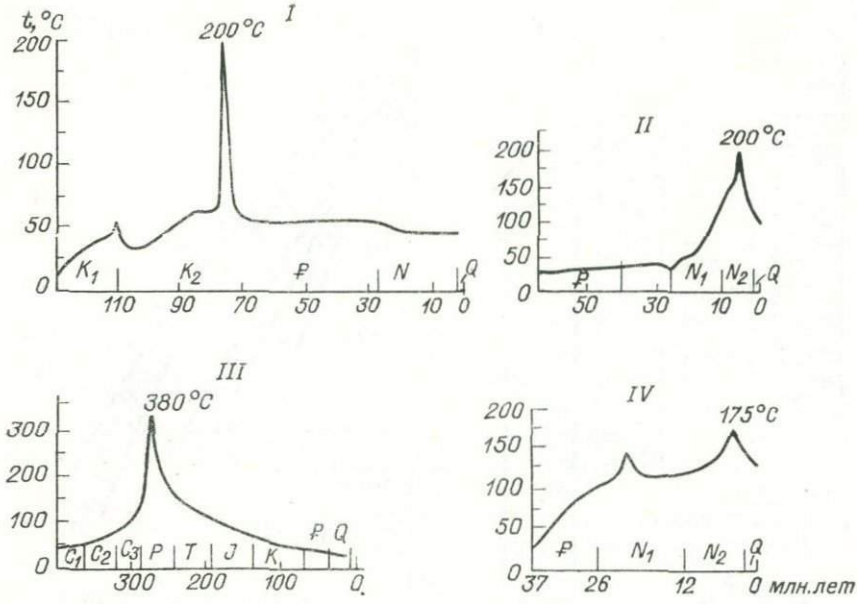


Рис. 41. Модели палеотемпературного режима нефтегазоносных пород в разные периоды их преобразования [137].

Восточная Гоби: *I* — мел, *II* — эоцен; *III* — Предуралье (Кизеловский бассейн), турнейский ярус; *IV* — Предкавказье, майкопские отложения.

больше идущий снизу тепловой поток, тем значительнее рост температуры в осадках. Но даже при нормальном тепловом потоке эффект теплоизоляции на платформах и в других структурах при мощности чехла 2—3 км оказывается достаточным (80—150° С) для литификации осадков в зоне катагенеза и для выделения углеводородов из материнских битуминозных пород (см. рис. 40, 41). По-видимому, эффект теплоизоляции осадков в депрессионных зонах имеет важнейшее значение для объяснения и других аспектов формирования залежей нефти и газа. В частности, слаболитифицированные и слабопроницаемые осадочные отложения являются экраном не только для передачи подземной тепловой энергии, но и для подъема углеводородов к поверхности.

Совершенно очевидно, что области палеозойского нефтегазонакопления в чехлах древних платформ (например, Волго-Уральский район в пределах Русской платформы) не могут быть выделены в современном тепловом поле, так как в пределах этих структур в результате литификации осадков и увеличения их теплопроводности установилось стационарное (нормальное) тепловое поле. Области же мезо-кайнозойского нефтегазонакопления отчетливо фиксируются в современном поле по повышенному температурному градиенту в чехле осадков при различных значе-

ниях плотности теплового потока: от повышенных [$\geqslant(6\div 7)\cdot 10^{-2}$ Вт/м^2] до нормальных и пониженных ($<5\cdot 10^{-2}$ Вт/м^2). Особый интерес представляют области (обычно изометричные) с пониженным тепловым потоком [$<(3\div 4)\cdot 10^{-2}$, иногда до $2\cdot 10^{-2}$ Вт/м^2], которые установлены как на континентах, так и в океанах (рис. 42). По геотермическим данным именно эти области можно считать потенциально нефтегазоносными провинциями, причем в некоторых из них процесс мобилизации углеводородов из осадков и накопление нефти и газа под экраном осадочных толщ еще продолжаются.

В отдельных бассейнах осадконакопления [геосинклинальные троги, синеклизы на платформах (Прикаспийская), межгорные впадины (в Средней Азии)] мощность осадочных отложений достигает 5—10 км и больше. При сравнительно быстром накоплении этих осадков, особенно в зонах с повышенным тепловым потоком, температура осадочной толщи может возрастать до 400—500° С и, возможно, выше. Бурением в осадочных бассейнах пока что не зафиксирована столь значительная температура, однако минералого-петрографический анализ осадочных и осадочно-вулканогенных пород геосинклинально-складчатых систем Казахстана, Алтая и других регионов свидетельствует о том, что палеотемпература на стадии орогении в осадочных породах на глубине 5—10 км была достаточной для их метаморфизации до зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций.

Таким образом, можно констатировать, что процессы осадконакопления, протекающие при активном воздействии энергии Солнца на границе трех оболочек (атмосферы, гидросферы и литосферы), играют существенную роль в формировании теплового режима земной коры и, вероятно, подкоровых зон. Влияние на подкоровые зоны в первую очередь относится, по-видимому, к геосинклинальным трогам, где происходит накопление теплоизолирующих осадков значительной мощности, аккумулирующих в себе (в минеральных парагенезах и органическом веществе) энергию солнечной радиации и радиоактивных элементов.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Необходимыми условиями развития процессов регионального метаморфизма и ультраметаморфизма являются высокие температура (300—700° С и выше) и давление [$(2\div 10)\cdot 10^8$ Па и выше], а также присутствие воды или других подвижных компонентов, существенно ускоряющих метаморфические реакции. Вопросы термодинамических условий регионального метаморфизма подробно рассмотрены в фундаментальных работах В. С. Соболева, Н. Л. Добрецова [49] и других исследователей [77, 111, 168, 217, 279]. Обобщенная зависимость фаций регионального метаморфизма от температуры и давления (рис. 43)

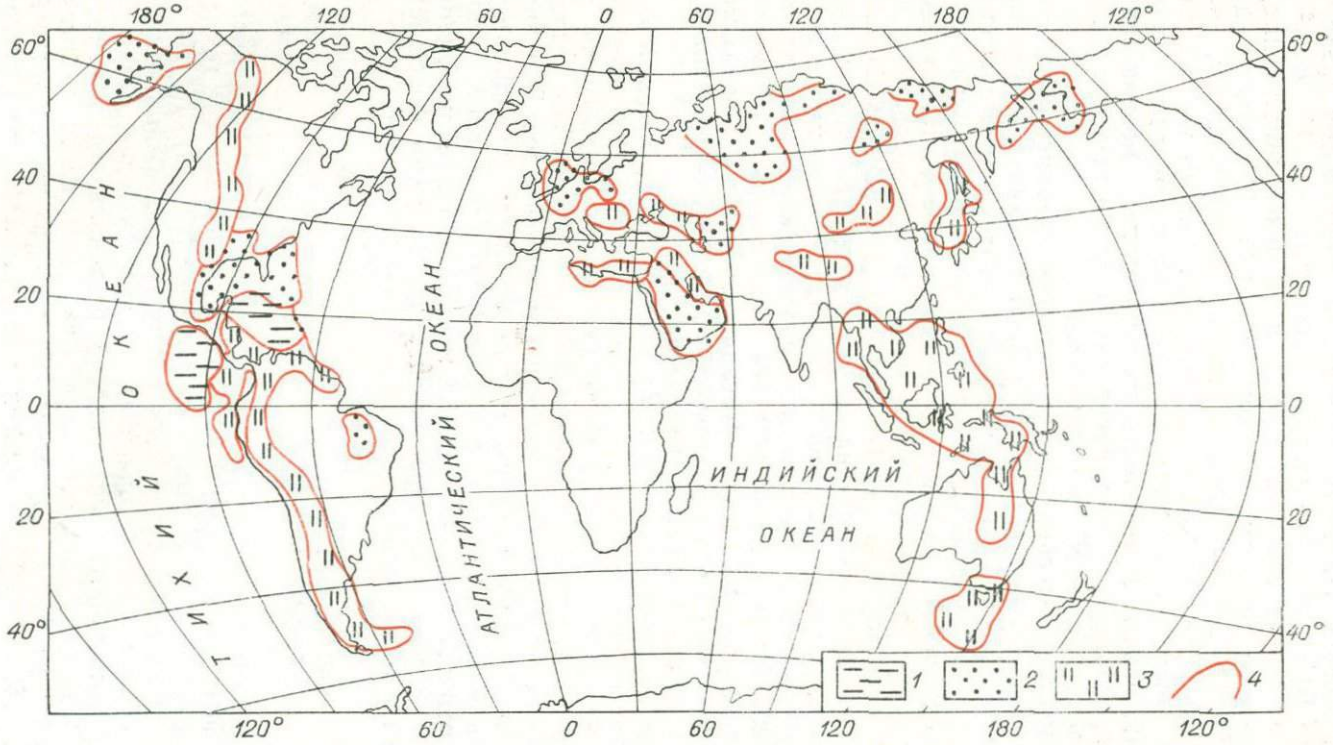


Рис. 42. Размещение седиментационных бассейнов, перспективных по геотермическим данным для формирования мезо-кайнозойских нефтегазоносных провинций.

Области с повышенным геотермическим градиентом и разным тепловым потоком: *1* — резко пониженным, *2* — нормальным или слабо пониженным, *3* — повышенным; *4* — границы нефтегазоносных (включая потенциальные) провинций.

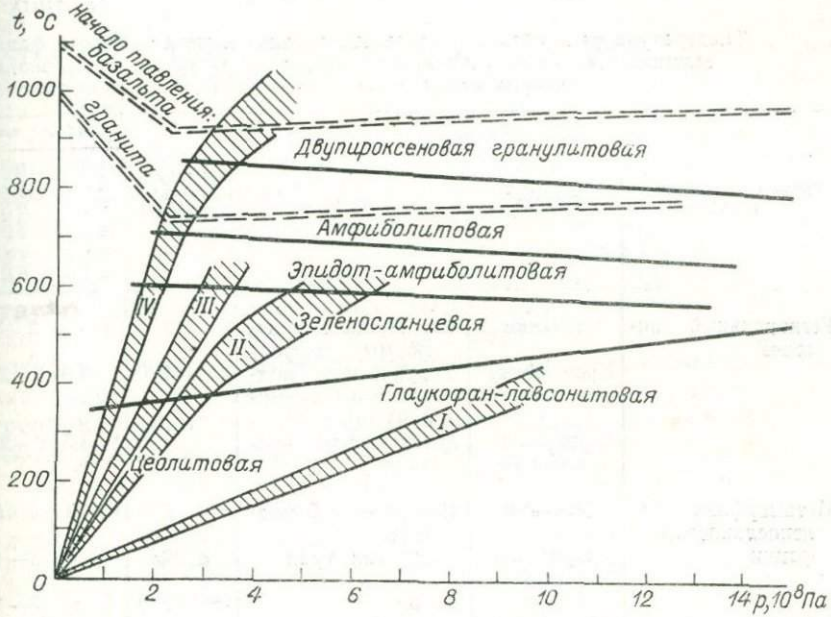


Рис. 43. Диаграмма фаций регионального метаморфизма в разного типа структурах [49, 168].

I — щиты и чехлы древних платформ; депрессионные структуры с разным тепловым потоком: *II* — нормальным, *III* — аномальным; *IV* — области современного вулканизма.

показывает, что в платформенный период в стабильных блоках литосферы со стационарным тепловым режимом возникновение процессов регионального метаморфизма в гранитно-метаморфическом слое или чехле древних платформ практически невозможно. Вместе с тем в период сравнительно быстрого накопления мощных толщ осадочных отложений в геосинклинальных впадинах, межгорных и краевых прогибах, чехле молодых платформ происходит ускоренное нескомпенсированное погружение осадков на такие глубины (5—7 км и больше), где даже при обычно наблюдаемом геотермическом градиенте для нелитифицированной части осадочного слоя (30—40° С/км) температура может достигать 300—400° С, т. е. таких значений, при которых становится реальным проявление зеленосланцевой фации метаморфизма.

Вероятно, в докембрийскую эпоху (>2 млрд. лет назад) благодаря более высокому радиогенному тепловыделению температурные условия зеленосланцевой фации метаморфизма могли сложиться при нормальном тепловом потоке на глубинах 3—4 км (табл. 32). По-видимому, нормальных значений геотермического градиента (25—40° С/км) достаточно, чтобы объяснить образование и глаукофан-сланцевых поясов [49], для оса-

ТАБЛИЦА 32

Температура регионального эпигенеза осадков и метаморфизма фации зеленых сланцев по результатам палеотемпературных исследований кварца методом гомогенизации ([49] с дополнениями)

Характер изменения пород	*Порода*	*Район*	Температура гомогенизации, °С	Глубина, км	
				при нормальном тепловом потоке	при аномальном тепловом потоке
Региональный эпигенез	Песчаник	Юг Русской платформы (рифей)	230	4—5	2—3
	Кремнистые отложения	Туруханское поднятие (докембрий)	155—170	3—3,5	2—2,5
	Терригенные отложения	Минусинская впадина	170—180	3—3,5	2—2,5
Метаморфизм зеленосланцевой фации	Песчаник	Северное Верхоянье	370—500	8—9	4—5
	Хлоритовые сланцы	Полярный Урал	$\leqslant 295$	$\leqslant 6$—7	3—4
	То же	*То же*	260—300	5—6	3—4

дочных и осадочно-вулканогенных пород которых характерно глубокое погружение (7—15 км) и относительно слабый внешний конвективный привнос тепла. Возможности проявления более высокотемпературных фаций (амфиболитовой и гранулитовой) в осадочных толщах межгорных прогибов и геосинклиналей без дополнительного привноса глубинного тепла маловероятны. Подходящие условия могут возникнуть лишь при наличии термоизоляционной покрышки осадков мощностью больше 10—12 км. Естественно, что при этом осадочные отложения нижней части разреза в значительной степени потеряют свои теплоизолирующие свойства. Вместе с тем имеются палеотемпературные данные [49, 168], свидетельствующие о том, что при амфиболитовой и гранулитовой фациях регионального метаморфизма геотермальный градиент не превышал 40—60° С/км.

Наиболее благоприятные условия для высокотемпературного регионального метаморфизма и образования гранитов анатектического генезиса складываются, когда экранирующее действие осадков проявляется в зонах дополнительного (выше нормального) притока глубинного тепла. Аномальные тепловые потоки в земной коре на стадии ее разогрева связаны, как правило, с увеличением конвективной составляющей. Для периода формирования высокометаморфизованных толщ, сопровождающих их мигматитов и анатектических гранитов в качестве переносчиков тепловой энергии могут выступать глубинные растворы и обра-

зующиеся in situ обособления анатектического расплава. Этот тип метаморфизма, называемый некоторыми исследователями плутоническим [49, 231], обеспечивается теплом, поступающим не из конкретного очага расплава, а из подстилающих горизонтов земной коры.

Сочетание региональной метаморфической зональности и плутонических гранитоидов наиболее отчетливо проявляется в гранито-гнейсовых куполах на щитах и в пределах срединных массивов. В этих куполах дополнительный привнос глубинного тепла происходит вместе с поступлением магматических расплавов и гидротермальных растворов в центральные, ядерные, части структур при их растяжении и уменьшении плотности в результате плавления. Однако и в этих структурах отмечается дополнительное экранирующее воздействие осадочных отложений, так как гранито-гнейсовые купола наиболее хорошо выражены в тех срединных массивах (Чешский, Кокчетавский, Буреинский), которые возникли в пределах миогеосинклинальных прогибов.

Иные источники тепла имеет контактовый метаморфизм [168], который чаще всего связан с остывающей интрузией. Но и в этом случае на интенсивность и объем контактового метаморфизма существенное влияние оказывает первоначальная температура вмещающих пород.

Таким образом, региональный и контактовый метаморфизм проявляется в осадочных и осадочно-вулканогенных толщах лишь в структурах с нестационарным геотермическим режимом. При верхнекоровом разогреве, обусловленном экранизацией осадочными толщами, наиболее характерны региональный эпигенез осадков и региональный метаморфизм зеленосланцевой фации. Самые благоприятные условия для развития регионального метаморфизма и ультраметаморфизма возникают в тех геологических структурах, где в пространстве и во времени совмещаются два типа нестационарных режимов: верхнекоровый разогрев и подкоровая тепловая активизация.

