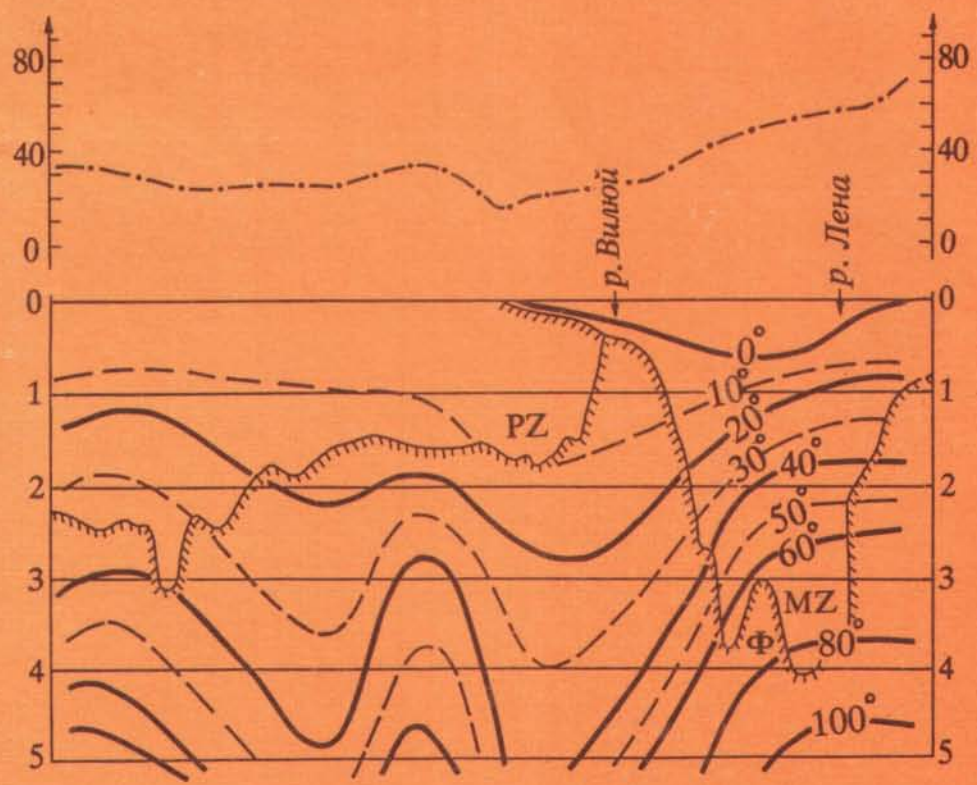


№ 821

ТЕМПЕРАТУРА, КРИОЛИТОЗОНА И РАДИОГЕННАЯ ТЕПЛОГЕНЕРАЦИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ СЕВЕРНОЙ АЗИИ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
SIBERIAN BRANCH

UNITED INSTITUTE OF GEOLOGY, GEOPHYSICS AND MINERALOGY
TRANSACTION, ISSUE 821

**TEMPERATURE,
PERMAFROST
AND RADIOGENIC
HEAT PRODUCTION
IN THE EARTH'S CRUST OF
NORTHERN ASIA**



ГНТИП России
"Глобальные изменения
природной среды и климата"

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ОБЪЕДИНЕННЫЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И МИНЕРАЛОГИИ
ТРУДЫ, ВЫПУСК 821

85549.50,

**ТЕМПЕРАТУРА,
КРИОЛИТОЗОНА
И РАДИОГЕННАЯ
ТЕПЛОГЕНЕРАЦИЯ
В ЗЕМНОЙ КОРЕ
СЕВЕРНОЙ АЗИИ**

Температура, криолитозона и радиогенная теплогенерация в земной коре Северной Азии / А.Д.Дучков, В.Т.Балобаев, Б.В.Володько и др.: РАН, Сиб. отд-ние, Объед. ин-т геологии, геофизики и минералогии. [Науч. ред.: А.Д.Дучков, А.В.Ладынин, Ю.М.Пузанков]. - Новосибирск, 1994. - 141 с.

ISBN 5-7623-0937-1

В монографии систематизированы и обобщены новые данные о геотермических параметрах верхнего слоя (до 5 км) земной коры азиатской части России. Приведена и анализируется информация о тепловом потоке и температуре криолитозоны и подстилающих пород как в пределах отдельных нефтяных структур, так и для обширных блоков земной коры - Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы. Рассмотрены радиогеохимические данные по Алданскому щиту и Камчатскому региону, служащие основой для оценки пространственных вариаций интенсивности радиогенной теплогенерации в земной коре. Обсуждается современная геокриологическая обстановка в Западной Сибири, предложены сценарии ее изменения в условиях глобального потепления климата.

Рассчитана на геологов, геофизиков, геохимиков, мерзлотоведов, интересующихся вопросами геотермии земной коры Северной Азии.

In monograph the new data on geothermal parameters of an upper layer (up to 5 km) of the Earth's crust of Asian part of Russia were systematized and generalized. The information on the heat flow and the temperature of a permafrost and the underlying rocks both in the limits of some oil structures and for the vast Earth's crust blocks (West-Siberian plate and Siberian platform) was given and it is discussed. The radiogeochemical data on Aldan shield and Kamchatka region being the basis for the estimation of spatial variations of the intensity of radiogenic heat production in the Earth's crust were examined. The modern state of West-Siberian permafrost is discussed and the scenarios of it change in the conditions of a global climate warming were proposed. The book is intended for the geologists, geophysicists, geochemists being interested in the geothermy problems of the Earth's crust of Northern Asia.

АВТОРСКИЙ КОЛЛЕКТИВ

А.Д.Дучков, В.Т.Балобаев, Б.В.Володько, В.Н.Девяткин, С.В.Лысак,
Ю.М.Пузанков, А.Д.Ножкин, Л.С.Соколова, В.И.Березкин, Л.М.Богомолова,
Е.А.Ботулу, Р.П.Дорофеева, В.Л.Дук, А.С.Егоров, А.Н.Зедгенизов,
А.Н.Зуй, В.И.Кишул, А.М.Ковешников, А.Б.Котов, А.Р.Курчиков,
В.И.Медведев, Н.В.Попов, В.Г.Русakov, А.П.Смелов,
В.В.Стогний, О.М.Туркина, Н.А.Шендер

Научные редакторы

А.Д.Дучков, А.В.Ладынин, Ю.М.Пузанков

Рецензенты

к.г.-м.н. Ю.А.Павлов, к.г.-м.н. С.А.Тычков

ПРЕДИСЛОВИЕ

В предлагаемой читателю монографии представлены новые результаты экспериментальных исследований, выполненных специалистами из различных организаций России и посвященных решению проблем геотермии Северной Азии. В работе характеризуются температурные поля и тепловой поток Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы, мерзлотно-геотермические особенности различных ландшафтов Сибири, даются оценки радиогенной теплогенерации в кристаллическом фундаменте Сибирской платформы и в земной коре восточной окраины Азиатского материка. Монография написана в форме очерков, сохраняющих стилистические особенности авторского изложения.

В последние годы геотермиками Сибири в рамках проекта "Геотермическое поле, климат и криолитозона" Государственной научно-технической программы России "Глобальные изменения природной среды и климата" проводится обобщение данных о тепловом потоке и температуре горных пород с целью составления "Геотермического атласа Сибири". Сравнительно недавно был опубликован первый подобный атлас для территории Европы [Geothermal Atlas..., 1992]. Атлас по Сибири, включающий карты теплового потока и температуры на глубинах до 5 км, а также информацию по криолитозоне, будет в основном подобен европейскому и фактически будет его восточным продолжением. На первом этапе подготовки атласа был собран геотермический материал по обширным платформенным областям Сибири; полученные при этом результаты представлены в гл.1.

В первом очерке этой главы приведены и кратко прокомментированы практически все геотермические карты Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы масштаба 1:5 000 000, которые фактически составят основу будущего атласа. Данные о распределении температуры на разных глубинах получены для столь большой территории впервые. Выполненный анализ направлен на выявление наиболее крупных региональных закономерностей изменения теплового потока и температуры пород в недрах платформ Сибири.

Во втором очерке даны развернутое описание и детальная интерпретация распределений геотермических характеристик только юго-западного блока Сибирской платформы (Иркутского амфитеатра). Помимо теплового потока и температуры здесь рассмотрены тепловые свойства пород разреза, интенсивность генерации в них радиогенного тепла и дан геологический анализ геотемпературного поля.

Третья, заключительная часть содержит некоторые сведения о температурном поле криолитозоны Западной Сибири, составляющие в целом ее геотермическую модель. Поводом для анализа температурного поля вечномерзлых пород является общая озабоченность возможными послед-

ствиями грядущего потепления климата. В северных районах Сибири оно в первую очередь может отразиться на состоянии криолитозоны и привести к негативным социальным последствиям, прогнозирование которых возможно на основе детальных геотермических моделей мерзлого слоя.

В гл. 2 продолжено рассмотрение закономерностей формирования температурного поля криолитозоны Сибири по материалам геотермических исследований в пределах сравнительно небольших по размерам территорий.

В начале главы анализируется собранная при подготовке "Геотермического атласа Сибири" информация о геотемпературном поле верхнего слоя горных пород в пределах Сибирских Увалов - положительной геоморфологической структуры, пересекающей в широтном направлении северную часть Западно-Сибирской плиты. В этом районе распространена мощная погребенная криолитозона, в пределах которой выполнены высокоточные температурные измерения, позволяющие оценить темпы деградации мерзлого слоя.

В двух последующих очерках дается мерзлотно-геотермическая характеристика небольших участков в пределах Собинского и Дулисьминского месторождений углеводородов. Здесь наблюдается совершенно иной тип криолитозоны - маломощный слой мерзлых пород, расположенный в верхней части разреза. Для выяснения закономерностей формирования мерзлоты в конкретных климатических и геоморфологических условиях этой части Сибирской платформы используется оригинальный экспериментальный материал.

Большая часть поверхностного теплового потока формируется в земной коре в результате распада рассеянных в горных породах долгоживущих радиоактивных элементов (изотопов урана, тория и калия). Пространственные изменения величин интенсивности генерации радиогенного тепла в различных блоках земной коры являются причиной значительных аномалий теплового потока и температуры. В связи с этим очевидно, что изучение природы теплового потока и его вариаций невозможно без детального исследования пространственных изменений интенсивности генерации радиогенного тепла в пределах различных блоков земной коры. Подобная информация и рассмотрена в заключительной главе монографии.

Глава 3 включает два очерка, содержащих радиогеохимические данные и оценку радиогенной теплогенерации в земной коре двух обширных регионов, характеризующихся различным строением и разным положением в структуре Азиатского континента (Алданского щита и восточной окраины Охотоморской плиты).

Теплогенерация земной коры Алданского щита, крупнейшего выступа кристаллического фундамента Сибирской платформы, рассчитана по 5 тыс. определений радиоактивных элементов в инфра- и супракристаллических комплексах, а также интрузивных образованиях, развитых в пределах четырнадцати геотектонических блоков. Выполненная работа обобщает данные, полученные к 1993 г. при осуществлении проекта "Крупнейшие перестройки в докембрии как основа моделирования необратимого развития Земли", также входящего в ГНТП России "Глобальные изменения природной среды и климата" (Направление 1).

Основой для расчета радиогенной теплогенерации в структурно-вещественных мегакомплексах земной коры Камчатского региона, рассматриваемого в качестве восточного края Охотоморской плиты, на которую наложились тектонические и геотермические процессы, связанные с развитием активной континентальной окраины, явились приводимые в табличной форме результаты более 4 тыс. прецизионных гамма-спектрометрических и нейтронно-активационных определений урана, тория и калия в магматических, метаморфических и осадочных породах Корякского нагорья, Камчатки и Курильских островов, выполненные по единой методике с соблюдением всех метрологических требований.

Геотермические и радиогеохимические исследования, результаты которых представлены в данной коллективной монографии, проводились большой группой специалистов из следующих организаций: Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, Новосибирск (А.Д. Дучков, А.Д. Ножкин, Н.В. Попов, Ю.М. Пузанков, Л.С. Соколова, О.М. Туркина); Институт мерзлотоведения СО РАН, Якутск (В.Т. Балобаев, Е.А. Ботулу, Б.В. Володько, А.С. Егоров, А.Н. Зуй, В.Г. Русаков, Н.А. Шендер); Институт земной коры СО РАН, Иркутск (Р.П. Дорофеева, С.В. Лысак); Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень (В.Н. Девяткин); Институт геологических наук СО РАН, Якутск (В.И. Березкин, Л.М. Богомолова, А.Н. Зедгенизов, В.И. Кицул, А.П. Смелов); Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург (В.Л. Дук, А.Б. Котов); ЗапСибНИГНИ, Тюмень (А.Р. Курчиков); Якутский госуниверситет (В.В. Стогний); ГПП "Сосновгеология", Иркутск (В.И. Медведев, А.М. Ковешников). Авторство указано в оглавлении.

Авторский коллектив искренне благодарит своих коллег - сотрудников научно-исследовательских институтов и производственных организаций за предоставленные материалы и коллекции, за совместные экспедиционные работы и полезные обсуждения рассматриваемых проблем, за выполненные аналитические измерения многочисленных образцов горных пород.

Осуществление столь многоплановых исследований, включая и экспедиционные работы, стало возможным благодаря финансовой поддержке ГНТП России "Глобальные изменения природной среды и климата" (Направление 1), Российского фонда фундаментальных исследований (гранты N 94-05-16543 и 94-05-16797), Государственного департамента США (грант N 1753-300207) и Международного благотворительного фонда "Культурная инициатива".

PREFACE

In this monograph the new results of experimental investigations of geothermal problems of Northern Asia are introduced. These investigations have been carried out by the team of scientists from the different Russian organizations. The study spreads all over broad class of problems. In this study temperature fields and heat flow of West-Siberian plate and Siberian platform, geothermal features of the different Siberian landscapes are characterized, the estimations of radiogenic heat production in the crystalline foundation of Siberian platform and in the Earth's crust of the Eastern margin of Asian continent are presented. The parts of this monograph are written as the sketches, which save the stylistic features of author's interpretation.

During the last years the generalization of the data about heat flow and temperature are being conducted by Siberian geothermics within the framework of the project named "Geothermal field, climate and permafrost" of the Russian State Scientific and Technical Program "The global changes of environment and climate" with the purpose to compile "Geothermal Atlas of Siberia. The first like atlas for European territory has been published recently enough [Geothermal Atlas..., 1992].

The Siberian atlas, including the maps of heat flow and temperature at the depths up to 5 km and the information connected with permafrost, will be generally similar to European one and actually become it's continuation towards the East. During the first stage of atlas preparing geothermal data connected with enormous platform regions of Siberia have been collected and the results are introduced in the chapter 1.

In the first part of this chapter actually all the geothermal maps of the West-Siberian plate and Siberian platform in scale 1:5 000 000, that will make the basis of the future atlas are presented. The temperature distribution at the different depths has been received for such a large territory for the first time. Fulfilled analysis is used for the clarification of the greatest regional regularities connected with the changes of heat flow and temperature in the rocks of Siberian platforms depths.

In the second article the comprehensive description and detailed interpretation of geothermal characteristics distributions connected with south-western part of Siberian platform (Irkutsk amphitheater) are presented. Apart from heat flow and temperature, the thermal properties of the rocks, the intensity of radiogenic heat production inside them have been examined here, besides, geological analysis of geotemperature field has been presented.

The third part of the chapter includes some knowledge about temperature field of Western Siberia permafrost, that form on the whole its geothermal model. The reason for the analysis of permafrost's temperature field is the general anxiety by

possible consequences of the future climate warming, that in the Northern regions of Siberia can affect the condition of permafrost first of all and lead to the negative social consequences, which can be forecasted on the foundation of detailed geothermal models of permafrost.

In the chapter 2 it is continued to examine the regularities of temperature field formation in the Siberian permafrost on the basis of geothermal investigations within the territories which are comparatively small on size.

At the beginning of the chapter the information about geotemperature field of the rocks within Siberian Uvals, that has been collected during the preparation of "Geothermal Atlas of Siberia" is analyzed. Siberian Uvals are the positive geomorphological structure, which crosses Northern part of West-Siberian plate towards the latitudes direction. This region is characterized by massive buried permafrost, within which the temperature measurements of high accuracy have been fulfilled. It makes possible to estimate the rate of permafrost degradation.

In two following articles the frozen-geothermal description of small areas within Sobinsk and Dulisminsk hydrocarbon deposits is presented. A new type of permafrost can be observed here. It is non-massive stratum of frozen rocks situated in the upper part of the section. To clarify the regularities of permafrost formation in the concrete climatic and geomorphological conditions of such a part of Siberian platform the original experimental data are used.

The large part of surface heat flow forms in the Earth's crust as a result of disintegration of long-living radioactive elements (isotopes of uranium, thorium and potassium) that are dispersed in the rocks. The spatial changes of radiogenic heat production in the different blocks of the Earth's crust are the cause of the considerable anomalies of heat flow and temperature. In this connection it is obviously that investigation of heat flow is not possible without detailed study of spatial changes of radiogenic heat production intensity within the different block of Earth's crust. It is similar information that is considered in the final chapter of the monograph.

Chapter 3 includes two articles containing radiogeochemical data and estimation of radiogenic heat production in Earth's crust of two enormous regions, Aldan shield and Eastern margin of Okhotsk plate, characterized by the different composition and different position in the structure of Asian continent.

Heat production in the Earth's crust of Aldan shield, which is the biggest ledge of crystalline foundation in Siberian platform, has been estimated on the basis of five thousand determinations of radioactive elements in infra- and supracrustal complexes and in intrusive formations, developed within fourteen geotectonic blocs. Fulfilled work draws a general conclusion from the data received towards 1993 during realizing of the project "The biggest reconstruction in precambrian period as a modeling basis of irreversible Earth's development", which is the part of Russian Program "Global changes of environment and climate" (Direction 1) too.

The foundation for calculation of heat production in the structural-matter megacomplexes of the Earth's crust of Kamchatka region regarded as the Eastern edge of Okhotsk plate which was affected by tectonic and geothermal processes, connected with development of active continental margin, were the results of more than four thousand precisional gamma-ray spectrometric and neutron-activation determination of uranium, thorium and potassium in magmatic, metamorphic and sedimentary rocks of Koryak plateau, Kamchatka and Kuril islands, carried out according to a single method with observance of all metrological standards.

Geothermal and radiogeochemical investigations, which results are introduced in this collective monograph, were conducted by large group of scientists from the different institutions.

The realization of such a diversity investigation including the expeditional works also, becomes possible thanks financial support by Russian State Scientific and Technical Program "Global changes of environment and climate" (Direction 1), by Russian Fund of Fundamental Investigations (grants 94-05-16543 and 94-05-16797), by State Department of USA (grant 1753-300207) and by International Charitable Fund "Cultural Initiative".

A.D. Duchkov, Yu.M. Puzankov

ТЕМПЕРАТУРНОЕ ПОЛЕ, ТЕПЛОВЫЙ ПОТОК И КРИОЛИТОЗОНА

1.1. Геотермический режим платформ Сибири

Основную часть территории Сибири занимают две обширные разновозрастные платформы (рис.1). Главнейшим элементом структуры земной коры всей Северной Азии является древняя (дорифейская) Сибирская платформа. С запада к ней примыкает молодая (эпигерцинская) Западно-Сибирская плита. Платформы окаймлены с запада, юга и востока горно-складчатыми структурами разного возраста.

Геотермическая изученность платформ Сибири весьма неоднородна. Западно-Сибирская плита охарактеризована в геотермическом отношении достаточно хорошо. Здесь имеется несколько тысяч скважин с температурными измерениями, средняя глубина их составляет 2-3,5 км, максимальная - 4-5 км. Иная ситуация в Восточной Сибири. На ее огромной площади имеется всего около 300 скважин, в которых выполнены температурные измерения. Центральные, северные и восточные районы характеризуются буквально единичными скважинами. Меньше в среднем и глубина скважин - 1-2,5 км, хотя имеются температурные измерения и на глубинах 4,5-5 км. Лишь небольшой объем данных можно отнести к разряду высокоточных. Основное количество температурной информации получено производственными организациями при бурении и испытании скважин и в целом имеет невысокую точность. Как правило используются два вида температурных измерений - непрерывные записи изменения температуры (T) по разрезу (часто нестационарные термограммы) и точечные наблюдения при испытании пластов.

Применение столь разнообразного по качеству материала потребовало разработки специальных методик его анализа. Методика использования измерений температуры пластов при региональных построениях представлена, например, в работах [Курчиков, Ставицкий, 1987; Курчиков, 1992]. Опыт оценки достоверных значений T и геотермического градиента (Γ) по нестационарным термограммам глубоких скважин рассмотрен А.Д.Дучковым с соавторами [1992]. В последнем случае определяется общий характер нарастания T с глубиной по оценкам положения нижней границы криолитозоны (изотермы 0°C) и максимальным значениям температуры на забое скважин. При отсутствии значительных изменений Γ по разрезу (что характерно для Западно-Сибирской плиты) такой подход оказался вполне приемлемым для выяснения региональных изменений геотермических характеристик.

В геотермическом картировании неизбежно возникает проблема прогнозирования температуры, что особенно актуально для глубин более 3 км. Мы использовали для этого различные подходы: экстраполяцию термограмм, расчет T с использованием уравнений теплопроводности и, наконец, применение корреляционных соотношений, связывающих значения T и теплового потока (ТП) [Тепловое поле..., 1987]. Такие корреляционные зави-

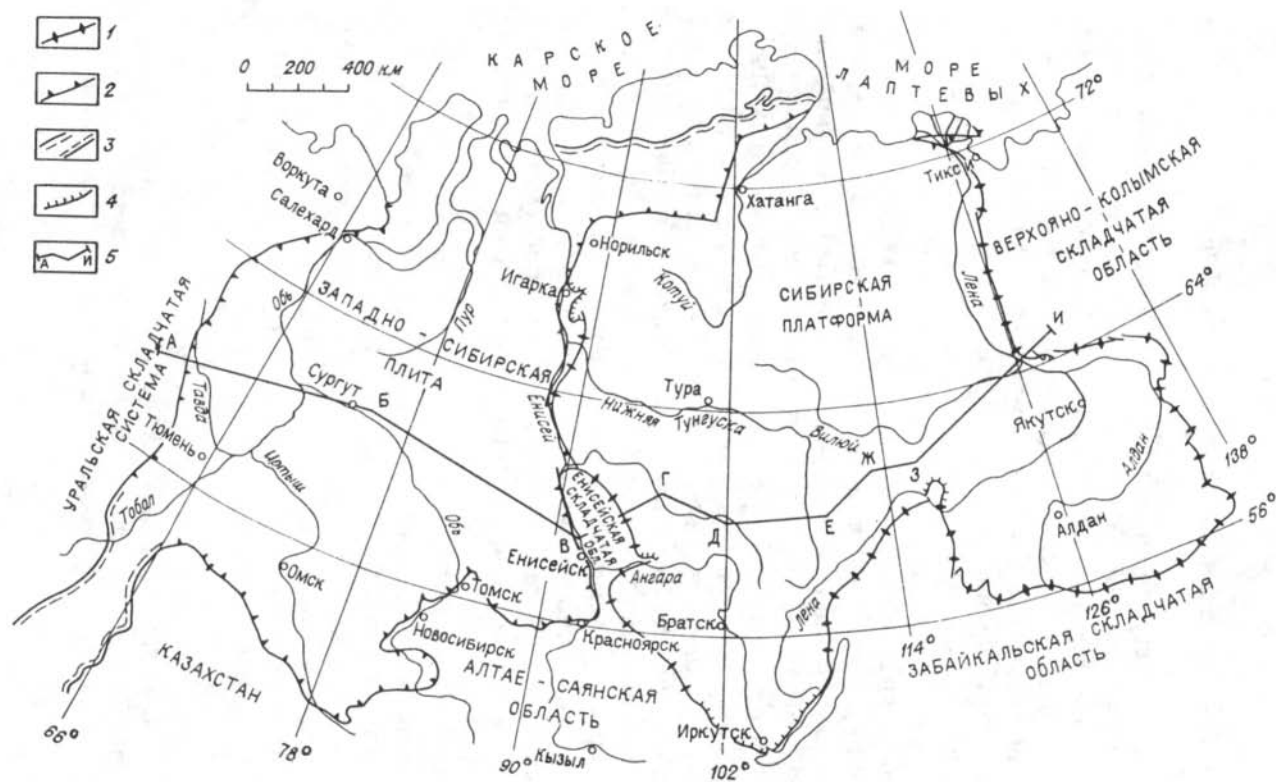


Рис.1. Обзорная схема Сибирского региона (составил Э.Г.Викс):

1 - глубинные разрывные нарушения, ограничивающие Сибирскую платформу. Границы распространения: 2 - мезозойского чехла Западно-Сибирской плиты, 3 - мезозойского комплекса в Тургайском и Енисей-Хатангском прогибах, 4 - несогласного залегания верхнепротерозойских отложений краевой части Сибирской платформы; 5 - расположение геотермического профиля.

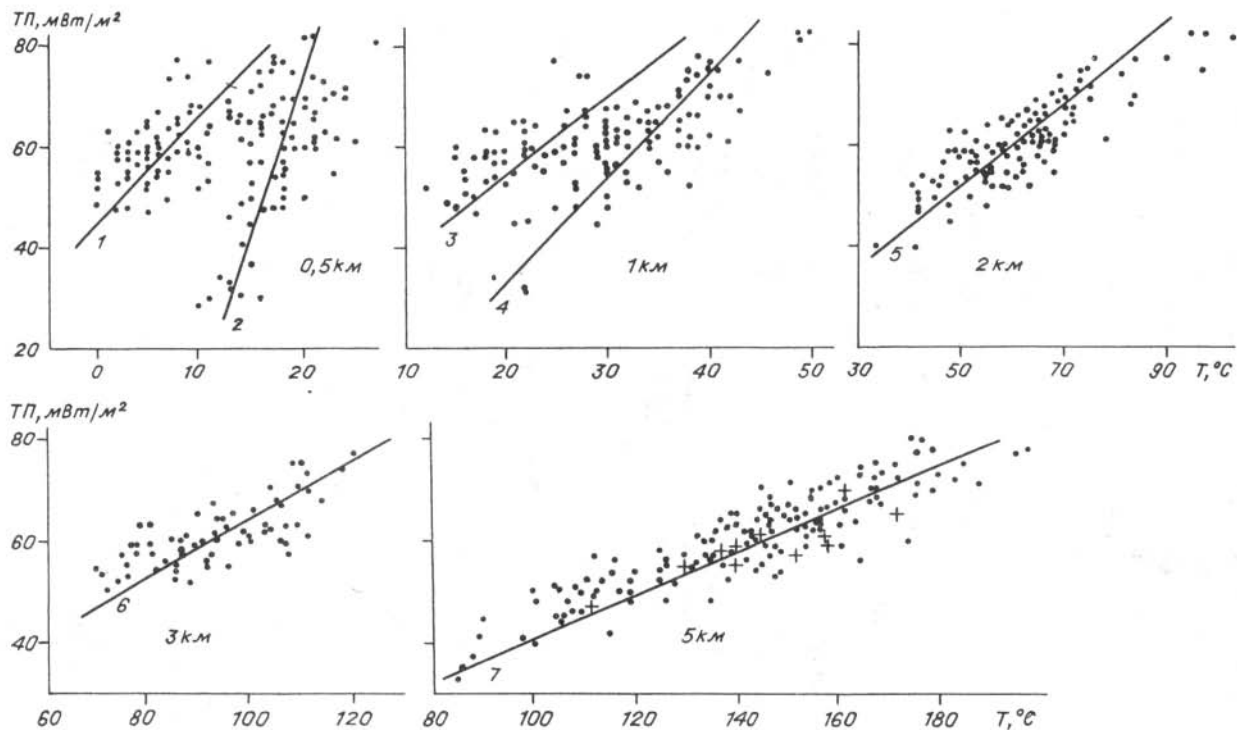


Рис.2. Сопоставление значений теплового потока (ТП) и температуры (Т), измеренной в скважинах Западно-Сибирской плиты на глубинах 0,5, 1, 2, 3 км и прогнозируемой на глубине 5 км.

Линии - графики линейной корреляции вида $T = A + B \cdot TP$ (А и В - коэффициенты регрессии): 1 - $T = -21,2 + 0,473 \cdot TP$ (севернее 62° с.ш.), 2 - $T = 8,3 + 0,16 \cdot TP$ (южнее 62° с.ш.), 3 - $T = -15,5 + 0,654 \cdot TP$ (севернее 64° с.ш.), 4 - $T = 4,2 + 0,483 \cdot TP$ (южнее 64° с.ш.), 5 - $T = -13,9 + 1,234 \cdot TP$ (вся территория), 6 - $T = -9,9 + 1,716 \cdot TP$ (вся территория), 7 - $T = 3,2 + 2,368 \cdot TP$ (крестики - наиболее достоверные прогнозные оценки Т по самым глубоким скважинам Западно-Сибирской плиты).

симости приведены для Западно-Сибирской плиты (рис.2). Для глубин 0,5 и 1 км в распределении параметров нет единой зависимости, обособляются группы точек для северной и южной частей плиты. Столь сложная картина объясняется охлаждающим влиянием криолитозоны. На глубинах 2 и 3 км, для которых достаточно экспериментальных данных, корреляционные связи более тесные, они позволяют выполнить оценки Т на глубинах до 5 км по значениям теплового потока, определенным в скважинах меньшей глубины. Корреляция между значениями Т и ТП возможна вследствие определяющего влияния теплового потока на температуру глубинных горных пород.

Распределения теплового потока и температуры

Полученная температурная информация и выполненные в разное время оценки ТП были использованы для выявления основных закономерностей вариаций теплового поля верхнего слоя горных пород. Весь материал обобщен в серии геотермических карт масштаба 1:5 000 000, включающей распределения ТП и Т на глубинах 0,5; 1; 2; 3 и 5 км. Здесь мы кратко обсудим характер изменения этих параметров в пределах платформенной части Сибири. Более детально тепловое поле юго-западных районов Сибирской платформы описано ниже в 1.2, а Западно-Сибирской плиты - в работах А.Д.Дучкова и др. [1992], А.Р.Курчикова [1992].

Распределение теплового потока представлено на рис.3. Основной особенностью ТП платформ Сибири является несомненное преобладание областей с низкими значениями ТП (менее 40 мВт/м²). Наиболее приподнятые и древние части платформы - Енисейский кряж, Анабарский щит, Непско-Ботуобинский свод - характеризуются еще более низким тепловым потоком - в среднем 20 мВт/м². В депрессионных частях (Вилуйская и Тунгусская синеклизы) ТП возрастает до 40-50 мВт/м². Такой же уровень ТП присущ южным районам платформы - Алданский щит и Иркутский амфитеатр, - активизированным в мезо-кайнозое.

Тепловой поток Западно-Сибирской плиты существенно выше и более дифференцирован - в среднем 53-54 мВт/м² при колебаниях от 30 до 90 мВт/м². На большей части плиты ТП более высокий, порядка 55-70 мВт/м². На этом фоне выделяется область аномально высокого ТП (до 70-80 мВт/м²), к которой можно отнести западную часть п-ова Ямал, северо-западные районы, частично Широтное Приобье, Павлодарское Прииртышье. Низкий уровень теплового потока характерен для южной и восточной частей плиты. Аномально низким ТП (30 мВт/м² и менее) выделяются пограничные горно-складчатые зоны - Уральский антиклинорий и Туруханно-Енисейские структуры.

Распределение поверхностного теплового потока зависит от вариаций коровой (радиогенной) и мантийной составляющих, а также искажающих поле поверхностных факторов, из которых в нашем регионе решающее значение имеют характеристики криолитозоны.

Рассмотренное распределение ТП использовано в недавно опубликованной работе [Карта..., 1991].

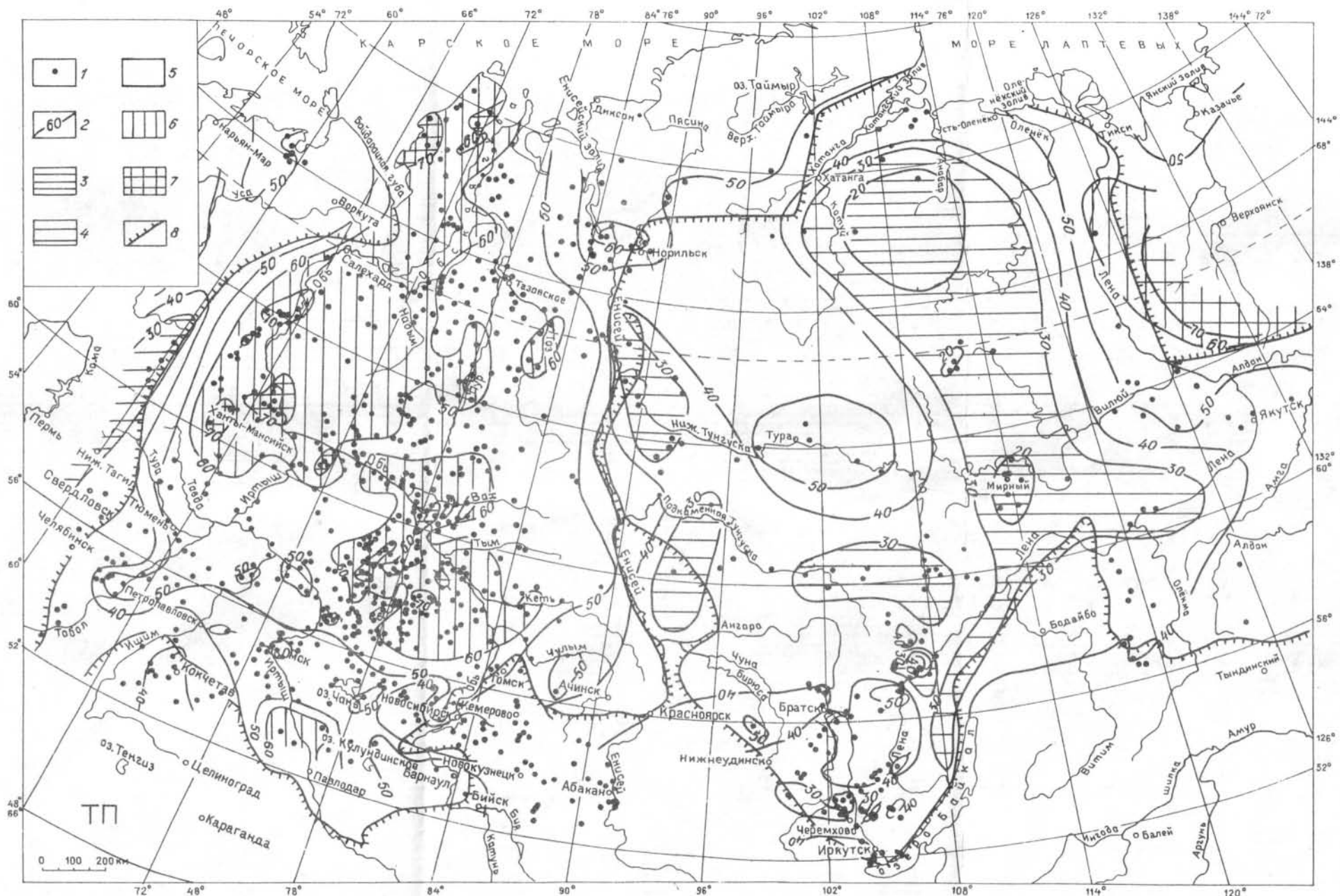


Рис.3. Карта теплового потока платформ Сибири:

1 - пункты определения теплового потока, измерения и оценки температуры пород; 2 - изолинии теплового потока, в $\text{мВт}/\text{м}^2$; 3-7 - области с разным уровнем теплового потока: 3 - менее $30 \text{ мВт}/\text{м}^2$; 4 - $20-30$, 5 - $30-60$, 6 - $60-70$, 7 - более $70 \text{ мВт}/\text{м}^2$; 8 - границы платформ.

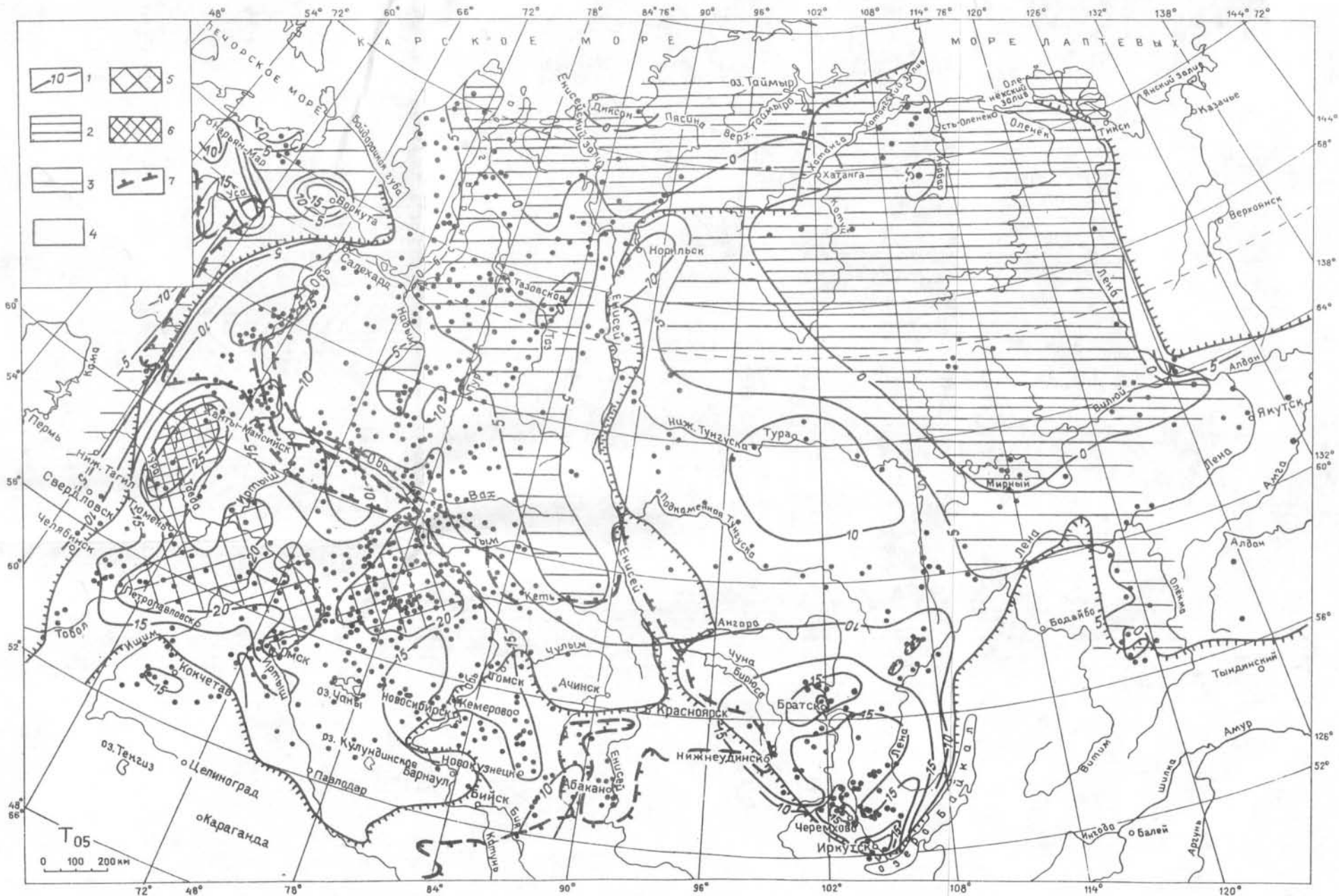


Рис.4. Карта распределения температуры на глубине 0,5 км:

1 - изолинии температуры, в $^{\circ}\text{C}$; 2-5 - области разных значений температуры, в $^{\circ}\text{C}$: 2 - менее нуля, 3 - 0-5, 4 - 5-20, 5 - 20-25, 6 - более 25; 7 - южная граница криолитозоны. Остальные усл. обозн. см. на рис.3.

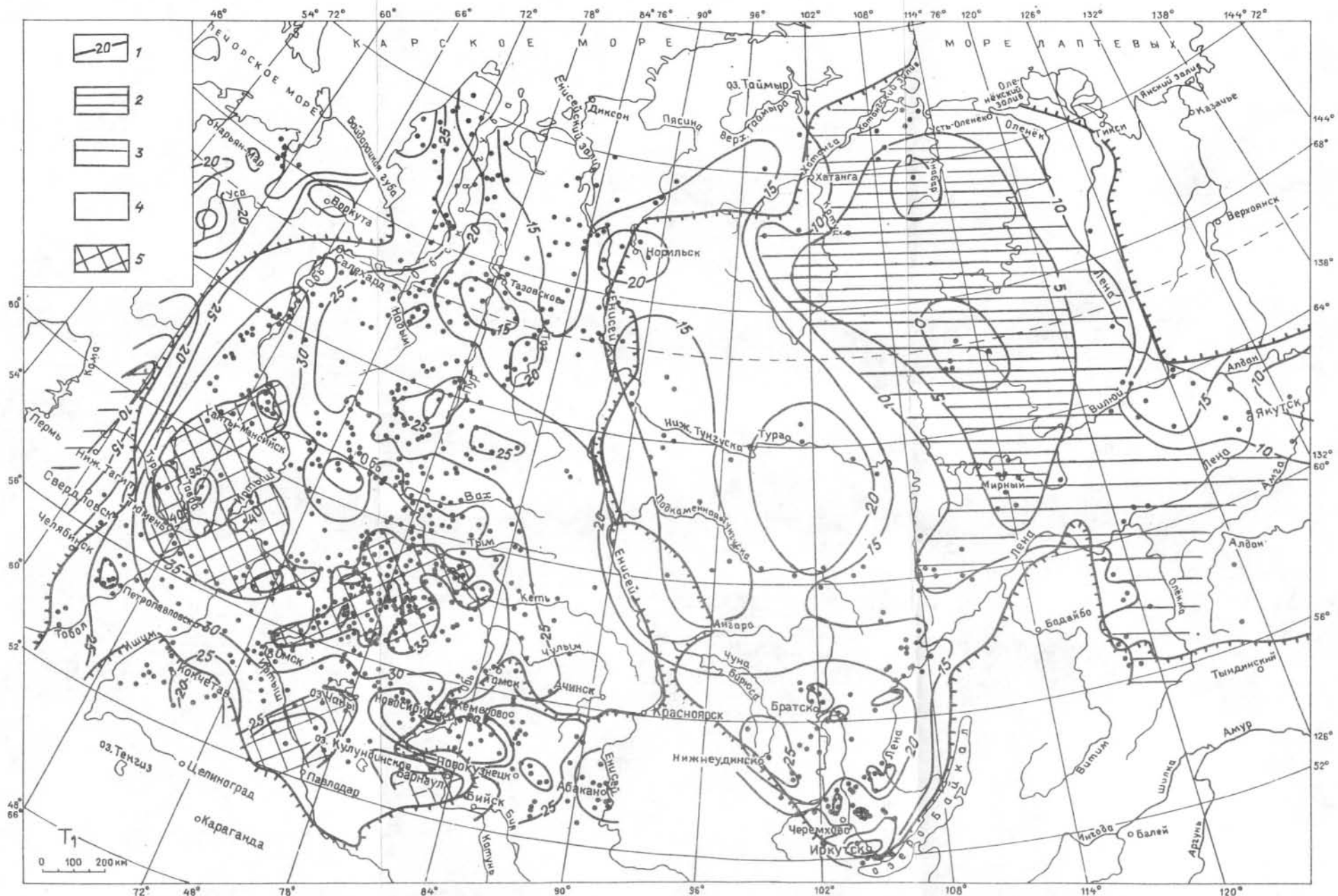


Рис.5. Карта распределения температуры на глубине 1 км:

1 - изолнии температуры, в °С; 2-5 - области разных значений температуры, в °С: 2 - менее 5, 3 - 5-10, 4 - 10-35, 5 - более 35. Остальные усл. обозн. см. на рис.3.

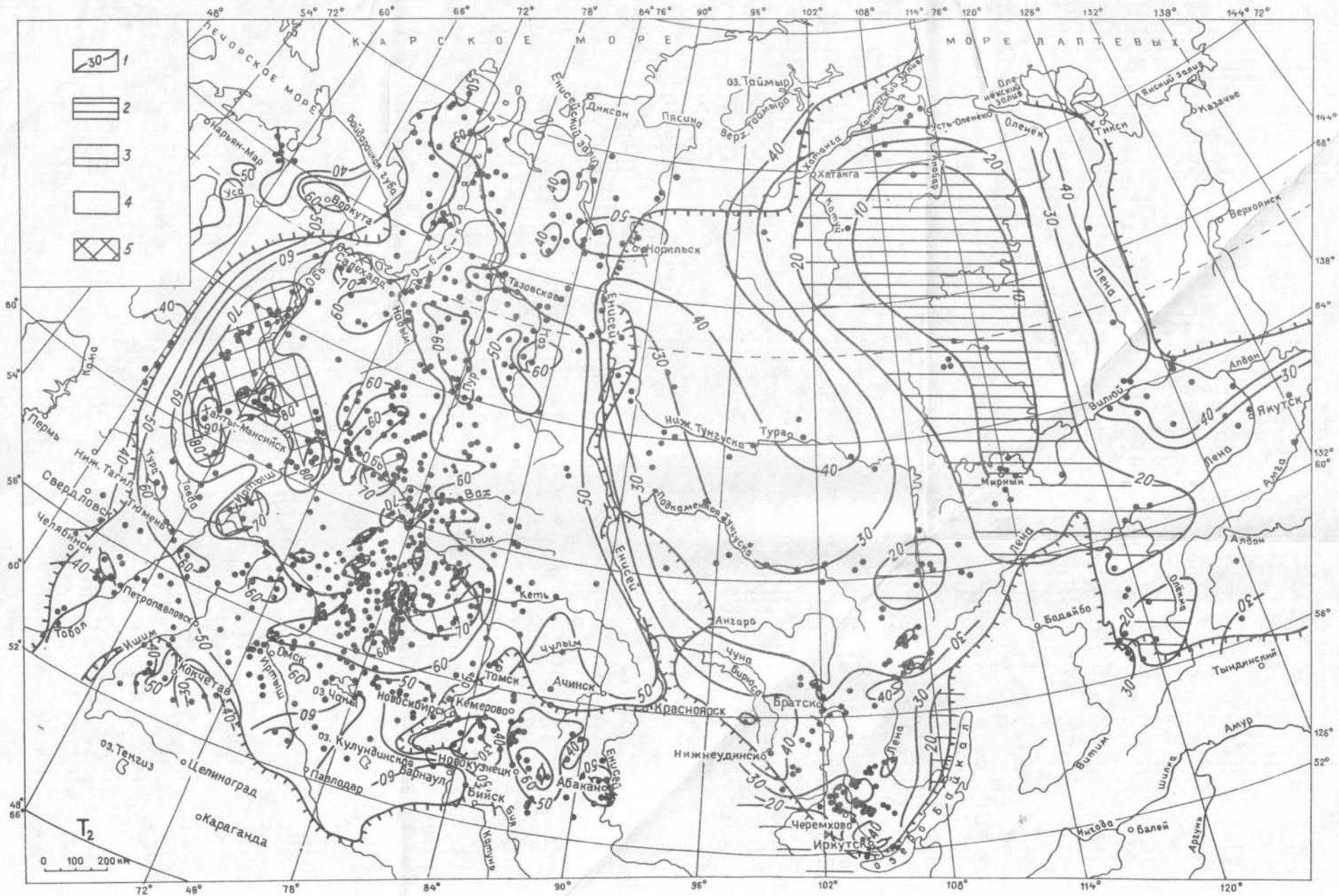


Рис.6. Карта распределения температуры на глубине 2 км:

1 - изолинии температуры, в °С; 2-5 - области разных значений температуры, в °С: 2 - менее 10, 3 - 10-20, 4 - 20-70, 5 - более 70. Остальные усл. обозн. см. на рис.3.

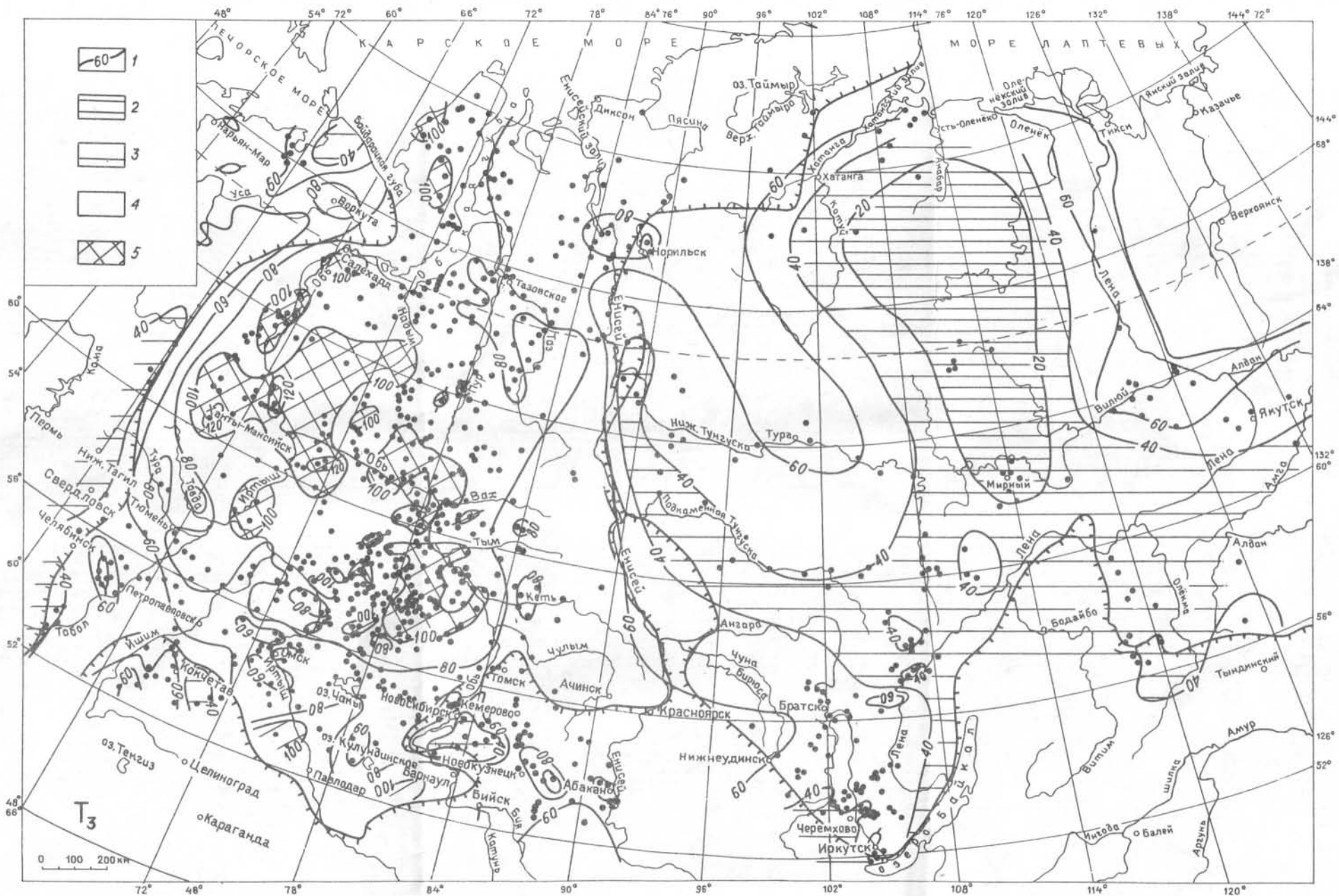


Рис.7. Карта распределения температуры на глубине 3 км:

1 - изолинии температуры, в °С; 2-5 - области разных значений температуры, в °С: 2 - менее 20, 3 - 20-40, 4 - 40-100, 5 - более 100. Остальные усл. обозн. см. на рис.3.

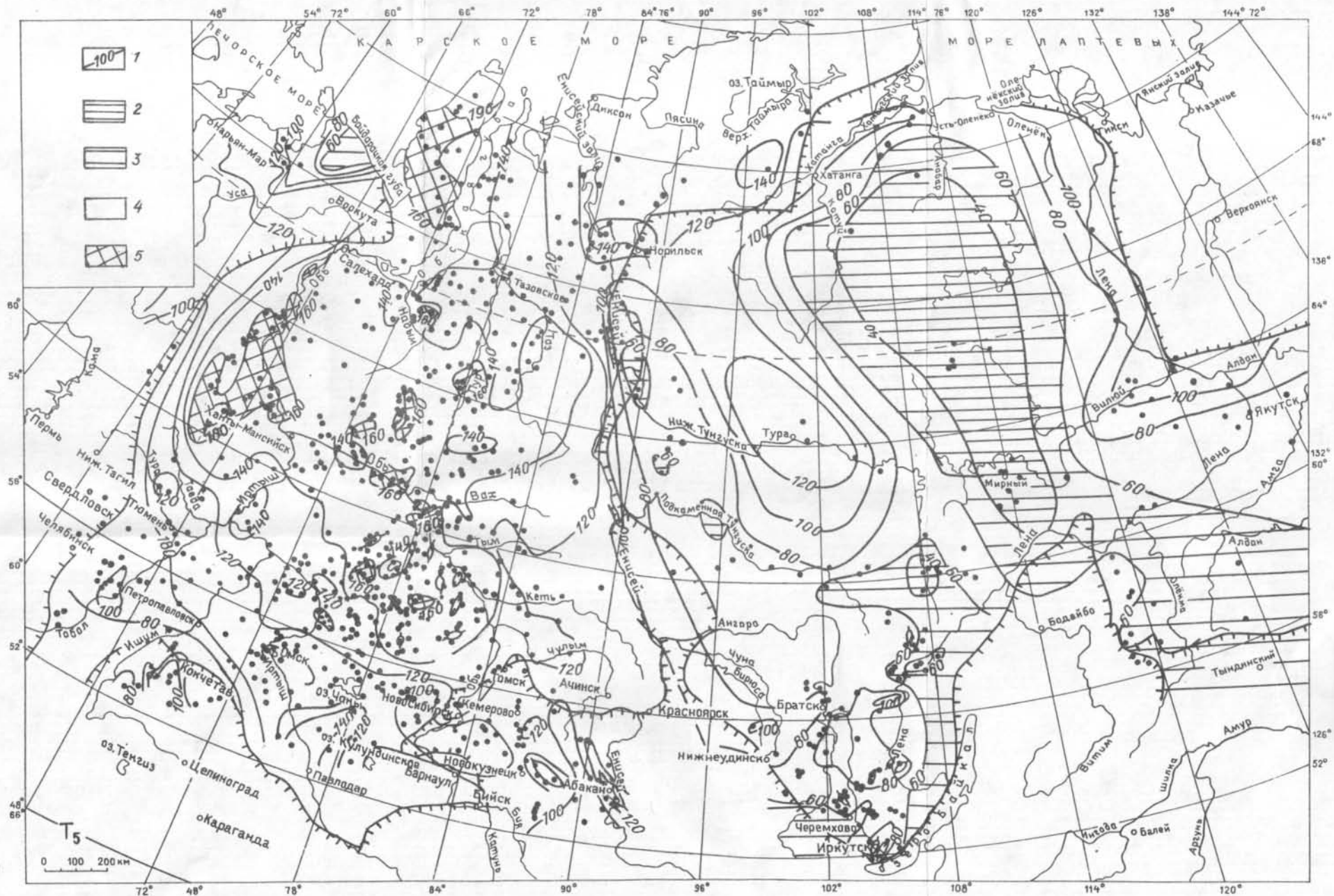


Рис.8. Карта распределения температуры на глубине 5 км:

1 - изолинии температуры, в $^{\circ}\text{C}$; 2-5 - области разных значений температуры в $^{\circ}\text{C}$: 2 - менее 40, 3 - 40-60, 4 - 60-160, 5 - более 160. Остальные усл. обозн. см. на рис.3.

Изменение температуры на глубине 500 м (T_{05}) показано на карте (рис.4), построенной по измеренным значениям T . Точность измерения температуры на этой глубине невысока, так как в верхних частях скважин температурное поле наиболее существенно нарушается в процессе бурения. Величина T_{05} изменяется от отрицательных значений до 20-30 °С, среднее значение составляет 12 °С в пределах плиты и около 8 °С - в пределах платформы. Основная часть территории на глубине 500 м охлаждена до 10 °С и ниже. В пределах плиты изотерма 10 °С примерно совпадает с южной границей криолитозоны. Север и северо-восток платформ полностью проморожены, здесь T_{05} повсеместно ниже нуля. В южных районах температура выше средних значений. Распределение T_{05} существенно отличается от поля ТП, соответствие просматривается только на юге. Причиной является охлаждающее влияние криолитозоны, сформировавшейся в плейстоцене в связи с похолоданием климата.

Изменение температуры пород на глубине 1 км (T_1) получено также на основе непосредственных измерений (рис.5). На этой глубине температура пород практически повсеместно положительная и только на северо-востоке, где развита наиболее мощная криолитозона, фиксируются участки отрицательных температур. В Западной Сибири таких низких температур не наблюдается. Среднее значение T_1 для плиты составляет 29 °С, в пределах платформы примерно в два раза ниже - порядка 15 °С. На этом фоне выделяются аномалии высоких - до 35-40 °С и низких - менее 10 °С значений температуры. Наиболее прогретые участки отмечены на юге Западно-Сибирской плиты, наиболее охлажденные - на востоке платформы. Сопоставление значений T_1 и T_{05} показывает, что на глубине 1 км область высоких температур заметно смещается к северу. Однако и здесь охлаждающее влияние криолитозоны ощущается, проявляясь в общем низком уровне T_1 в северных районах и в характерном рисунке изотерм.

Распределение температуры пород на глубине 2 км (T_2) дано на рис.6, построенном в основном по измеренным значениям T , с некоторой долей прогнозных оценок. Средняя температура пород на этой глубине в недрах Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы составляет 60 и 30 °С, соответственно. На этом фоне заметно возрастание T_2 до 80-90 °С в западных и центральных районах плиты и ее снижение до 10-20 °С в восточных районах платформы. На этой глубине отчетливо проявляется опережающее по темпам возрастание T в центральных и северных районах плиты и в западной части Сибирской платформы. Выше по разрезу наблюдается обратная картина. Это свидетельствует о преобладающем влиянии теплового потока. Эффект криолитозоны на глубине 2 км не проявляется и распределение T_2 в основных чертах соответствует полю ТП.

Карта распределения температур на глубине 3 км (T_3) представлена на рис.7. Результаты измерений здесь составляют примерно треть, в качестве остальных данных использованы оценки T . Непосредственным измерениям при картировании придавался больший вес. Средняя температура пород на глубине 3 км в Западной Сибири составляет 92 °С, а в Восточной - 40-50 °С. В пределах Западно-Сибирской плиты картируются весьма прогретые области (до 100-120 °С) - это западные районы - Ямал, Широтное Приобье. Аномально низкие температуры характерны для восточных районов

Сибирской платформы, где значения T_3 местами менее 20°C , а их распределение в целом соответствует полю теплового потока.

Прогнозное изменение температуры на глубине 5 км (T_5) показано на рис.8. Имеется лишь несколько скважин (в том числе Тюменская сверхглубокая), по которым измерения выполнены до глубин 4,5-5 км. Достоверность прогноза значений T_5 достаточно высока лишь там, где измерения доведены до глубин 3-4 км. Среднее значение температуры на глубине 5 км в пределах плиты составляет примерно 140°C , а в пределах древней платформы - порядка 80°C . Изотерма 140° охватывает центральную и западную части Западной Сибири. В этом контуре выделяются районы, где T_5 достигает значений $160-180^\circ\text{C}$ (Березовские дислокации, Шаимский антиклинорий, Салымский и Сургутский своды, другие структуры Широного Приобья, п-ов Ямал). В пределах Сибирской платформы сравнительно высокого уровня достигают температуры (до $100-130^\circ\text{C}$) в недрах Тунгусской и Вилюйской синеклиз. В восточной же части платформы прогнозируются anomalously низкие температуры - $40-60^\circ\text{C}$ и меньше.

Средние значения геотермических параметров платформ Сибири приведены в табл.1. Температурные условия в верхнем слое горных пород определяются в основном уровнем теплового потока, однако до глубин 1,5-1,7 км в северных районах значительно сказывается охлаждающее влияние криолитозоны. Анализ показывает, что температурные условия в недрах молодой и древней платформ резко различаются. В среднем тепловой поток и температура на разных глубинах в пределах Западно-Сибирской плиты в 1,5-2 раза выше, чем восточнее.

Таблица 1

Средние значения геотермических параметров

Регион	ТП, мВт/м ²	Температура ($^\circ\text{C}$) на глубине (км)				
		0,5	1	2	3	5
Западно-Сибирская плита (число измерений: ТП - 655, T_{05} - 415, T_1 - 342, T_2 - 342, T_3 - 191 и оценок: T_5 - 139)	53	12	29	60	92	140
Сибирская платформа (число измерений и оценок - 212)	39	8	15	30	47	82

Общие закономерности пространственного изменения геотермических параметров в недрах платформ Сибири, на которые мы постоянно обращали внимание в процессе обсуждения, хорошо просматриваются в обобщенном виде при анализе геотермического разреза вдоль профиля, секущего регион примерно в широтном направлении. Распределение геотермических параметров по профилю, расположение которого указано на рис.1, представлено на рис.9.

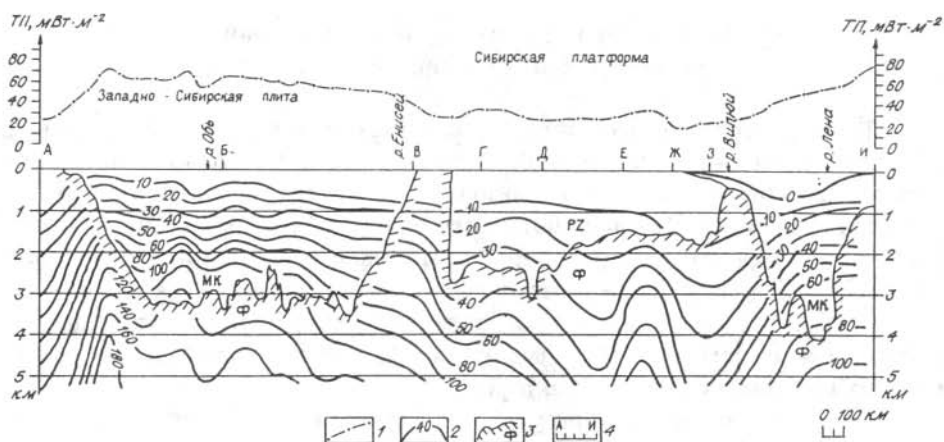


Рис.9. Широтный геотермический разрез (геологическая основа составлена Э.Г.Виксом):

1 - осредненный график теплового потока; 2 - изолинии температуры, в °С; 3 - разновозрастный фундамент (Ф) платформ (выше - платформенные отложения: МК - мезокайнозойского, PZ - палеозойского возраста); 4 - пункты профиля (см. рис.1).