МАГМАТИЗМ

Вопросам развития интрузивного и эффузивного магматизма, анализу термодинамических условий плавления и кристаллизации магм разного состава (табл. 33) посвящено большое число фундаментальных работ советских и зарубежных исследователей [50, 52, 55, 80, 130, 151, 215]. Ниже кратко рассмотрен лишь один из аспектов этой проблемы, связанный с общим температурным (тепловым) обеспечением магмообразования. По характеру теплового обеспечения могут быть выделены два типа магматизма: внутрикоровый и подкоровый.

Для внутрикорового магматизма, развивающегося преимущественно в геосинклинально-складчатых областях в результате плавления метаморфизованных осадочных и осадочно-вулкано-

Температура начала плавления (солидус) изверженных пород земной коры [130, 151 и др.]

Породы	Температура, °С	Давление, 10^8 Па	Породы	Температура, °С	Давление, 10^8 Па
Известково-щелочная серия			Щелочная серия		
Ультраосновные (гипербазиты, пироксениты)	1450—1500	30	Щелочные пикриты	1400	25
Основные (габбро, оливиновые базальты)	1300	10	Щелочные базальты	1250	10
Средние (андезиты)	1200	10	Ийолиты	1100	10
Гранодиориты	900	2,5—3	Нефелиновые сиениты	900—850	10
Биотитовые граниты	800	2,5—3	Рибекитовые граниты	655	2
Аляскитовые граниты	700	2,5—3			

генных пород, характерна последовательная смена продуктов магмообразования от основных к кислым. Среди магматических пород этого типа широко представлены палингенные гранитоиды, образующиеся одновременно с проявлением регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, чаще всего в орогенную стадию развития геосинклинально-складчатых областей. Эта стадия следует за геосинклинальным накоплением мощных осадочных и осадочно-вулканогенных отложений и за главными фазами складчатости (рис. 44).

На орогенной стадии в геосинклинально-складчатых областях складываются условия, благоприятные для ультраметаморфизма и гранитизации, что может быть связано с захоронением и эволюционным накоплением тепловой энергии под мощным чехлом геосинклинальных осадков при повышенном тепловом потоке. Как показывают расчеты [38, 193], а также результаты геологических наблюдений, частичное или полное плавление метаморфических пород может происходить при наличии термоизоляционной осадочной покрышки суммарной мощностью 8—12 км. При повышенном глубинном тепловом потоке [$> (8 \div 10) \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2] или его коровой составляющей (благодаря более высокому содержанию радиоактивных элементов в породах докембрия) глубина развития процессов гранитизации может быть меньше (3—5 км). Приуроченность магмообразования к определенным стадиям развития подвижных поясов достаточно подробно рассмотрена в широко известных работах Ю. А. Билибина, Ю. А. Кузнецова и других исследователей [17, 91].

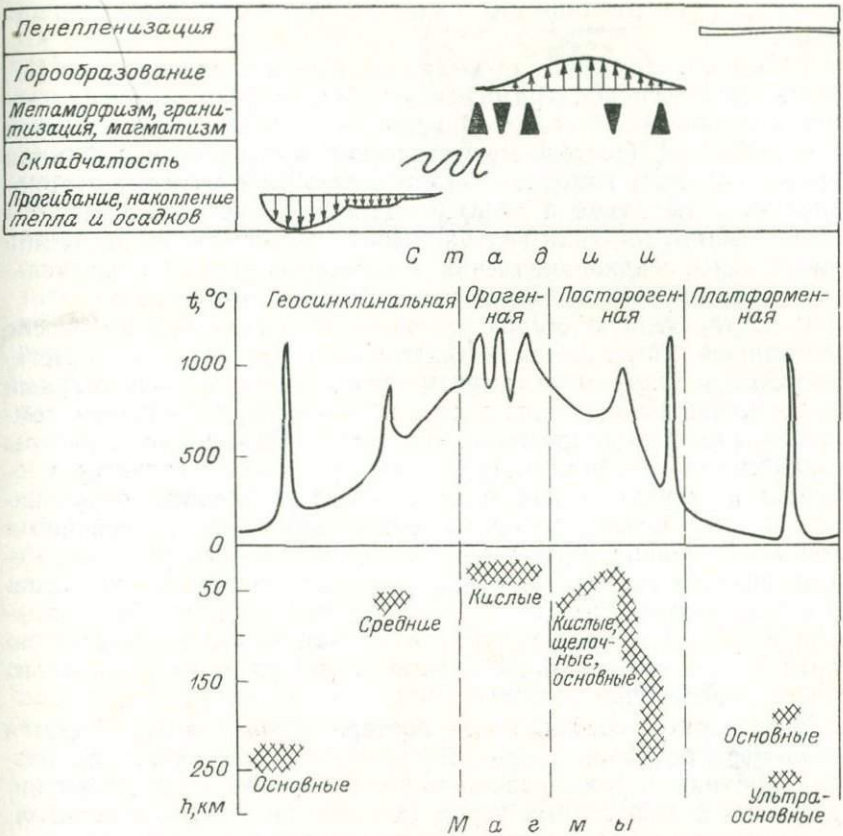


Рис. 44. Принципиальный характер изменения температуры в земной коре и глубина зарождения магм разного состава в геосинклинально-складчатых областях.

Закономерное развитие корового и подкорового магматизма подвижных поясов земной коры обусловлено преимущественно эволюцией их теплового режима, в которой ведущую роль играет взаимосвязь экзогенных и эндогенных процессов [193]. С позиций теплового режима получает объяснение и тесная взаимосвязь осадконакопления, метаморфизма и магматической деятельности, которая может быть сформулирована следующим образом: чем мощнее покров геосинклинальных осадочных толщ, тем значительнее эволюционное накопление глубинной тепловой энергии в гранитно-метаморфическом слое и тем выше располагаются очаги расплава субстрата. На геосинклинальной стадии внедряются преимущественно основные и средние магмы при постепенном перемещении очагов расплава из подкоровых зон вверх. В орогенную стадию после длительного эволюционного накопления тепловой энергии (в палеозойских складчатых областях на протяжении 100—150 млн. лет и более) начинается период

развития главным образом корового (гранитоидного) магматизма.

Таким образом, фиксируемая многими исследователями [17, 91] на прогрессивной (разогревающейся) стадии развития геосинклинально-складчатых областей в течение первых сотен миллионов лет (тектоно-магматический континентальный цикл первого порядка) гомодромная (от основных к кислым) направленность магматизма и дифференциации является результатом тесного взаимодействия вертикальных колебательных движений земной коры, осадконакопления, метаморфизма и последовательного перемещения зон плавления субстрата снизу вверх.

В посторогенную стадию развития подвижного пояса после интенсивной магматической деятельности, регионального метаморфизма и ультраметаморфизма начинается нестационарный режим охлаждения с относительно быстрым уменьшением температуры на фоне возросшей теплоотдачи. Падение температуры и постепенная стабилизация возникших жестких структур происходят в результате как существенного улучшения кондуктивной (молекулярной) передачи тепла породами, потерявшими свои теплоизоляционные свойства вследствие литификации, метаморфизма и гранитизации, так и резкого усиления конвективного переноса энергии нагретыми газами и водами. Еще повышенная в целом температура земной коры выравнивается по вертикали, особенно в локальных структурах максимального конвективного тепломассопереноса.

Характерной особенностью посторогенной стадии является возникновение более локальных магматических очагов на разных глубинах с формированием пестрой по составу гаммы интрузивных и эффузивных пород (кислых, щелочных, основных). В эту стадию наблюдается и антидромная и гомодромная направленность магматического процесса в относительно короткие промежутки времени на фоне общего изменения состава пород от кислых к основным по мере перехода к платформенному режиму.

Совершенно очевидно, что рассмотренная эволюция теплового режима и стадийности магматической деятельности присуща лишь геосинклинально-складчатым системам континентальных блоков земной коры. Характер развития магматизма в океанических впадинах, на платформах, в зонах континентальных рифтов и внегеосинклинальных орогенах имеет другую направленность и иное тепловое и термодинамическое обеспечение. В пределах большинства из этих структур глубинный и коровый (преимущественно основной и ультраосновной) магматизм проявляется главным образом на фоне существенного увеличения подкорового теплового потока, чему способствует усиление конвективной составляющей в зонах растяжения и повышенной проницаемости земной коры. В зонах растяжения (океанические и континентальные рифты, глубинные разломы) в земную кору

прорывается мантийный материал (в виде эманаций, расплавов, ксенолитов и т. д.). Тепловая энергия, обеспечивающая развитие данного типа магматизма, имеет более глубинные корни и более глобальные масштабы и причины по сравнению с энергией геосинклинально-складчатого магматизма.

В отдельных структурах наблюдаются переходные (промежуточные) типы магматизма, например в областях мезозойской тектоно-магматической активизации юга азиатской части СССР (Забайкалье, Дальний Восток и др.). В этих зонах наряду с существенным притоком глубинного подкорового тепла большое значение имеет коровая радиогенная составляющая, особенно в той части земной коры, где в низах гранитно-метаморфического слоя фиксируется увеличение геотермического градиента. С региональным эпигенезом, метаморфизмом и магматической деятельностью связана широкая гамма процессов метасоматического преобразования пород под влиянием нагретых водных растворов разного состава.

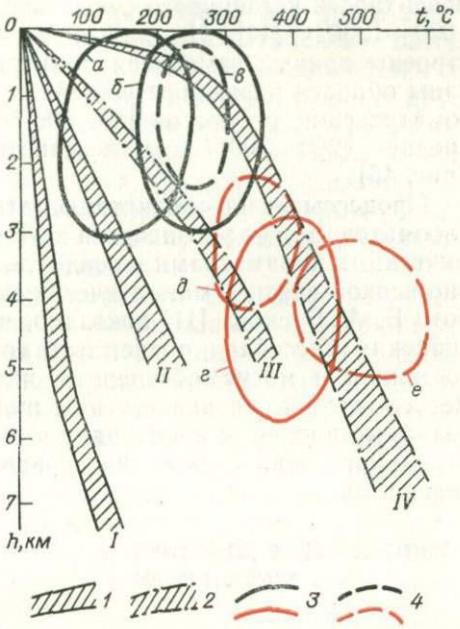


Рис. 45. Температура в некоторых геологических структурах и температурные области развития гидротермально-метасоматических процессов.

I — древние платформы; *II* — чехлы молодых платформ (с максимальной мощностью осадков) и мезо-кайнозойские краевые прогибы; *III* — геосинклинальные бассейны доинверсионной стадии; *IV* — области современной гидротермальной деятельности.

Температура: *1* — измеренная, *2* — рассчитанная; метасоматоз: *3* — кислотный, *4* — щелочной. *а* — аргиллизация; *б* — березитизация; *в* — пропилитизация и низкотемпературная альбитизация; *г* — грейзенизация; альбитизация: *д* — среднетемпературная, *е* — высокотемпературная.

Процессам гидротермального метасоматоза посвящена обширная литература [39, 41, 51, 175], в которой рассмотрены как состав, природа и температура преобразующих горные породы водных растворов, так и те минеральные парагенезы, которые формируются в гидротермально измененных породах и могут быть использованы в качестве палеотермометров. Эпигенетическое преобразование горных пород происходит практически повсюду, где через них просачиваются водные растворы вадозного, ювенильного или иного происхождения. Подземные воды распространены от верхней границы литосферы и до нижней

поверхности устойчивого существования воды в области изотерм 1000—1200° С [11]. На основе изучения палеотермометров построены кривые изменения температуры с глубиной и рассчитаны области развития главнейших типов гидротермально-метасоматических процессов [49, 50, 55, 151]: низко- (50—200° С), средне- (200—300° С) и высокотемпературных (300—500° С) (рис. 45).

Процессы низко-среднетемпературного гидротермального метасоматоза могут развиваться в регионах с нормальными геотермическими параметрами в осадочных толщах на глубинах 1—3 км вне всякой связи с магматическими телами. В обобщающей работе Е. А. Баскова [11] показано, что на этих глубинах в артезианских бассейнах подземные воды находятся в свободном состоянии и могут обеспечить интенсивный гидротермальный метасоматоз и связанное с ним рудообразование. Высокотемпературные процессы происходят в зонах либо активного притока глубинного тепла, либо интенсивной постмагматической деятельности.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Одной из главных проблем геологии является изучение горизонтальных и вертикальных движений земной коры и отдельных ее блоков, объяснение их причин и взаимосвязи. В геотектонике достаточно отчетливо наметилось два научных направления: фиксизм, признающий преобладающую роль вертикальных перемещений, и мобилизм, сторонники которого в рамках новой глобальной тектоники основное значение придают горизонтальным перемещениям плит, с которыми связывают возникновение фронта повышенных температур, горообразование и складчатость, опускание отдельных частей литосферных плит и их базификацию [188, 199, 200, 223, 229, 240]. Не включаясь в полемику о преимуществах той или иной концепции, рассмотрим отдельные аспекты связи тектонических перемещений и геотермических режимов земной коры континентов с особенностями теплового поля и его эволюцией.

Геолого-геофизическое и геохимическое районирование геосинклинально-складчатых систем докембрия и фанерозоя показывает, что в их пределах могут быть выделены, во-первых, относительно изометричные блоки, в которых отмечаются нормальные (классические) разрезы мощных геосинклинальных отложений, преимущественно коровый (гранитоидный) магматизм, и, во-вторых, линейные межблоковые структуры, где резко меняется разрез и уменьшается мощность осадочных отложений, развит разнообразный коровый и подкоровый магматизм с преобладанием основных, ультраосновных и ультраосновных-щелочных магм. Положение блоков земной коры с коровой диффе-

ренциацией вещества и межблоковых линейных зон достаточно отчетливо фиксируется в восточной части Балтийского щита (Карельский, Беломорский и другие блоки), в Средней Азии и Казахстане (Атасу-Моинтинский, Чуйский, Кокчетавский и другие блоки с разделяющими их линейными зонами и офиолитовыми поясами) и в других регионах. Линейные структуры в этих регионах резко отличаются от блоковых условиями осадконакопления, разрезами осадочно-вулканогенных толщ, пестрым составом магматических образований при преобладающей роли основного и ультраосновного магматизма.

Для блоковых структур характерными особенностями являются вертикальные движения с интенсивным прогибанием, накоплением осадков, сменой знаков перемещения. Такого рода тектонический режим достаточно хорошо может быть объяснен с позиций классической (фиксистской) тектоники. Тем не менее одним из главных и неясных остается вопрос о причинах вертикальных перемещений. При этом наиболее трудным представляется истолкование постепенного усиления вертикальных пульсаций (увеличение их амплитуды и скорости), которые с определенного момента геосинклинального развития продолжаются в нарастающем темпе и приводят в конце концов к коренной структурной перестройке земной коры.

Одно из возможных объяснений может быть дано исходя из анализа термоупругих напряжений, которые, по мнению Е. А. Любимовой [117] и других исследователей [114, 193, 240], возникают при неоднородном распределении температуры и геотермического градиента. Различие (иногда существенное) температуры горных пород обусловливает неодинаковое развитие процессов их объемного расширения, что может явиться причиной пластических или упругих деформаций. Как показывают расчеты, при реальных значениях коэффициента объемного расширения пород перемещения блоков земной коры в отдельных участках литосферы могут достигать нескольких километров [193]. Значительное увеличение объема горных пород связано, в частности, с более интенсивным разогревом тех структур, где отмечается накопление мощных толщ осадочных отложений [48, 100, 128]. Неравномерное размещение зон осадконакопления в отдельных блоках влечет за собой и разные амплитуды вертикальных перемещений земной коры. Колебательный характер таких движений в вертикальном направлении можно объяснить закономерным чередованием охлаждения (сжатия) пород и их разогрева (расширения) (рис. 46).