На геотермическом разрезе в первую очередь хорошо видно различие в энергетике недр молодой и древней платформ, прослеживается дифференциация поля и в пределах отдельных структур. В недрах Западно-Сибирской плиты высокотемпературная область сдвинута в разрезе к западу от оси впадины. В пределах платформы наиболее прогреты Вилюйская и Тунгусская синеклизы, аномально охлажден Непско-Ботуобинский свод. Отчетливо устанавливается определяющее влияние на температуру пород уровня теплового потока: чем выше ТП, тем интенсивнее прогреваются породы в целом по разрезу. Значение остальных факторов, влияющих на распределение Т, ограничено. Заметно влияет на температурное поле теплопроводность пород. Слаболитифицированные и плохопроводящие тепло породы мезо-кайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты и Вилюйской синеклизы способствуют более быстрому нарастанию Т с глубиной.

Обобщение дает представление о температурных условиях в верхнем слое горных пород платформенной части Сибири и полезно для понимания природы и эволюции температурного поля платформ. Полученные материалы могут быть использованы при решении ряда проблем нефтяной геологии, при определении запасов и зон накопления геотермальной энергии, при прогнозировании температурных условий в более глубоких горизонтах литосферы. В последующих очерках этой главы более детально рассмотрены геотермические материалы по двум крупным регионам - Западно-Сибирской плите и Иркутскому амфитеатру (южные районы Сибирской платформы).

1.2. Температура верхних горизонтов земной коры в южных районах Сибирской платформы

Температурные измерения в скважинах или в других горных выработках и сведения о величинах основных геотермических параметров (геотемпературном градиенте и тепловом потоке, теплопроводности разреза и его теплогенерации) позволяют судить о температурах в земной коре, т.е. о геотемпературном поле региона. Формирование этого поля обусловлено строением, вещественным составом, историей геологического развития региона и лишь в верхней части разреза (до глубин нескольких десятков метров, реже сотен) связано с изменениями климата, современного рельефа и других приповерхностных факторов.

Несмотря на то, что о результатах изучения геотермических величин южных районов Сибирской платформы сообщалось неоднократно [Дьяконов, 1958; Череменинский, 1959; Лысак, 1968, 1983, 1988; Любимова, 1968 б; Дучков, Соколова, 1974; Дорофеева, Лысак, 1983, 1987; Тепловое поле..., 1987] и они уже использовались для построения различных геотермических карт, изданных как в нашей стране, так и за рубежом [Lysak, 1984], для составления "Геотермического атласа Сибири" потребовались ревизия имеющихся и обобщение новых геотермических материалов. Полученные данные явились фактической основой для новых карт геотермических параметров и температурных срезов на глубинах от 0,5 до 6 км. Эти обобщения позволяют судить о закономерностях распределения глубинных температур в верхних горизонтах земной коры и о природе наблюдаемых геотермических аномалий.

Геологическое строение

Южная часть Сибирской платформы, окруженная с трех сторон высокогорными поднятиями Саяно-Байкальской складчатой области, геологами нередко именуется Иркутским амфитеатром. Восточная половина его, граничащая с Прибайкальем, почти повсеместно, за исключением Непского свода, приподнята над уровнем моря более чем на 500-600 м, что делает ее похожей на горную страну. В Присянье и Приангарье водоразделы значительно снивелированы, поэтому они похожи на расчлененную равнину со спокойным волнисто-увалистым рельефом и преобладающими абсолютными отметками ниже 400-500 м.

Платформенные наслоения, образующие верхний структурный ярус Иркутского амфитеатра, имеют мощность до 2-4 км и представлены преимущественно нижнепалеозойскими карбонатными (известняки, доломиты, ангидриты) и галогенными (каменная соль, засоленные доломиты и известняки) осадками, которые перекрыты или подстилаются терригенными породами песчаниками, глинистыми сланцами, мергелями. Мезокайнозойские отложения мощностью менее 200-300 м относятся к озерно-речным угленосным образованиям внутриконтинентального типа. В осадочный чехол северной и западной частей амфитеатра в конце палеозоя - начале мезозоя (Р-Т) внедрялись траппы, пронизывающие его на локальных участках в виде пластовых интрузий или даек.

Крупные структуры осадочного чехла - это Ангаро-Ленская и Непско-Ботуобинская (на территорию Иркутского амфитеатра заходит только ее южная часть) антеклизы и Присаянская синеклиза, в которых выделяются структуры различных порядков (рис.10). К структурам первого порядка относятся сводовые и валообразные поднятия и впадины в нижних горизонтах осадочного чехла: Непский и Усть-Кутский своды, Ковинское и Братское поднятия, Саяно-Енисейская и Ангарская синеклизы. К структурам второго порядка, образовавшимся в верхних горизонтах осадочного чехла, относятся куполовидные поднятия, выполаживающиеся с глубиной (Бельское, Атовское, Осинское и др.), антиклинальные, возникшие в результате соляной тектоники (Жигаловский, Усть-Кутский и Марковский валы, зона Непских складок и др.), и наложенные мезозойские впадины (Иркутская, Канская и др.). На остальной территории амфитеатра осадочные отложения имеют моноклинальное залегание с постепенным погружением от складчатого обрамления в глубь платформы, что в общем региональном плане и создает структуру, похожую на амфитеатр.

В новейшей структуре региона выделяется обширное плато - Верхне-ленское поднятие, к которому с востока и юго-востока примыкает Прибайкальский, а с юго-запада - Присаянский предгорные прогибы.

Нижний структурный ярус южных районов Сибирской платформы состоит из архейских глыб и складчатых сооружений нижнего и среднего протерозоя, которые обнажаются только на краевых поднятиях, примыкающих к Саяно-Байкальской складчатой области (рис.11). На остальной территории поверхность фундамента вскрыта скважинами на глубинах 1,7-3,1 км (в восточной и центральной частях) или расположена глубже 4-5 км (в западной части). Строение глубинных дислокаций жесткого цоколя амфитеатра оказывает решающее влияние на формирование структур его осадочного чехла, особенно в нижних горизонтах (см. рис.11). Породы кристаллического фундамента представлены разнообразными гнейсами, сланцами, амфиболитами, кварцитами, которые пронизаны интрузиями гранитов, гранодиоритов и долеритов.

Осадочный чехол Иркутского амфитеатра содержит крупнейший Ангаро-Ленский артезианский бассейн, в котором только в рыхлых осадках кайнозоя и частично мезозоя воды пресные. Глубже, практически ниже эрозионного вреза, минерализация подземных вод резко увеличивается, а в галогенно-карбонатной толще имеется несколько водоносных горизонтов с крепкими и предельно насыщенными рассолами, в которых содержание солей натрия или кальция превышает 320-600 г/л [Пийнекер, 1966]. Подземные воды, являясь подвижным и наиболее теплоемким телом в условиях недр, активно участвуют в распределении и выносе глубинного тепла, в формировании регионального теплового поля и его локальных аномалий [Лысак, 1968].

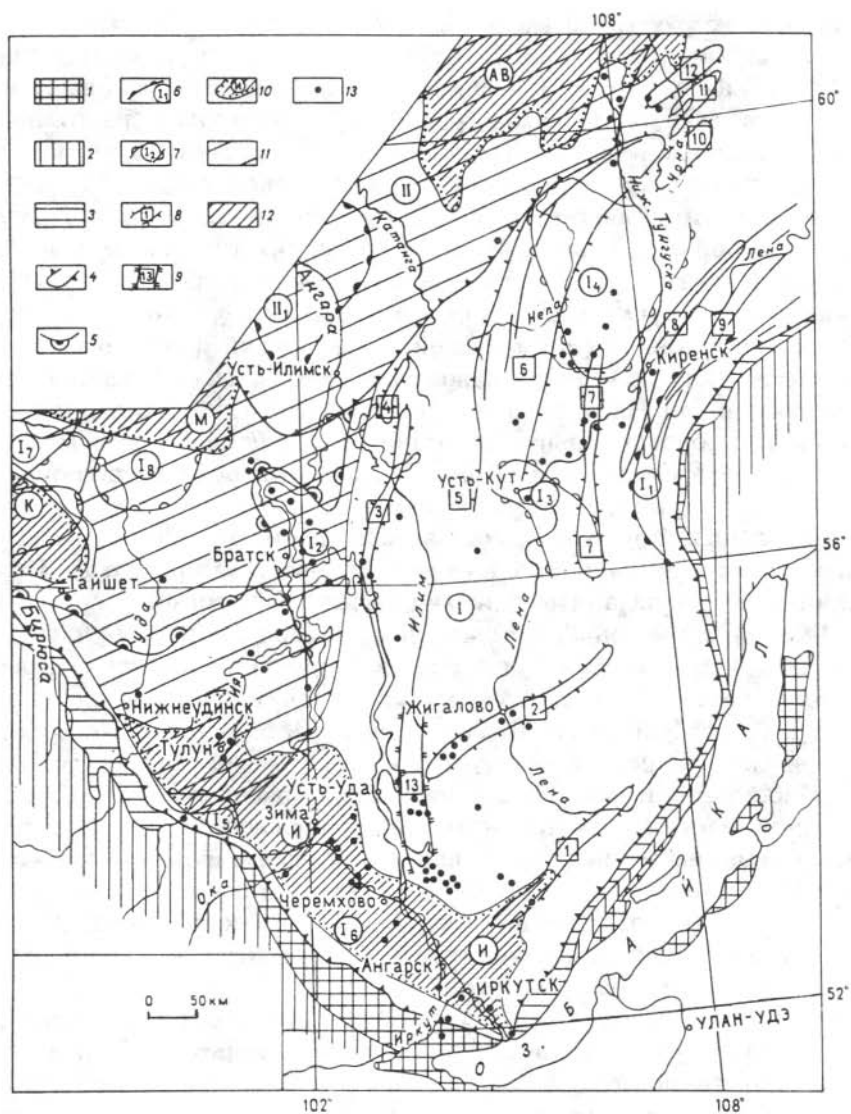


Рис.10. Тектоническая карта осадочного покрова южной части Сибирской платформы [Тектоническая карта..., 1979] (с дополнениями).

Выходы на поверхность пород кристаллического фундамента в горном обрамлении платформы: 1 - архейских, 2 - нижне-среднепротерозойских, 3 - верхнепротерозойских (рифейских). Границы крупнейших синеклиз: 4 - Ангарской (I) и Тунгусской (II), 5 - Саяно-Енисейской депрессии. Границы сводов, выступов и впадин: 6 - по верхним горизонтам осадочного покрова (I₁ - Казачинский выступ), 7 - по глубоким горизонтам осадочного покрова (своды: I₂ - Братский, I₃ - Усть-Кутский, I₄ - Непский; выступы: I₅ - Тулунский, I₆ - Иркутский; впадины: I₇ - Долгомостовская, I₈ - Мурско-Чунская, II₁ - Катская). Границы поднятий и валов: 8 - по верхним горизонтам осадочного покрова (валы: 1 - Божеханский, 2 - Жигаловский, 3 - Миндейско-Литвинцевский, 4 - Тубинский, 5 - Купский, 6 - зона Непских складок, 7 - Марковский, 8 - Кирендский, 9 - Кирендско-Чичиканский, 10 - Верхне-Чонский, 11 - Молчалунский, 12 - Чонский), 9 - по глубоким горизонтам осадочного покрова (13 - зона Ангарских дислокаций). Границы нало-

женных впадин: 10 - мезозойских (АВ - Ангаро-Вилуйская, И - Иркутская, К - Канская, М - Мурская); 11 - область широкого развития траппов; 12 - разрывные нарушения в осадочных толщах и по границам обрамления; 13 - пункты геотермических наблюдений.

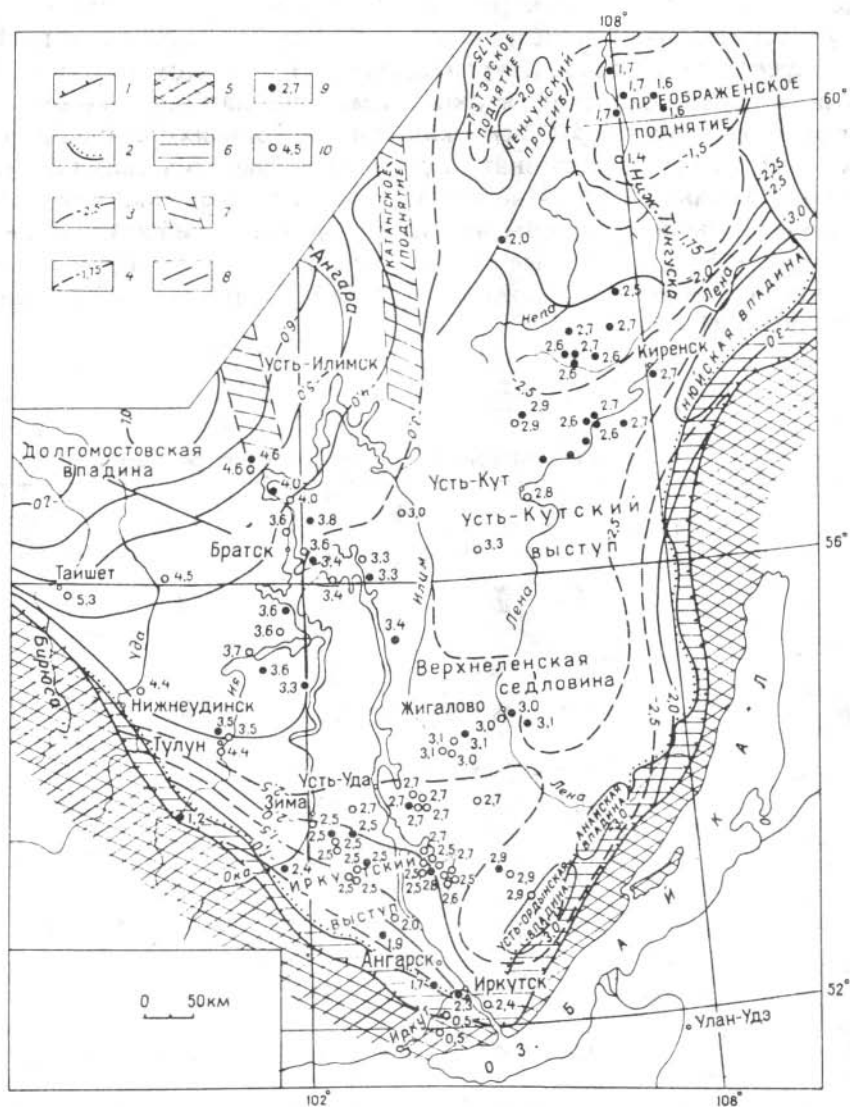


Рис.11. Структурная карта поверхности кристаллического фундамента южной части Сибирской платформы по материалам К.А. Савинского (с дополнениями).

Граница 1 - распространения осадочного чехла, местами совпадающая с краевыми разломами; 2 - распространения пород послерифейского возраста; 3,4 - изогипсы поверхности кристаллического фундамента, в км (от уровня моря): установленные (3) или предполагаемые (4); 5 - выходы дорифейских пород в краевых поднятиях; 6 - выходы рифейских пород; 7 - палеорифты; 8 - разломы; 9,10 - мощность осадочного чехла в пунктах геотермических наблюдений, в км: установленная (9) или предполагаемая по геофизическим данным (10).

Объектами геотермических исследований являлись преимущественно нефте- и газопоисковые скважины, в которых чаще всего проводился производственный термокаротаж (табл.2). Определение геотермического градиента и термометрия осуществлялись операторами Восточного геофизического треста (ныне ГПП "Иркутскгеофизика"), при этом большая часть скважин до проведения температурных измерений находилась в состоянии покоя от нескольких суток (22 скважины) до нескольких месяцев и лет (26 скважин). И лишь в 11 скважинах сотрудниками академических институтов (Института физики Земли, Института геологии и геофизики и Института земной коры) были проведены прецизионные геотермические исследования, а также изучены тепловые свойства основных разновидностей горных пород и всего разреза осадочного чехла (табл.3). Пункты наблюдений показаны на рис.10,11 и др.

Таблица 2

Виды геотермических измерений в различных структурах Иркутского амфитеатра

Геологические структуры	ПТИ				ОГГ				ТМ			
	п	п _в	τ	$\tau_{\text{ср.}}$	п	п _в	τ	$\tau_{\text{ср.}}$	п	п _в	τ	$\tau_{\text{ср.}}$
Краевые поднятия	2	2	8-12	10					1			
Непский свод					2	1		1,3	1	1		6
Зона Верхнеангарских дислокаций	7	7	3-84	18	9	8	0,3-3,5	1,1	19	11	0,5-3	0,6
Зона Непских дислокаций					10	9	0,4-5,0	1,6	7	4	0,5-5,0	2,2
Центральное поле					7	7	0,4-2,0	1,1	8			
Зона Ангарских дислокаций	2	2	36-84	60	4	2	0,5-1,0	0,8	5	2	1,0-6,0	3,5
Саяно-Енисейская депрессия					3	3	1,0-10,0	4,6				
Среднее по региону	11	11	3-84	30	35	30	0,3-10,0	1,6	41	17	0,5-6,0	1,5

Примечание. ПТИ - прецизионные температурные измерения, ОГГ - определение геотермического градиента, ТМ - термометрия (п - количество измеренных скважин, п_в - количество выстоявшихся скважин, интервал времен выстойки скважин в месяцах и $\tau_{\text{ср.}}$ - среднее время выстойки скважин в месяцах).

На большей части Иркутского амфитеатра многолетней мерзлоты нет. Ее отдельные острова встречаются лишь на Непском своде и на прилегающих к нему участках. Глубина нейтрального слоя (мощность слоя сезонных колебаний температур) составляет 10-20 м и температура на этой глубине близка к нулю. В зоне островного распространения мерзлых пород

Таблица 3

Обобщенная характеристика фактических геотермических данных по Иркутскому амфитеатру
(по материалам ГПП "Иркутскгеофизика", Института земной коры, Института геофизики, Института физики Земли
в обработке С.В.Лысак, Р.П.Дорофеевой, А.Д.Дучкова, Л.С.Соколовой, Ф.В.Фирсова и др.)

Геологические структуры	N	Глубины температурных измерений, м				Температуры, °С				Величины геотермических параметров					
		начальные		конечные		начальные		конечные		Г, мК/м		КТ, Вт/(м·К)		ТП, мВт/м ²	
		от - до	\bar{h}_n	от - до	\bar{h}_k	от - до	\bar{T}_n	от - до	\bar{T}_k	от - до	$\bar{\Gamma}$	от - до	КТ	от - до	ТП
Краевые поднятия	3	50-65	55	300-1121	574	1,5-10,7	5,3	5,0-22,9	11,8	11,6-14,8	13,5	2,5-3,0	2,8	29-44	38
Непский свод	3	41-100	186	1584-2480	1931	1,8-7,2	5,0	14,8-30,0	22,4	7,1-12,3	9,6	2,8-3,2	3,0	23-36	28
Зона Верхнеангарских дислокаций	35	30-500	204	715-2843	1835	3,7-20,8	9,8	9,0-57,6	29,7	6,3-22,0	12,5	2,6-3,4	3,1	20-64	39
Зона Непских дислокаций	17	14-625	172	1145-2730	2394	0-14,9	6,0	19,8-44,2	32,0	7,3-20,3	11,4	2,8-3,2	3,0	21-56	34
Центральное поле	15	100-850	242	740-3300	2480	1,8-22,2	9,7	22,3-54,5	40,7	11,8-18,7	14,5	2,8-3,3	3,0	34-60	44
Зона Ангарских дислокаций	11	60-503	184	153-4617	3703	3,3-16,0	8,6	4,1-71,0	44,2	11,4-19,6	14,8	2,6-3,1	2,8	32-55	42
Саяно-Енисейская депрессия	3	48-291	169	2029-3200	2731	10,1-12,8	11,1	46,1-77,7	60,2	17,3-23,8	20,0	2,2-2,4	2,3	38-52	45
Среднее по региону	87	14-625	190	300-4617	2166	0-22,2	8,6	4,1-77,7	34,9	6,3-23,8	13,1	2,2-3,4	3,0	20-64	39

П р и м е ч а н и е: N - кол-во пунктов геотермических наблюдений; \bar{h}_n и \bar{h}_k - средняя начальная и средняя конечная глубины температурных измерений; \bar{T}_n и \bar{T}_k - средняя начальная и средняя конечная измеренные температуры; Г - геотермический градиент, КТ - теплопроводность пород, ТП - тепловой поток ($\bar{\Gamma}$, КТ и ТП соответственно средние значения этих параметров).

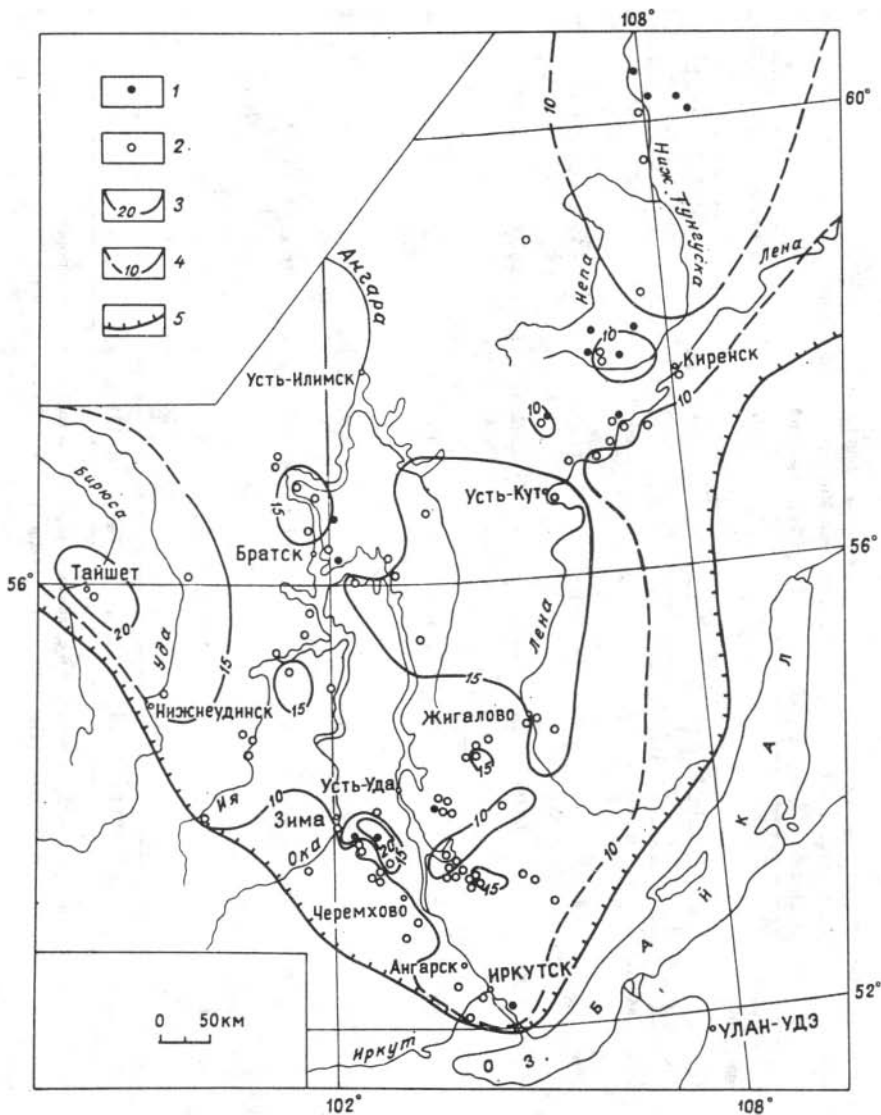


Рис.12. Геотермические градиенты осадочного чехла в южных районах Сибирской платформы:

1,2 - скважины, в которых геотермические градиенты изучены до подошвы осадочного чехла (1) или не на всю его мощность (2); 3,4 - изолинии измеренных (3) или предполагаемых (4) региональных значений геотермических градиентов в осадочном чехле, К/км; 5 - условная граница платформы с ее складчатым обрамлением.

глубина этого слоя увеличивается до 25-50 м. Нулевая изотерма находится либо на этой глубине, либо опускается до 60-70 м. Так как измерения температур в скважинах начинались глубже 50-100 м, охлаждение поверхности при геотермических расчетах не учитывалось.

Температурные измерения в скважинах проводились преимущественно до глубин 2-3 км, хотя на некоторых участках они не превышали 0,5-1,0 км (на Падунском, Осинцевском и Тутурском поднятиях, на южном борту Иркутской впадины), зато на других (Ковинское и Седановское поднятия) достигали 3,5-4,0 км.

Наращение температур в осадочном чехле происходит сравнительно медленно, так как глубже 1,0-1,5 км они достигают лишь 20-30 °С и только на глубине 3-4 км превышают 60-70 °С. На подошве осадочного чехла температуры измерены лишь в 12 скважинах. На глубинах от 2,5 до 4,6 км они увеличиваются от 28 до 71 °С. По нашим расчетам они могут превышать 80-100 °С при мощности осадочного чехла свыше 5 км.

Средняя величина геотермического градиента в осадочном чехле Иркутского амфитеатра около 13 мК/м (табл.4). Она значительно ниже на Непском своде, в зоне Непских и Верхнеангарских дислокаций (рис.12). Относительно повышенные скорости нарастания глубинных температур (более 15-20 мК/м) характерны для Саяно-Енисейской депрессии и для локальных участков на Братском, Верхнеленском, Нукутском и Тыретском поднятиях.

Выявленные закономерности регионального распределения величин геотермических градиентов в осадочном чехле Иркутского амфитеатра продолжают сохраняться и в верхних горизонтах кристаллического фундамента (табл.5), лишь незначительно изменяется конфигурация изолиний (рис.13).

Тепловые свойства горных пород рассматриваемого региона детально изучены Р.П.Дорофеевой [1983, 1986]. По этим материалам с привлечением экспериментальных данных других исследователей (Л.С.Соколовой, Г.Н.Стариковой) и справочных сведений установлено, что средняя теплопроводность осадочного чехла Иркутского амфитеатра около 3,0 Вт/(м·К) (см. табл.4). На тех участках, где среди осадочных пород преобладают галогенные и карбонатные (Марковская, Жигаловская, Верхнеангарская площади и др., теплопроводность разреза увеличивается до 3,2-3,4 Вт/(м·К). Если в осадочном покрове преобладают терригенные породы и к тому же он пронизан трапковыми интрузиями (в Саяно-Енисейской и Ангарской синеклизах, на Братском валу), то его теплопроводность уменьшается в среднем до 2,5-2,7 Вт/(м·К) (рис.14).

Кристаллический фундамент Иркутского амфитеатра разбурен лишь на глубину нескольких метров (реже первых десятков метров). По результатам исследованных образцов сланцев, гранитов, гранодиоритов и их региональной интерпретации можно полагать, что теплопроводность в верхних горизонтах фундамента изменяется от 2,2 до 3 Вт/(м·К) (рис.15), а средняя теплопроводность кристаллической толщи до глубин 5-6 км равна 2,45 Вт/(м·К) [Дорофеева, Лысак, 1987]. Именно это значение использовалось в дальнейшем для расчета глубинных температур (см. табл.5), что не выходит за пределы вариаций этого параметра для различных блоков Алданского и Анабарского щитов - наиболее крупных выступов фундамента Сибирской платформы (см. 3.1).

Среднее значение радиогенной теплогенерации (А) для осадочного чехла на юге Сибирской платформы рассчитано по обобщенному геологи-

Таблица 4

Величины геотермических параметров и температур в осадочном чехле Иркутского амфитеатра

Геологические структуры	Краевые поднятия	Непский свод	Зона Верхнеангарских дислокаций	Зона Непских дислокаций	Центральное поле амфитеатра	Зона Ангарских дислокаций	Саяно-Енисейская депрессия	Общее количество данных и средние величины по региону
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Кол-во пунктов геотермических наблюдений или расчетов	3	3	35	17	15	11	3	87
Толщина осадочного чехла, км:								
от - до	0,5-1,2	1,7-2,5	1,7-2,7	2,6-2,9	3-4,4	3,4-4,6	4,4-5,3	0,5-5,3
средняя	0,73	2,1	2,5	2,7	3,3	3,8	4,7	2,8
Геотермический градиент в осадочном чехле, мК/м:								
от - до	13-14,2	6,1-12,2	5,3-21,6	6,9-19,4	11,6-17,9	11,4-18,3	15,2-22,9	5,3-22,9
средний	13,7	9,2	12	11,3	14,2	14,2	18,6	12,7
Теплопроводность осадочного чехла, Вт/(м·К):								
от - до	2,5-3	2,8-3,2	2,6-3,4	2,6-3,2	2,8-3,3	2,6-3,1	2,2-2,4	2,2-3,4
средняя	2,8	3	3,1	3	3	2,8	2,3	3
Тепловой поток, мВт/м ² :								
от - до	29-44	23-36	20-64	21-56	34-60	32-55	38-52	21-64
средний	38	28	39	34	44	42	45	39

Продолжение табл.4

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Теплогенерация пород осадочного чехла, мкВт/м ³								
средняя	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3
Температура (°С) в осадочном чехле на глубинах от поверхности								
Земли:								
500 м								
измеренная:								
от - до	16,4	7,4-12	5,9-26,9	9,6-17,8	11,3-18,4	10,4-18,9	15,8-16,4	5,9-26,9
средняя	16,4	9,5(3)	13,5(35)	12,8(15)	14,6(13)	15(8)	16(3)	13,7(78)
расчетная:								
от - до	7,7-10,1	-	-	14,7-14,9	18	10,2-10,3	-	7,7-18
средняя	8,9(2)	-	-	14,8(2)	18	10,2(2)	-	13,6(7)
1000 м								
измеренная:								
от - до	19,4	10-15,6	10,8-33,2	14,4-28,8	19,3-25,4	18,8-24,4	24,7-25,8	10-33,2
средняя	19,4	13(3)	18,4(33)	17,9(16)	22,8(13)	22,7(7)	25,2(3)	19,5(76)
расчетная:								
от - до	-	-	11,6-13,4	19,6	25	16,9-20,2	-	11,6-25
средняя	-	-	12,5(2)	19,6	25	18,7(3)	-	18(7)
2000 м								
измеренная:								
от - до	-	24-25,6	23,2-38	21,7-33,2	32,5-37	28,4-37,1	45,8-51,3	21,7-51,3
средняя	-	24,8	29,5(14)	26,5(15)	35(14)	33,9(7)	47,7(3)	31,4(55)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
расчетная:									
от - до				19-41,7	30,2-46,0	42,7	29,7-38,6		19-42,7
средняя				29,6(19)	38,1(2)	42,7	34,8(3)		31,3(24)
3000 м									
измеренная:									
от - до					47,4-50,5		39,4-51	55,3	39,4-55,3
средняя					48,6(3)		45,8(8)	55,3	47,3(12)
расчетная:									
от - до					44,2-60		42-56,5	62,9-78,5	42-78,5
средняя					48,9(12)		50,4(3)	70,7(2)	51,6(17)
4000 м									
измеренная:									
от - до							54,5-62		54,5-62
средняя							58,2(2)		58,2(2)
расчетная:									
от - до					54,4			68,6-99,5	54,4-99,5
средняя					54,4			82,6(3)	75,5(4)

П р и м е ч а н и е. Здесь и в табл.5, в скобках указано кол-во фактических или расчетных данных, использованных для определения средних значений температур.

ческому разрезу, который построен по материалам глубокого бурения, осуществленного ГПП "ВостСибнефтегазгеология", и геофизических исследований ГПП "Иркутскгеофизика". Оно близко к среднему значению А в осадочном покрове всей Сибирской платформы [Смыслов и др., 1979] и равно $1,3 \text{ мкВт/м}^3$. Это значение использовалось в дальнейшем для расчета глубинных температур в осадочном чехле. Для верхних горизонтов кристаллического фундамента среднее значение теплогенерации принято равным $0,78 \text{ мкВт/м}^3$ (см. табл.5).

Средний тепловой поток в южных районах Сибирской платформы равен 39 мВт/м^2 (см. табл.4). Распределение его величин, показанное на рис.16, свидетельствует о том, что в региональном плане более интенсивный вынос глубинного тепла происходит в северо-западной и центральной частях Иркутского амфитеатра. Локальные аномалии с относительно повышенным тепловым потоком (до $45-65 \text{ мВт/м}^2$) характерны для сводо-

Таблица 5

Величины геотермических параметров и температуры кристаллического фундамента Иркутского амфитеатра (до глубины 6 км)

Геологические структуры	Краевые поднятия	Непский свод	Зона Верхнеангарских дислокаций	Зона Непских дислокаций	Центральное поле амфитеатра	Зона Ангарских дислокаций	Саяно-Енисейская депрессия	Общее количество данных и средние величины по региону
1	2	3	4	5	6	7	8	9

Кол-во пунктов геотермических наблюдений или оценок

3 35 17 15 11 3 87

Глубина кровли кристаллического фундамента, км:

от - до 0,5-1,2 1,7-2,5 1,7-2,7 2,6-2,9 3-4,4 3,4-4,6 4,4-5,3 0,5-5,3
 средняя 0,73 2,1 2,5 2,7 3,3 3,0 4,7 2,8

Температура кровли кристаллического фундамента, °С:

измеренная:

от - до 38,1-45,1 27,7-44,1 50-71 27,7-71
 средняя 41,6(2) 35,8(7) 60,1(2) 42,8(12)

расчетная:

от - до 7,7-23,8 15,7-30,1 20,6-45,1 22,6-60,7 42-62,6 49,3-66,5 73,6-126,5 7,7-126,5
 средняя 13,9(3) 23,8(3) 37,1(33) 35,1(10) 51,4(15) 58,4(8) 96(3) 42,8(75)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Тепловой поток кровли кристаллического фундамента, мВт/м ² :								
от - до	27,4-43,4	22,8-33,1	16,5-60,7	17,6-52,4	28,3-55,9	27-49,9	32,4-46,1	16,5-60,7
средний	37,1	26,2	29,2	30,9	39,6	36,6	39,6	26,6
Геотермический градиент кристаллического фундамента, мК/м:								
от - до	10-16,4	8,3-12,5	7,6-23,8	6,2-20,5	11,7-22	10,3-19,7	12,4-17,7	6,2-23,8
средний	13,9	9,7	13,5	11,7	15,3	14,2	15,3	13,5
Теплопроводность кристаллического фундамента, Вт/(м·К):								
средняя	2,45	2,45	2,45	2,45	2,45	2,45	2,45	2,45
Теплогенерация пород кристаллического фундамента, мкВт/м ³								
средняя	0,78	0,78	0,78	0,78	0,78	0,78	0,78	0,78
Температура (°С) кристаллического фундамента на глубинах от поверхности Земли:								
500 м								
расчетная:								
от - до	7,7-10,1							7,7-10,1
средняя	8,9(2)							8,9(2)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
1000 м								
расчетная:								
от - до	15,8-18,8							15,8-18,8
средняя	17,3(2)							17,3(2)
2000 м								
измеренная:								
от - до		25,6						25,6
средняя		25,6						25,6
расчетная:								
от - до	31,6-36	16,4	27,4-49,4					16,4-49,4
средняя	33,4(3)	16,4	38,4(2)					38,7(5)
3000 м								
расчетная:								
от - до	43-52,7	25,2-38,6	28,2-69,7	25,6-64,9	44,7-52,6			25,2-69,7
средняя	47,6(3)	32,8(3)	43(35)	39,2(17)	48,6(3)			41,9(61)
4000 м								
расчетная:								
от - до	53,2-69,1	33,6-51,3	37,7-93,8	33-85,7	56,3-82	52,6-74,7		33,6-93,8
средняя	61,5(3)	42,8(3)	59,6(35)	51,3(17)	63,9(14)	62,1(9)		58,3(81)
5000 м								
расчетная:								
от - до	63-85,2	41,7-63,7	41,6-117,6	40,1-106,2	64,9-101,5	63,1-93	82-93,9	40,1-117,6
средняя	75,1(3)	52,4(3)	71,3(35)	63(17)	78,5(15)	75,8(11)	88(2)	71,4(86)
6000 м								
расчетная:								
от - до	72,5-101	49,5-75,8	47,1-141,1	46,9-126,4	80,6-126,7	73,3-111	94,5-139,4	46,9-141,1
средняя	88,4(3)	61,7(3)	84,6(35)	74,5(17)	93,9(15)	89,7(11)	114,5(3)	85,2(87)

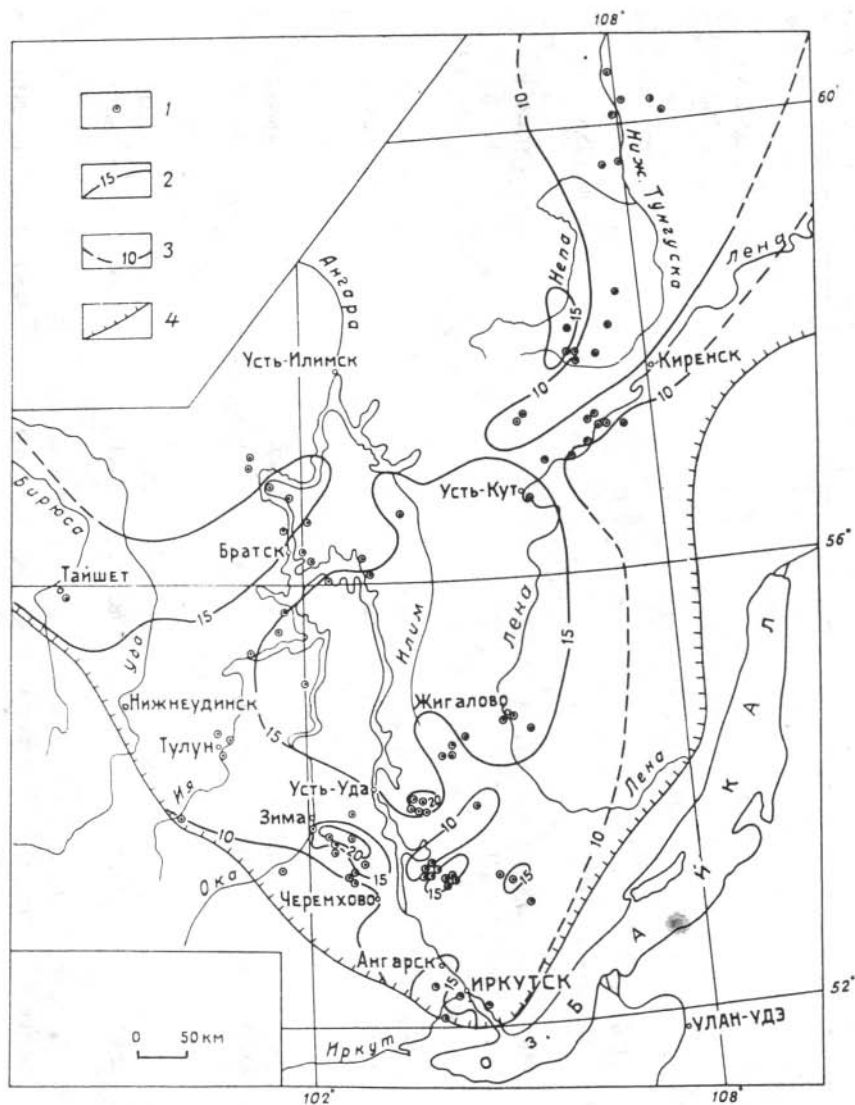


Рис.13. Геотермические градиенты кристаллического фундамента южных районов Сибирской платформы до глубины 6 км: 1 - пункты геотермических наблюдений; 2,3 - изолинии рассчитанных по температурным измерениям (2) или прогнозных (3) региональных значений геотермических градиентов кристаллических пород фундамента, К/км; 4 - условная граница платформы с ее складчатым обрамлением.

вых частей некоторых антиклинальных структур осадочного чехла. Они приурочены к соляным куполам, осложненным тектоническими нарушениями - Ярактинскому, Марковскому, Усть-Кутскому, Седановскому, Тутурскому и др. На крыльях этих структур величины потоков уменьшаются до 30 мВт/м^2 и менее. Пониженный вынос глубинного тепла (менее 30 мВт/м^2) приурочен к юго-западной (Присянской) части региона и к Непскому сво-

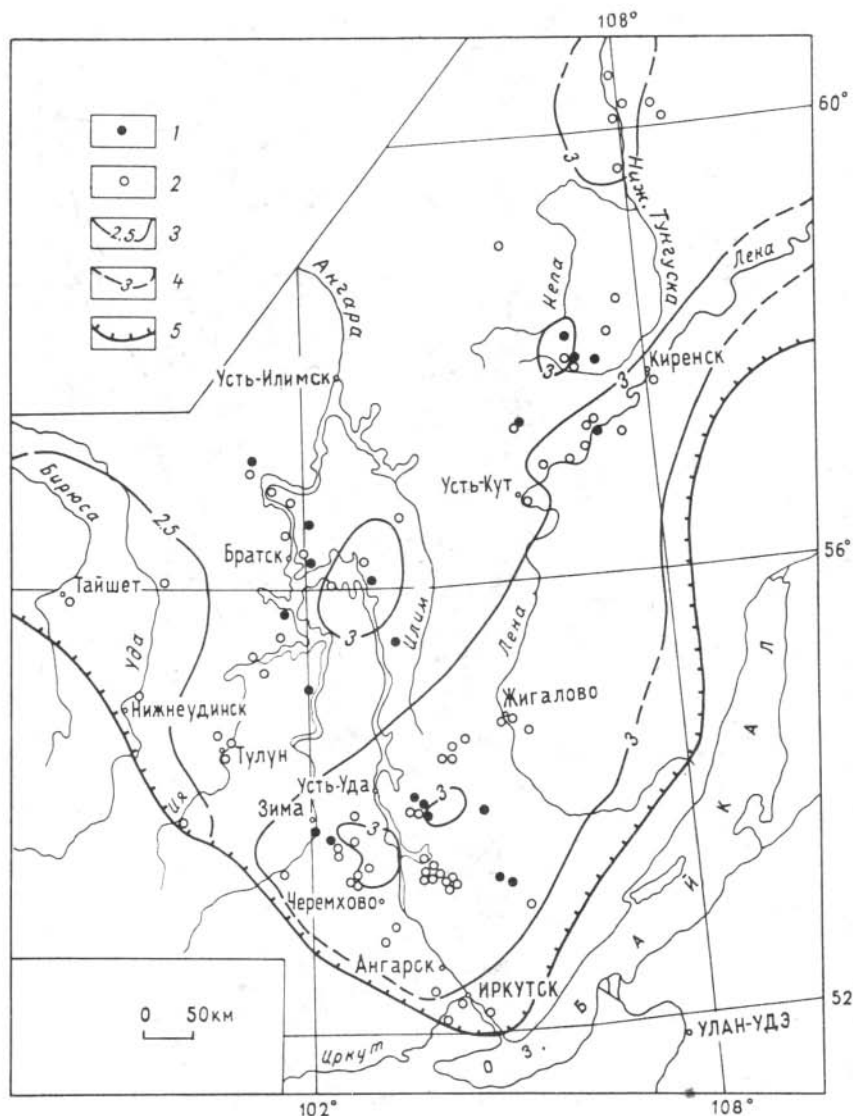


Рис.14. Теплопроводность осадочного чехла южных районов Сибирской платформы:

1,2 - скважины, по которым теплопроводность осадочного чехла изучена экспериментально (1), получена по справочным данным или по аналогии с соседними участками (2); 3,4 - изолинии фактической (3) или предполагаемой (4) теплопроводности осадочного чехла, Вт/(м·К); 5 - условная граница платформы с ее складчатым обрамлением.

ду, расположенному в северо-восточной части региона (южные районы Непско-Ботуобинской антеклизы).

Распределение теплового потока обусловлено геолого-структурными особенностями осадочного чехла и связанными с ними неоднородностями теплофизического разреза, а также переносом тепла подземными водами в

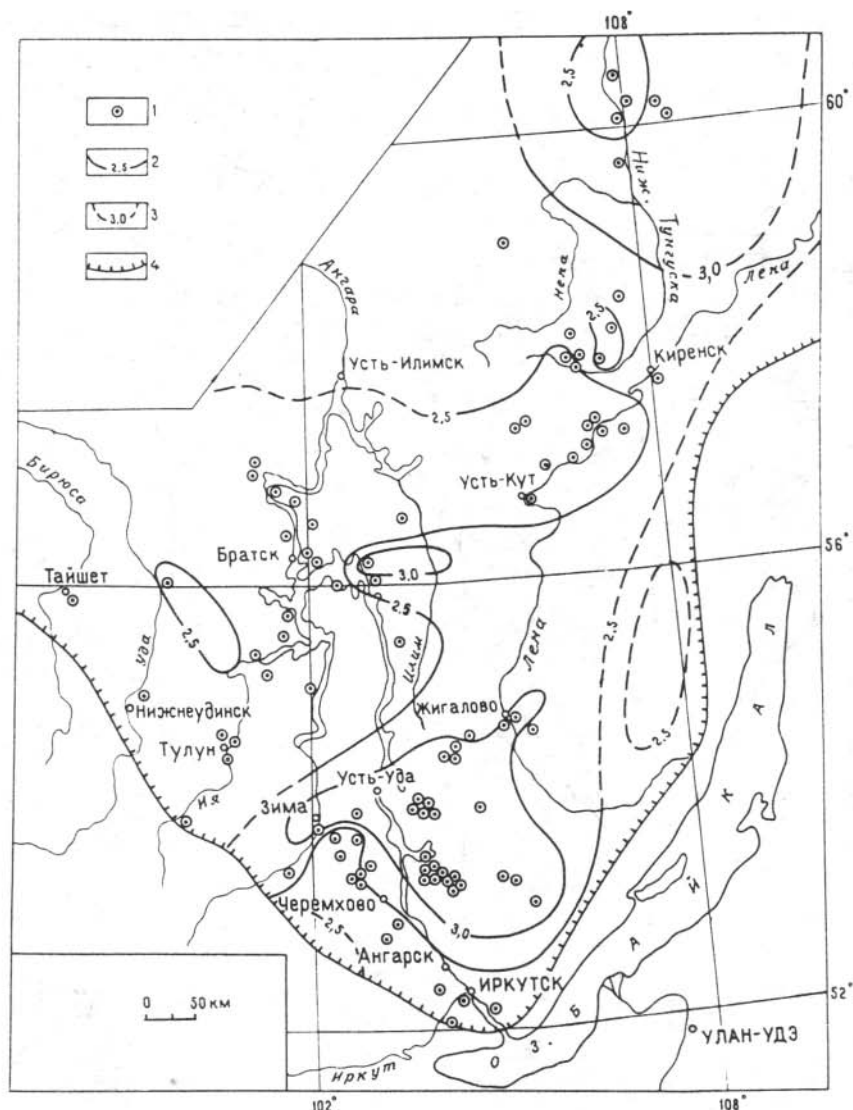


Рис.15. Теплопроводность пород кристаллического фундамента южных районов Сибирской платформы до глубины 6 км:

1 - пункты геотермических наблюдений; 2,3 - изолинии расчетных (2) или прогнозных (3) значений теплопроводности кристаллических пород фундамента, Вт/(м·К); 4 - условная граница платформы с ее складчатым обрамлением.

условиях Ангаро-Ленского артезианского бассейна. Установлено, что в областях питания этого бассейна (на краевых поднятиях) величины потоков уменьшаются, а в зонах разгрузки подземных рассолов в сводовых частях антиклинальных поднятий - увеличиваются [Лысак, 1968, 1983].

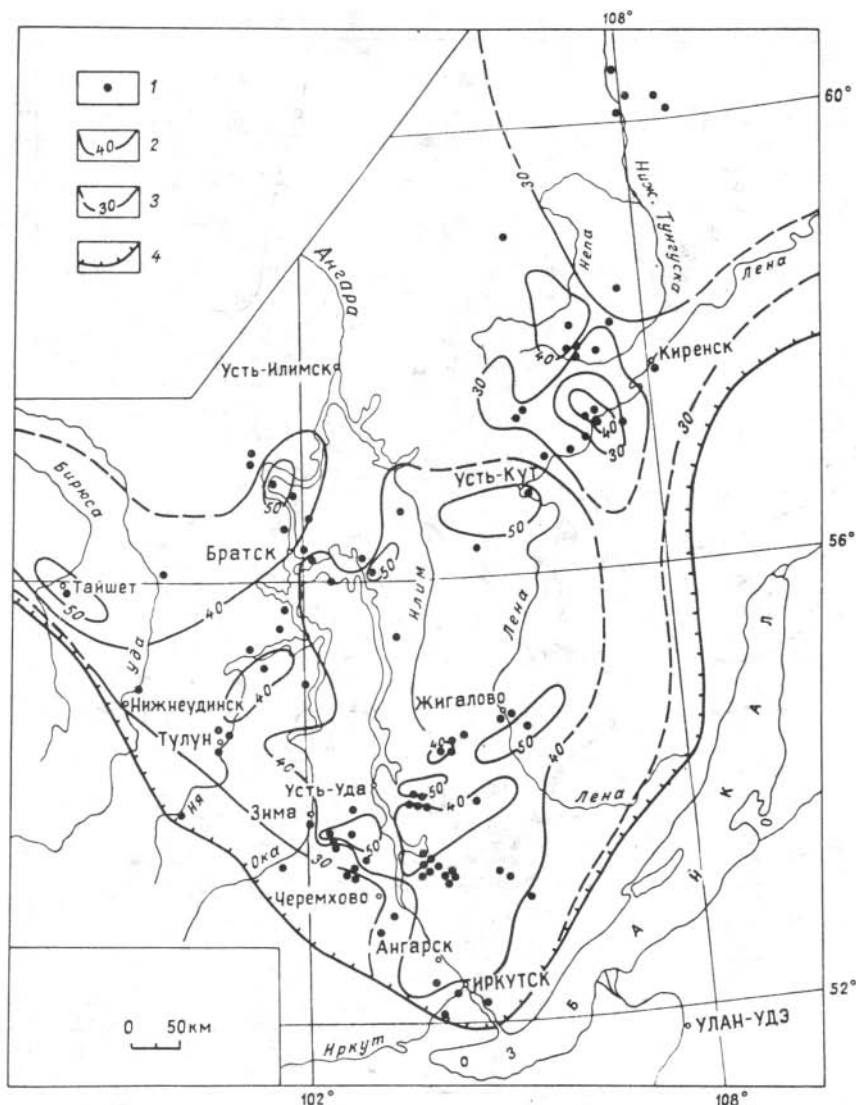


Рис.16. Тепловой поток южных районов Сибирской платформы [по данным Р.П.Дорофеевой, 1983; Каталог..., 1985; С.В.Лысак, 1983,1988; Тепловое поле..., 1987]:

1 - пункты определения теплового потока; 2,3 - изолинии измеренного (2) или предполагаемого (3) регионального теплового потока, мВт/м²; 4 - условная граница платформы с ее складчатым обрамлением.

Радиогенное тепло, генерируемое в осадочном чехле, не превышает 4-6 мВт/м². Если вычтеть это количество тепла из наблюдаемых величин теплового потока, то станет известна интенсивность выноса глубинного тепла через поверхность кристаллического фундамента (рис.17). Есть основания полагать, что значительная часть этого тепла (примерно на 70 %) обеспечивается за счет теплогенерации "гранитного" слоя, а оставшаяся - поступает из верхней мантии [Дучков, Соколова, 1974; Лысак, Зорин, 1976].

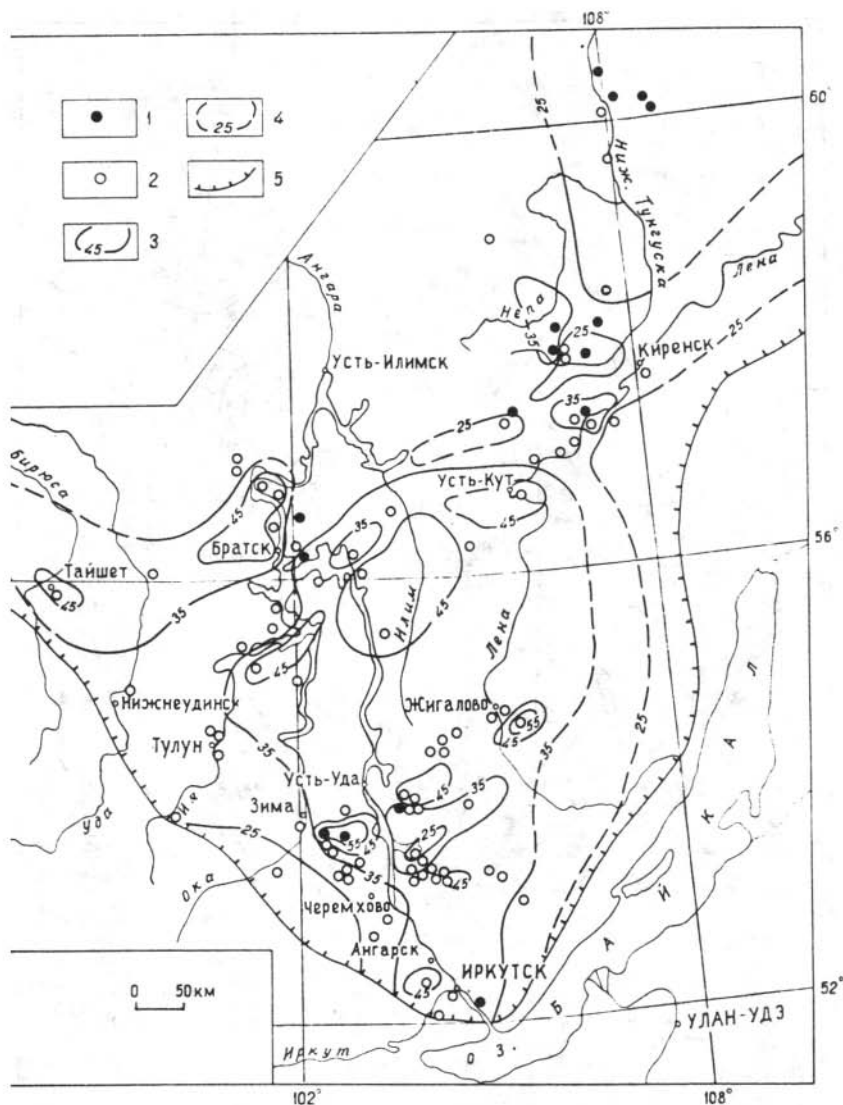


Рис.17. Интенсивность выноса глубинного тепла через подошву осадочного чехла в южных районах Сибирской платформы:

1,2 - скважины, по которым геотермические параметры осадочного чехла изучены до его подошвы (1) или не на всю его мощность (2); 3,4 - изолинии измеренного (3) или предполагаемого (4) регионального теплового потока, проходящего через подошву осадочного чехла, мВт/м^2 ; 5 - условная граница платформы с ее складчатым обрамлением.

Относительно низкие величины регионального теплового потока подпадают тектоническую стабильность южных районов Сибирской платформы, позволяют считать этот регион своеобразным эталоном стационарного геотермического режима и проводить дальнейшие температурные вычисления для условий установившегося температурного поля.

Имеющиеся фактические геотермические данные характеризуют распределение температур в основном до глубины 2,2 км (см. табл.3). Глубже температуры получены преимущественно расчетным путем с использованием фактических или предполагаемых величин геотермических параметров по формуле для стационарного теплового поля [Pollack, 1965]:

$$T_n = T_{n-1} + \frac{1}{KT_n} \left\{ (Z_n - Z_{n-1}) \left[T\Pi_0 - \sum_{i=0}^{n-1} A_i (Z_i - Z_{i-1}) \right] - \frac{A_n}{2} (Z_n - Z_{n-1})^2 \right\}, \quad (1)$$

где T_n и T_{n-1} - температуры на искомой и максимальной глубинах фактических измерений (или на подошве осадочного чехла - фактические или расчетные); KT_n - теплопроводность осадочного чехла или кристаллического фундамента; $(Z_n - Z_{n-1})$ и $(Z_i - Z_{i-1})$ - мощности n -го или i -го слоев (разница между искомой и фактической глубиной измерений или расчета); $T\Pi_0$ - тепловой поток, наблюдаемый на поверхности; A_n и A_i - теплогенерация в n -м и i -м слоях (в осадочном чехле или в породах кристаллического фундамента).

Фактические и расчетные данные по глубинным температурам приведены для осадочного чехла (см. табл.4) и верхних горизонтов кристаллического фундамента (см. табл.5). Их распределение по региону показано на рис.18-23.

Геотермический срез на глубине 500 м (рис.18). В северо-восточной части региона и на Братском валу в карбонатных породах верхненеленской (верхний кембрий), ангарской и булайской свит (нижний кембрий) температуры составляют около 10 °С. На центральном поле амфитеатра в отложениях того же возраста они повышаются до 12-15 °С. Температуры превышают 15 °С в терригенных осадках ордовика в Саяно-Енисейской депрессии, в терригенно-осадочных породах верхоленской свиты на Братском поднятии и верхах нижнекембрийских осадков на Усть-Кутском своде. Максимальные температуры зафиксированы в юрских осадках Иркутской впадины (20-27 °С). По-видимому, в Присаянье они уменьшаются до 15-10 °С и менее (Мотские скважины).

Геотермический срез на глубине 1000 м (рис.19). Минимальные температуры (ниже 10-15 °С) характерны для Непского свода и зоны Непских дислокаций (в карбонатно-галогенных породах преимущественно бельской и усольской свит нижнего кембрия). На большей части Иркутского амфитеатра температуры на рассматриваемой глубине около 20 °С. В Саяно-Енисейской депрессии, на Усть-Кутском, Тутурском и Тыптинском поднятиях, а также в Иркутской впадине они превышают 25 °С.

Геотермический срез на глубине 2000 м (рис.20). На значительной территории на этой глубине преобладают преимущественно карбонатно-галогенные породы усольской свиты нижнего кембрия, а температуры варьируют от 30 до 40 °С. На Непском своде они существенно ниже (в породах кристаллического фундамента - менее 20 °С) и более высоки (40-50 °С) в Саяно-Енисейской депрессии (в отложениях верхнего и среднего кембрия). Локальные максимумы отмечаются в терригенно-карбонатных осадках мотской свиты в южной части амфитеатра (на Еловском, Ахинском и Тутурском поднятиях).

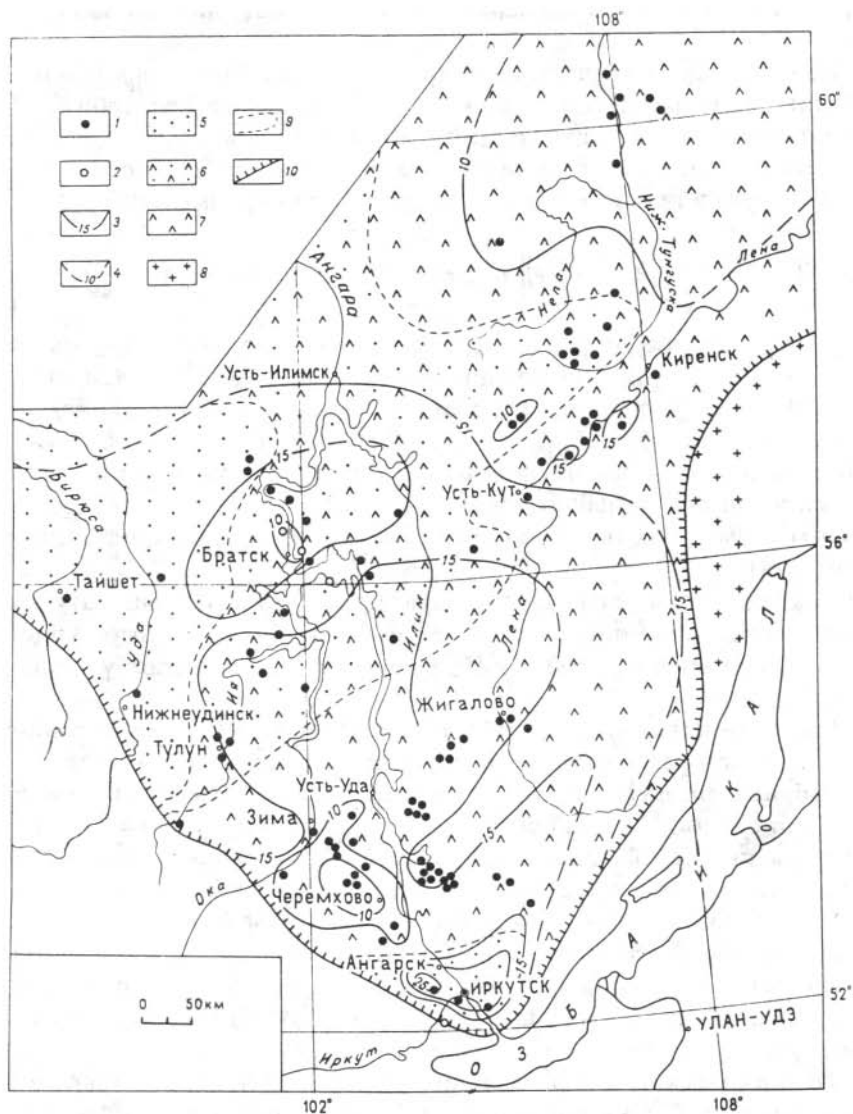


Рис.18. Температуры на глубине 500 м в южных районах Сибирской платформы.

Пункты геотермических наблюдений: 1 - с измеренными температурами на глубине 500 м, 2 - с расчетными температурами на той же глубине; изолинии температуры, °С: 3 - фактические, 4 - прогнозные; 5 - терригенные осадки мезозоя и верхнего палеозоя; 6 - терригенно-карбонатные отложения верхнего и среднего кембрия; 7 - карбонатные отложения нижнего кембрия; 8 - породы кристаллического фундамента платформы и ее обрамления; условная граница: 9 - литологических толщ на срезе, 10 - платформы с ее складчатым обрамлением.