Если скорость осадконакопления выше, чем скорость установления стационарного режима [193], происходит самовозбуждение и самоподдержание колебательных движений, которые от ритма к ритму развиваются с нарастающей амплитудой. Такой ход колебаний связан с тем, что разогрев растягивается на значительный промежуток времени и продолжается после того, как

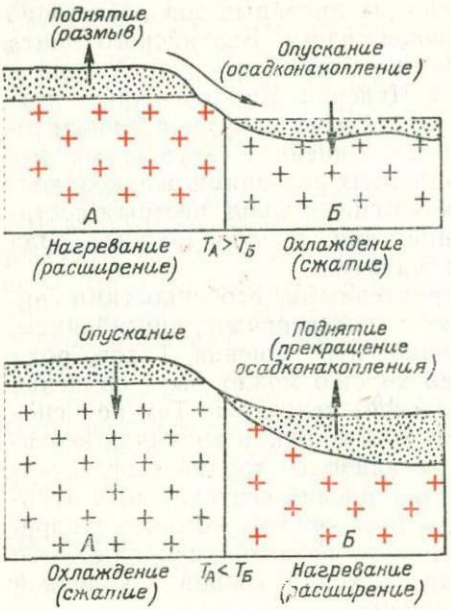


Рис. 46. Зависимость вертикальных движений блоков земной коры от режима осадконакопления и температуры.

осадконакопление закончилось. Чем больше фазовый сдвиг между режимом отложения осадков и изменением температуры, тем значительнее избыточное накопление тепловой энергии. Тепловым возбудителем перепадов температуры являются, вероятно, зоны резкого изменения температурного градиента в земной коре, которые в зависимости от скорости накопления осадков и их мощности реагируют на колебания термодинамических условий и обусловливают процессы растяжения или сжатия.

Таким образом, вертикальные колебательные движения блоков земной коры поддерживаются самим режимом осадконакопления, при котором происходит формирование теплоизолирующих осадков со скоростью большей, чем скорость установления стационарного режима.

Совершенно иные условия тектонических движений фиксируются в линейных межблоковых зонах. Здесь важным фактором становится воздействие глубинных (мантийных) тепловых потоков, резко нарушающих геотермический режим структур. Возникновение межблоковых зон растяжения является, по существу, рифтообразующим процессом, который продолжается в отдельных регионах и в настоящее время (Байкальский, Африканский и другие рифты). Тектонические условия зон континентального рифтогенеза рассмотрим на примере Байкальского кайнозойского рифта, для которого (включая ближайшие структуры обрамления) выполнен значительный объем измерений температуры, плотности теплового потока [58, 119] и радиоактивности [58, 193].

Байкальский рифт представляет собой сложную гетерогенную геологическую структуру, где сводовые орогенные поднятия чередуются с рифтогенными впадинами, в которых отмечается мощное осадконакопление и вулканизм. Зона Байкальского рифта четко отделяется от соседних структур особенностями физических полей, в том числе тепловыми аномалиями. Геотермическая активность Байкальской и других рифтогенных впадин проявляется также в повышенной сейсмичности, гидротермаль-

ной деятельности и других особенностях. Для выяснения связи между сейсмической активностью и тепловым полем представляют интерес оценки глубинной температуры, горизонтального и вертикального геотермического градиента.

Как уже отмечалось (см. главу V), интенсивный приток тепла с глубины вдоль узких зон глубинных разломов обусловливает высокие горизонтальные геотермические градиенты не только на границе геоструктур, но и внутри рифта. Зная их значения, можно оценить термоупругие напряжения, которые при превышении прочности пород становятся источником сейсмической активности данной области. Максимальные значения горизонтального градиента температуры сконцентрированы вдоль зоны Байкальского рифта, на севере Баргузинской впадины и в Усть-Селенгинской впадине. Интересно, что максимальные значения отмечаются на глубине 20—25 км, с ростом глубины геотермический градиент уменьшается.

Наличие узких зон с повышенными и резко меняющимися значениями горизонталного геотермического градиента, несомненно, свидетельствует о латеральных термоупругих напряжениях. В совокупности с усиленной конвективной составляющей и подкоровым магматизмом это может указывать на режим растяжения межблоковых (в том числе рифтовых) зон в горизонтальном направлении.

Таким образом, существует два главных типа структур, резко различающихся по тектоническим движениям: блоковые и межблоковые. Для изометрических блоковых структур характерна резкая вертикальная изменчивость температурного градиента, обусловленная действием теплоизоляционной покрышки и радиогенной составляющей, и преобладание вертикальных колебательных движений, с которыми связаны процессы экзогенного цикла: эрозия и осадконакопление. Для межблоковых зон более четко проявляется неоднородность геотермического градиента по латерали; здесь преобладают горизонтальные перемещения, приводящие к прорыву в земную кору вещества верхней мантии.

ПРОБЛЕМЫ ОБЩЕГО РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

В науках о Земле наряду с исследованиями, посвященными анализу взаимосвязи и взаимообусловленности геологических процессов, протекающих в земной коре и верхней мантии, появились работы, в которых делаются попытки создать единую теорию (или модель) глобального строения и развития Земли [12, 98, 142]. При этом наряду с относительно достоверными данными их авторы вынуждены принимать те или иные допущения о строении и составе внутренних зон Земли, которые не могут быть обоснованы или проверены ни геологическими, ни

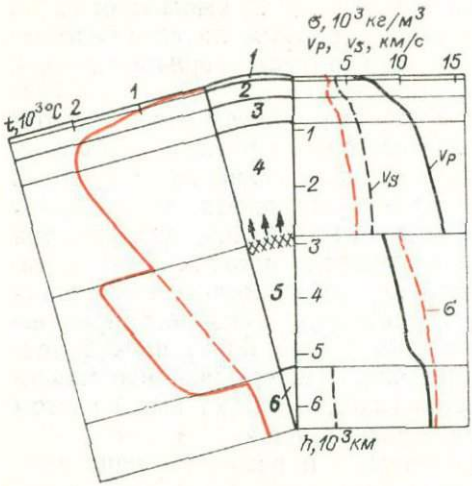


Рис. 47. Скорость распространения упругих волн, плотность [162] и наиболее вероятный ход температуры в разных зонах Земли.

1 — земная кора; *2* — верхняя мантия; *3* — переходная зона верхней мантии; *4* — нижняя мантия; ядро: *5* — внешнее, *6* — внутреннее. Заштрихована область наиболее интенсивной глубинной дифференциации вещества.

геофизическими методами. Однако эти гипотетические модели кладут затем в основу расчетов, выполняемых с привлечением современного математического аппарата, и получают количественные оценки глубинной температуры, скорости перемещения плит, расширения планеты и других параметров [26, 85, 181].

Очевидно, что в сложившейся ситуации из-за чрезвычайной ограниченности фактических геологических данных трудно отдать предпочтение какой-либо из моделей химического состава внутренних зон Земли. Тем более невозможно ориентироваться на количественные оценки тех или иных параметров, так как даже при самом совершенном математическом аппарате эти расчеты не могут быть корректными из-за неопределенности исходных величин.

Попытаемся дать качественную оценку некоторых энергетических процессов развития Земли и дифференциации ее вещества на основе анализа теплового поля приповерхностной зоны планеты, а также геофизических данных, характеризующих с достаточной достоверностью отдельные параметры [43, 48, 162]: плотность σ, скорость распространения упругих продольных v_P и поперечных v_S волн (рис. 47). К сожалению, другие параметры, описывающие состав, строение и температуру внутренних зон Земли, не могут быть оценены с такой же достоверностью. При рассмотрении общих проблем формирования Земли вся история ее развития может быть разделена на три мегацикла.

Первый (космический) мегацикл — аккреция рассеянного вещества и формирование плотной структуры протопланеты в результате преобладающего воздействия процессов гравитационного сжатия (бóльшая часть выделяющейся при этом тепловой энергии расходуется на образование энергоемких парагенезов).

Второй (планетарный) мегацикл — внутренняя равномерная дифференциация вещества планеты (по всей перисфере) в направлении уменьшения плотности и расширения Земли, начав-

шегося с верхних частей планеты по типу зонной плавки или дегазации мантии [23, 29] с выделением потенциальной энергии и разогревом.

Третий (пульсационный) мегацикл — расширение планеты с дифференциацией ее вещества и уменьшением плотности, развивающееся неравномерно во времени (пульсационно) и в пространстве (с неодинаковой интенсивностью в разных сегментах), т. е. геологический этап развития земной коры.

В ходе космического мегацикла формирование вещественного состава Земли (и, вероятно, других планет) происходило в результате взаимодействия и перемешивания метеорного вещества и солнечной материи. Поэтому главными химическими элементами планеты могли стать ведущие элементы (содержание больше 1%) метеоров и Солнца.

Солнце	Метеорное вещество	Протоземля	Земля	
			Внешние зоны	Внутренние зоны
Водород	Кислород (32,3%)	Водород	Кислород	Водород
Гелий	Железо (28,8%)	Гелий	Кремний	Гелий
Кислород	Кремний (16,3%)	Кислород	Водород	Железо
Углерод	Магний (12,3%)	Железо	Железо	Кремний
Неон	Сера (2,12%)	Кремний	Магний	
Азот	Никель (1,57%)	Магний	Алюминий	
	Алюминий (1,38%)	Алюминий		
	Кальций (1,33%)			

В этой связи представляется маловероятной ведущая роль в составе внутренних зон Земли таких элементов, как никель, литий [85, 181], суммарное содержание которых не может быть больше 1%.

В процессе гравитационного сжатия вещества Протоземли накопленное тепло затрачивалось на образование энергоемких соединений, таких как гидриды, карбиды [21, 98] и др. При разложении этих веществ (с изменением термодинамических условий) высвобождавшееся тепло становилось, вероятно, главным энергетическим источником геотермального режима планеты.

Дифференциация вещества Протоземли во втором мегацикле, начавшаяся сверху, сопровождалась расширением ее внешних зон, формированием геохимической зональности планеты в целом и протокоры, резко отличной по химическому составу и радиоактивности от внутренних зон (ядро), сохранивших первичный (протопланетный) состав (железо, гелий, водород).

Соотношение размеров планеты в разные мегациклы ее развития (рис. 48) зависит от предположений, принятых при оценке возможных параметров расширения Земли.

1. Состав и средняя плотность недифференцированного ядра считаются средним составом протопланеты; при этом радиус протопланеты будет равен 3500—4000 км.

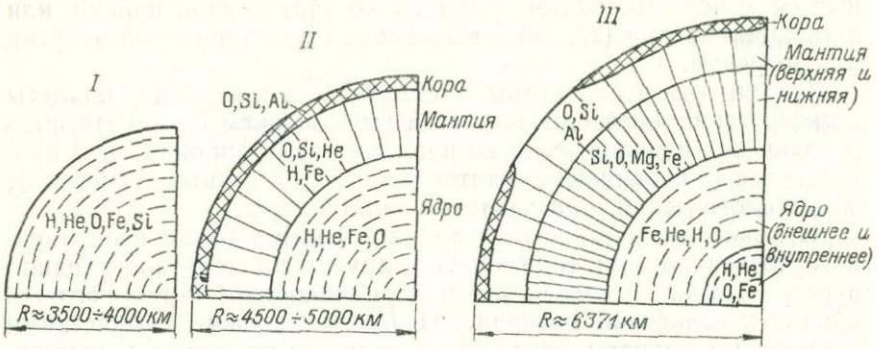


Рис. 48. Соотношения радиусов земного шара в разные мегациклы.

I — Протоземля в конце первого мегацикла; *II* — расширяющаяся Земля в конце второго мегацикла (образование протокоры); *III* — Земля в современный период (третий мегацикл, расхождение континентов — обломков протокоры).

2. Средняя скорость расширения Земли в геологическую стадию (третий мегацикл) полагается равной 1 мм/год [240]; в этом случае радиус Земли к началу третьего мегацикла составит 4500—5000 км.

Геологические процессы третьего мегацикла, продолжающегося до настоящего времени, изучены наиболее хорошо. С ним связано формирование современной структуры континентов и океанов, гидросферы, атмосферы и биосферы. Вероятно, длительность именно этого мегацикла, а не всего существования планеты оценивается радиологическим возрастом горных пород (табл. 34).

Общий ход эволюции внутренних зон Земли в течение третьего мегацикла, вероятно, может быть представлен как раз-

ТАБЛИЦА 34

Основные глобальные характеристики мегациклов Земли

Мегациклы	Ведущие энергетические процессы внутреннего развития	Физико-химические процессы	Объем глубинной дифференциации	Длительность
Первый, космический	Сжатие, разогрев	Формирование гидридов и силикатов	Планета в целом	Сотни миллионов лет
Второй, планетарный	Расширение внешних зон, выделение энергии	Распад энергоемких парагенезов	Перисфера	Первые миллиарды лет
Третий, пульсационный	Расширение внутренних зон, радиогенный разогрев	Химическая дифференциация, биогенез	Отдельные сегменты	Первые миллиарды лет

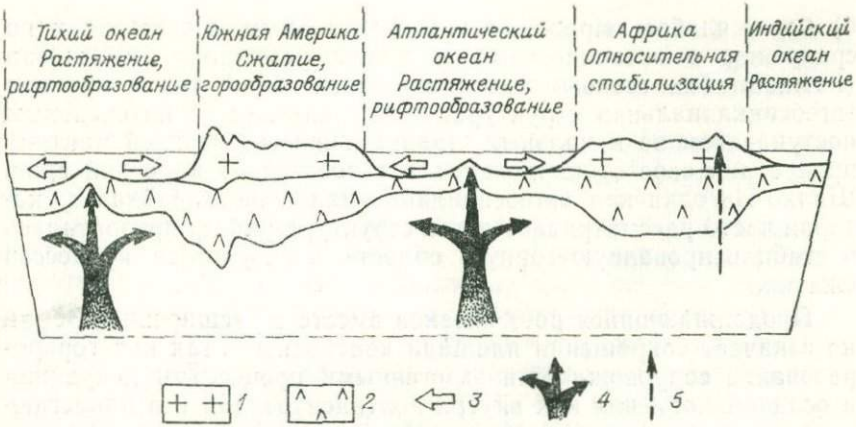


Рис. 49. Положение зон переноса продуктов глубинной дифференциации и направление горизонтальных напряжений при расширении Земли.

Слои: *1* — гранитный и осадочный, *2* — базальтовый; *3* — направление горизонтальных сдвигов (от океанических рифтов); зоны выноса продуктов глубинной дифференциации вдоль рифтов: *4* — океанических, *5* — континентальных.

ложение гидридов (соединений водорода, главным образом с железом); эта гипотеза В. И. Вернадского [20, 21] поддержана в работах В. Н. Ларина [98] и Н. П. Семененко [181]. Однако взаимосвязь этих процессов и геологического развития приповерхностных частей Земли с точки зрения соотношения эндогенных и экзогенных факторов остается во многом неясной.

Из общих глобальных особенностей развития континентов и океанов в третьем мегацикле необходимо отметить следующие.

1. На протяжении всего мегацикла происходило увеличение площади океанов благодаря глубинным процессам дифференциации вещества, сопровождающейся уменьшением плотности и увеличением объема в направлении от срединных хребтов к континентам. Вероятно, положение главных подводных хребтов в земной системе координат оставалось на протяжении всего мегацикла более или менее постоянным. Положение же материков (точнее, глобальных плит) по отношению к рифтам и друг к другу непрерывно изменялось.

2. В океанах во время всего мегацикла преобладал режим растяжения и впадинообразования (рис. 49), при котором процессы складчатости в акваториях и зонах шельфов были маловероятными.

3. На континентах в условиях расширения подкорового вещества Земли следует признать наиболее вероятным противоположный тип глобального тектонического процесса: режим сжатия, складчатости и горообразования с пульсационным развитием этих процессов. О преобладании напряжений сжатия на континентах свидетельствуют: а) постоянное развитие от архея до настоящего времени явлений складчатости и воздымания;

б) более слабое выражение континентальных рифтовых зон по сравнению с океаническими и кратковременность их жизни (в масштабах геологического времени). Даже такая крупная эвгеосинклинальная структура, как Уральская (с интенсивным поступлением на начальных стадиях вещества верхней мантии) прекратила свое существование в относительно короткий срок. Шилко-Ингодинская эвгеосинклинальная зона Забайкалья, которая часто рассматривается как структура рифта, превратилась в стабилизированную горную область в результате процессов сжатия.

Продолжающийся рост океанов вместе с расширением Земли не означает сокращения площади континентов, так как горообразование сопровождается экзогенными процессами денудации и осадконакопления как внутри континентов, так и в прилегающих зонах шельфа. Все это в совокупности свидетельствует об общем увеличении поверхности Земли в целом и, следовательно, о росте ее объема.

Действующее со стороны всех расширяющихся океанов горизонтальное давление на континенты не является уравновешенным. В силу этого при преобладающем давлении с какой-либо одной стороны не исключено направленное перемещение материков. Однако такое движение не является простым скольжением плиты, приводящим к разогреву передовых зон, как это следует из представлений новой глобальной тектоники. Перемещение материков является результатом мощных энергетических процессов дифференциации вещества глубинных зон. На фоне расширяющейся планеты преобладающей компонентой перемещения служит вертикальное движение (по отношению к центру Земли), которое на поверхности планеты приводит к относительному горизонтальному смещению структур континентов и океанов.

Таким образом, несмотря на отдельные черты сходства в тепловом поле, главные коровые структуры (океаны и континенты), возникшие в третий мегацикл, имеют существенные различия по характеру и роли в коре продуктов глубинной дифференциации, по направленности экзогенных и биогенных процессов. Неодинакова и геохимическая специализация (в том числе и радиоактивность) горных пород континентов и океанов. В совокупности с геологическими особенностями все это должно неизбежно привести к различию и их металлогении. По-видимому, для океанических впадин потребуется самостоятельная разработка принципов регионального металлогенического анализа, который наравне с геологическими явлениями литосферы будет учитывать более глобальные и более мощные процессы самых глубоких зон Земли.

Главными особенностями теплового режима океанов являются следующие.

1. Широкое развитие линейных поясов и зон тепловых аномалий (вдоль срединных и окраинных океанических хребтов, островных дуг), обрамленных низкими значениями тепловых потоков.

2. Более резкое увеличение температуры с глубиной, о чем свидетельствует более высокое положение астеносферного слоя под океанами, чем под континентами.

3. Совершенно отличное энергетическое обеспечение теплового режима океанов, для которых вклад коровой радиогенной составляющей весьма низок и основная доля энергии связана с поступлением глубинного тепла из подкоровых (мантийных) зон.

Выделение внутренней энергии во время третьего мегацикла по узким линейным зонам лавами, гидротермами и газами является результатом локализации в пределах планеты областей дифференциации вещества. В связи с этим для третьего мегацикла и характерна гетерогенность теплового режима, выражающаяся в наличии крупных линейных аномальных зон тепловыделения на фоне относительно холодных блоков литосферы. Гетерогенность теплового режима обусловливается пульсационным характером развития геологических структур континентов и океанов, происходящего, вероятно, на фоне продолжающегося расширения планеты преимущественно в результате разрастания акваторий.

Для третьего геологического мегацикла развития Земли важное значение имеет аккумуляция солнечной энергии, поступление которой на поверхность планеты на несколько порядков больше, чем приток глубинного тепла. Захоронение (утилизация) солнечной энергии осуществляется в результате различных механизмов физической, физико-химической и биохимической аккумуляции.

Итак, в тепловой эволюции Земли можно наметить две противоположные тенденции. Первая связана с уменьшением доли радиогенной составляющей и существенными затратами накопленной в космическую стадию внутренней энергии на процессы дифференциации и разуплотнения вещества мантии и коры. Вторая тенденция отражает продолжающиеся в третьем мегацикле процессы формирования энергоемких парагенезов, что обеспечивается главным образом благодаря утилизации солнечной энергии при экзогенном цикле. Одной из характерных особенностей пространственно-временной эволюции теплового режима Земли является также постепенный переход от равномерного разогрева внешней части планеты (мантии) на протопланетной стадии к относительно узким трансрегиональным зонам интенсивного тепловыделения и дифференциации вещества.

ГЛАВА VII

ГЕОТЕРМАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ И ПРОБЛЕМЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ВНУТРЕННЕГО ТЕПЛА ЗЕМЛИ

Стремительный рост промышленного производства и общего уровня потребления энергии на душу населения во всех странах поставил на повестку дня вопрос о необходимости более широкого практического использования таких энергетических источников, как солнечная радиация, внутреннее тепло Земли (геотермальная энергия), сила ветра и т. д. Преимущество этих источников энергии по сравнению с традиционными (уголь, торф, нефть, газ и т. д.) заключается в их возобновляемости и практической неисчерпаемости. Для ряда районов земного шара создаются проекты крупных промышленных тепловых и энергетических установок, использующих энергию Солнца и глубин Земли, хотя вклад этих источников в общий тепловой баланс пока что весьма низок (рис. 50). Освоение геотермальной энергии [33, 36, 44, 163] с применением взрывов (в том числе ядерных) позволит к 2000 г. существенно увеличить долю внутреннего тепла Земли в общем энергетическом балансе целого ряда государств.

Среди естественных постоянно возобновляющихся источников тепла геотермальная энергия занимает второе место, уступая лишь солнечной радиации (табл. 35). Мощность внутренней (геотермальной) энергии, поступающей на поверхность планеты, достигает $32 \cdot 10^9$ кВт (при средней плотности теплового потока $6{,}28 \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2), что значительно (в сотни раз) превышает энергопотребление всего человечества.

Преобладающая часть ($>90\%$) тепловыделения Земли в приповерхностной зоне обусловлена процессами кондуктивного переноса тепла и в меньшей мере — конвективной составляющей (табл. 36). Кондук-

тивная передача тепла приводит к относительно равномерному геотермическому фону земной коры при средней плотности теплового потока $6{,}28 \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2, что наиболее характерно, как было показано выше, для стабилизированных в тектоническом отношении блоков литосферы. Возможности практического использования тепла в этих регионах до глубины 3—5 км весьма ограниченны из-за сравнительно низкой температуры (50—70° С).

Конвективная составляющая в тепловом потоке Земли связана, как правило, с тектонической и тектоно-магматической активизацией и дополнительным поступлением тепловой энергии из глубин по разломам, магматическим каналам и другим проницаемым структурам в горячих точках планеты. Районы с конвективным переносом тепла наиболее удобны для утилизации геотермальной энергии, и именно в них находится большинство термальных месторождений, часть из которых в той или иной форме используется для теплоснабжения или выработки электричества. Области с интенсивным конвективным переносом тепла нагретыми водами, газами, лавой расположены преимущественно по окраинам континентов, в зонах кайнозойского вулканизма и орогенеза, а также вдоль океанических и континентальных рифтов (рис. 51). Именно с этими областями в США, Японии, Италии, Советском Союзе и других странах связаны крупные геотермальные месторождения, часть из которых по своим горнотехническим условиям пригодна для практического использования.

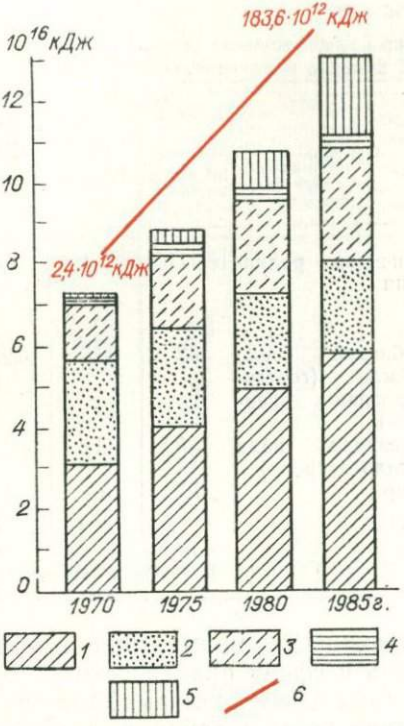


Рис. 50. Энергетический баланс США [33].

1 — нефть; *2* — природный и искусственный газ; *3* — уголь; *4* — гидроэнергия; *5* — атомная энергия; *6* — геотермальная энергия.

Современная техника позволяет получать пар и горячую воду с глубины до 2—3 км при температуре 150—200° С, объем бассейна должен быть не менее 5 км^3. Важным условием является наличие естественных проницаемых пород, обеспечивающих постоянное поступление жидких или газообразных теплоносителей. Совершенствование буровой и другой техники, проведение специальных подземных взрывов позволят существенно расширить

ТАБЛИЦА 35

Соотношение энергии возобновляющихся источников

Источник	Энергия		Плотность теплового потока на поверхности Земли, Вт/м²	Стабильность источника во времени	Степень использования, %
	10^9 кВт/ч	10^9 кДж			
Солнечная радиация	$19{,}4 \cdot 10^9$	$70 \cdot 10^9$	$1{,}4 \cdot 10^3$	Весьма стабильный (широтные, сезонные и суточные колебания)	<0,001
Глубинное тепло Земли (геотермальная энергия)	32	115	$6{,}28 \cdot 10^{-2}$	Стабильный	<0,01
Падающая вода (гидроэнергия)	⩾3	11	$\geqslant 6{,}27 \cdot 10^{-3}$	Регулярные сезонные колебания	8,5
Ветер	1,5	5,4	$3 \cdot 10^{-3}$	Резкие нерегулярные колебания	<1

Примечание. Площадь поверхности земного шара принята равной 510 млн. км².

возможности применения глубинной тепловой энергии и вовлечь в сферу практического использования не только участки с аномальным тепловыделением, но и более глубокие горизонты земной коры в районах с относительно спокойным тепловым режимом.

Одним из необходимых факторов является наличие благоприятных теплоносителей, удобных для доставки тепла Земли с глубины 1 км и более на поверхность (табл. 37). Несмотря на высокую температуру и теплоемкость нагретых твердых пород и лав, они не могут быть использованы в энергетических установках из-за почти полной невозможности их естественной или искусственной транспортировки. Значительная часть высокоминерализованных вод, широко распространенных и имеющих высокие значения удельной энтальпии, может быть реализована для энергетических целей лишь после удаления солей, что не всегда рентабельно. Таким образом, при современном состоянии техники бурения и энергоустановок в качестве главных теплоносителей могут быть использованы лишь термальные слабоминерализованные воды и пар, если их объемы достаточны для промышленного освоения. На этих теплоносителях работает целая серия промышленных установок *, которые дают относительно дешевую электроэнергию и тепло. Расположены они преимущественно в областях современного вулканизма и гидротермальной деятельности.

* Общая мощность действующих геотермальных электростанций 1500—2000 МВт.

ТАБЛИЦА 36

Ориентировочные ресурсы геотермической энергии континентов и океанов Земли

Регионы	Площадь, млн. км²	Средняя плотность теплового потока, 10^{-2} Вт/м²	Количество „горячих" точек на поверхности	Вынос тепла, 10^{10} Вт		Общие запасы геотермальной энергии, 10^{10} Вт
				кондуктивной составляющей	конвективной составляющей	
Континенты						
Европа	10,50	5,05	⩾10	53	1,6	55
Азия	43,40	5,12	⩾10	222	1,6	225
Африка	30,0	4,58	⩾5	137	0,8	140
Австралия	7,70	7,55	—	58	—	60
Северная Америка	24,22	6,64	⩾10	161	1,6	165
Южная Америка	18,28	6,64	⩾6	121	1,0	120
Океаны						
Тихий	179,68	6,26	⩾89	1125	13,8	1140
Атлантический	91,14	5,46	⩾32	498	5,0	505
Индийский	74,92	5,50	⩾14	412	2,1	415
Северный Ледовитый	14,0	5,23	⩾4	73	0,6	75
Планета в целом	510	5,80	⩾180	~2850	~30	~3000

Примечания: 1. Вынос тепла конвективной составляющей рассчитывался исходя из размеров горячих точек (7800 км²) и средней плотности аномального теплового потока $20 \cdot 10^{-2}$ Вт/м². 2. Запасы геотермальной энергии, пригодные для практического использования в настоящее время, составляют 10% от общего тепловыделения Земли (т. е. $3 \cdot 10^9$ кВт), что обеспечивается конвективной и кондуктивной составляющими в зонах верхнекорового (под чехлом осадков) и подкоркового разогрева.

Большинство исследователей [33, 36, 44] при оценке потенциальных запасов геотермальной энергии рассматривают главным образом горячие точки планеты: области современных вулканов, гейзеров и термальных источников, где отмечается *аномально высокий тепловой поток, обусловленный в основном* увеличением конвективной составляющей. Однако на континентах имеются области с нормальным тепловым потоком, но повышенным геотермическим градиентом (30—50° С/км), в пределах которых за десятки миллионов лет накопились существенные запасы геотермальной энергии на сравнительно небольших глубинах (1,5—2,5 км). Подобного рода структуры приурочены *обычно к регионам широкого развития слаболитифицированных* осадочных толщ [170]. Большой интерес могут представлять также области дополнительного притока глубинного тепла под чехлом осадочных отложений в рифтовых и межгорных впадинах (Рейнский грабен, впадины в зоне Байкальского рифта и т. д.).

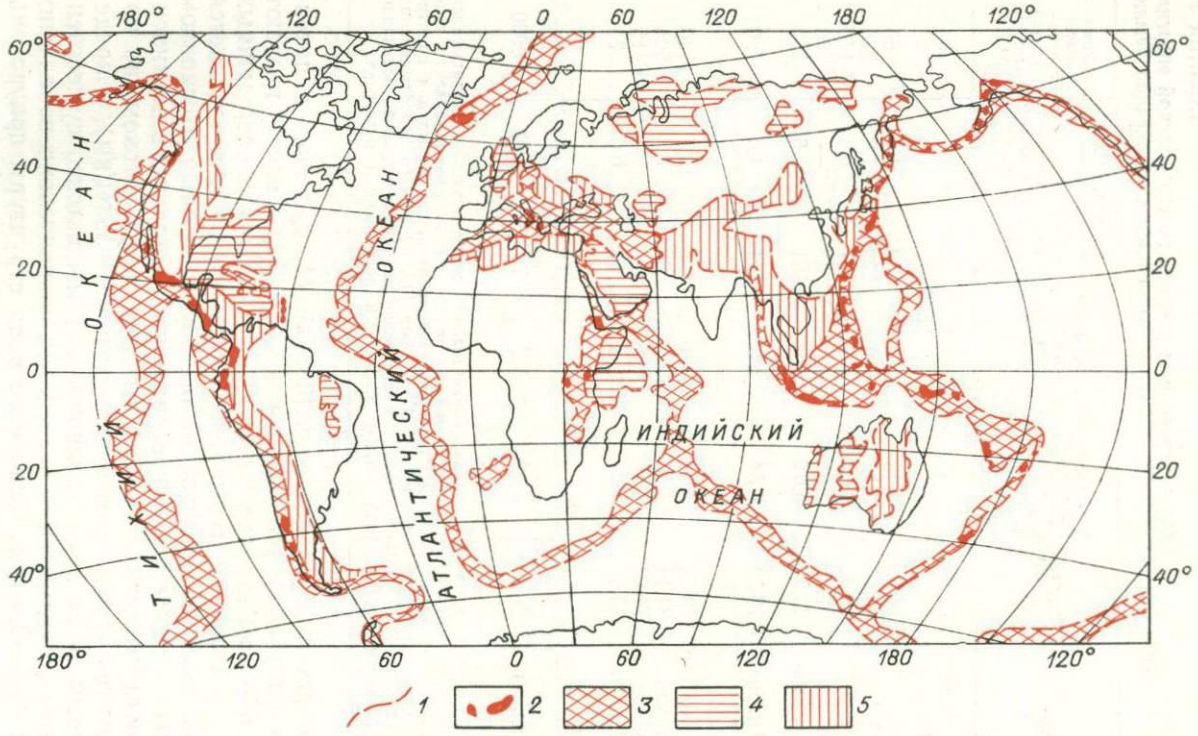


Рис. 51. Потенциально перспективные области для использования геотермальной энергии.

1 — границы областей и зон с разным типом геотермического режима; *2* — горячие точки — области современной вулканической и гидротермальной деятельности; *3* — планетарные пояса с повышенным выносом глубинного тепла в результате конвекции; *4* — области верхнекорового накопления тепла под чехлом теплоизолирующих осадков; *5* — области совмещенного накопления тепла в результате его аномального глубинного поступления и теплоизолирующего действия осадков.