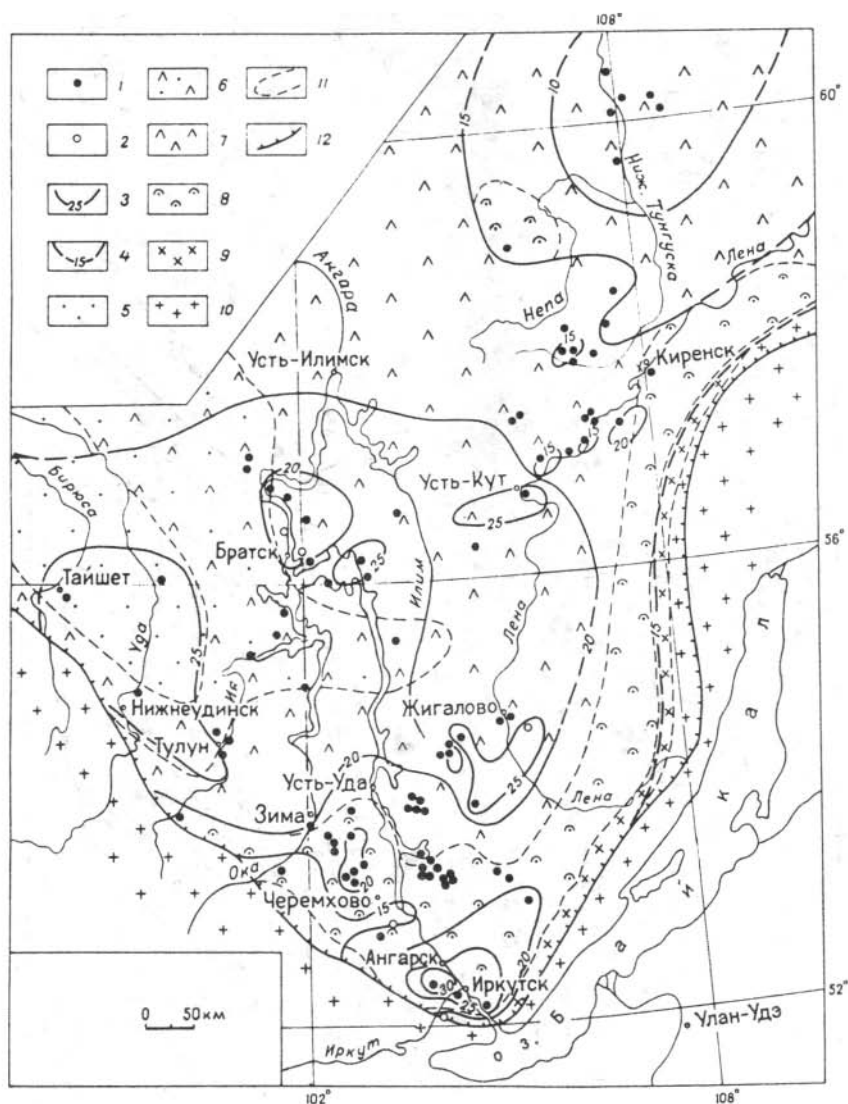


Рис.19. Температуры на глубине 1 км в южных районах Сибирской платформы.

Пункты геотермических наблюдений: 1 - с измеренными температурами на глубине 1 км, 2 - с расчетными температурами на той же глубине; *региональные изолинии, °С:* 3 - фактические, 4 - прогнозные; 5 - терригенные осадки мезозоя и верхнего палеозоя; 6 - терригенно-карбонатные отложения верхнего и среднего кембрия; 7 - карбонатные отложения нижнего кембрия; 8 - галогенные отложения нижнего кембрия; 9 - карбонатно-терригенные отложения нижнего кембрия и рифея; 10 - породы кристаллического фундамента платформы и ее обрамления; *условные границы:* 11 - литологических толщ на срезе, 12 - платформы с ее складчатым обрамлением.

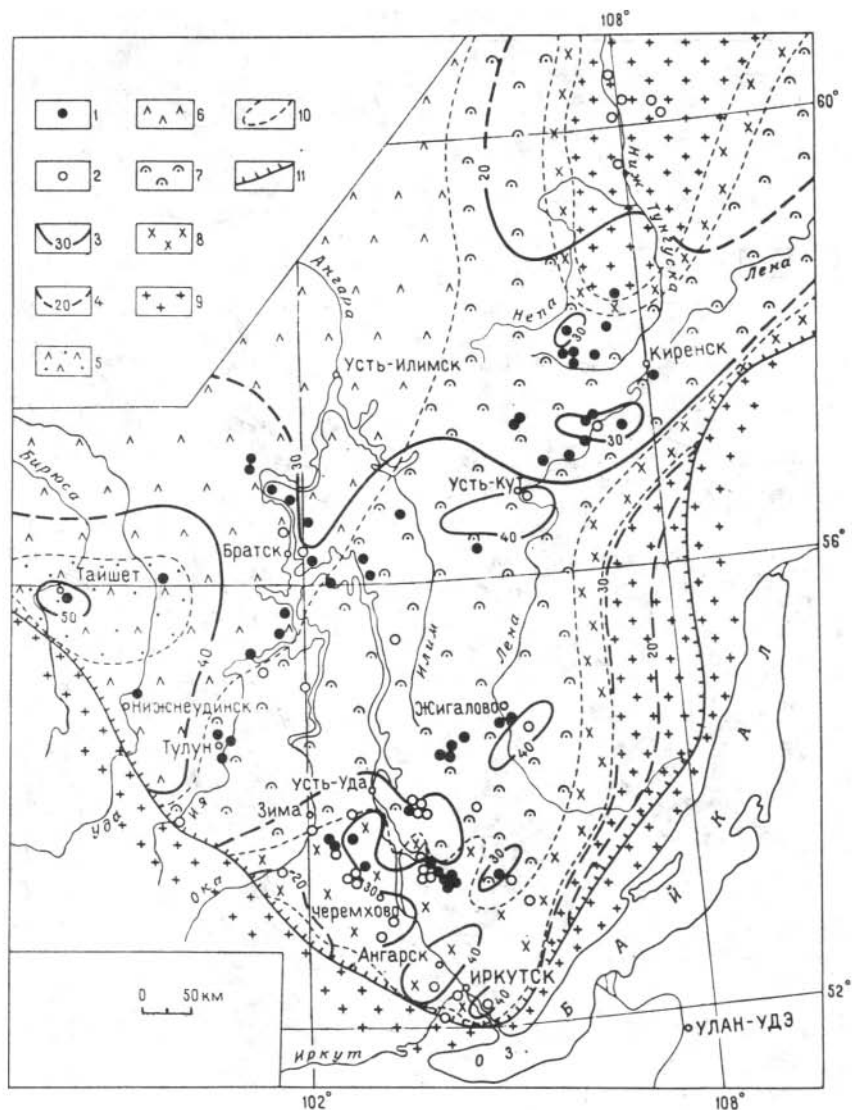


Рис.20. Температуры на глубине 2 км в южных районах Сибирской платформы.

Пункты геотермических наблюдений: 1 - с измеренными температурами на глубине 2 км, 2 - с расчетными температурами на той же глубине; региональные изотермы, °С: 3 - фактические, 4 - прогнозные; 5 - терригенно-карбонатные отложения верхнего и среднего кембрия; 6 - карбонатные отложения нижнего кембрия; 7 - галогенные отложения нижнего кембрия; 8 - карбонатно-терригенные отложения нижнего кембрия и рифея; 9 - породы кристаллического фундамента платформы и ее обрамления; условная граница: 10 - литологических толщ на срезе; 11 - платформы с ее складчатым обрамлением.

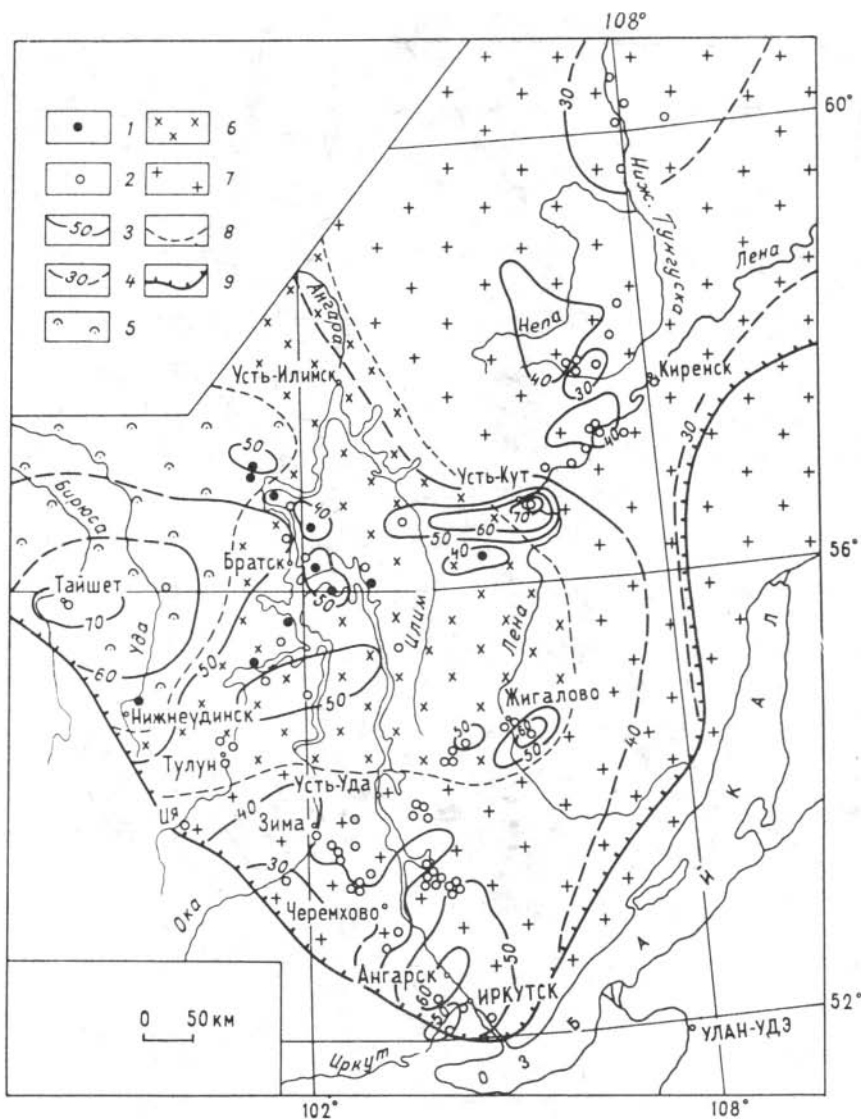


Рис.21. Температуры на глубине 3 км в южных районах Сибирской платформы.

Пункты геотермических наблюдений: 1 - с измеренными температурами на глубине 3 км, 2 - с расчетными температурами на той же глубине; *региональные изолинии, °С:* 3 - фактические и вычисленные, 4 - прогнозные; 5 - галогенные отложения нижнего кембрия; 6 - карбонатно-терригенные отложения нижнего кембрия и рифея; 7 - породы кристаллического фундамента платформы и ее обрамления; *условная граница:* 8 - литологических толщ на срезе, 9 - платформы с ее складчатым обрамлением.

Геотермический срез на глубине 3000 м (рис.21). На этой глубине осадочный чехол сохраняется лишь в центральной и юго-западной частях амфитеатра. Здесь, преимущественно в карбонатно-терригенных осадках

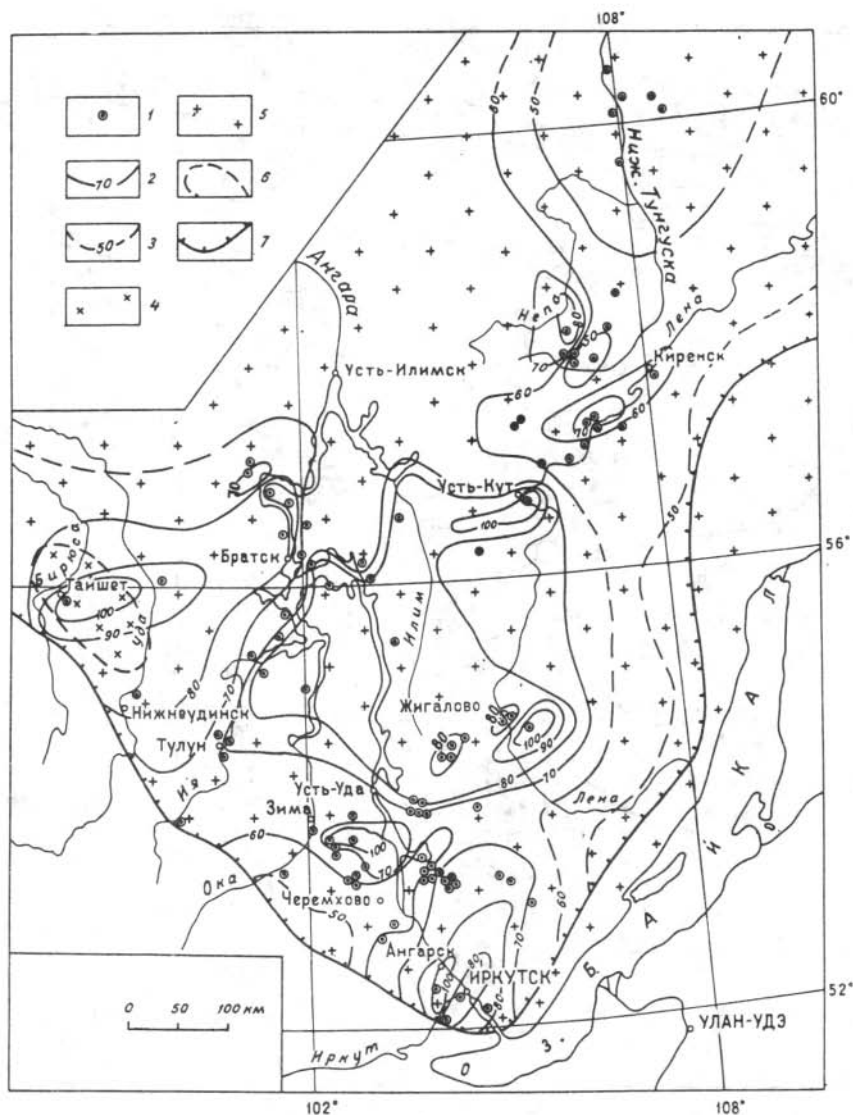


Рис.22. Температуры на глубине 5 км в южных районах Сибирской платформы:

1 - пункты расчета глубинных температур; региональные изолинии, °С: 2 - вычисленные, 3 - прогнозные; 4 - карбонатно-терригенные отложения нижнего кембрия и рифея; 5 - породы кристаллического фундамента платформы и ее обрамления; условная граница: 6 - литологических толщ на срезе, 7 - платформы с ее складчатым обрамлением.

мотской свиты (центральный пояс), температуры выше 40-50 °С. В Саяно-Енисейской депрессии они достигают 60-70 °С даже в карбонатно-галогенных отложениях бельской и усольской свит. В северо-восточной и южной частях амфитеатра на этих глубинах находится кристаллический фунда-

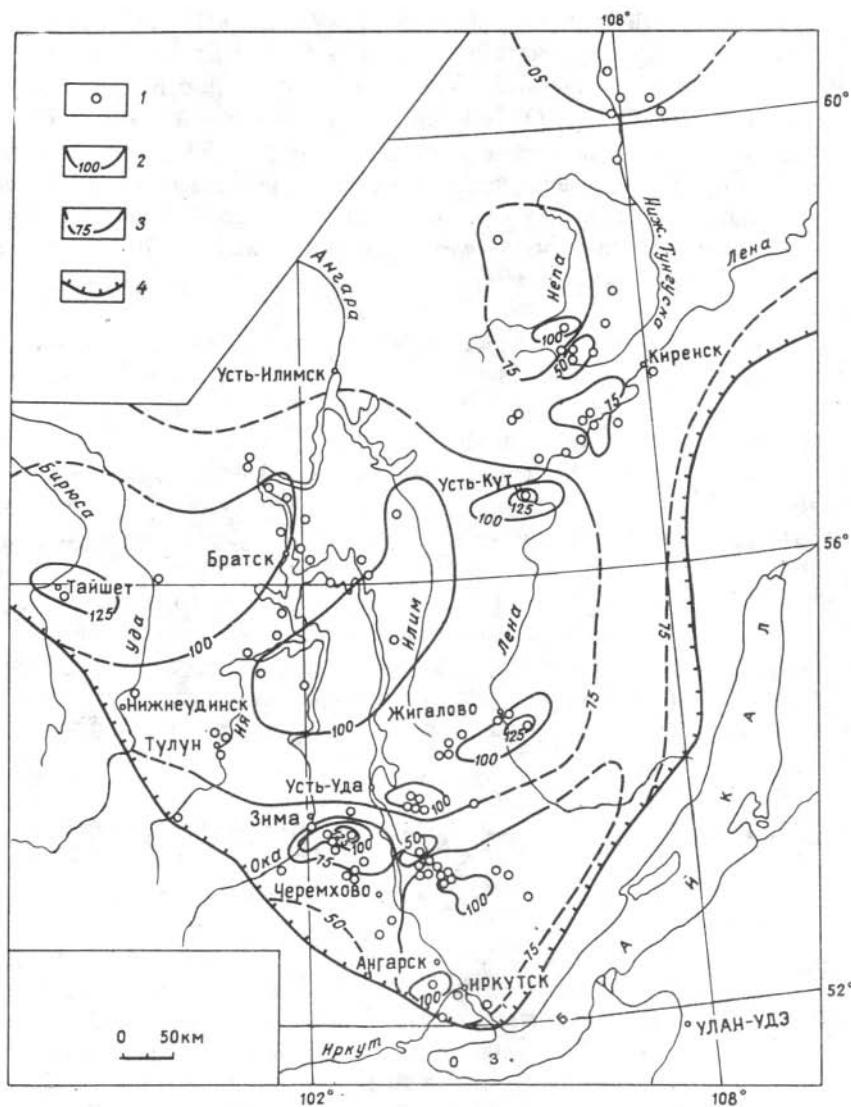


Рис.23. Температуры на глубине 6 км в южных районах Сибирской платформы:

1 - пункты расчёта глубинных температур; региональные изолинии, °С: 2 - вычисленные, 3 - прогнозные; 4 - условная граница платформы с ее складчатым обрамлением.

мент. Температуры ниже 40-30 °С в районе Непских дислокаций и Непского свода (локальные максимумы имеются на Ярактинском и Марковском поднятиях, а также на Усть-Кутском своде). В юго-восточной части амфитеатра в породах кристаллического фундамента измеренные и вычисленные температуры (см. табл.2) в основном выше 40-50 °С и даже достигают 60-70 °С на Тутурском и Нукутском поднятиях.

Геотермический срез на глубине 5000 м (рис.22). На этой глубине осадочный чехол сохраняется частично лишь в Саяно-Енисейской депрессии (в районе Тайшета), где вычисленные температуры достигают максимальных значений - 100-120 °С. Остальная территория представлена породами кристаллического фундамента, в которых температуры чаще всего превышают 60-70 °С. Локальные максимумы с расчетной температурой более 90-100 °С вероятны по-прежнему в районе Усть-Кутского свода, на Тутурском, Тыретском, Еловском и Нукутском поднятиях. Температурные минимумы (менее 50 °С) характерны для краевых поднятий и прилегающих к ним участков.

Геотермический срез на глубине 6000 м (рис.23). Этот срез, как и предыдущий (см. рис.22), имеет гипотетический характер, так как построен лишь на расчетных значениях глубинных температур. Можно полагать, что в верхних горизонтах кристаллического фундамента, на глубине 6 км от поверхности Земли в южных районах Сибирской платформы, недра разогреты до 75-100 °С и более, причем температурные аномалии продолжают сохраняться на тех же участках, что и на предыдущих срезах. Возможно, появление локальных температурных аномалий обусловлено не только особенностями распределения глубинного тепла в осадочном чехле платформы, но и в верхних горизонтах ее кристаллического основания.

Чтобы подтвердить это предположение, рассмотрим температурные условия поверхности кристаллического фундамента в исследуемом регионе и природу наиболее ярко выраженных геотермических аномалий.

Температуры на поверхности кристаллического фундамента в южных районах Сибирской платформы и природа локальных геотермических аномалий

Как по фактическим (измерения в 12 скважинах), так и по расчетным данным (определения в 75 пунктах) средняя температура на поверхности кристаллического фундамента Иркутского амфитеатра близка к 50 °С (точнее, 42,8 °С по табл.5). Совпадение расчетных и фактических значений подтверждает реальность полученных температур.

Сопоставление структурной карты фундамента (см. рис.11) с особенностями распределения глубинных температур на его поверхности (рис.24) показывает, что чем глубже залегает кровля фундамента, т.е. чем толще осадочный чехол, тем выше температуры на его подошве. Они изменяются от 24 до 36 °С на Непском своде и в зоне Непских дислокаций (на глубинах от 1,7 до 2,9 км), повышаются до 50-66 °С на центральном поле амфитеатра и в зоне Ангарских дислокаций (на глубинах от 3 до 4,6 км) и достигает 74-125 °С и более в Саяно-Енисейской депрессии (на глубинах 4,4-5,3 км).

Такое региональное распределение глубинных температур нарушается на отдельных участках, к которым приурочены локальные тепловые аномалии, отмеченные на всех рассмотренных геотемпературных срезах, особенно глубже 0,5-1 км от поверхности земли.

В зоне Непских дислокаций выделяется Марковская аномалия, приуроченная к одноименному поднятию (валу), для сводовой части которого

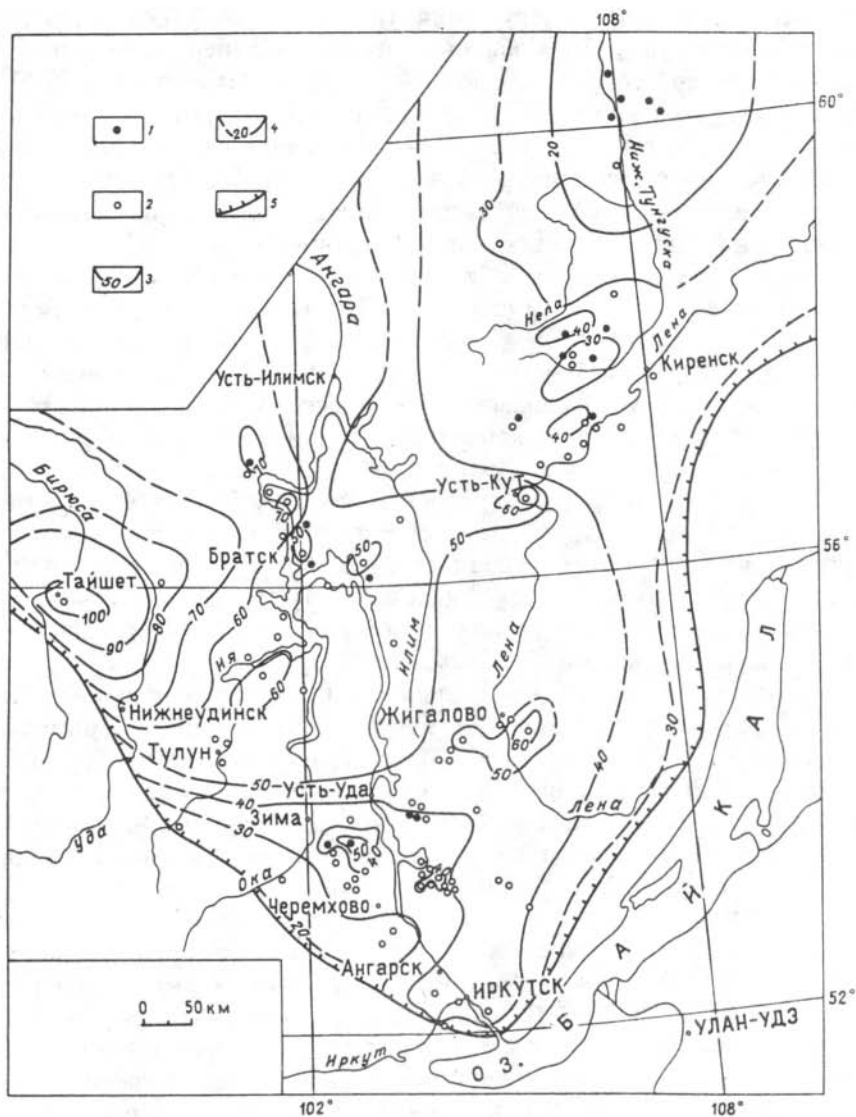


Рис.24. Температуры на поверхности кристаллического фундамента в южных районах Сибирской платформы:

Пункты геотермических наблюдений с температурами на фундаменте: 1 - фактически измеренными, 2 - расчетными; региональные изолинии на поверхности фундамента, °С: 3 - фактические и расчетные, 4 - прогнозные; 5 - условная граница платформы с ее складчатым обрамлением.

характерны повышенный тепловой поток (более 40 мВт/м^2 , см. рис.16), интенсивная трещиноватость верхней карбонатной толщи и сокращение мощности галогенных осадков (до 300-140 м по сравнению с западным крылом поднятия, где она достигает 700-1000 м), что позволяет предполагать образование каналов глубоко залегающих подземных вод в зоне имеюще-

гося здесь дизъюнктивного нарушения. По данным А.А.Дзюбы [1971], при вскрытии скважинами таких каналов происходил периодический самозлив воды, температура которой на глубинах 150-300 м достигала 35-40 °С, в то время как на этих же глубинах, по данным термокаротажа, температура горных пород не превышает 10-15 °С. В вертикальном направлении Марковская аномалия охватывает весь осадочный чехол, пересекает поверхность фундамента и опускается в кристаллические породы. Несмотря на кажущуюся значительную "раскрытость" глубинных недр в зоне Марковского разлома, здесь имеются и глубоко метаморфизованные высококонцентрированные рассолы [Пиннекер, 1966], находящиеся в условиях, где тепловой поток на 20-30 % ниже, чем в зоне разлома и едва превышает 30 мВт/м² (скв.12 и 42). По-видимому, наблюдающаяся современная разгрузка подземных вод вызвана неотектоническими движениями, которые привели к оживлению и приоткрыванию трещин и усилили гидротермальную активность района [Лысак, Зорин, 1976].

Усть-Кутская аномалия с тепловым потоком 56 мВт/м² (см. рис.16) также обусловлена подтоком подземных вод с аномально повышенной температурой: на Усть-Кутском своде на глубинах 90-318 м температура фонтанирующей воды достигала 40-55 °С [Дзюба, 1971]. По данным термокаротажа, горные породы на этих глубинах разогреты до 8-12 °С и лишь глубже 1,5-2 км их температура около 40-50 °С (см. рис.20,21).

Тепловые аномалии в центральной и юго-восточной частях Иркутского амфитеатра обусловлены преимущественно соляной тектоникой, так как на Балыхтинском, Жигаловском, Тыретском, Ахинском и других соляных куполах мощность галогенной толщи свыше 1-1,2 км и теплопроводность разреза достигает 3,2-3,3 Вт/(м·К). Дополнительный привнос тепла по Жигаловскому разлому способствует значительному повышению изотерм на этом участке, что снижает минерализацию рассолов почти в 2 раза (до 300 г/л в Тытинской скв.1) по сравнению с окружающими площадями (в Балыхтинской скв.1 она около 600 г/л). Аналогичная картина характерна для Нукутского разлома: в его зоне минерализация хлоридных натриевых рассолов уменьшается на 10-20 % по сравнению с Кутуликским, Тыретским, Осинским и Атовским поднятиями, на которых температуры пород рассолоносных горизонтов такие же, как и у водовмещающих. В пределах Нукутского поднятия с глубины 970 м наблюдался подток термальных вод с температурой 33 °С, хотя по данным термокаротажа температура водовмещающих пород на этой глубине не превышает 22 °С. Судя по возрастанию с глубиной величины геотермического градиента (в осадочной толще он равен 22 мК/м, в породах кристаллического фундамента 24 мК/м), термальные воды поступают из трещиноватой зоны фундамента.

Повышению глубинных температур в западной части амфитеатра способствует не только существенное изменение литологического состава осадочной толщи (преобладание в разрезе песчано-карбонатных пород), но и появление трапповых интрузий и значительное увеличение мощности осадочного чехла. Конечно, говорить о непосредственном тепловом влиянии траппов, внедрение которых происходило в пермо-триасе, в настоящее время практически невозможно. Однако этот процесс способствовал образованию зон повышенной трещиноватости и раздробленности пород, осо-

бенно вблизи имевшихся ранее разломов. На таких участках создались благоприятные условия для выноса глубинного тепла, что подтверждается, в частности, наличием положительной тепловой аномалии в районе Братск - Тайшет (см. рис.22-24).

Таким образом, распределение температур до глубины 6 км в южных районах Сибирской платформы в региональном плане обусловлено геолого-структурными особенностями осадочного чехла и верхних горизонтов кристаллического фундамента и связанными с ними неоднородностями теплофизического разреза, а также переносом тепла подземными водами в условиях Ангаро-Ленского артезианского бассейна. Локальные тепловые аномалии - это чаще всего участки повышенной трещиноватости и водопроницаемости, приуроченные к соляным куполам и особенно к зонам разломов, пронизывающим осадочный чехол и верхние горизонты кристаллического фундамента.

1.3. Потепление климата и возможная реакция геотемпературного поля Западной Сибири

Представления о вероятности глобального потепления климата вследствие продолжающегося накопления в атмосфере "парниковых" газов (двуокиси углерода, углеводородных газов и др.) волнуют мировую общественность уже в течение нескольких десятилетий. Это и естественно, так как в случае подтверждения прогнозов на потепление следует ожидать существенного изменения ландшафтных поясов Земли, что приведет к необходимости перестройки хозяйственной деятельности во многих странах.

Идея глобального потепления климата родилась из очевидных фактов. Во-первых, непосредственными измерениями установлено увеличение содержания "парниковых" газов в атмосфере Земли. С начала индустриальной эпохи (примерно сто лет назад) концентрация CO_2 в атмосфере увеличилась на 20 %. К середине следующего века следует ожидать удвоения его содержания [Энергия..., 1981]. "Парниковые" газы прозрачны для коротковолновой радиации Солнца, но поглощают длинноволновое излучение Земли в большом диапазоне частот, создавая в тропосфере парниковый эффект. Вследствие этого температуры воздуха и поверхности Земли повышаются. Рост концентраций углекислого газа, метана и других в атмосфере, как правило, связывается с промышленной деятельностью человека.

Проблема глобального потепления климата в настоящее время находится еще в стадии проработки. Существует много вопросов теоретического и методического характера. Пока, например, отсутствуют фактические свидетельства проявления парникового эффекта в параметрах современного климата и в биосфере. Высказываются даже сомнения о возможности достоверного выявления его влияния [Борисенков, Кондратьев, 1988]. Возможно, что прогнозные оценки роста содержания углекислоты в атмосфере преувеличены и не учитывают энергосберегающую политику развитых стран, развитие атомной энергетики и естественного поглощения CO_2 океаном. Высказываются мнения о возможном резком уменьшении влияния углекислого газа на излучение Земли по мере роста его содержания в

атмосфере [Гарвей, 1982]. Естественно, что численные модели климата, указывающие на сильное влияние парникового эффекта, продолжают развиваться с целью более точного учета облачности, взаимодействия атмосферы с океаном, теплового переноса морскими течениями и других факторов [Кондратьев, 1990,1991]. Пока еще остается проблематичной возможность разделения влияния природных и антропогенных факторов на современные колебания и тренд климата.

Несмотря на отсутствие в настоящее время научно достоверного доказательства существования антропогенного потепления климата, его вероятность значительна и к нему нужно готовиться. Подготовка к возможному глобальному потеплению осуществляется по разным направлениям, в том числе в научном плане создаются региональные сценарии потепления и анализируются возможные варианты последствий влияния потепления на природную и антропогенную среду. Данная работа посвящена рассмотрению такого рода сценариев для севера Западной Сибири и анализу начальных и граничных условий, создающихся в связи с этим на границе криолитозоны, для последующего их использования в расчетах на ЭВМ динамики природной криогенной среды под влиянием изменяющегося климата.

Сценарии глобального потепления климата

В настоящее время четко прослеживаются два направления, по которым развиваются построения сценариев глобального потепления климата. Первое интенсивно развивается в России. Оно основано на отыскании климатических аналогий в современном и прошлом климатах и определении на этой основе ожидаемого повышения средней годовой температуры и количества осадков в будущем. Второе развивается в Европе, Японии и Америке и базируется на численных радиационно-циркуляционных моделях атмосферы, содержащей разные количества CO_2 . Его применение требует хорошо развитой физической теории климата и ультрасовременных вычислительных машин, способных достаточно быстро просчитывать трехмерные задачи с большим количеством зависимых и независимых параметров и обратных связей. Оба направления имеют свои достоинства и недостатки.

Здесь целесообразно рассмотреть оба направления.

Как уже было отмечено, принцип аналогий с палеоклиматами развивается в основном российскими исследователями [Архипов и др., 1994; Будыко, 1972,1974,1991; Будыко и др., 1976,1978,1989,1992; Борзенкова, 1990; Борзенкова и др., 1992; Антропогенные изменения ..., 1987]. Прогноз глобальной температуры делается в этом случае на основе анализа эпох потеплений в истории Земли.

Рассмотрим изменения температуры поверхности Земли в разные эпохи и разные интервалы времени, начиная с мезозоя, по исследованиям [The Arctic ocean, 1991] и др.

Весьма вероятно, что во второй половине мезозоя и в течение всего третичного периода температура поверхности Земли была намного выше современной (рис.25). Это связано в основном с расположением континентов относительно географических поясов и их дрейфом, вызванным рас-

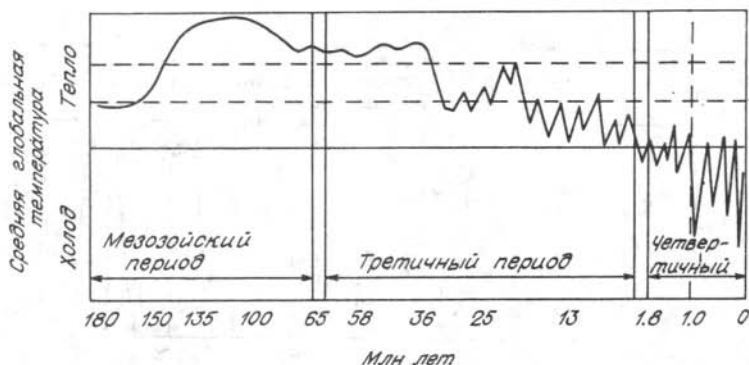


Рис.25. Изменения средней глобальной температуры поверхности Земли за последние 180 млн лет [Frakes, 1980].

Горизонтальные линии: сплошная - средняя температура в начале нашего века, равная 15°C , пунктирная - пределы возможного изменения температуры, рассчитанные на моделях с удвоением содержания атмосферного CO_2 (подъем температуры на $2-5^{\circ}\text{C}$) [Frakes, 1980; Crowley, 1990; Webb, 1991].

ширением акваторий Тихого и Атлантического океанов. Аналогии с современными изменениями климата не прослеживаются. В правой части рис.25 показаны изменения температуры в четвертичный период (около 2 млн лет). Можно видеть, что со времени в 1 млн лет назад колебания температуры происходили на фоне пониженной средней температуры, а пики похолоданий сопровождались глубокими охлаждениями и оледенениями в высоких широтах. На рис.25 нанесены также результаты численного моделирования средней глобальной температуры при удвоении содержания CO_2 в современной атмосфере (пунктирные линии). Результаты моделирования дают потепление на $2-5^{\circ}\text{C}$.

Четвертичный период характеризуется значительными колебаниями средней температуры поверхности (рис.26), которые сопровождались появлением и исчезновением покровных оледенений. Колебания температуры достигали $4-6^{\circ}\text{C}$ и за редким исключением происходили при температуре ниже современной [Carbon..., 1982]. Как видим, наблюдаются два коротких периода с температурой выше современной (330 тыс. и более 100 тыс. лет назад). Причину колебаний температуры видят в периодических изменениях положения орбиты Земли и наклона ее оси, вследствие чего изменяются сезонные распределения солнечного излучения на земную поверхность.

Выделяются два максимума температуры в течение последних 150 тыс. лет (рис.27). 125 тыс. лет назад существовало последнее крупнейшее межледниковье, микулинское, характеризуемое средней глобальной температурой выше современной на $2,0^{\circ}\text{C}$ [Антропогенные изменения..., 1987]. Условия этого интервала рекомендуются многими отечественными авторами как палеоаналог ожидаемого антропогенного потепления климата к кон-

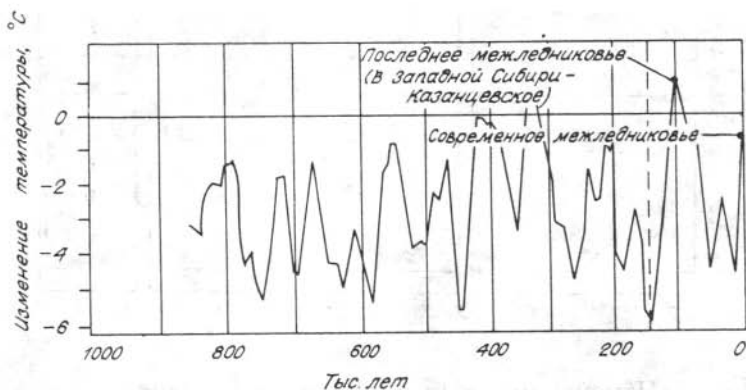


Рис.26. Изменения температуры поверхности за последние 850 тыс. лет, полученные на основании анализа стабильных изотопов кислорода O_{16} и O_{18} в ископаемом планктоне, извлеченном из глубоководных кернов со дна Тихого океана [Shackleton, Опдыке, 1972].

Горизонтальная линия - средняя температура в начале нашего века, равная 15°C .

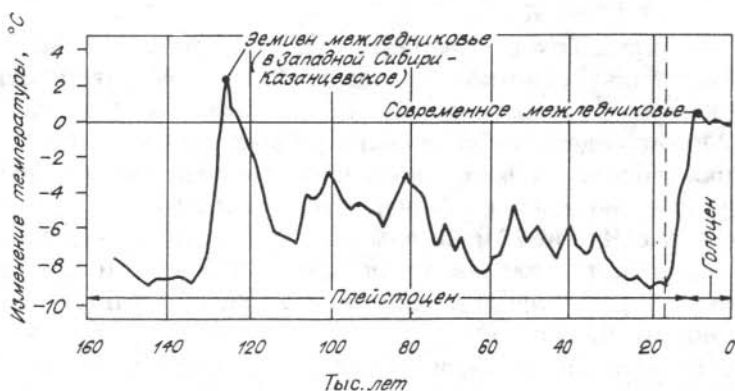


Рис.27. Изменения температуры воздуха в Антарктиде за последние 150 тыс. лет и сравнение ее с современной (сплошная линия), полученные из соотношения кислород/дейтерий в кернах льда на станции "Восток" [Jouzel et al., 1987].

Снижение температуры 20-18 тыс. лет назад - эпоха сартанского оледенения в Сибири.

цу следующего века. Второй максимум относится к середине голоцена (6200-5300 лет назад), когда средняя годовая температура воздуха в Северном полушарии была на $1,2^{\circ}\text{C}$ выше, чем в конце 19 века [Антропогенные изменения..., 1987]. Условия оптимума голоцена тоже сопоставляются с предстоящим потеплением климата. Это связано с тем, что численная интер-

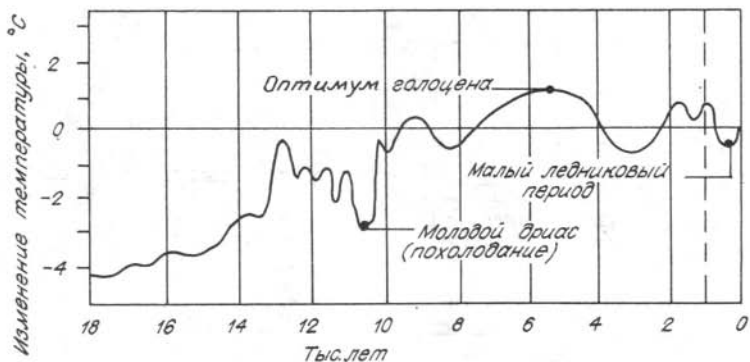


Рис.28. Изменения температуры поверхности Земли за 18 тыс. лет, полученные по исследованиям кернов льда в Гренландии [Climate change, 1990].

Горизонтальная линия - средняя температура в начале нашего века, равная 15°C. Снижение температуры 18 тыс. лет назад - эпоха сарматского оледенения в Сибири.

претация температуры проводится пока только для этих двух интервалов. Из числа более отдаленных от современности только климатический оптимум плейстоцена (3-4 млн лет назад) характеризуется количественно температурой, превышающей современную на 3-4°C. Известно также, что причиной его явилось более высокое содержание CO_2 в атмосфере.

На рис.28 показаны термические условия конца последнего ледникового и современного (голоценового) межледникового (18 тыс. лет назад). Можно отметить сложные температурные условия периода дегляциации (10-15 тыс. лет назад) и широкий голоценовый оптимум с максимумом 5-6 тыс. лет назад, когда было теплее современного на 1,2°C.

В течение последнего тысячелетия наблюдалось два периода потепления, в средневековье (1050-1330 гг.) и в настоящее время (с 1840 г.) (рис.29). Средневековое потепление можно оценить в 0,3°C по сравнению с концом прошлого века. За ним следует длительный промежуток похолодания, известный как "малый ледниковый период" (1350-1840 гг.). В это время температура поверхности падала на 0,6°C ниже средней.

И наконец, в течение последнего столетия наблюдается повышение температуры, прерываемое лишь отдельными слабыми похолоданиями в пределах 0,1-0,2°C (рис.30). Совершенно отчетливо проявляется начало длительного периода потепления климата в двадцатых-сороковых годах на 0,4°C и более резкое повышение температуры в последние годы на 0,2°C (начиная с конца семидесятых годов). Эти повышения температуры некоторые связывают с влиянием парникового эффекта, но с равным успехом можно сказать о естественных причинах, лежащих в его основе. Однако последнее потепление все же несет в себе некоторые черты, характерные для условий существования парникового эффекта. Во-первых, последнее потепление было предсказано до его появления на основании анализа количественных моделей атмосферы с повышенным содержанием CO_2 .

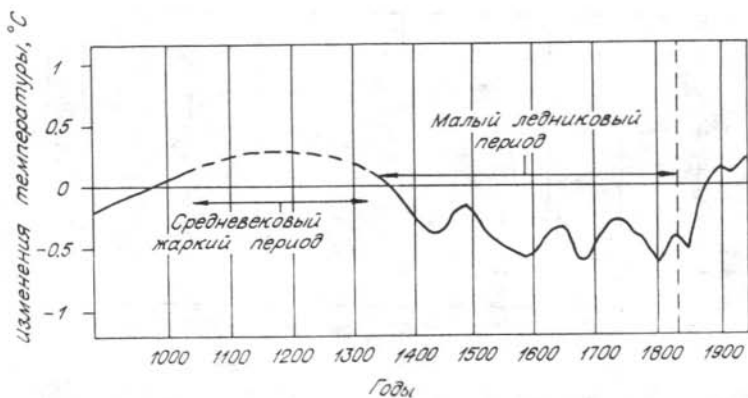


Рис.29. Изменения температуры воздуха вблизи поверхности за последнее тысячелетие, полученные на основе анализа большого количества исторических источников различных видов, а также по индексу температурной чувствительности древесных колец, относящиеся к Западной Европе и востоку Северной Америки [The Arctic ocean..., 1991].

Горизонтальная линия - средняя температура в начале нашего века, равная 15°C .

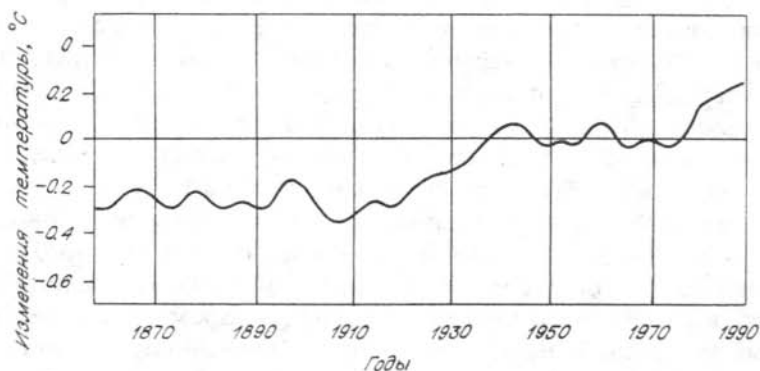


Рис.30. Изменения средней глобальной температуры воздуха за последнее столетие, полученные по непосредственным измерениям над поверхностью суши и океанов [Climate change, 1990].

Горизонтальная линия - средняя температура на начало нашего века.

Было предсказано, что к концу восьмидесятых годов температура возрастет на $0,2-0,3^{\circ}\text{C}$ по сравнению со средней температурой за 1951-1975 гг. Фактические данные подтверждают это. Во-вторых, в последние годы в ряде высокоширотных пунктов отмечены экстремальные средние годовые температуры за весь период наблюдений. В-третьих, увеличение содержания углекислоты в атмосфере приводит к снижению собственного излучения земной

поверхности. А так как летний климатический режим определяется солярными условиями, а зимний - циркуляционными и собственным излучением Земли, то влияние глобального потепления в первую очередь и в наибольшей степени должно проявляться в зимний период. Зимы должны становиться теплее, в то время как летом это потепление должно быть менее заметным. Особенно этот контраст должен быть заметен в высокоширотных континентальных регионах. В последние годы начали поступать метеорологические материалы, подтверждающие это. Зимы действительно стали аномально теплые.

Вероятно, в современном климате присутствует влияние парникового эффекта, вызванного деятельностью человека. Дискуссионным является только величина этого влияния на температуру и оценки ожидаемого изменения климата. Сторонники парникового эффекта считают, что влияние его на современный климат достаточно заметно и оценивается поразному. Вначале полагали, что стало теплее на 1°C , потом на $0,5-0,7^{\circ}\text{C}$. Сейчас предпочтение отдается значению $0,4^{\circ}\text{C}$ [Антропогенные изменения..., 1987]. М.И.Будыко и К.Я.Винников [1976] давали повышение температуры к 1990 г. в Северном полушарии на $0,7^{\circ}\text{C}$. Сейчас уже можно сказать, что этот прогноз, основанный на принципе аналогий климатов разных эпох, не подтверждается. Другие исследователи говорят об отсутствии свидетельств проявления парникового эффекта в современном климате [Борисенков, Кондратьев, 1988].

В будущем, при возрастании содержания CO_2 в атмосфере, ожидается продолжение нарастания глобальной температуры воздуха. Однако численные оценки этого явления противоречивы. Так, в случае двукратного увеличения концентрации газа возможный рост температуры по разным моделям оценивается рядом значений - от $0,25$ до $2-2,5^{\circ}\text{C}$ [Борисенков, Кондратьев, 1988].

В отличие от эмпирических моделей климата теоретические лучше обоснованы и дают более полное пространственное представление об изменениях климата. Если первые оперируют лишь со средними глобальными температурами воздуха, то, используя теоретические модели, можно получить пространственную картину изменения климата. Есть простые модели и сложные. У.Раманасан и др. [Ramanathan et al., 1979], используя простой балансый метод, где поглощение атмосферой длинноволнового излучения Земли рассматривается как увеличение прямого радиационного потока к поверхности, показали, что в случае удвоения содержания CO_2 температура поверхности возрастет на $1,0^{\circ}\text{C}$. Расчеты по радиационно-конвективной одномерной модели атмосферы дают потепление на $2,0^{\circ}\text{C}$ [Ramanathan, Coalkey, 1978]. Но по большинству таких относительно простых моделей наиболее вероятное повышение глобальной температуры определяется в $2,4 \pm 1,1^{\circ}\text{C}$.

М.И.Будыко и др. [1992] на основании многих источников составили таблицы прогноза содержания основных парниковых газов и прироста температуры, получаемых с помощью климатических моделей (табл.6 и 7) [Селяков, 1990; Prospects..., 1990].

Из табл.7 видно, что со временем погрешности прогноза прироста температуры за счет парникового эффекта увеличиваются и во второй половине следующего века превысят 50 %.

Таблица 6

Прогноз изменения содержания основных "парниковых" газов в атмосфере 21 века (млрд⁻¹)

Газ	Г о д ы				
	2000	2025	2050	2075	2100
CO_2	370±9	423±25	480±50	540±80	620±150
CH_4	1,87±0,1	2,14±0,2	2,40±0,3	2,45±0,5	2,5±0,8
N_2O	0,31±0,01	0,32±0,02	0,33±0,03	0,34±0,04	0,35±0,05
Эквивалент CO_2	415±20	490±50	565±100	640±180	740±300

Примечание. "Эквивалент CO_2 " в атмосфере - это условный газ, введение которого в одномерные модели климата полностью описывает изменение величины парникового эффекта под влиянием всех реальных газов. Такая замена не приводит к заметным ошибкам, но зато существенно упрощает расчеты.

Таблица 7

Прогноз изменения средней глобальной температуры с помощью климатических моделей в 21 веке

Прирост температуры	Г о д ы				
	2000	2025	2050	2075	2100
$\Delta T, ^\circ C$	0,9±0,3	1,4±0,7	2,0±1,0	2,5±1,6	3,2±2,0

Наиболее сложными, но и наиболее достоверными являются трехмерные радиационно-циркуляционные модели глобального потепления климата при удвоении концентрации CO_2 , разработанные в Годдардском институте космических исследований [Hansen et al., 1983], в Лаборатории геофизической гидродинамики Принстонского университета [Manabe, Wetherald, 1975, 1987] и в Британской метеорологической службе [Mitchell et al., 1990]. На рис.31 приведен один из результатов моделирования повышения температуры атмосферы в Северном полушарии при удвоении концентрации CO_2 в атмосфере Земли. Как видим радиационно-циркуляционные модели позволяют построить детальную объемную картину изменения температуры атмосферы. В них учитывается термодинамическое взаимодействие воды и пара, превращение их в снег и лед, реальное распределение океанов и суши и влагообмен атмосферы с ними и прогнозируется распределение потепления по широте и высоте. Первое наиболее важно, так как дает представление о значительно более высоких разностях температур современной и будущей в арктических и высокоширотных районах (7-10 °C). В среднем температура воздуха вблизи поверхности Северного полушария повыша-

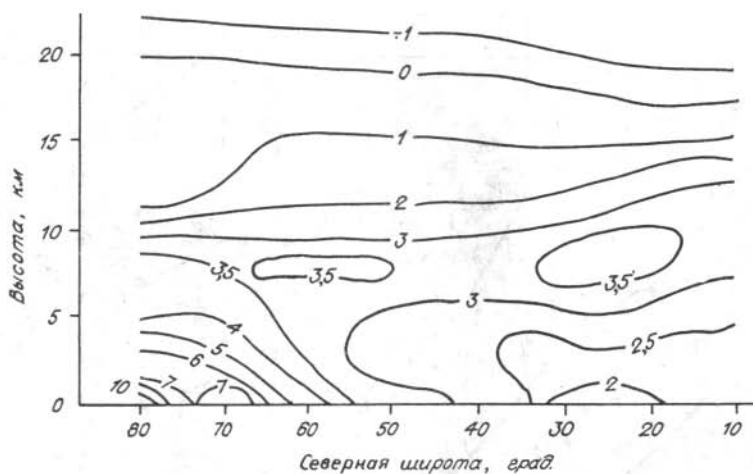


Рис.31. Прогноз изменения температуры атмосферы (прирост T , $^{\circ}\text{C}$) при удвоении концентрации CO_2 по модели С. Манабэ [Manabe, Wetherald, 1975].

Показан один из результатов моделирования повышения температуры атмосферы в Северном полушарии. Изолинии - вариант изменения (прироста) температуры, в $^{\circ}\text{C}$.

ется примерно на $3,0-3,5^{\circ}\text{C}$ (см. рис.31). С высотой нагрев сокращается, а в стратосфере, наоборот, наблюдается похолодание. Наибольший широтный градиент температуры отмечается в высоких широтах вследствие сдвига к северу границы снега и льда. Некоторая аномалия на широте 75° связана с переходом от материка к океану и северным морям. Модель указывает на возможное увеличение количества осадков до 7%. Каждое последующее удвоение содержания CO_2 будет приводить к повышению температуры тропосферы на $2-3^{\circ}\text{C}$. Рассмотренные модели являются достаточно хорошей основой для составления сценариев потепления климата в криолитозоне Западной Сибири. Хотя нужно признать, что прогнозируемые по ним значения разности температур, видимо, завышены, так как в модели не учитываются некоторые обратные связи, которые всегда уменьшают конечный эффект любого процесса.

Сценарии потепления климата Западной Сибири и повышения температуры мерзлых пород

В основу рассматриваемых ниже сценариев положены оба рассмотренных метода прогноза глобального потепления климата - метод аналогий современного и палеоклимата и метод численного моделирования радиационно-циркуляционной атмосферы при увеличении содержаний в ней CO_2 .

В первом случае использованы представления, изложенные в работе "Антропогенные изменения" [1987], во втором - применена модель С.Манабэ

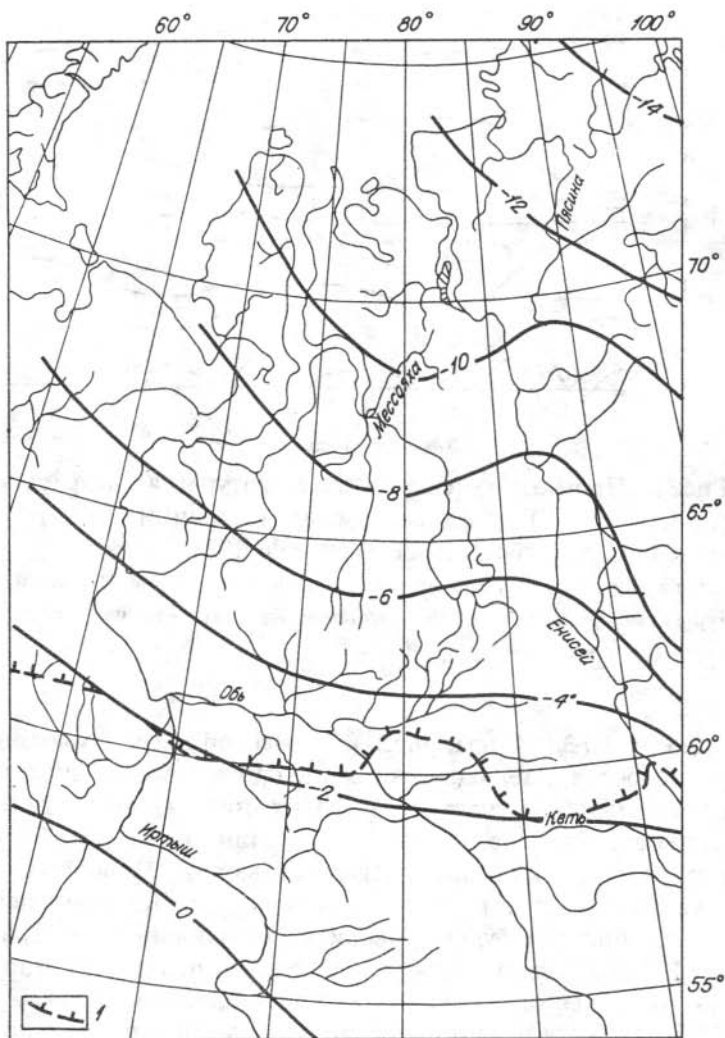


Рис.32. Современная среднегодовая температура (в °С) воздуха в пределах Западной Сибири (по метеоданным). 1 - южная граница криолитозоны.

к условиям Западной Сибири. Метод аналогий М.И.Будыко и Ю.А. Израэля уже был использован для прогноза антропогенного изменения климата Ф. Нельсоном и О. Анисимовым [Nelson, Anisimov, 1993], которые составили на территорию распространения криолитозоны в России серию карт, отражающих распределения современных температуры воздуха и поверхности горных пород и те же параметры в случае повышения средней глобальной температуры на 1,2 и на 2 °С. Как было показано выше, эти приращения температуры соответствуют температурам голоценового оптимума и микulinского межледниковья (см. рис.27). Полагают, хотя и недостаточно обоснованно, что первый сценарий осуществится в Северном полушарии в

2000 г., а второй - в 2025-2030 гг. Анализ работы Ф.Нельсона и О.Анисимова [Nelson, Anisimov, 1993] показал, что имеющиеся в нашем распоряжении экспериментальные данные позволяют выполнить для Западной Сибири более детальные построения, которые и рассматриваются ниже.

Карта изотерм приземного слоя воздуха в пределах Западной Сибири построена нами на основании данных по 153 метеостанциям региона (рис.32). На ней четко прослеживается широтная зональность и особые климатические условия вдоль Енисейского меридиана, связанные с существованием особых барических условий в тропосфере, барического гребня, вдоль которого зимой с юга идет постоянный приток тепла и осадков. В Сибири это район максимальной циклонической деятельности в зимний период. При картировании температуры поверхности горных пород нами использовались не только метеоданные, но и измерения T в неглубоких скважинах (рис.33). Нетрудно видеть, что температура поверхности несколько выше, хотя основные черты распределения температур воздуха и поверхности идентичны. Теплая аномалия вдоль Енисейского меридиана в последнем распределении выражается более отчетливо, что объясняется возрастанием здесь высоты снежного покрова, препятствующего зимнему охлаждению.

Различие значений температур воздуха и поверхности горных пород в одном и том же пункте выражает усредненное за год теплоизолирующее влияние снежного покрова. Региональное распределение этой величины, по нашим данным, представлено на рис.34. Максимальное относительное превышение температуры поверхности (на $7-8^{\circ}\text{C}$) наблюдается примерно на широтах $64-66^{\circ}$ с.ш. (Сибирские Увалы). К северу различие температур снижается до $3-4^{\circ}$, к югу - до $5-6^{\circ}$.

В основу построения сценария потепления климата в Западной Сибири целесообразно, на наш взгляд, положить фактические распределения температур воздуха и поверхности горных пород в настоящее время и изменение приращения температур в зависимости от широты по модели С.Манабе [Manabe, Wetherald, 1975,1987]. При этом можно допустить (из-за отсутствия данных), что распределение и высота снежного покрова по территории останутся сходными с современными (по модели С.Манабе увеличение осадков не превысит 7 %).

В разных моделях на графиках изменения приращений T при глобальном потеплении (рис. 35) кривая 1 (модель С. Манабе) выглядит, на наш взгляд, предпочтительнее, она правильнее отражает климатический процесс. В частности, эта модель учитывает, что приращение температуры нелинейно уменьшается при движении к югу и асимптотически приближается к нулю вблизи экватора. Кроме того, эта закономерность реагирует на влияние Северного Ледовитого океана в высоких широтах и представляется менее экстремальной. Зависимости 2 и 3 модели Ф. Нельсона и О. Анисимова) выглядят чересчур упрощенными.

Нами построено несколько прогнозных карт распределений температуры поверхности Западно-Сибирского региона при различных предположениях о характере и причинах возможного потепления климата в ближайшем будущем. Часть этого материала рассмотрена в настоящей работе.

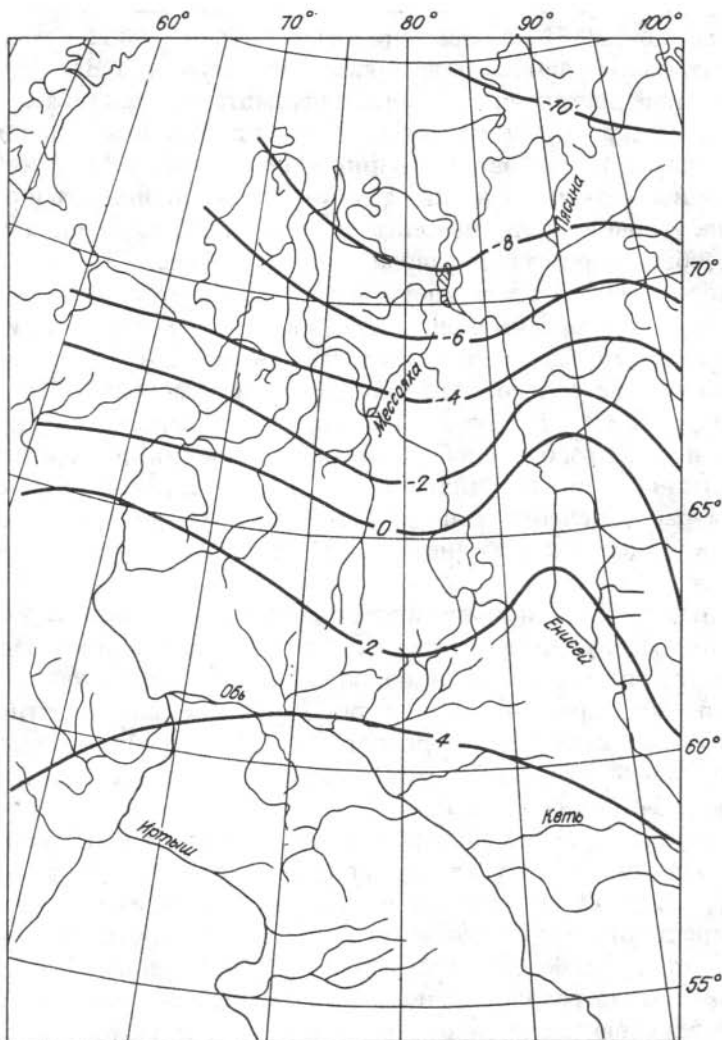


Рис.33. Современная среднегодовая температура поверхности горных пород в Западной Сибири (по метеорологическим и геотермическим данным). Оцифровка изолиний, °С.

На рис.36 показано прогнозируемое распределение температуры поверхности горных пород, полученное с учетом рассмотренных выше распределений современных температур (см.рис.32 и 33) и широтной зависимости приращения T согласно графику 2 (см. рис.35). Сравнивая рис.33 и 36, нетрудно отметить, что в результате потепления по описанной модели может происходить значительное прогревание поверхности (на 2-4°) и заметное смещение изолиний к северу. Широтная зональность сохраняется. Нулевая изотерма в западной части может пройти вблизи о-ва Колгуева.