ТАБЛИЦА 37

Характеристика возможных теплоносителей геотермальной энергии

Теплоносители и аккумуляторы тепла	Температура, °С	Удельная теплоемкость, Дж/(кг · К)	Теплосодержание (удельная энтальпия), кДж/кг	Возможность энергетического использования	Примеры геотермальных месторождений
Твердые монолитные породы	>500	1100	—	Весьма ограниченная (лишь при предварительном дроблении и последующем искусственном заводнении)	—
Твердые сильно трещиноватые породы	>500	820	—	При искусственном заводнении	—
Лавы	>800	1090	—	В ближайшем будущем использование практически невозможно	—
Рассолы (минерализация>10 г/л)	200—300	—	800—900	После удаления значительной части солей	Найленд (США), Рейкьявик (Исландия)
Вода (минерализация<10 г/л)	200—300	5000	1090	Благоприятная	Отаке (Япония), Паужетка (СССР)
Пар	200—250	3000	2800	Весьма благоприятная	Лордерелло (Италия), Долина Больших гейзеров (США)

В целом в пределах континентов существует несколько типов геолого-тектонических обстановок (см. рис. 42), энергетический режим которых благоприятен для использования глубинного тепла в практических целях.

1. Малоперспективные блоки земной коры со стационарным тепловым режимом, нормальными тепловым потоком [$\leqslant (5{,}5 \div 6{,}0) \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2] и геотермическим градиентом (<20° С/км).

2. Охлаждающиеся блоки земной коры с ограниченными перспективами, практическое использование подземного тепла возможно лишь на отдельных участках, главным образом для теплофикации [$\geqslant (8 \div 10) \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2; >30° С/км].

3. Перспективные блоки земной коры с эволюционным верхнекоровым разогревом осадочных отложений и развитых в них подземных вод, температура которых на глубинах 1,5—2,5 км достигает 50—100° С при весьма значительной площади рас-

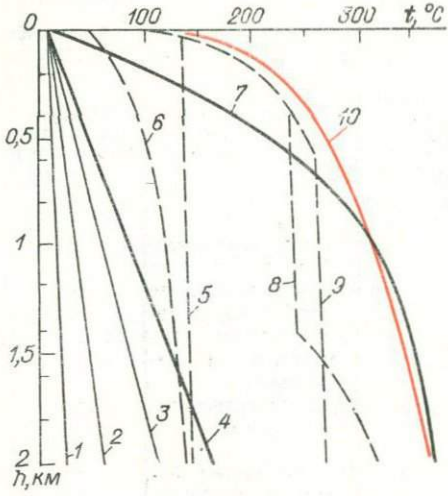


Рис. 52. Сравнение глубинной температуры в районах конвективной и кондуктивной передачи тепла с расчетной температурой кипения чистой воды.

1 — области докембрийской (щиты) и палеозойской складчатости (геотермический градиент 10—25° С/км); чехлы: *2* — древних платформ (25—30° С/км), 3 — молодых платформ (40—60° С/км), *4* — краевых прогибов со слаболитифицированными осадками и дополнительным привносом глубинного тепла (50—80° С/км); *5—9* — геотермальные конвективные бассейны в областях разогрева (с современной гидротермальной деятельностью), различающиеся расходом тепла в восходящих потоках (*6* — максимальный расход, *8*, *9* — минимальный); *10* — температура кипения чистой воды.

пространения [$\sim (4 \div 6) \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2; $\geqslant$25—30° С/км].

4. Весьма перспективные области разогрева с притоком *глубинного тепла и дополнительной его экранизацией* слаболитифицированными осадочными отложениями: рифтовые впадины на континентах, межгорные и краевые впадины в регионах орогенного режима [$\sim (8 \div 12) \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2; $>$40° С/км].

5. Перспективные разогревающиеся блоки без проявлений вулканизма в пределах рифтовых структур (Байкальский рифт) и современных орогенных областей (Средняя Азия, Кавказ) [$\geqslant (8 \div 10 \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2; $\geqslant$25—30° С/км].

6. Наиболее перспективные блоки земной коры с современными проявлениями вулканизма и гидротермальной деятельности (горячие точки).

В целом запасы геотермальной энергии в областях с повышенным тепловым потоком и (или) геотермическим градиентом огромны и в отдельных районах территории СССР (Кавказский и Западно-Сибирский регионы, Курило-Камчатская геосинклинальная система, зона Байкальского рифта) могут сыграть не последнюю роль в теплофикации жилых и коммунальных зданий, организации тепличных хозяйств и выработке электроэнергии. Вопросы практического использования тепла в этих и других областях с активным тепловым режимом, так же как и основные характеристики действующих геотермальных станций, подробно рассмотрены в специальной литературе [36, 44, 163, 170], публикуются в периодических ежегодниках созданного в 1970 г. Международного института по геотермике и в отчетах Научного совета по геотермии при отделении геолого-географических наук АН СССР [36], неоднократно обсуждались на международных и всесоюзных совещаниях [163].

В нашу задачу не входит рассмотрение сугубо специальных вопросов, связанных с проблемой использования подземного

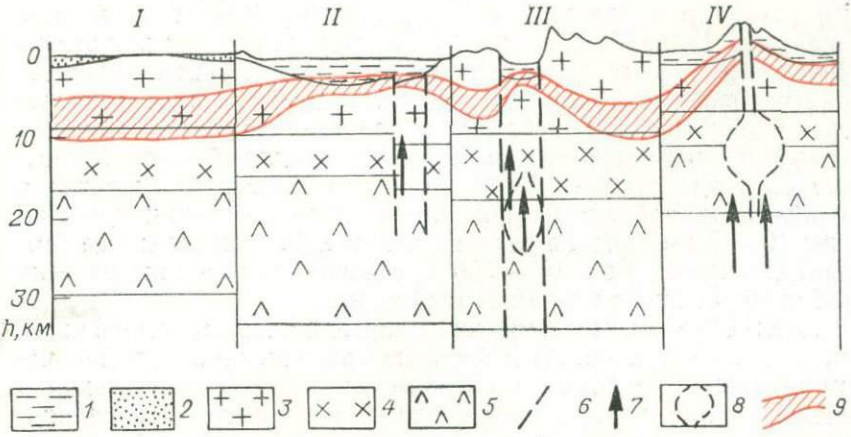


Рис. 53. Схематизированный широтный геологический разрез территории СССР и положение зоны, наиболее благоприятной для практического использования геотермальной энергии.

Платформы: *I* — Русская, *II* — Западно-Сибирская; *III* — Байкальский рифт и прилегающие районы; *IV* — область современного вулканизма Камчатки. Слои: *1* — осадочный нелитифицированный, *2* — осадочный литифицированный, *3* — гранитный, *4* — диоритовый, *5* — базальтовый; *6* — глубинные разломы; *7* — зоны притока глубинного тепла; *8* — очаги возможного плавления в земной коре; *9* — зона, наиболее благоприятная для использования тепла (100—200° С).

тепла. Мы дали лишь некоторые выводы из того геолого-геофизического регионального анализа состояния теплового поля Земли, который был проведен в предшествующих главах. Хотелось бы подчеркнуть важность вовлечения в сферу практического применения подземной энергии не только районов действующего вулканизма, но и осадочных бассейнов (рис. 52, 53), причем как тектонически активных структур (впадины Байкальского рифта, Венгерская впадина), так и стабилизированных участков в чехле молодых платформ (Западно-Сибирская, Скифско-Туранская). Дополнительное накопление глубинного и корового тепла под чехлом слаболитифицированных осадков в этих структурах, их относительная тектоническая стабильность, широкое распространение значительных по площади гидрогеологических бассейнов создают благоприятные условия для извлечения термальных вод температурой 80—100° С и выше с глубин 1—3 км; эти воды пригодны главным образом для теплофикации. Большие запасы геотермальной энергии позволяют осадочным бассейнам конкурировать с областями активного вулканизма в решении проблем теплофикации; выработка же электроэнергии возможна в основном лишь при использовании перегретых вод и пара в районах действующих вулканов и гидротерм.

В недалеком будущем, вероятно, станет реальной утилизация геотермической энергии и в районах с нормальным (стационарным) тепловым режимом, характерным для щитов, чехлов древ-

них платформ и палеозойских складчатых областей. Как было показано в главе VI (см. рис. 38), в этих структурах при любом уровне подкорового теплового потока под действием радиогенной (коровой) составляющей значительно возрастает температура и увеличивается геотермический градиент. Этот температурный «скачок» начинается, вероятно, в нижней части гранитного слоя на глубинах 5—15 км в зависимости от строения и мощности земной коры. При сверхглубоком бурении (до глубины 10—15 км) вполне реально подсечение этой зоны, где температура может быть 100—200° С и выше даже в тектонически стабилизированных блоках земной коры.

Таким образом, геотермические карты и разрезы земной коры, учитывающие мантийную и коровую (радиогенную) составляющие, а также реальные геологические условия сохранения и переноса тепла, позволяют перейти от геотермического районирования континентальных и океанических блоков к районированию теплофизическому и к выделению в земной коре (по латерали и вертикали) зон и областей, наиболее благоприятных для практического использования внутренней энергии Земли.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение теплового режима имеет важное значение в решении многих научных и прикладных вопросов геологии и других наук о Земле, в которых стало обычным объяснять вариации теплового поля изменением радиоактивности отдельных блоков. Сравнительный анализ этих двух характеристик позволил установить, что соотношение коровой (радиогенной) и мантийной составляющих теплового потока существенно меняется от структуры к структуре и зависит от целого ряда факторов: мощности земной коры, количества генерируемого радиогенного тепла, интенсивности и объемов притока глубинной тепловой энергии из подкоровых зон и т. д. Наименьший вклад радиогенной составляющей отмечается в областях подкорового разогрева земной коры.

В целом можно сделать следующие главные выводы о роли радиогенной составляющей в тепловом режиме земной коры.

1. Между генерацией радиогенного тепла в земной коре и фиксируемым тепловым потоком нет прямой пропорциональной зависимости.

2. Вклад радиогенной (коровой) составляющей в общий тепловой поток колеблется в основном от 50—60 до 10% и ниже. Вероятно, 50—60% — это максимальный вклад радиогенного тепла в пределах континентов.

3. С выделением радиогенного тепла в земной коре связано возникновение в ее средней части характерной зоны температурных аномалий и резкого изменения геотермического градиента (его увеличение сменяется уменьшением). Эта аномальная зона с наибольшей отчетливостью должна проявляться на континентах.

Анализ фактического материала о тепловом потоке и геотермическом градиенте в различных геологических структурах указывает на значительную неоднородность (анизотропность) теплового режима литосферы в пространстве и во времени и на связь направленного геологического развития с закономерным изменением процессов накопления и рассеяния тепловой энергии в земной коре и подкоровых зонах. При этом плотность теплового потока в океанических впадинах по абсолютному значению и диапазону колебаний отличается от наблюдаемой на континентах весьма незначительно, несмотря на то, что энергетический режим этих структур существенно разный.

По геотермическим данным континентальные и океанические мегаблоки земной коры можно подразделить на четыре типа.

I. Блоки стабилизированных геотермических полей с низким тепловым потоком и геотермическим градиентом, приуроченные на континентах к областям докембрийской и раннепалеозойской складчатости, а в океанических впадинах — к жестким плитам.

II. Области эволюционного кондуктивного накопления тепла в результате уменьшения молекулярной теплопроводности пород осадочного чехла, формирующегося в структурах с максимальным размахом вертикальных колебательных движений (геосинклинальные впадины, отдельные участки молодых и древних платформ, шельфы, авлакогены, межгорные впадины и др.).

III. Зоны конвективной передачи тепла нагретыми водами, растворами, расплавами (области разгрузки), приуроченные к молодым подвижным поясам (эпигеосинклинальным и эпиплатформенным орогенам, областям современного вулканизма и зонам рифтов), где наряду с вертикальными движениями фиксируются горизонтальные перемещения и растяжение земной коры с образованием проницаемых зон глубинных разломов.

IV. Области с нестационарным режимом охлаждения (регионы позднепалеозойской и мезозойской складчатости).

При выяснении условий и причин геотектонических движений, явлений магматизма и метаморфизма особый интерес представляют данные о тех геологических структурах и эпохах их развития, для которых характерны отклонения от нормального (стабилизированного) энергетического состояния земной коры и подкоровых зон. Возникновение аномальных типов термического режима земной коры обусловлено различными факторами, главными из которых являются следующие.

1. Неравномерное распределение источников тепла в земной коре и подкоровых зонах.

2. Накопление тепла в отдельных регионах благодаря теплоизолирующим свойствам некоторых типов горных пород, что приводит к ослаблению кондуктивной передачи тепловой энергии.

3. Разгрузка тепловой энергии в результате конвективной передачи тепла вместе с массопереносом в ослабленных зонах

повышенной проницаемости (процессы магмообразования, гидротермальной деятельности и др.).

В геотектонических построениях геологи и геофизики учитывают тепловой режим несколько односторонне. Обычно анализируются положительные тепловые аномалии, связанные с разгрузкой глубинного тепла и развитием эндогенных процессов. Между тем в решении проблем регионального метаморфизма, магматизма, тектоники не меньший интерес представляет знание условий сохранения энергии в литосфере, а также выяснение энергетической взаимосвязи и взаимообусловленности эндогенных и экзогенных явлений, прямо или косвенно влияющих на геологическое развитие Земли. В этом отношении важнейшим фактором тепловой активности планеты наряду с разгрузкой глубинного остаточного тепла является накопление энергии осадочными отложениями, которые служат аккумуляторами солнечной энергии и теплоизоляторами.

Приведенные в работе результаты районирования теплового поля, изучения хода температуры с глубиной и ее распределения в разные эпохи развития Земли позволили авторам высказать ряд соображений (иногда гипотетических) о некоторых энергетических аспектах геологических явлений.

Классификация геотермических режимов земной коры и районирование на этой основе складчатых и платформенных областей земной коры использованы как геолого-геофизическое обоснование выделения геотермальных полей и зон, перспективных на рентабельное извлечение тепла Земли для теплофикации и выработки электроэнергии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамович И. И.* Уран и торий в интрузивных породах Центральной и Западной Тувы. — Геохимия, 1959, № 4, с. 358—363.

2. *Агроскин А. А.* Тепловые и электрические свойства углей. М., Металлургиздат, 1959. 265 с.

3. *Адиабатический* калориметр для определения энтальпии и теплоемкости методом падающего тела при высоких температурах / Л. К. Глухих, Р. И. Ефремова, Н. В. Кускова, Э. В. Матизен. — В кн.: Исследования при высоких температурах. Новосибирск, Наука, 1966, с. 27—29.

4. *Андреев Б. А.* Геофизические методы в региональной структурной геологии. М., Госгеолтехиздат, 1960. 260 с.

5. *Аршавская Н. И.* Сравнение радиогенного теплового потока в земной коре Балтийского щита и Камчатки.— В кн.: Тепловые потоки из коры и верхней мантии. Верхняя мантия. М., Наука, 1973, № 12, с. 26—31.

6. *Аршавская Н. И.* Роль радиогенного тепла в тепловом режиме континентальной земной коры. Автореф. дис. М., ИФЗ АН СССР, 1977. 22 с.

7. *Афанасьев Г. Д., Цейтлин С. Г.* Предварительные итоги изучения радиоактивности горных пород Северного Кавказа и их значение для некоторых проблем петрологии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 3, с. 16—30.

8. *Афанасьев Т. П., Макаренко Ф. А., Покровский В. А.* О геотермии областей нефтегазонакопления. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 14, 123—126.

9. *Баранов В. И., Христианова Л. А.* Радиоактивность океанических отложений. — В кн.: Химия земной коры. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 105—106.

10. *Баранов В. И., Ронов А. Б., Кунашова К. Г.* К геохимии рассеянного тория и урана в глинах и карбонатных породах Русской платформы. Геохимия, 1956, № 3, с. 3—8.

11. *Басков Е. А.* Палеогидрогеологический анализ при металлогенических исследованиях. Л., Недра, 1976. 196 с.

12. *Батюшкова И. В.* Внутреннее строение Земли. М., Наука, 1966. 194 с.

13. *Бегункова А. Ф.* Плоский бикалориметр для определения коэффициента теплопроводности изоляционных материалов. — Сб. статей Ленингр. ин-та точн. механики и оптики, вып. 12. Л., Машгиз, 1954, с. 21—25.

14. *Белов Н. В., Лебедев В. И.* Источник энергии геохимических процессов. Природа, 1957, № 5, с. 11—12.

15. *Берзина И. Г., Лутц Б. Г., Климов А. П.* Содержание и распределение урана в породах глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 1, с. 14—23.

16. *Берч Ф.* Обзор некоторых теорий термальной истории Земли. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 1, с. 39—56.

17. *Билибин Ю. А.* Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955. 88 с.

18. *Боганик Н. С.* Радиогенное тепло земной коры Русской платформы и ее складчатого обрамления. М., Наука, 1975. 160 с.

19. *Богомолов Г. В., Цыбуля Л. А., Атрощенко П. П.* Геотермическая зональность территории БССР. Минск, Наука и техника, 1972. 112 с.

20. *Вернадский В. И.* Избранные сочинения. Т. 1. Очерки геохимии. М., Изд-во АН СССР, 1954. 696 с.

21. *Вернадский В. И.* Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М., Наука, 1965. 374 с.

22. *Виноградов А. П.* Закономерности распределения химических элементов в земной коре. — Геохимия, 1956, № 6, с. 6—52.

23. *Виноградов А. П.* Происхождение оболочек Земли. — Вестн. АН СССР, 1962, № 9, с. 16—29.

24. *Виноградов А. П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.

25. *Виноградов А. П.* Введение в геохимию океана. М., Наука, 1967. 214 с.

26. *Виноградов А. П., Ярошевский А. А., Ильин Н. П.* Физико-химическая модель разделения элементов в процессе дифференциации вещества мантии. — Геохимия, 1970, № 4, с. 389—403.

27. *Власенко В. И., Савостин Л. А.* Результаты геотермических исследований в Охотском море. — В кн.: Геотермия. Отчеты по геотермическим исследованиям в СССР за 1971—1972 гг. Вып. 1—2. М., 1974, с. 91—95. (Геол. ин-т АН СССР).

28. *Войткевич Г. В.* Проблемы радиогеологии. М., Госгеолтехиздат, 1961. 352 с.

29. *Вольвовский И. С., Вольвовский Б. С.* Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования. М., Сов. радио, 1975. 262 с.

30. *Волькенштейн В. С.* Измерение тепловых характеристик твердых и жидких тел методом двух температурно-временных точек. — Труды Ленингр. технол. ин-та, 1955, вып. 32, с. 33—41.

31. *Гаврильев Р. И.* Автоматизированная установка для определения объемной теплоемкости горных пород методом калориметрирования. — В кн.: Методы определения тепловых свойств горных пород. М., Наука, 1970, с. 24—27.

32. *Гамильтон Е. И.* Прикладная геохронология. Л., Недра, 1968. 256 с.

33. *Геотермальная* энергия / Под ред. П. Кругер, К. Отте. М., Мир, 1975. 354 с.

34. *Геотермическая* карта СССР. М-б 1 : 5 000 000 / Отв. ред. Ф. А. Макаренко. М., Наука, 1972. (Геол. ин-т АН СССР).

35. *Геотермические* условия осадочной толщи северного и восточного обрамления Черноморской впадины / И. М. Буачидзе, Г. И. Буачидзе, Ю. А. Головачев и др. — В кн.: Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли. Верхняя мантия, 1973, № 12, с. 47—57.

36. *Геотермия.* Отчеты по геотермическим исследованиям в СССР за 1971—1972 гг. Вып. 1—2 / Отв. ред. Я. Б. Смирнов. М., 1974. 162 с. (Геол. ин-т АН СССР).

37. *Геохимическая* зональность территории Советского Союза как результат направленной миграции радиоактивных элементов / А. А. Смыслов, А. И. Тугаринов, А. Б. Ронов и др. — В кн.: Радиоактивные элементы в геологических процессах. Душанбе, 1975, с. 3—4.

38. *Глубинный* тепловой поток европейской части СССР / Под ред. С. И. Субботина, Р. И. Кутаса. Киев, Наукова думка, 1974. 191 с.

39. *Голубев В. С., Шарапов В. Н.* Динамика эндогенного рудообразования. М., Недра, 1974. 278 с.

40. *Гордиенко В. В.* Тепловые аномалии геосинклиналей. Киев, Наукова думка, 1975. 138 с.

41. *Горцевский А. А.* К вопросу о происхождении и циркуляции гидротермальных растворов. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. Сер. 2, ч. 100. Л., Наука, 1971, с. 760—764.

42. *Гусейнов К. Д., Мамедов М. Н.* Исследование теплопроводности и *P-V-T* зависимости альдегидов. — Изв. вузов. Нефть и газ, 1975, № 3, с. 75—76.

43. *Гутенберг Б.* Физика земных недр. М., Иностр. лит., 1963. 263 с.

44. *Дворов И. М.* Геотермальная энергетика. М., Наука, 1976. 192 с.

45. *Джамалова А. С.* Глубинный тепловой поток на территории Дагестана. М., Наука, 1969. 128 с.

46. *Джамалова А. С., Зверев В. П., Поляк Б. Г.* Планетарные источники тепла. — В кн.: Тепловой режим недр СССР. М., Наука, 1970, с. 19—25. (Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 218).

47. *Джекобс Дж., Рассел Р., Уилсон Дж.* Физика и геология. М., Мир, 1964. 482 с.

48. *Джеффрис Г.* Земля, ее происхождение, история и строение. М., Иностр. лит., 1960. 485 с.

49. *Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В.* Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М., Недра, 1972. 286 с.

50. *Долгов Ю. А.* Геологическая интерпретация температур и давлений при минералообразовании. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., Наука, 1965, с. 72—80.

51. *Долгов Ю. А.* Об адиабатической мобилизации рудообразующих растворов. — Геология и геофизика, 1965, № 8, с. 3—16.

52. *Долгов Ю. А.* Становление гранитных интрузий и образование камерных пегматитов. — В кн.: Условия образования пьезооптических минералов в пегматитах. М., Недра, 1969, с. 3—22. (Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та синтеза минерал. сырья. Т. 11).

53. *Драбл Дж., Голдсмид Г.* Теплопроводность полупроводников. М., Иностр. лит., 1963. 266 с.

54. *Дубинский А. Я.* Геотермический режим Предкавказья и соседних территорий. — В кн.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 171—189.

55. *Дударев А. Н.* Анализ геолого-геофизических условий эндогенного рудообразования. Новосибирск, Наука, 1975. 180 с.

56. *Дульнев Г. Н.* Применение теории регулярного режима к определению тепловых свойств горных пород и строительных материалов. — Изв. вузов. Приборостроение, 1958, № 3, с. 110—116.

57. *Дучков А. Д., Бобров В. А.* Генерация радиогенного тепла в осадочных породах некоторых районов Западной Сибири и Красноярского края. — Геология и геофизика, 1970, № 11, с. 112—114.

58. *Дучков А. Д., Соколова Л. С.* Геотермические исследования в Сибири. Новосибирск, Наука, 1974. 279 с.

59. *Дучков А. Д., Соколова Л. С.* Радиогенный тепловой поток земной коры юга Сибири и юго-восточной Камчатки. — Труды Ин-та геологии и геофизики Сиб. отд-ния АН СССР, 1975, вып. 286, с. 214—216.

60. *Дьяконов Д. И., Яковлев Б. А.* Определение и использование тепловых свойств горных пород и пластовых жидкостей нефтяных месторождений. М., Недра, 1969. 117 с.

61. *Дэли Р. А.* Изверженные породы и глубины Земли. М., ОНТИ, 1936. 406 с.

62. *Егоров Б. Н., Кондратенков В. И., Аникин И. Н.* Исследование коэффициента теплопроводности природной и искусственной слюды. — В кн.: Теплофизические свойства твердых веществ. М., Наука, 1973, с. 551—558.

63. *Ермолаев Н. П.* Анализ процессов перераспределения и отторжения урана от горных пород при их прогрессивном метаморфизме. — Геохимия, 1971, № 8, с. 942—962.

64. *Ермолаев Н. П.* Уран и торий в процессах регионального и контактового метаморфизма горных пород. — Геохимия, 1973, № 4, с. 551—558.

65. *Естественная* радиоактивность тяжелых элементов в активных зонах земной коры / А. Н. Султанходжаев, В. Л. Зверев, И. Б. Трофимова и др. — Узб. геол. журн., 1974, № 4, с. 50—54.

66. *Заварицкий А. Н.* Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955. 480 с.

67. *Займан Дж.* Электроны и фононы. М., Иностр. лит., 1962. 488 с.

68. *Земля.* Введение в общую геологию. / Дж. Ферхуген, Ф. Тернер, Л. Вейс и др. Т. 1, 2. М., Мир, 1974. 844 с.

69. *Зуев Ю. Н., Левицкий Р. В.* Некоторые результаты изучения теплового режима орогенных областей Восточного Узбекистана. — В кн.: Геотермия. Отчеты по геотермическим исследованиям в СССР за 1971—1972 гг. Вып. 1—2. М., 1974, с. 71—75. (Геол. ин-т АН СССР).

70. *Иванов Н. С.* Методы стационарного теплового режима для определения коэффициента теплопроводности промерзающих горных пород. — В кн.: Методы определения тепловых свойств горных пород. М., Наука, 1970, с. 30—37.

71. *Измерения* теплового потока на Камчатке, Курильском озере и вблизи Курильских островов / Е. А. Любимова, А. П. Горшков, А. В. Ефимов и др. — Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 4, с. 842—845.

72. *Изучение* и использование геотермических ресурсов / Под ред. Э. Тонджорджи. М., Мир, 1975. 342 с.

73. *Исследование* теплового потока в северо-западной части Тихого океана / О. В. Веселов, Н. А. Волкова, Г. Д. Еремин и др. — В кн.: Геотермия. Отчеты по геотермическим исследованиям в СССР за 1971—1972 гг. Вып. 1—2. М., 1974, с. 87—90.

74. *Капустинский А. Ф.* К теории Земли. — В кн.: Вопросы геохимии и минералогии. М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 37—71.

75. *Карслоу Г., Егер А.* Теплопроводность твердых тел. М., Наука, 1964. 487 с.

76. *Кашкай М. А., Алиев С. А.* Тепловой поток в Куринской депрессии и на Апшеронском полуострове. — В кн.: Геотермия. Отчеты по геотермическим исследованиям в СССР за 1971—1972 гг. Вып. 1—2. М., 1974, с. 40—43. (Геол. ин-т АН СССР).

77. *Кейльман Г. А., Болтыров В. Б.* Тектонические аспекты метаморфизма. — Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 5, с. 1209—1211.

78. *Кикнадзе Д. А.* К вопросу точности метода «двух альфа» при определении тепловых коэффициентов горных пород. — Труды Ин-та геофизики АН ГССР, 1963, т. 21, с. 181—188.

79. *Кириченко Ю. А.* Определение теплофизических коэффициентов методом температурных волн. — Инж.-физ. журн., 1961, т. 4, № 5, с. 12—15.

80. *Козлов М. С.* К общей теории магматических расплавов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 9, с. 72—77.

81. *Комлев Л. В.* Некоторые вопросы геохимии урана и тория в гранитных магмах. — В кн.: Академику В. И. Вернадскому к 50-летию научной и педагогической деятельности. М., Изд-во АН СССР, 1936, с. 463—483.

82. *Комлев Л. В.* К геохимии радиоактивных элементов в Средней Азии.— Труды Радиевого ин-та, 1938, т. 4, с. 16—28.

83. *Кондратьев Г. М.* Регулярный тепловой режим. М. — Л., Гостехиздат, 1954. 408 с.

84. *Кононов В. И., Поляк Б. Г.* Современная геотермальная активность Исландии. — Геотектоника, 1975, № 5, с. 18—31.

85. *Космическое* окружение и Земля / Ред. Э. В. Соботович. Киев, Наукова думка, 1977. 136 с.

86. *Кравчук Е. М.* Определение тепловых коэффициентов сыпучих и твердых материалов по методу плоских температурных волн. — Инж. физ. журн., 1958, т. 1, № 10, с. 23—38.

87. *Красковский С. А.* Геотермические измерения. — Материалы Центр. науч.-исслед. горноразвед. ин-та цветн., редк. и благородн. металлов. Геофизика. Л. — М., 1938, № 6, с. 13—58.

88. *Красковский С. А.* Обзор главнейших результатов геотермических измерений в Союзе ССР. — Изв. Гос. геогр. о-ва, Л. — М., 1938, т. 70, вып. 4—5, с. 612—628.

89. *Краткий* справочник по геохимии / Г. В. Войткевич, А. Е. Мирошников, А. С. Поваренных, В. Г. Прохоров. М., Недра, 1977. 184 с.

90. *Кренделев Ф. П.* Кларки радиоактивных элементов в породах докембрия Енисейского кряжа. М., Наука, 1971. 376 с.

91. *Кузнецов Ю. А.* Тектоно-магматический процесс. Л., Недра, 1977. 120 с.

92. *Курепин В. В.* Методы и приборы для теплофизических измерений в режиме монотонного разогрева. Автореф. дис. Л., 1968. 16 с. (Ленингр. ин-т точн. механики и оптики.)

93. *Кусков О. Л., Хитаров Н. И.* Химический состав ядер планет земной группы. II. Окислительно-восстановительные условия в недрах Земли и Венеры. — Геохимия, 1975, № 2, с. 163—177.

94. *Кусков О. Л., Хитаров Н. И.* Геохимическая модель формирования внешнего и внутреннего ядра Земли. — Геохимия, 1975, № 3, с. 357—359.

95. *Кутас Р. И., Гордиенко В. В.* Тепловое поле Украины. Киев, Наукова думка, 1971. 137 с.

96. *Кутас Р. И., Смирнов Я. Б.* Карта теплового потока европейской части СССР и геолого-геофизические приложения данных теплового потока. — В кн.: Глубинный тепловой поток европейской части СССР. Киев, Наукова думка, 1974, с. 143—184.

97. *Кюри М.* Радиоактивность. М., Физматгиз, 1960. 516 с.

98. *Ларин В. Н.* Гипотеза изначально гидридной Земли. М., Наука, 1975. 101 с.

99. *Ларсен Е. С., Фейер Ж.* Распределение урана и тория в интрузивных породах. — В кн.: Ядерная геология. М., Иностр. лит., 1956, с. 104—122.

100. *Лебедев В. И.* О возможности поглощения солнечной энергии кристаллическим веществом Земли. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 4, с. 50—74.

101. *Лебедев В. И.* В. И. Вернадский и проблема геоэнергетики. Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. геология и география, 1963, № 24, с. 27—37.

102. *Лебедев В. И.* «Парадокс» полиморфных модификаций SiO_2 и объемная роль Si и O в земной коре и верхней мантии. — Зап. Всесоюз. Минерал. о-ва, 1976, ч. 105, вып. 2, с. 145—153.

103. *Левин Б. Ю.* Происхождение Земли и планет. М., Наука, 1964. 116 с.

104. *Левин Б. Ю., Маева С. В.* О термической истории Земли. Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1960, № 2, с. 243—252.

105. *Левин Б. Ю., Маева С. В.* Термическая история мантии как физическая основа выплавления земной коры. — В кн.: Докл. сов. геологов. Междунар. геол. конгресс. 23 сессия). Проблема 1. М., 1968, с. 75—81.

106. *Левин Б. Ю., Маева С. В., Сафронов В. С.* Термическая история Земли и родственных ей планет. — В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М., Наука, 1972, с. 38—51.

107. *Леонова Л. Л., Балашов Ю. А.* Распределение урана, тория и редкоземельных элементов в гранитоидах Сусамырского батолита (Центральный Тянь-Шань). — Геохимия, 1963, № 11, с. 1008—1015.

108. *Леонова Л. Л., Удальцова Н. И.* Редкие элементы в вулканических породах Курильских островов. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., 1971, с. 178—181.