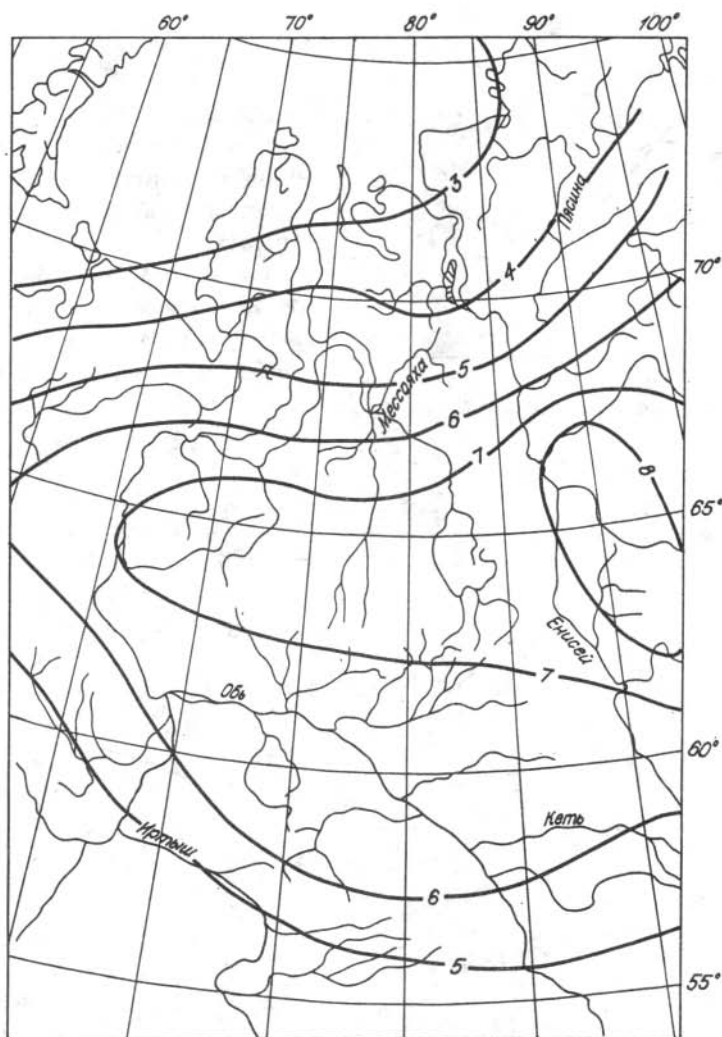


Рис.34. Различие между современными значениями среднегодовых температур воздуха и поверхности горных пород в Западной Сибири (по распределениям, представленным на рис.32 и 33). Оцифровка изолиний, °С.

Более обоснованными, на наш взгляд, являются сценарии повышения температур воздуха и поверхности горных пород Западной Сибири в случае удвоения содержания CO_2 в атмосфере, основанные на фактических картах изотерм в настоящее время и результатах расчетов по модели С. Манабе. На рис.37 и 38 представлены карты изотерм воздуха и поверхности примерно на середину или конец 21 века, когда ожидается удвоение содержания углекислоты в атмосфере. На широте Полярного круга и севернее температура воздуха должна повыситься на $7^\circ C$, на юге, примерно, на $4^\circ C$. Температура поверхности горных пород повышается аналогично. Изо-

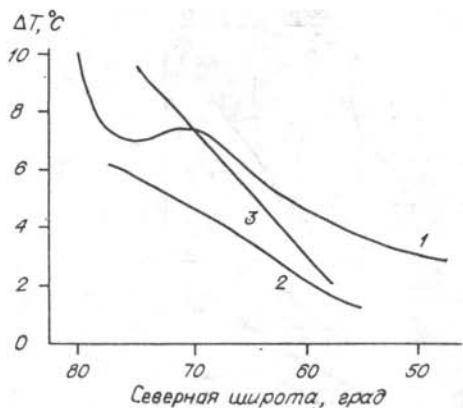


Рис.35. Зависимость прироста (ΔT) температуры поверхности горных пород от широты по различным моделям глобального потепления климата:

1 - по модели С. Манабэ [Manabe, Wetherald, 1975], 2,3 - по моделям Ф.Нельсона и О. Анисимова [Nelson, Anisimov, 1993] (максимальный рост температуры: 2 - 1,2 °C, 3 - 2 °C).

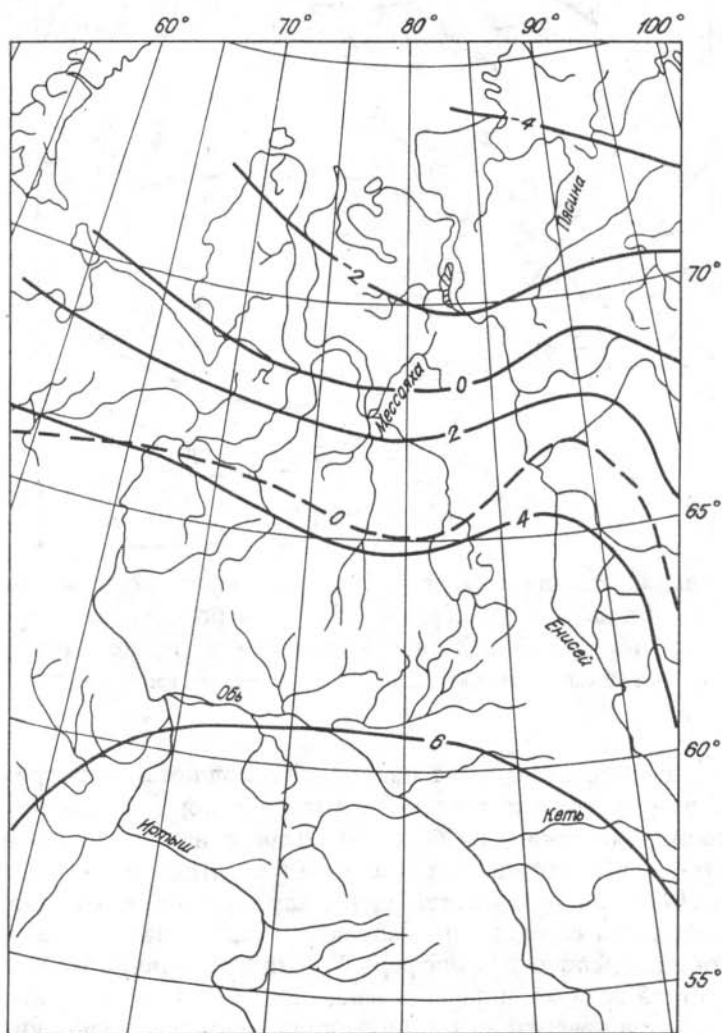


Рис.36. Прогнозная температура поверхности горных пород Западной Сибири при глобальном потеплении климата на $1,2^{\circ}\text{C}$.

Использована одна из моделей Ф. Нельсона и О. Анисимова (см. рис.35, график 2) и современная экспериментальная информация (см. рис.32 и 33). Пунктир - современное расположение нулевой изолинии. Оцифровка изолиний, $^{\circ}\text{C}$.

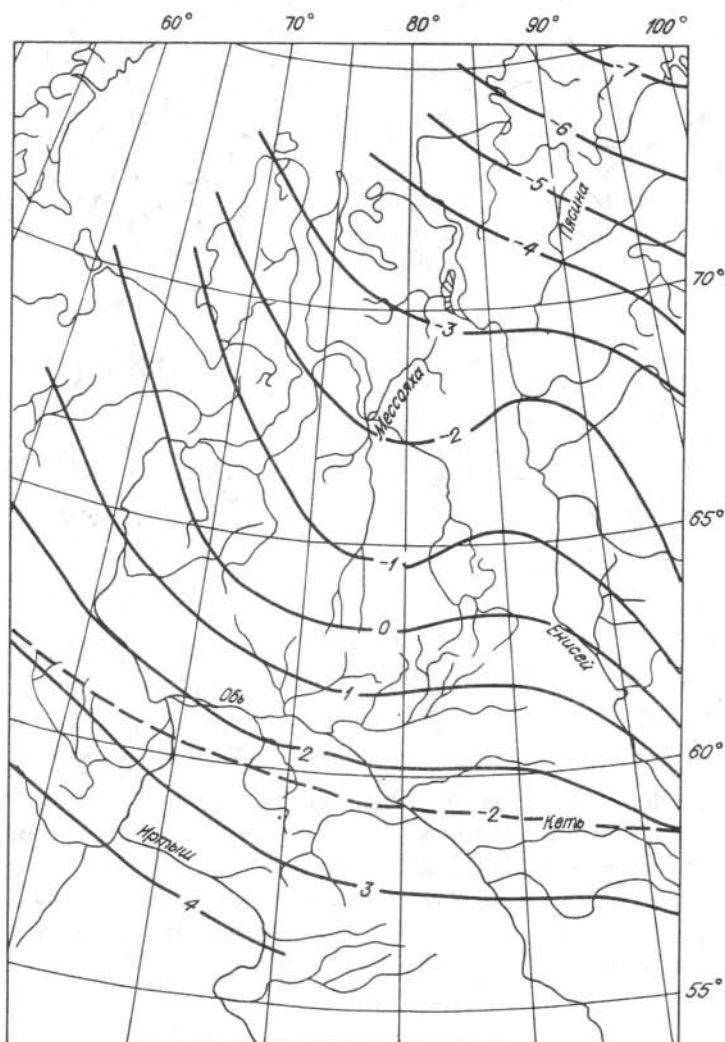


Рис.37. Прогнозное распределение температуры воздуха Западной Сибири при удвоении содержания углекислого газа в атмосфере.

Использована модель С.Манабе (см. рис.35, график 1) и современная экспериментальная информация (см. рис.32). Пунктир - современное расположение изолинии -2° . Оцифровка изолиний, $^{\circ}\text{C}$.

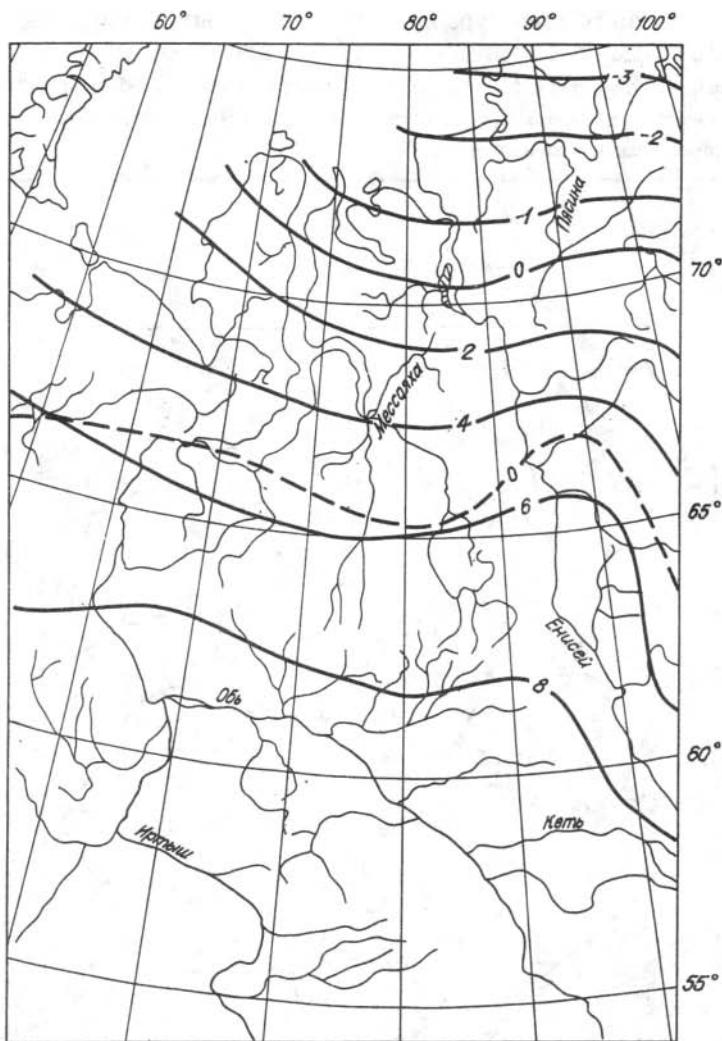


Рис.38. Прогнозное распределение температуры поверхности горных пород Западной Сибири при удвоении содержания углекислого газа в атмосфере.

Использована модель С.Манабе (см. рис.35, график 1) и современная экспериментальная информация (см. рис.33). Пунктир - современное расположение нулевой изолинии. Оцифровка изолиний, °С.

терма 0 °С смещается к северу на 400-км в приенисейской части и на 600 км на меридиане Ямала и совпадает, примерно, с широтой 71°. Условия для существования мерзлых пород сохранятся только на северной оконечности п-ова Ямал, на Гыдане и Тазовском полуострове. Усилится процесс деградации мерзлых пород.

Совместный анализ имеющейся информации о возможном изменении содержания CO_2 и других "парниковых" газов в атмосфере 21 века (см.

Рис.39. Увеличение (в среднем) температуры поверхности горных пород Западной Сибири при глобальном потеплении климата в разные периоды 21 века на разных широтах.

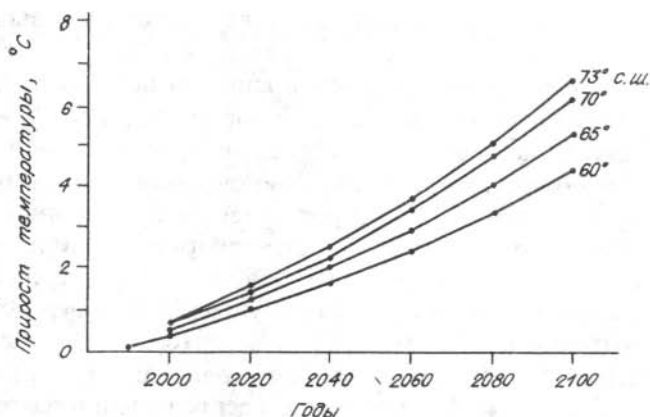


Таблица 8

Возможный прирост температуры (°С) поверхности горных пород в Западной Сибири при глобальном изменении климата на разных широтах в 21 веке

Северная широта,град	Г о д ы					
	2000	2020	2040	2060	2080	2100
60	0,4	1,0	1,7	2,5	3,4	4,4
65	0,5	1,3	2,0	3,0	4,1	5,3
70	0,6	1,5	2,3	3,5	4,8	6,2
73	0,6	1,6	2,5	3,8	5,1	6,6

табл.6) и соответствующих вариациях глобальной температуры (см. табл.7, рис.35) позволяет построить специальную номограмму, приведенную на рис.39, для оценки прироста температуры (ΔT) в случае потепления климата. Номограмма может быть использована для прогнозирования изменения во времени температуры поверхности в пределах Западной Сибири при глобальном потеплении. Чтобы определить значение T в какой-то период 21 века, необходимо к современной температуре поверхности горных пород (см. рис.33) добавить ее приращение ΔT , определенное по номограмме. Метод может быть использован для построения карт потепления (температуры земной поверхности) для различных периодов грядущего столетия. Для удобства по графикам рис.39 составлена табл.8.

Выполненные исследования позволили, таким образом, получить достаточно обоснованный сценарий возможного изменения температуры поверхности горных пород для территории Западной Сибири на 21 столетие.

Грядущее потепление климата неизбежно приведет к прогреванию и протаиванию вечномерзлых пород. Это, в свою очередь, вызовет необратимые изменения в связанных с криолитозонной геосистемах, ослабление механических свойств приповерхностных горных пород, обострение проблем надежности и устойчивости инженерных сооружений. В этой связи актуальной задачей является прогнозирование эволюции температурного поля мерзлых пород под влиянием климатических изменений. Такое прогнозирование может быть осуществлено посредством численного анализа геотермических моделей криолитозоны, включающих информацию о строении мерзлого слоя, о начальных и граничных условиях.

Рассмотренные выше распределения температуры приземного слоя воздуха и земной поверхности в пределах Западной Сибири, а также сценарии их возможного изменения в ближайшем будущем по сути дела дают исчерпывающую характеристику верхнего граничного условия в моделях криолитозоны этого региона. В качестве нижнего граничного условия обычно используется распределение внутриземного теплового потока, представленное в разделе 1.1 данной работы (см. рис.3). Известны и более ранние схемы ТП Западной Сибири [Дучков, Соколова, 1979; Дучков и др., 1982; Дучков, 1985; Курчиков, Ставицкий, 1987; Тепловое поле..., 1987; Дучков и др., 1992]. Строение криолитозоны Западной Сибири достаточно подробно описано в работах [Балобаев, 1991; Геокриология, 1989].

Мерзлые породы присутствуют в разрезе этого региона вплоть до широтного течения Оби (см. рис.32). Наибольшая мощность криолитозоны, установленная в районах крайнего севера, - порядка 500-600 м. В целом более мощная мерзлота характерна для восточных районов Западной Сибири, где она к тому же и наиболее продвинута к югу. Примерно до широты Полярного круга мерзлые породы распространены прямо с поверхности, т.е. здесь вечномерзлые породы смыкаются со слоем сезонного промерзания (протаивания). Южнее, вследствие прогревания, сверху формируется слой талых пород, т.е. появляется и верхняя граница криолитозоны. Кровля погребенной криолитозоны местами опускается до 200-250 м. Для южной оконечности криолитозоны характерно обилие таликов, островное распространение мерзлоты.

Более подробно рассмотрим особенности современного температурного поля мерзлых пород, представляющего начальное условие в геотермических моделях криолитозоны. Экспериментальные данные показывают чрезвычайно разнообразие температурных условий, присущих разрезам, вмещающим вечномерзлые породы. Анализ имеющейся информации позволил выделить несколько (пять) типичных геотемпературных разрезов, соответствующих отдельным геокриологическим областям Западной Сибири.

Температурные разрезы по первой (**северной**) области представлены на рис.40. Эта область характеризуется сплошным развитием мерзлых пород как по площади, так и по глубине, и включает территории п-ова Ямал, Гыдан, Тазовский и северо-восточную часть Западной Сибири, ограничиваясь на юге, примерно, широтой Полярного круга. Мощность мерз-

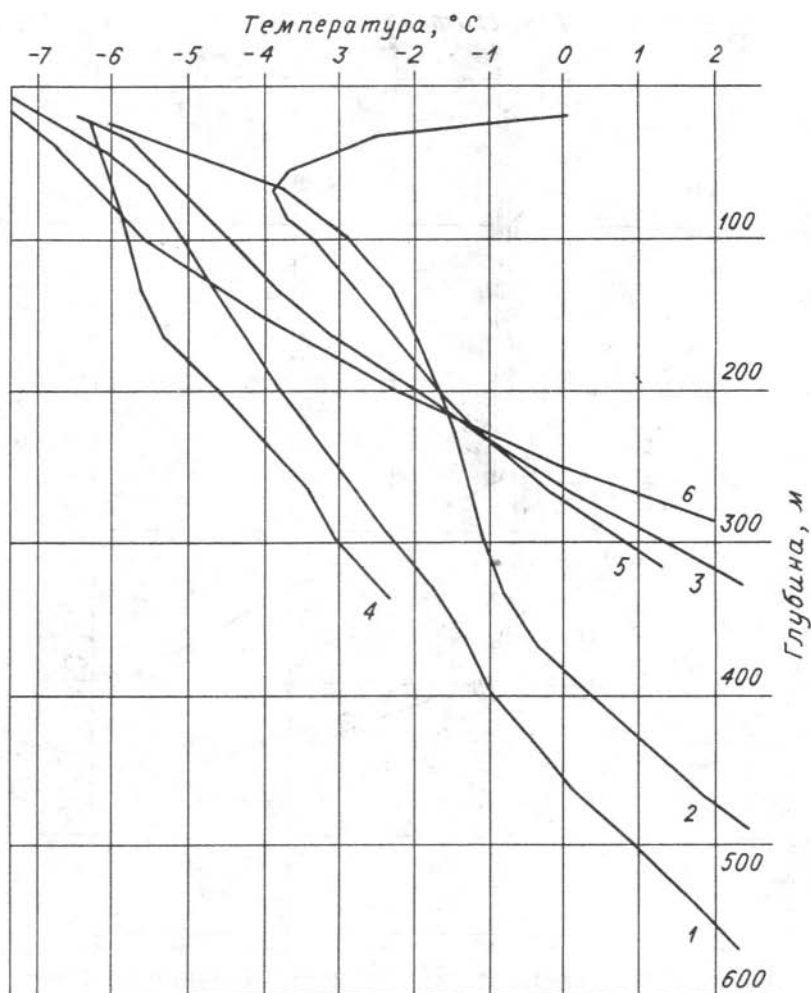


Рис.40. Геотермические разрезы мерзлой толщи северной области Западной Сибири.

Площадь: 1 - Соленинская, скв.10; 2 - Мессояхская, скв.109; 3 - Харасовейская; 4 - Южно-Тамбейская, скв.2; 5 - Нейтинская, скв.25; 6 - Новопортовская, скв.49.

лых пород изменяется от 250 м на западе п-ова Ямал до 500 м и более на северо-востоке. Мерзлый слой в верхней части здесь охлажден до минус 6-8 °С. В пределах криолитозоны наблюдается сравнительно высокий геотермический градиент, сравнимый с геотермическим градиентом в талых породах ниже фазовой границы. Глобальное потепление климата в этой области приведет в основном к повышению отрицательных температур и лишь на крайнем юге области в конце 21 века может начаться протаивание мерзлоты сверху. Оно будет, вероятно, медленным, из-за высокой льдонасыщенности горных пород. Вследствие повышения температуры мерзлых пород может усилиться деградация криолитозоны снизу.

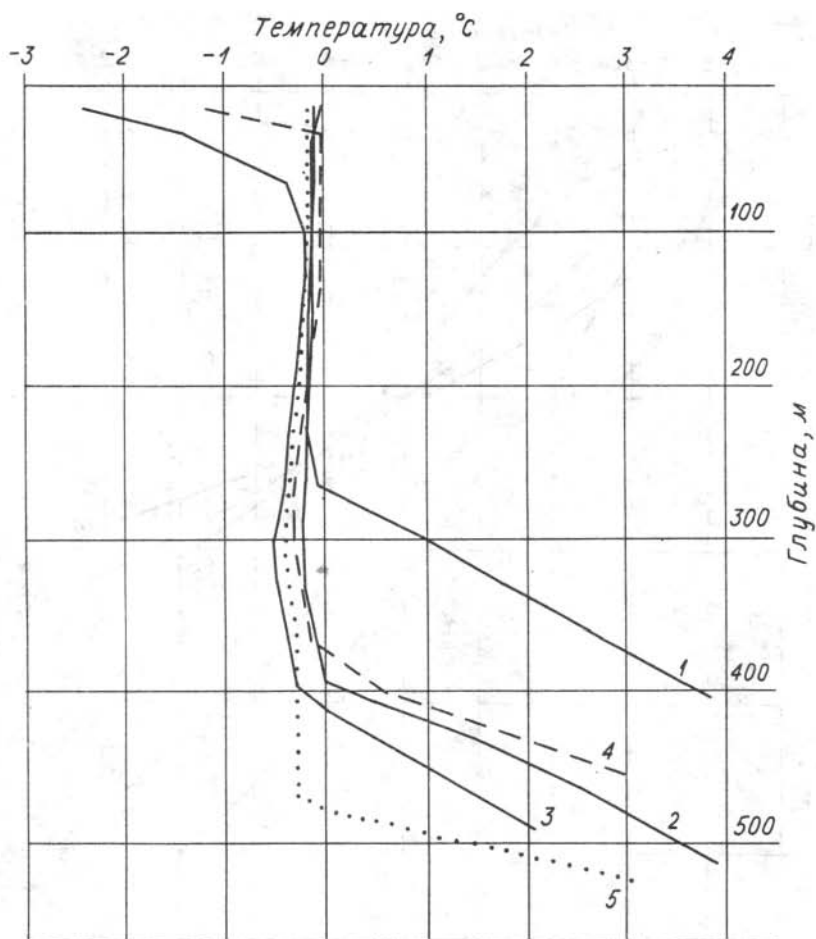


Рис.41. Геотермические разрезы мерзлой толщи в пределах "безградиентной" области Западной Сибири.

Площадь: 1 - Костровская, скв.3; 2 - Песцовая, скв.2; 3 - Медвежья, скв.44; 4 - Уренгойская, скв.120; 5 - Сузунская, скв.1.

Вторая область (**безградиентная**), располагается южнее первой, занимая узкую полосу территории вдоль Полярного круга, и характеризуется отсутствием в мерзлой толще температурного градиента (рис.41). Безградиентное температурное поле в криолитозоне сформировалось здесь под влиянием потепления в голоцене (см. рис.27, 28), в то время как слой мерзлых пород образовался ранее, в эпоху сартанского оледенения. Отставание движения фазовой границы от изменений температуры мерзлых пород происходит из-за высокой фазовой инерционности слаболитифицированных пород, содержащих большое количество влаги в порах и трещинах. В настоящее время мерзлая толща протаивает снизу под влиянием внутриземного теплового потока со скоростью прямо пропорциональной его величине. Температура подмерзлотной толщи пород определяется не температурой на поверхности, а скоростью движения нижней фазовой границы.

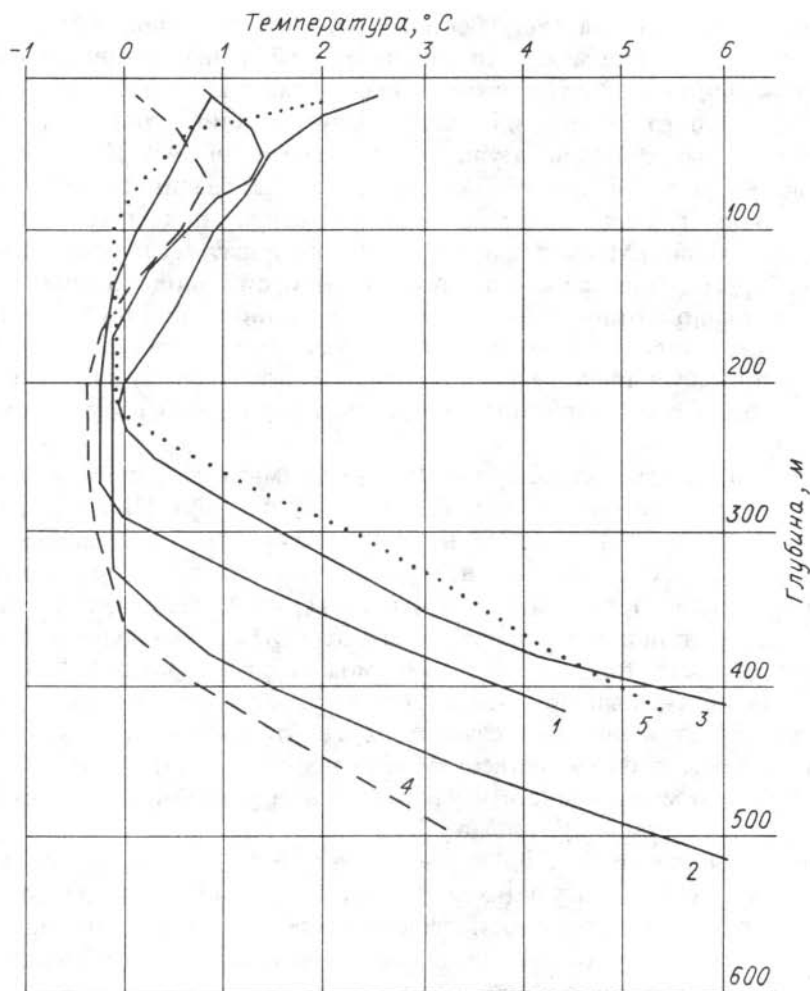


Рис.42. Геотермические разрезы в области распространения реликтовой криолитозоны в пределах Западной Сибири.

Площадь: 1 - Медвежья, скв.25; 2 - Вэнгапуровская, скв.137; 3 - Варьеганская, скв.4; 4 - Уренгойская, скв.120; 5 - Аганская, скв.9.

Существование слабого отрицательного градиента температуры в мерзлой толще связано с тем, что по всей ее глубине температура равна температуре фазового перехода лед-вода, которая зависит от давления и поэтому понижается с глубиной. Мощность мерзлой толщи в области определяется местными палеогеокриологическими условиями последнего холодного периода.

Мерзлые породы этой области начнут протаивать сверху сразу же после начала глобального потепления и возможно этот процесс уже начался. Температура мерзлых пород меняться не может, а нижняя фазовая граница будет вести себя неизменно, как и ныне, т.е. породы продолжают протаивание снизу с постоянной скоростью, пропорциональной тепловому потоку.

Область **реликтовой** (погребенной) мерзлоты - самая обширная по площади - расположена между широтами 61 и 67° с.ш., а в приенисейской части территории опускается южнее. Она характеризуется оторванной от поверхности и погруженной на значительную глубину криолитозоной и соответствующими геотемпературными разрезами (рис.42). Как уже отмечалось, здесь мы наблюдаем реликт криолитозоны, развившейся в осадочном чехле Западной Сибири в холодную сартанскую эпоху и частично растаявшей в голоцене. Мерзлота продолжает протаивать сверху и снизу и в настоящее время. Положение подошвы реликтовой криолитозоны определяется палеокриологическими условиями холодной эпохи и величиной внутриземного теплового потока. Глубина залегания кровли сформировалась под влиянием климатических изменений (потепления) в последние 5-6 тыс. лет. Она варьирует в широких пределах - от первых десятков метров до 200-250 м.

В результате глобального потепления климата существенного изменения криогенных условий в этой области не произойдет. Нижняя граница реликтовой криолитозоны вообще не будет реагировать ни на какое потепление на поверхности, так как она бронирована от его влияния верхней фазовой границей. Продолжится опускание верхней фазовой поверхности за счет потока тепла с поверхности, но процесс этот несколько ускорится в результате потепления. Для сравнения можно сказать, что 150-метровая талая толща, перекрывающая реликтовую мерзлоту, сформировалась за 10-12 тыс. лет. Естественно, не следует ожидать, что за предстоящие 100 лет произойдут какие-либо существенные изменения в ее положении. С полным основанием можно полагать, что эта область устойчива к предстоящему глобальному потеплению климата.

Двухслойная мерзлота наблюдается на 61-62° с.ш. в пределах отдельных участков, характеризующихся особыми условиями на поверхности (заболоченность, заторфованность, залесенность). Для таких участков установлено наличие не только погребенной реликтовой криолитозоны, но и второго приповерхностного слоя мерзлых пород (рис.43). Последний имеет небольшую мощность, чаще всего 15-30 м, что указывает на его молодой возраст, ограниченный несколькими тысячами лет или даже меньше. Причинами новообразования криолитозоны вблизи поверхности считают или похолодание после голоценового оптимума (см. рис.27,28), или формирование на поверхности специфических условий (например, заторфованности), препятствующих прогреванию пород в ходе голоценового потепления и способствующих формированию отрицательных среднегодовых температур земной поверхности.