109. *Леонова Л. Л., Удальцова Н. И.* Геохимия урана и тория в вулканическом процессе на примере Курило-Камчатской зоны. Новосибирск, Наука, 1974. 102 с.

110. *Личков Б. Л.* О значении теории Земли и о необходимости ее создания. — Геогр. сб., 1962, вып. 15, с. 7—28.

111. *Лишневский Э. Н., Кременецкий А. А.* О природе высоких давлений и значениях геотермических градиентов в геологической истории докембрийских щитов. — Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 2, с. 434—437.

112. *Лутц Б. Г.* Эволюция термического режима континентальной коры в докембрии и раннем палеозое. — Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Сер. геол., 1975, вып. 3, с. 16—27.

113. *Лыков А. В.* Теория теплопроводности. М., Высшая школа, 1967. 599 с.

114. *Лысак С. В., Зорин Ю. А.* Геотермическое поле Байкальской рифтовой зоны. М., Наука, 1976. 90 с.

115. *Любимова Е. А.* О термической истории Земли и ее геофизических последствиях. — Докл. АН СССР, 1956, т. 107, № 1, с. 55—58.

116. *Любимова Е. А.* Термическая история и температура Земли. — Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1958, т. 33, с. 39—49.

117. *Любимова Е. А.* Термика Земли и Луны. М., Наука, 1968. 278 с.

118. *Любимова Е. А.* Тепловой поток и термическая история Луны. — В кн.: Сов.-Амер. конф. по космохимии Луны и планет. 1974. М., Наука, 1974, с. 60—62.

119. *Любимова Е. А., Шелягин В. А.* Тепловой поток через дно оз. Байкал. — Докл. АН СССР, 1966, т. 171, № 6, с. 1321—1324.

120. *Любимова Е. А., Фельдман И. С.* Тепловой поток, температура и электропроводимость земной коры и верхней мантии Земли. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. Вып. 2. М., 1975, с. 144—190. (Моск. ун-т.)

121. *Любимова Е. А., Старикова Г. Н., Шушпанов А. П.* Теплофизические исследования горных пород. — В кн.: Геотермические исследования. М., Наука, 1964, с. 115—174.

122. *Любимова Е. А., Александров А. Л., Дучков А. Д.* Методика изучения тепловых потоков через дно океанов. М., Наука, 1973. 176 с.

123. *Любимова Е. А., Власов В. К., Оснач А. И.* Тепловой поток из недр Земли в зависимости от внутренних параметров. — В кн.: Тепловые потоки из

коры и верхней мантии Земли. Верхняя мантия, № 12. М., Наука, 1973, с. 7—18.

124. *Любимова Е. А., Фирсов Ф. В., Зуев Ю. Н.* Данные о геотермических градиентах и тепловом потоке в Приташкентском районе и Ферганской впадине. — Там же, с. 78—98.

125. *Любимова Е. А., Никитина В. Н., Томара Г. А.* Тепловые поля внутренних и окраинных морей СССР. Состояние наблюдений и теория интерпретации двумерных неоднородностей. М., Наука, 1976. 221 с.

126. *Магницкий В. А.* Внутреннее строение и физика Земли. М., Недра, 1965. 378 с.

127. *Маева С. В.* О термической истории Земли. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, № 3, с. 3—17.

128. *Макаренко Ф. А., Поляк Б. Г., Сугробов В. М.* Роль воды в перераспределении внутреннего тепла Земли. — В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М., Наука, 1972, с. 92—102.

129. *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.

130. *Марин Ю. Б.* Гранитоидные формации малых и умеренных глубин. Л., Изд-во ЛГУ, 1976. 144 с.

131. *Мартьянов Н. Е.* Энергия Земли. Новосибирск, Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1968. 84 с.

132. *Масайтис В. Л., Смыслов А. А.* Уран и торий в магматических породах Сибирской платформы. — Геохимия, 1977, № 2, с. 217—229.

133. *Материалы* о содержании и распределении радиоактивных элементов в горных породах. Л., 1963. 162 с. (Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та. Нов. сер. Т. 93.)

134. *Материалы* о содержании и распределении радиоактивных элементов в горных породах. — Л., 1968. 160 с. (Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та. Нов. сер. Т. 142.)

135. *Материалы* о содержании и распределении радиоактивных элементов в горных породах. Л., 1972. 188 с. (Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та. Нов. сер. Т. 188.)

136. *Мельгунов С. В.* Миграция урана и тория в процессе прогрессивного метаморфизма. — В кн.: Тезисы докл. совещ. Проблемы метаморфоген. рудообразования. Киев, Наукова думка, 1969, с. 178—180.

137. *Минский Н. А.* Формирование нефтеносных пород и миграция нефти. М., Недра, 1975. 288 с.

138. *Миснар А. Теплопроводность твердых тел, жидкостей, газов и их* композиций. М., Мир, 1968. 463 с.

139. *Моисеенко У. И., Соколова Л. С., Истомин В. Е.* Электрические и тепловые свойства горных пород. Новосибирск, Наука, 1970. 67 с.

140. *Моисеенко У. И., Соколова Л. С., Дучков А. Д.* Тепловой поток Байкальской рифтовой зоны и смежных территорий. — Геология и геофизика, 1972, № 11, с. 95—103.

141. *Моисеенко Ф. С.* Строение и развитие земной коры южного горного обрамления Сибири. Новосибирск, Наука, 1969. 206 с.

142. *Монин А. С.* История Земли. Л., Наука, 1977. 228 с.

143. *Москалев В. А.* Измерения температуропроводности методом температурных волн. — Труды Ленингр. ин-та точн. механики и оптики, 1957, вып. 21, с. 83—93.

144. *Нестеров И. И., Потеряева В. В., Салманов Ф. К.* Закономерности распределения крупных месторождений нефти и газа в земной коре. М., Недра, 1975. 278 с.

145. *Новиков Г. Ф., Капков Ю. Н.* Радиоактивные методы разведки. Л., Недра, 1965. 760 с.

146. *Обзор* данных по тепловым потокам в СССР / Е. А. Любимова, Б. Г. Поляк, Я. Б. Смирнов и др. — В кн.: Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли. Верхняя мантия, 1973, № 12. М., Наука, с. 154—194.

147. *Олейник Б. Н.* Теоретическое обоснование нового метода регулярного режима «двух альфа» для исследования тепловых свойств строительных материалов. — Труды Ленингр. ин-та точн. механики и оптики, 1957, вып. 21, с. 7—29.

148. *Определение* концентраций урана и его пространственного распределения в минералах и горных породах / И. Г. Берзина, И. Б. Берман, М. Ю. Гурвич и др. — Атом. энергия, 1967, т. 23, вып. 6, с. 520—527.

149. *Оценки* теплового потока в восточной части Русской платформы / Я. Б. Смирнов, А. Я. Велюго, Я. И. Кашпур и др. — В кн.: Тепловой режим недр СССР. М., Наука, 1970, с. 116—137.

150. *Палеотемпературы* зон нефтеобразования / И. И. Аммосов, Н. П. Бабашкин, Н. П. Гречишников и др. М., Наука, 1975. 110 с.

151. *Перчук Л. Л.* Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М., Наука, 1973. 318 с.

152. *Платунов Е. С.* Метод скоростного измерения температуропроводности теплоизоляционных и полупроводниковых материалов в широком интервале температур. — Изв. вузов. Приборостроение, 1961, т. 4, № 1, с. 84—93.

153. *Плуман И. И.* Распределение урана, тория и калия в отложениях Западно-Сибирской плиты. — Геохимия, 1975, № 5, с. 756—767.

154. *Поляк Б. Г.* О роли магматогенных термоаномалий в тепловом режиме вулканических районов Камчатки. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., Наука, 1965, с. 81—87.

155. *Поляк Б. Г.* Геотермические особенности областей современного вулканизма. М., Наука, 1966. 180 с.

156. *Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б.* Тепловой поток на континентах. — Докл. АН СССР, 1966, т. 168, № 1, с. 170—172.

157. *Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б.* Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов. — Геотектоника, 1968, № 4, с. 3—19.

158. *Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б.* Глобальные закономерности распределения теплового потока и проблемы энергетики тектонически мобильных поясов. — В кн.: Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии. М., 1975, с. 48—49.

159. *Поляк Б. Г., Кропоткин П. Н., Макаренко Ф. А.* Основные проблемы геоэнергетики. — В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М., Наука, 1972, с. 7—26.

160. *Попова А. К.* Результаты измерений теплового потока на акваториях. — В кн.: Геотермия. Отчеты по геотермическим исследованиям в СССР за 1971—1972 гг. Вып. 1—2. М., 1974, с. 81—86. (Геол. ин-т АН СССР).

161. *Приборы* для измерения теплопроводности / Ю. С. Ипатов, В. И. Лейкум, Б. Н. Олейник, З. К. Патовская. — В кн.: Исследования в области тепловых и температурных измерений. М., Стандартиздат, 1962, с. 143—150. (Ин-ты ком. стандартов. Труды. Вып. 63, № 1).

162. *Природа* твердой Земли / Под ред. Ю. Робертсона. М., Мир, 1976. 276 с.

163. *Проблемы* горной теплофизики. Тезисы выступлений / Науч. ред. Ю. Д. Дядькин. Л., Изд-во Ленингр. горн. ин-та, 1973. 144 с.

164. *Проблемы* кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., Наука, 1967. 238 с.

165. *Пузанков Ю. М., Бобров В. А., Дучков А. Д.* Радиоактивные элементы и тепловой поток земной коры полуострова Камчатка. Новосибирск, Наука, 1977. 126 с.

166. *Радиоактивные* элементы в вулканических породах Камчатки / Л. Л. Леонова, Ю. М. Пузанков, И. Т. Кирсанов и др. — Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1975, вып. 286, с. 101—106.

167. *Радиогенное* тепло и тепловые потоки в земной коре и мантии / Е. А. Любимова, И. Г. Берзина, Е. В. Карус и др. — Там же, с. 209—214.

168. *Ревердатто В. В.* Фации контактового метаморфизма. М., Недра, 1970. 272 с.

169. *Региональная* характеристика температурного поля / Ф. А. Макаренко, В. Г. Поляк, Я. Б. Смирнов и др. — В кн.: Тепловой режим недр СССР. М., Наука, 1970, с. 80—102. (Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 218).

170. *Ресурсы* термальных вод СССР / Отв. ред. С. С. Бондаренко. М., Недра, 1975. 152 с.

171. *Ронов А. Б., Мигдисов А. А.* Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Северо-Американской платформ. — Геохимия, 1970, № 4, с. 403—438.

172. *Ронов А. Б., Ярошевский А. А.* Новая модель химического строения земной коры. — Геохимия, 1976, № 12, с. 1763—1794.

173. *Рудник В. А., Соботович Э. В.* Ранняя история Земли. Л., Недра, 1973. 24 с.

174. *Рудник В. А., Титов В. К.* Радиоактивные элементы при формировании коровой оболочки Земли. — В кн.: Радиоактивные элементы в геологических процессах. Душанбе, 1975, с. 8—10.

175. *Рундквист Д. В.* О влиянии распределения температур горных пород на процессы метасоматического гидротермального минералообразования. — Зап. Всесоюз.-минерал. о-ва. Сер. 2, 1966, т. 95, вып. 5, с. 509—525.

176. *Сакварелидзе Е. А.* Теплофизические свойства горных пород в интервале 20—500° С. — В кн.: Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли. Верхняя мантия, № 12, М., Наука, 1973, с. 125—136.

177. *Сафронов В. С.* О первоначальной температуре Земли. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1959, № 1, с. 139—143.

178. *Сафронов Н. И., Мещеряков С. С.* Расчет энергии рудообразования при поисково-оценочных работах (методические рекомендации). Л., 1976. 88 с. (ОНТИ Всесоюз. науч.-исслед. ин-та методики и техники разведки.)

179. *Сватков Н. М.* Основы планетарного географического прогноза. М., Мысль, 1974. 198 с.

180. *Сейсмический* разрез литосферы в зоне Байкальского рифта / С. В. Крылов, Б. П. Мишенькин, З. Р. Мишенькина и др. — Геология и геофизика, 1975, № 3, с. 72—83.

181. *Семененко Н. П.* Континентальная кора. Киев, Наукова думка, 1975. 198 с.

182. *Сергеев О. А., Филатов Л. И., Френкель И. М.* Прибор «Лямбда» с непосредственным отсчетом теплопроводности. — Измерит. техника, 1971, № 7, с. 35—36.

183. *Сергиенко С. И., Смирнов Я. Б., Ставицкий Б. Л.* Геотермические исследования в Западной Сибири. Геотермия. Отчеты по геотермическим исследованиям в СССР за 1971—1972 гг. Вып. 1—2. М., 1974, с. 58—62. (Геол. ин-т АН СССР.)

184. *Синицын В. М.* Сиаль. Л., Недра, 1972. 168 с.

185. *Скакун А. П., Вайнблат А. Б.* Геотермические условия различных месторождений полезных ископаемых Востока СССР. — В кн.: Проблемы

горной теплофизики. Материалы Всесоюз. науч.-техн. конф. Л., Изд-во Ленингр. горн. ин-та, 1973, с. 78—79.

186. *Смирнов Я. Б.* Тепловой поток в дне акваторий. — Докл. АН СССР, 1966, т. 168, № 2, с. 428—431.

187. *Смирнов Я. Б.* Значение геотермических исследований для изучения земной коры и верхней мантии. — В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М., Наука, 1970, с. 250—265.

188. *Смирнов Я. Б., Попова А. К.* Тепловой поток, возраст океанического дна и некоторые данные к изучению движущего механизма развития тектоносферы. — Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 1, с. 182—184.

189. *Смирнов Я. Б., Сугробов В. М., Сугробова И. Г.* Тепловой поток, гидротермальная активность и динамика развития глубинных зон областей кайнозойского вулканизма. — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 175—196.

190. *Смыслов А. А.* Радиоактивные элементы в изверженных породах Северного Казахстана. — Геохимия, 1958, № 3, с. 197—204.

191. *Смыслов А. А.* Значение данных о радиоактивности и теплопроводности горных пород при металлогенических исследованиях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 7, с. 32—45.

192. *Смыслов А. А.* Закономерности распределения и миграция урана и тория в горных породах земной коры. — В кн.: Основные принципы и методика радиогеохимического картирования горных пород. Л., 1968, с. 5—32. (Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та. Нов. сер. Т. 164.)

193. *Смыслов А. А.* Уран и торий в земной коре. Л., Недра, 1974. 231 с.

194. *Смыслов А. А., Титов В. К.* Роль регионального метаморфизма в формировании радиогеологической зональности земной коры. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 11, с. 30—40.

195. *Смыслов А. А., Моисеенко У. И.* Генерация радиогенного тепла и тепловые потоки Земли. Тезисы докл. Радиоакт. элементы в геол. процессах. Душанбе, 1975, с. 192—193.

196. *Смыслов А. А., Моисеенко У. И., Чадович Т. З.* Тепловые свойства горных пород. — В кн.: Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. М., Недра, 1976, с. 256—279.

197. *Соколова Л. С., Моисеенко У. И., Дучков А. Д.* Тепловой поток на некоторых площадях Юго-Восточной Камчатки. — Геология и геофизика, 1972, № 6, с. 102—105.

198. *Соловьев С. П.* Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., Наука, 1970. 312 с.

199. *Сорохтин О. Г.* Природа тектонической активности литосферных плит. — В кн.: Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии. М., 1975, с. 31—33.

200. *Сорохтин О. Г., Городницкий А. М.* Океанический рифтогенез и подводный вулканизм. — В кн.: Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск, Наука, 1977, с. 83—88.

201. *Справочник* физических констант горных пород / Под ред. С. Кларка. М., Мир, 1969. 543 с.

202. *Стейси Ф.* Физика Земли. М., Мир, 1972. 342 с.

203. *Суетнова Е. И., Любимова Е. А.* О статистических методах классификации данных по тепловым потокам. — В кн.: Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли. Верхняя мантия, № 12. М., Наука, 1973, с. 150—154.

204. *Сурков Ю. А., Федосеев Г. А.* Радиоактивность Луны, планет и метеоритов. — В кн.: Космохимия Луны и планет. М., Наука, 1975, с. 358—371.

205. *Сухарев Г. М., Власова С. П., Тарануха Ю. К.* Теплофизические свойства горных пород и величины тепловых потоков некоторых районов Боль-

шого Кавказа и Предкавказья. — Докл. АН СССР, 1966, т. 171, № 4, с. 851—853.

206. *Сухарев Г. М., Власова С. П., Тарануха Ю. К.* Тепловой поток из недр Азербайджана. — Сов. геология, 1969, № 8, с. 146—153.

207. *Сухарев Г. М., Тарануха Ю. К., Ярошенко А. А.* Теплофизическая характеристика подземных вод нефтяных и газовых месторождений Азово-Кубанского бассейна. — Сов. геология, 1973, № 11, с. 130—136.

208. *Сухарев Г. М., Тарануха Ю. К., Ярошенко А. А.* О теплофизических коэффициентах подземных вод нефтяных и газовых месторождений Северо-Западного Кавказа. — В кн.: Геотермия. Отчеты по геотермическим исследованиям в СССР за 1971—1972 гг. Вып. 1—2. М., 1974, с. 134—139.

209. *Таблицы* физических величин. Справочник / Под ред. И. К. Кикоина. М., Атомиздат, 1976. 1006 с.

210. *Таусон Л. В.* Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961. 232 с.

211. *Тепловое* поле геосинклинального обрамления Восточно-Европейской платформы / Г. М. Сухарев, С. П. Власова, Ю. К. Тарануха и др. — В кн.: Глубинный тепловой поток европейской части СССР. Киев, Наукова думка, 1974, с. 79—129.

212. *Тепловой* поток из недр Кавказа и южного окончания Русской платформы / Г. М. Сухарев, С. П. Власова, Ю. К. Тарануха, С. В. Камалова. — В кн.: Энергетика геол. и геофиз. процессов. М., 1972, с. 82—87.

213. *Тепловой* поток с прибрежной полосы Черного моря и прилегающей территории Грузии / В. А. Шелягин, И. М. Буачидзе, Г. И. Буачидзе и др. Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли. Верхняя мантия, № 12. М., Наука, 1973, с. 39—46.

214. *Тепловой* режим осадочных толщ Дагестана / Х. И. Амирханов, В. В. Суетнов, Р. А. Левкович и др. Махачкала, Даг. кн. изд-во, 1972. 230 с.

215. *Теплообмен* в магматогенных процессах / А. Н. Дударев, В. А. Кудрявцев, В. Г. Меламед и др. Новосибирск, Наука, 1972. 124 с.

216. *Теплофизические* свойства пород Печенгского региона и глубинные температуры / Е. А. Любимова, О. К. Власова, Е. В. Смирнова и др. — В кн.: Физические свойства, состав и строение верхней мантии. М., Наука, 1974, с. 103—108.

217. *Термо-* и барометрия метаморфических пород / Отв. ред. В. А. Глебовицкий. Л., Наука, 1977. 208 с.

218. *Тихомиров В. М., Туезов И. К., Волкова Н. А.* Тепловой поток в Приморье. — В кн.: Геофизические исследования строения земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану, 1970, с. 186—189. (Труды Сах. компл. науч.-исслед. ин-та. Вып. 24, № 12.)

219. *Тихонов А. Н., Любимова Е. А., Власов В. К.* Радиоактивная энергия и процессы расплавления в недрах Земли. — В кн.: Энергетика, геология и геофизика процессов. М., Наука, 1977, с. 27—38.

220. *Тихонов А. Н.* О влиянии радиоактивного распада на температуру земной коры. — Изв. АН СССР. Сер. география и геофизика, 1937, № 3, с. 431—459.

221. *Ткач Г. Ф., Юрчак Р. П.* Измерение тепловых параметров горных пород в широком интервале температур. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 5, с. 81—83.

222. *Уран* и торий в магматических и метаморфических породах центральной части Алтае-Саянской складчатой области / А. С. Митропольский, Д. К. Осипов, Р. С. Журавлев и др. — М., Наука, 1972. 224 с.

223. *Ушаков С. А.* Геофизическое обоснование мобильности литосферных полей. В сб. «Глубин. строение и геофизич. особенности структур земн. коры и верхн. мантии». М., 1975, с. 28—29.

224. *Физико-химические* свойства элементов. Справочник / Под ред. Г. В. Самсонова. Киев, Наукова думка, 1965. 807 с.

225. *Физические* свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика. М., Недра, 1976, 527 с.

226. *Филиппов П. И.* Метод плоского зонда для определения тепловых свойств горных пород в скважинах и горных выработках. — В кн.: Методы определения тепловых свойств горных пород. М., Наука, 1970, с. 107—111.

227. *Фомичев Е. Н., Кандыба В. В., Кантор П. Б.* Калориметрическая установка для определения энтальпии и теплоемкости веществ. — Измерит. техника, 1962, № 5, с. 15—18.

228. *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.

229. *Фраудово К., Сурно М.* Рифтообразование, дробление континентов и термальный режим под тектоническими плитами. — В кн.: Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск, Наука, 1977, с. 13—18.

229а. *Фролов Н. М.* Гидрогеотермия. М., Недра, 1976. 280 с.

230. *Хлопин В. Г.* Радиоактивность и тепловой режим Земли. — Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1937, № 2, с. 207—224.

231. *Хорева Б. Я.* Генетическая классификация фаций регионального метаморфизма и вертикальная метаморфическая зональность гранитного слоя земной коры. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубин Земли. Труды IV Всесоюз. петрограф. совещ. М., Наука, 1972, с. 42—47.

232. *Чердынцев В. В.* Ядерная вулканология. М., Наука, 1973. 208 с.

233. *Чердынцев В. В., Сенина Н. И., Кузьмина Е. А.* Радиоактивность минералов некоторых ультраосновных пород СССР. — Геохимия, 1969, № 12, с. 1434—1438.

234. *Череменский Г. А.* Геотермия. Л., Недра, 1972. 271 с.

235. *Чиркин В. С.* Теплофизические свойства материалов ядерной техники. Справочник. М., Атомиздат, 1968. 484 с.

236. *Чихрадзе Ш. Г.* Геотермия Колхидской низменности. М., Наука, 1972. 104 с.

237. *Чудновский А. Ф.* Теплообмен в дисперсных средах. М., Гостехиздат, 1954. 455 с.

238. *Шор Г. М., Воробьев В. П., Гирин Ю. П.* Уран и торий в породах осадочного чехла Туранской плиты. — В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск, Наука, 1975, с. 45—52.

239. *Шуколюков Ю. А.* Деление ядер урана в природе. М., Атомиздат, 1970. 269 с.

240. *Энергетика* геологических и геофизических процессов / Ред. П. Н. Кропоткин. М., Наука, 1972. 166 с.

241. *Alexandrov A. L., Lubimova E. A., Tomara G. A.* Heat flow through the bottom of the inner seas and lakes in the USSR. — Geothermics, 1972, v. 1, N 2, p. 73—80.

242. *Birch F.* Flow of heat in the Front Range, Colorado. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1950, v. 61, N 6, p. 567—630.

243. *Birch F.* Earth heat flow measurements in the last decade. — In: Advances Earth Sci. Cambridge a. o., M. I. T. Press., 1966, p. 403—430.

244. *Birch F., Klark H.* The thermal conductivity of rocks and its dependence upon temperature and composition. — Amer. J. Sci., 1940, v. 238, N 8, p. 529—558.

245. *Birch F. S., Halunen Jr. A. J.* Heat flow measurements in the Atlantic Ocean, Indian Ocean, Medditerranian Sea and Red Sea. — J. Geophys. Res., 1966, v. 71, N 2. p. 583—586.

246. *Birch F., Roy R. F., Decker E. R.* Heat flow and thermal history in New England and New York. — In: Studies of Appalachian geology: northern and maritime. N. Y., 1968, p. 437—451.

247. *Bullen K. E.* Physical propertics of the earth's core. — Ann. geophys., 1955, N 11, p. 53—64.

248. *Curie P., Laborde A.* Sur la chaleur degagee Spontanement par les sels de redium. — Compt. Rend., 1903, N 136, p. 673—675.

249. *Doroginitskaja L. M., Moiseenko U. I.* Thermal conductivity determination of terrigenous rocks by other physical parameters with polyfactory correlative analysis. — Tectonophysics, 1970, v. 10, p. 79—86.

250. *Ernst W. G.* Metamorphism and ancient continental margins. — In: Geol. Contin. Magrins. Berlin, 1974, p. 907—919.

251. *Evans T. R., Tammemagi H. Y.* Heat flow and heat production in Northeast Africa. — Earth a. Planet. Sci. Lett., 1974, v. 23, N 3, p. 349—356.

252. *Gilvarry J. J.* Temperatures in the Earth's interior. — Nature, 1956, v. 178, N 4544, p. 1249—1250.

253. *Heier K. S.* Spectrometric uranium and thorium determinations on some high-grade metamorphic rocks on Langoy, Northen Norway. — Horsk. Geol., 1962, Bd. 42, N 12, p. 143—155.

254. *Heier K. S.* Uranium, thorium and potasaium in eclogitic rocks. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1963, v. 27, N 8, p. 849—860.

255. *Heier K. S.* Radioactive elements in the continental crust. — Nature, 1965, v. 208, N 5009, p. 479—480.

256. *Herzen R. P. von, Langseth M. G.* Present status of oceanic heat flow measurements. — Physics a. Chemistry Earth, 1965, v. 6, p. 365—407.

257. *Horai K., Simmons G.* Thermal conductivity of rock-forming minerals. — Earth a. Planet. Sci. Lett., 1969, v. 6, N 5, p. 359—368.

258. *Hurtig E.* Zum Problem der Anisotropi, petrophysikalischer. Paremeter in geologischen Körpern. — Geophysik u. Geologie, 1967, F. 12, S. 3—36.

259. *Hurtig E., Schlosser P.* Analyse der warmeflussdaten Mittele Europas. — Veröff. Zentralinst. Phys. Erge, 1973, N 14, T. 3, S. 665—699.

260. *Jaeger J. C.* Heat flow and radioactivity in Australia. — Earth a. Planet. Sci. Lett, 1970, N 8, p. 285—292.

261. *Kanamori H., Fujii N., Mizutani H.* Thermal diffusivity measurement of rock-forming minerals from 300 to 1100 K. — J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 2, p. 595—605.

262. *Lachenbruch H.* Vertical gradients of heat production in the continental crust. I. Theoretical detectability from near-surface measurements. — J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 17, p. 3842—3851.

263. *Lambert J. B., Heier K. S.* The vertical distribution of thorium and uranium in the continental crust. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1966, v. 47, N 1, p. 200—201.

264. *Langseth M. G., Taylor P. T.* Resent heat flow measurements in the Indian ocean. — J. Geophys. Res., 1967, v. 72, N 24, p. 6249—6260.

265. *Langseth M. G. Jr., Herzen R. P.* Heat flow through the floor of the World Ocean — In: The Sea. Pt. 1. Maxwell ed. New York, 1970, v. 4, p. 239—252.

266. *Lee W. H. K.* Thermal history of the Earth. D. Ph. dissert. Univ. California. 1967.

267. *Lee W. H.* On the global variations of terrestrial heat flow.-Phys. Earth a. Planet. Inter., 1970, v. 2, N 5, p. 332—341.

268. *Lee W., Uyeda S.* Review of heat flow data. — In: Terrestrial Heat Flow. Washington, D. C., Amer. Geophys. Union, 1965, p. 87—190.

269. *Libby L. M., Libby W. F.* Geographical coincidence of high heat flow, high seismicity and upwelling, with hydrohorbon deposits, phosphorites, evaporites and uranium ores. — Proc. Nat. Acad. Sci. USA, 1974, v. 71, N 10, p. 3931—3935.

270. *MacGregor J. D., Basu Asish R.* Thermal structure of the lithosphere: a petrologic model. — Science, 1974, v. 185, N 4156, p. 1007—1011.

271. *Majorowicz J. A.* Heat field on the Polish territory in the light of world's data statistical analysis Summary. — Mater. Inst. Geofiz. PAN, 1975, v. 82, p. 207.

272. *Miller D. H.* The energy and mass budget at the suface of the Earth. — Assoc. Amer. Geogr. Comiss. College Geogr. Publ., 1968, N 7.

273. *Miyake Y., Sugimura Y., Hirao Y.* The radiogenic heat generation in Earth's crust below the Japanese islands. — In: The Crust and Upper Mantle of the Japanese Area. Pt. 2. Geol. a. Geochem. Kawasaki, 1973, p. 31—32.

274. *Murase T., Mc Birney A. R.* Properties of some common igneous rocks and their melts at high temperatures. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1974, v. 84, N 11, p. 3563—3592.

275. *Ramsey W. H.* On the nature of the Earth's core. — Month. Not. Roy. Astr. Soc., 1949, v. 5, N 9, p. 409—426.

276. *Roy R. F., Decker E. R., Blackwell D. D., Birch F.* Heat flow in the United States. — J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 16, p. 5202—5221.

277. *Shaw D. M.* U, Th, K in the Canadian Precambrian Shield and possible mantle compositions. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1967, v. 31, N 6, p. 1111—1113.

278. *Simmons G., Horai K.* Heat flow. Data 2. — J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 20, p. 6608—6629.

279. *Takeuchi H., Uyeda S.* A possibility of present-day regional metamorphism. — Tectonophysics, Amsterdam, 1965, v. 2, N 1, p. 59—68.

280. *Thermal* diffusivity of Mg_2SiO_4, Fe_2SiO_4 and NaCl at high pressures and temperatures / H. Fujisawa, N. Fujii, H. Mizutani, H. Kanamori, S. Akimoto. — J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 14, p. 4727—4733.

281. *Turekian K. K., Wedepohl K. P.* Distribution of the elements in some major unite of the Earth's crust. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, v. 72, N 2, p. 175—191.

282. *Urey H. C.* The planets, their origin and development. New Haven, Yale Univ. Press, 1952. 245 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ 3

ГЛАВА I

Современный геотермический режим Земли и главнейших структур литосферы 7

ГЛАВА II

Внутренние и внешние источники тепловой энергии Земли 40

ГЛАВА III

Уровни радиоактивности и генерации радиогенного тепла минералов, горных пород, оболочек литосферы и верхней мантии 52

Радиоактивность минералов . . . 58

Радиоактивность горных пород . . 61

Радиоактивность структурно-формационных комплексов и слоев земной коры 68

ГЛАВА IV

Теплофизические свойства минералов, горных пород, оболочек литосферы и верхней мантии 80

Теплофизические параметры минералов 87

Теплофизические параметры заполнителей межзерновой среды горных пород 90

Теплофизические параметры горных пород 92

Теплофизические параметры минералов и горных пород при высоких температурах и давлениях . . . 100

Теплофизические параметры земной коры и верхней мантии 105

ГЛАВА V

Сравнительный анализ теплового состояния и радиоактивности Земли 111

Области стационарного теплового режима 118

Области нестационарного теплового режима 121

ГЛАВА VI

Энергетические условия развития геологических процессов 136

Седиментогенез и литификация осадков 141

Региональный метаморфизм . . . 145

Магматизм 149
Тектонические движения земной коры 154
Проблемы общего развития Земли . 157

ГЛАВА VII

Геотермальные ресурсы и проблемы использования внутреннего тепла Земли 164

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 173

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ 176

ИБ № 923

Анатолий Андреевич Смыслов,
Ундина Ивановна Моисеенко,
Татьяна Зиновьевна Чадович

ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ И РАДИОАКТИВНОСТЬ ЗЕМЛИ

Редактор издательства Л. Г. Ермолаева
Оформление художника
Б. Н. Осенчакова
Техн. редактор И. Г. Сидорова
Корректоры
В. Н. Малахова, Н. Д. Баримова

Сдано в набор 05.01.79. Подписано к печати 13.08.79. М-25783. Формат $60\times90^{1}/_{16}$. Бумага тип. № 1. Печать высокая. Гарнитура литературная. Печ. л. 12. Уч.-изд. л. 12,87. Тираж 2000 экз. Зак. 15/404. Цена 2 р. 30 к.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.

Типография № 2 Ленуприздата. 192104, Ленинград, Литейный пр., 55.

3018