Двухслойная криолитозона - образование весьма неустойчивое. Глобальное потепление климата приведет к деградации верхнего слоя мерзлых пород. Пока он будет оттаивать, нижний слой не претерпит изменений: сохранит положение верхняя граница, а нижняя будет подниматься со скоростью примерно 1-3 см/год. Оттаивание реликтовой мерзлоты сверху начнется только после полной деградации верхнего мерзлого слоя.

Своеобразная температурная обстановка формируется в талых породах южнее криолитозоны, т.е. там, где реликтовый слой мерзлоты полностью разрушился (оттаял) сравнительно недавно. В разрезах этой пост-

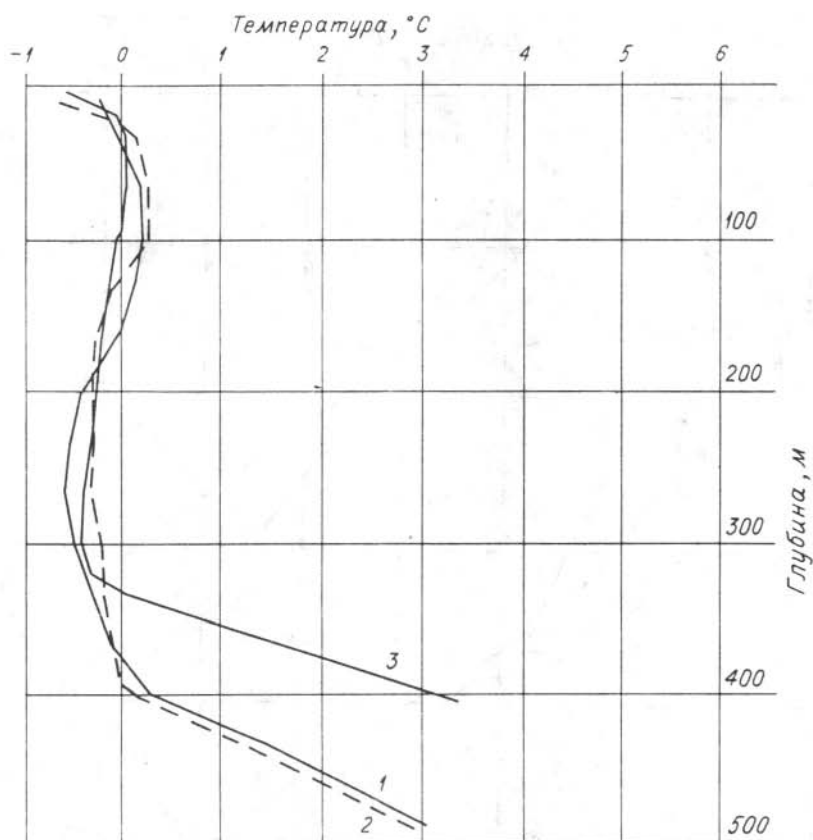


Рис.43. Геотермические разрезы в области распространения двухслойной криолитозоны в пределах Западной Сибири.

Площадь: 1,2 - Уренгойская, скв.160 и 46; 3 - Медвежья, скв.51.

криогенной области мерзлые породы полностью деградировали, но температурное поле, вследствие его инерционности, еще не успело стабилизироваться и содержит резкие признаки нестационарности вплоть до существования отрицательных градиентов температуры в верхних горизонтах пород (рис.44). Степень нестационарности T тем больше, чем меньше времени прошло с момента деградации мерзлоты. Анализ температурных разрезов позволяет проследить пространственную последовательность протаивания реликтовой криолитозоны. Так, примеры, приведенные на рис.44, показывают, что раньше деградация мерзлоты произошла на северо-западе, в Березовском районе. Современное температурное поле горных пород здесь уже полностью стабилизировалось и не хранит уже никаких следов бывшего существования здесь криолитозоны. Температурное поле в районе Мегионской площади (Широтное Приобье) также близко к стационарному, но искажение геотермического градиента здесь уже заметно. Аналогична температурная обстановка и в пределах Самотлорской площади. В разрезах остальных участков геотемпературное поле существенно нестационарно, что отмечается даже изменением знака геотермического градиента. Время

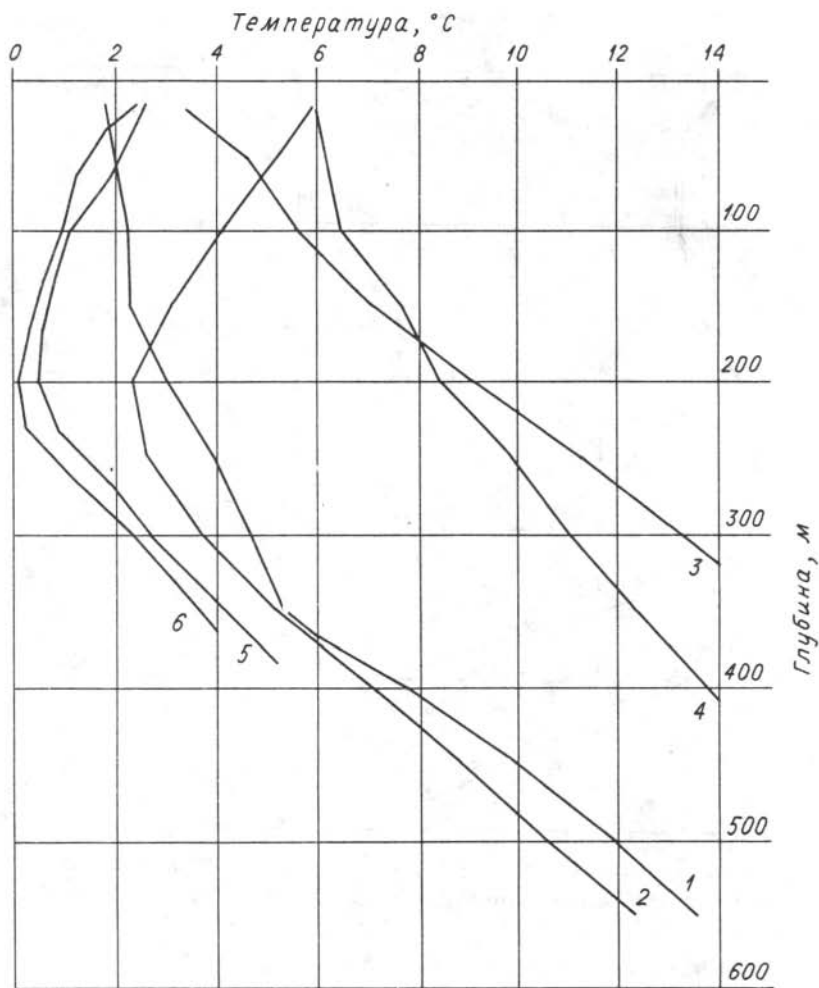


Рис.44. Геотермические разрезы в посткриогенной области (к югу от современной южной границы криолитозоны в Западной Сибири).

Площадь: 1 - Самотлорская, скв.8; 2 - Быстринская, скв.125; 3 - Березовская, скв.5; 4 - Мегионская, скв.15; 5 - Варьеганская, скв.5; 6 - Аганская, скв.9.

полного оттаивания мерзлого реликта определяется по температуре минимума. Чем выше T пород на глубине расположения температурного минимума, тем больше времени прошло с момента деградации мерзлого слоя, температура которого была близка к нулевой. Наиболее нестационарное температурное поле наблюдается в районах Широтного Приобья и южнее. Численный анализ нестационарных температурных разрезов в данной области может дать дополнительную информацию, касающуюся эволюции температурного поля палеокриолитозоны [Duchkov, Devyatkin, 1992].

Северная граница посткриогенной области проходит примерно по линии (см. рис.33): долина р.Кеть - долина р.Обь - водораздел бассейнов рек Васюган, Ларьеган, Большой Юган. Долину Иртыша она пересекает при впадении в него р.Демьянка. Глобальное потепление климата практически не скажется на состоянии горных пород в посткриогенной области из-за отсутствия в разрезах мерзлых пород. Произойдет некоторое увеличение геотемператур до глубин 200-300 м и усилится степень нестационарности температурного поля.

Анализ параметров геотермической модели криолитозоны Западной Сибири дает хорошую основу для прогнозных оценок возможной реакции мерзлоты на глобальное изменение климата под влиянием увеличения содержания углекислоты в атмосфере Земли. Районирование территории Западной Сибири на пять областей, отличающихся особенностями температурного поля и криолитозоны, достаточно для расчетов изменения фазового и теплового состояния горных пород в результате глобального потепления. Такие расчеты дадут возможность построить общую картину прогревания горных пород в региональном плане. Для конкретных площадей, пунктов и месторождений необходимо использование более конкретной информации. В следующей главе рассматриваются мерзлотно-геотермические данные для отдельных ограниченных по размерам площадей в пределах Сибири.

МЕРЗЛОТНО-ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РЕГИОНОВ СИБИРИ

Исследование теплового состояния криолитозоны в условиях периодического изменения климата и постоянного воздействия внутриземного тепла представляет научный и практический интерес. Оно необходимо для решения экологических, геологических, инженерно-геокриологических и других проблем, связанных с эволюцией криолитозоны в земной коре в целом. Деграционные явления в толще мерзлых пород, вызванные изменением климата, антропогенными и геологическими воздействиями требуют повышенного внимания. Геотермические наблюдения являются эффективным инструментом изучения современного состояния и направленности развития как температурного поля мерзлой толщи, так и собственно криолитозоны. Так, показателем деграции или, наоборот, роста криолитозоны может служить соотношение тепловых потоков в мерзлых ($ТП_{\text{м}}$) и подстилающих талых ($ТП_{\text{т}}$) породах [Балобаев, 1991]. Естественно, что для подобных оценок необходимо иметь высокоточные температурные измерения по глубоким скважинам, вскрывающим мерзлоту на полную мощность. В настоящей главе обсуждаются некоторые результаты геотермических и геокриологических исследований в пределах сравнительно небольших площадей разных территорий Сибири.

2.1. Мерзлотно-геотермические особенности Сибирских Увалов

Хорошо разбуренная территория Западной Сибири - наиболее благоприятный полигон для проведения режимных геотермических наблюдений за деграцией (или аградацией) мерзлых толщ. В качестве примера рассмотрим мерзлотно-геотермические условия в недрах Сибирских Увалов. Это самая возвышенная часть Западно-Сибирской равнины, узкой полосой протянувшаяся на 900 км в широтном направлении от Оби до Енисея. Высота моренно-холмистого рельефа достигает здесь 280 м. Общая позиция рассматриваемого района показана на рис.45.

Для установления конфигурации и глубины залегания криолитозоны использованы специальные измерения T в скважинах с установившимся тепловым режимом и результаты промыслового термокаротажа, обработанного с учетом рекомендаций Руководства... [1985]. В итоге удалось построить достаточно детальную карту (см. рис.45) нижней границы криолитозоны.

Сибирские Увалы расположены в той части Западной Сибири, для которой характерно распространение погребенной реликтовой слабоохлажденной мерзлоты. Ее нижняя граница располагается в среднем на глубинах 300-350 м (см. рис.45), а верхняя - 200-250 м.

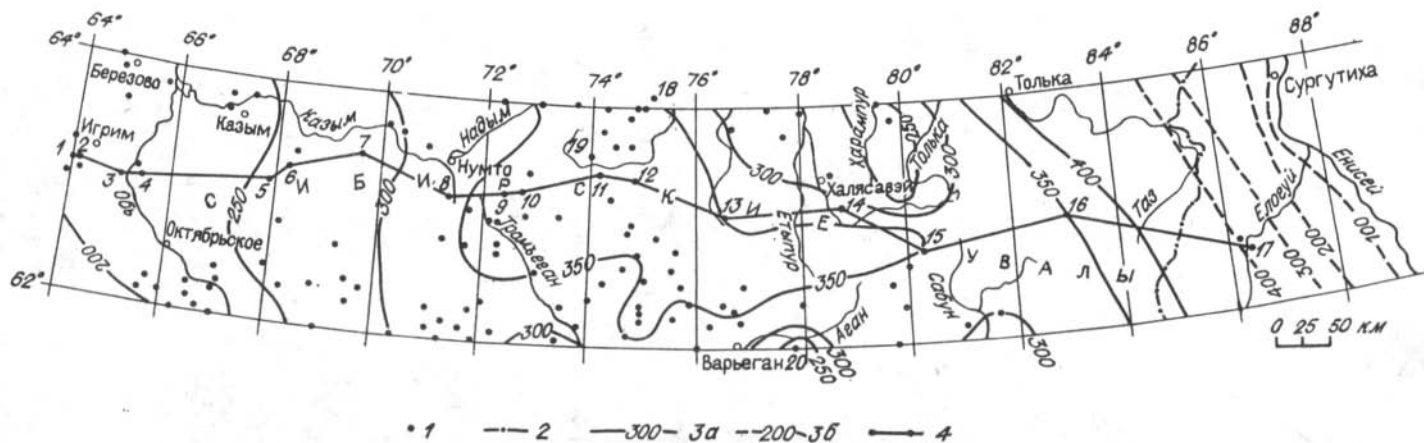


Рис.45. Обзорная карта территории Сибирских Увалов (Западная Сибирь):

1 - участок температурных измерений; 2 - граница Тюменской области и Красноярского края; 3 - изолинии глубины залегания нижней границы криолитозоны, м: а - установленные, б - предполагаемые; 4 - линия геотермического профиля. Цифрами указаны участки, через которые проведен профиль: 1 - Пауль-Турский, 2 - Игримский, 3 - Перегребненский, 4 - Радомский, 5 - Ольховский, 6 - Юганский, 7 - Южно-Юильский, 8 - Вагльорский, 9 - Западно-Перевальный, 10 - Восточно-Перевальный, 11 - Итуяхский, 12 - Западно-Ноябрьский, 13 - Вэнгапуровский, 14 - Северо-Еркальский, 15 - Верхне-Толькинский, 16 - Верхне-Каралькинский, 17 - Елогуйский, 18 - Верхне-Пурпейский, 19 - Суторминский, 20 - Варьеганский.

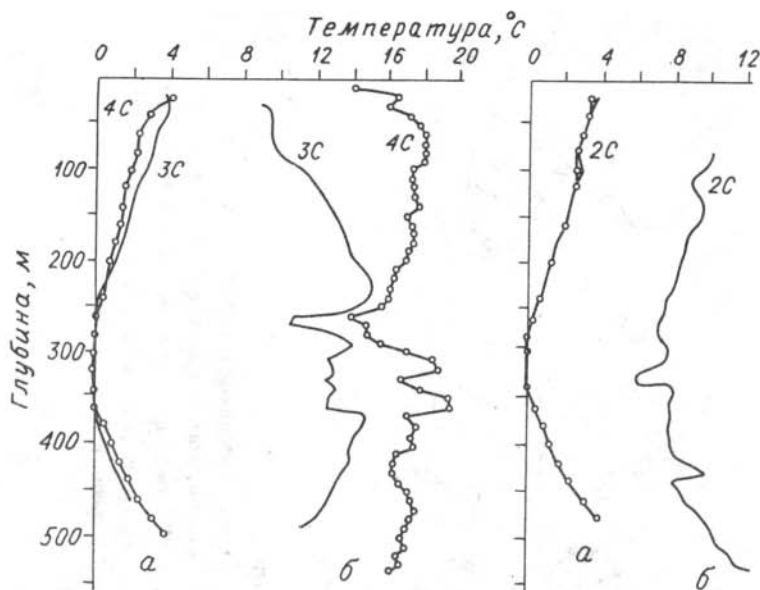


Рис.46. Температура в скв. 2С, 3С и 4С Суторминской площади.

Термограмма: а - высокоточные измерения температуры спустя 4 года после бурения; б - результаты промышленного термокаротажа непосредственно после окончания бурения.

В пределах рассматриваемого региона высокоточные измерения T проводились в скважинах Верхне-Пурпейского, Вэнгапуровского и Варьеганского участков [Теплофизические исследования..., 1983]. С 1987 г. Институт криосферы СО РАН проводит режимные температурные измерения в трех скважинах Суторминского месторождения до глубины порядка 500 м. Термограммы, полученные по этим скважинам спустя 4 года после окончания бурения и фиксирующие мерзлые породы в разрезе, а также и результаты промышленного термокаротажа в нестационарных условиях приведены на рис.46. Типичный для Сибирских Увалов температурный разрез имеет трехслойное строение: сравнительно маломощный слой вечномерзлых пород, перекрытый и подстилаемый тальными породами. В этих условиях ниже слоя годовых колебаний положительная температура пород понижается с отрицательным градиентом до глубины порядка 250 м, затем наблюдается мерзлая толща с температурой чуть ниже нуля (порядка $-0,2^{\circ}\text{C}$) до глубин 350-375 м, под криолитозоной T резко увеличивается с градиентом порядка 35 мК/м. На глубине 500 м уровень температуры, наблюдаемый вблизи поверхности, достигает 5°C . В пределах мерзлой толщи наблюдается безградиентное температурное поле и соответственно ТП_m близко к нулю.

Для характеристики внутриземного теплового потока, поступающего к подошве мерзлого слоя, выполнен анализ температурной информации, в частности, изучено послойное распределение T . Приведены распределения температуры пород на глубинах 500 (рис.47а) и 1000 м (см. рис.47б) и геотер-

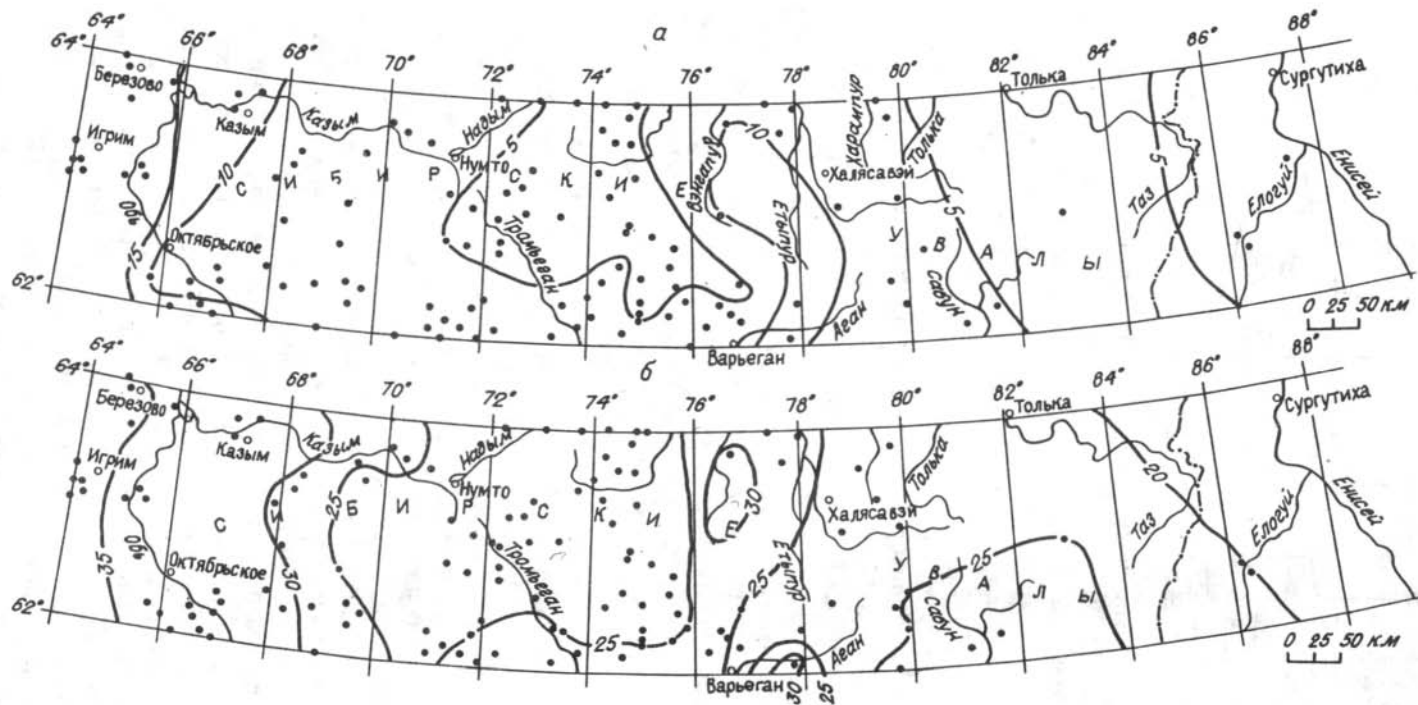


Рис.47. Распределения температуры на глубинах 0,5 км (а) и 1 км (б) в пределах Сибирских Увалов. Оцифровка изолиний, °С. Усл. обозн. см. на рис.45.

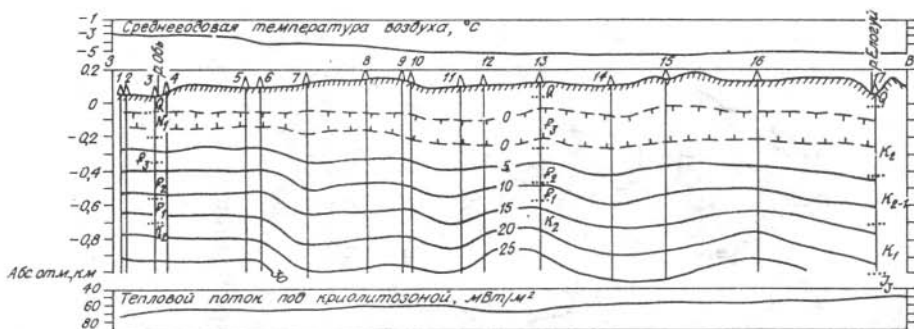


Рис.48. Мерзлотно-геотермический разрез по профилю Пауль-Турский - Елогуй (см. рис.45).

Показаны изолинии температуры, °С. Мерзлые породы оконтурены изолиниями 0 °С. Выше разреза показан график изменения среднегодовой температуры воздуха (по метеоданным), ниже - график теплового потока к подошве криолитозоны.

мический разрез через всю территорию с запада на восток (рис.48). Помимо изолиний Т в горных породах (см. рис.48) показано изменение в том же направлении среднегодовой температуры воздуха и теплового потока под криолитозоной ($ТП_M$).

Представленные фактические данные (см. рис.45, 47, 48) показывают, что увеличение глубины залегания подошвы криолитозоны с запада на восток от 200 до 400 м сопровождается понижением средних температур воздуха (от минус 3 до минус 5 °С) и пород (от 15 до 5 °С на глубине 500 м и от 35 до 20 °С на глубине 1000 м), а также уменьшением уровня $ТП_M$ (от 70 до 50 мВт/м²).

Мерзлая толща включает в себе огромную внутреннюю скрытую энергию фазового превращения воды в лед. При изменении граничных условий (потепление или похолодание климата) происходит ее частичное сокращение или увеличение, сопровождаемое фазовыми переходами на границе раздела талых и мерзлых пород. Благодаря этому, перемещение фазовой границы происходит намного медленнее, чем стабилизация температуры. Поэтому приходится достаточно часто встречаться с мерзлыми толщами, имеющими резко выраженный нестационарный температурный режим. Главным показателем такого режима является скачкообразное изменение теплового потока при переходе фазовой границы. Поскольку запасы скрытой энергии фазовых переходов находятся в прямой зависимости от содержания воды в породах, то наиболее вероятно развитие нестационарных мерзлых толщ в молодых слабо сцементированных отложениях с высокой степенью пористости.

Современный период характеризуется более теплым климатом по сравнению с предшествовавшим ледниковым (см. 1.3), поэтому сейчас наблюдается сокращение мерзлой толщи и повышение температуры горных пород. В Западной Сибири практически повсеместно наблюдается оттаивание мерзлых толщ снизу, а в отдельных районах (в том числе и в недрах Сибирских Увалов) мерзлые породы протаивают и сверху. Скорость

протаивания оценивается разностью тепловых потоков в талой и мерзлой толщах горных пород. Эта разность полностью или частично затрачивается на реализацию фазового перехода льда в воду. Скорость движения фазовой границы при протаивании пород можно рассчитать, исходя из условия Стефана, по следующей формуле [Балобаев, 1991]:

$$v = \Delta TП (W + 1) (80 \gamma W)^{-1}, \quad (2)$$

где $\Delta TП = TП_T - TП_M$ - разность тепловых потоков на границе талых и мерзлых пород; γ , W - соответственно объемный вес и весовая влажность горной породы.

Так как в недрах Сибирских Увалов тепловой поток в мерзлых породах близок к нулю ($TП_M = 0$), то скорость смещения фазовой границы будет прямо пропорциональна тепловому потоку, наблюдаемому под криолитозоной ($TП_T$). Расчеты показывают, что в нашем случае скорость сокращения мерзлого слоя снизу составляет в разных разрезах Сибирских Увалов от 1 до 7 см/год, а скорость протаивания сверху - 0,5-2 см/год.

Материалы по Сибирским Увалам показали, что в настоящее время в этой части Западной Сибири продолжается повышение температуры приповерхностных пород и деградация криолитозоны. Это подтверждается формированием сложного малоградиентного температурного поля как в мерзлой толще, так и в верхнем слое талых пород. Результаты выполненного анализа могут быть распространены на другие территории Западной Сибири, в недрах которых наблюдается подобная мерзлотно-геотермическая обстановка.

2.2. Мерзлота и температурный разрез Собинского нефтегазоконденсатного месторождения

Собинское нефтегазоконденсатное месторождение расположено в пределах Сибирской платформы, примерно в 60 км на юг от пос.Ванавара Красноярского края.

Месторождение, по данным региональных исследований [Граве, 1952; Баранов, 1960,1972; Гидрогеология СССР, 1972; Шац, 1981; Лещиков, Шац, 1983], попадает в область островного распространения криолитозоны с преобладанием таликовых пространств. Мерзлые породы преимущественно развиты на равнинных пониженных участках, с заболоченной поверхностью, с плотным мохоторфяным покровом, с распространением лиственничного леса. К таликовым зонам отнесены возвышенные формы рельефа, сложенные плотными коренными породами, на которых произрастают сухие лиственничные или смешанные леса с тонким моховым покровом. Мощность многолетнемерзлых пород достигает 30-40 м при температуре менее -1°C . Верхняя граница мерзлоты залегает на глубине 1 м и более. Наблюдаемые термокарстовые явления позволили сделать вывод, что в данном районе мерзлые породы находятся в стадии деградации.

Рассмотренные выше сведения имеют региональный характер. Изучение конкретной обстановки в пределах Собинского месторождения

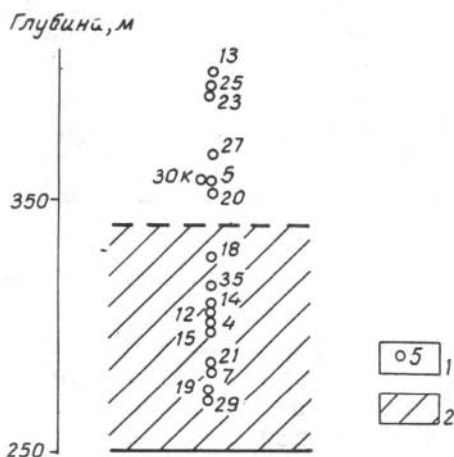
потребовало проведения определенного объема не только геокриологических, но и геотермических полевых работ. Измерения температуры в нефтегазоразведочных и гидрогеологических скв.12, 13, 18, 21, 27 Собинской площади (рис.49) было выполнено нами в 1984-1986 гг. Отдельные сведения о скважинах (глубина, выстойка и другие) размещены в разных частях раздела. Разовые измерения температуры выполнены в шурфах. Для ознакомления с поверхностными условиями проводились рекогносцировочные маршруты.

Результаты измерений использовались для изучения температурных условий как в приповерхностных, содержащих сезонную и вечную мерзлоту, так и в более глубоких слоях горных пород.

Температура приповерхностных пород

Анализ мерзлотных условий и термограмм показал, что существует взаимосвязь между высотой рельефа в пунктах бурения скважин и распространением в разрезах мерзлых пород (рис.50). В зависимости от геоморфологической ситуации все скважины можно разделить на две группы. Скважины первой расположены в пониженных частях рельефа и на пологих склонах (альтитуда устья менее 340 м) и вскрыли мерзлые породы или их признаки. Второй группой скважин, пробуренных на возвышенных участках, мерзлые породы не обнаружены. Разделяет указанные группы высотная отметка примерно 340 м. Существование мерзлоты ниже отметок 340 м обусловлено, скорее всего, сменой поверхностных условий. Рельеф месторождения определяет различия в почвенном и растительном покрове. На возвышенных участках напочвенный покров развит слабее. К тому же более мощный напочвенный покров пониженных площадей представлен мохоторфяными разновидностями, которые способствуют охлаждению пород в зимний период.

Рис.50. Диаграмма встречаемости мерзлых пород в скважинах в зависимости от альтиуды устьев скважин: 1 - номер скважины; 2 - область существования мерзлых пород.



Установленная закономерность использована для построения схемы распространения мерзлых пород в пределах Собинского месторождения (см. рис.49). Основой схемы служат геотермические измерения в скважинах

с их привязкой к ландшафтам, развитым на данной территории. Граница распространения мерзлых пород оконтуривается по горизонтали 340 м и обозначена штриховкой. Незаштрихованные участки - сезонно-мерзлые породы. В эту же область попадают районы развития болот. Отсутствие мерзлоты здесь подтверждается непосредственными наблюдениями [Лециков, Шац, 1983]. Соотношение по площади многолетнемерзлых и сезонно-мерзлых пород составляет примерно 1:1.

Непосредственными наблюдениями наличие и мощность многолетнемерзлых пород установлены в пяти скважинах (табл.9). В других - отрицательные значения T не зафиксированы в основном в связи с тем, что температурное поле в верхней части разреза, подвергшейся при бурении сильному отеплению, еще не восстановило в момент измерений свой естественный режим. Признаками наличия в скважине горизонта с мерзлотой могут служить: форма температурного графика, регистрация отрицательных температур в гидрогеологических скважинах и шурфах, ледяные пробки при вскрытии скважин и др. Например, о наличии мерзлых пород в районе скв.21 свидетельствовали единичные измерения T в шурфе, где с глубины 2,8 м наблюдались отрицательные температуры; к тому же при вскрытии скважины нами была встречена ледяная пробка на глубине 2,5 м, мощность которой достигала 4 м.

Таблица 9

Глубина залегания (м) границ многолетнемерзлых пород от дневной поверхности на Собинском месторождении

Номер скважины	Положение границ	
	верхняя	нижняя
7	Не установлена	15,0
12	2,5	15,0
13	2,5	10,0
14	Не установлена	20,0
15	4,0	17,0
18	10,0	17,0
19	Не установлена	75,0?
21	2,8	25,0

Использовались любые выработки, в которых можно наблюдать многолетнемерзлые породы. Так, в районе скв.4 при рекультивационных работах в котлованах отмечались мерзлые породы, представленные льдистым суглинком на глубинах порядка 3 м. Наиболее мощные толщ мерзлоты могут существовать в районе скв.19, 29, 35 (см. рис.49). В первом случае (скв. 19) близкие к нулю температуры фиксируются на глубине примерно в 75 м, и это при невыстоявшемся температурном режиме скважины. О большой мощности криолитозоны в скв. 29 могут говорить низкие температуры на глубине в 10 м, отмеченные измерениями в шурфе. По термокаротажу, который проводился в скв. 35, нулевая изотерма фиксируется на глубине 180 м (этот результат требует дополнительной проверки).

Если судить о положении границ мерзлых пород, то верхняя, в районах разбуренных скважин, не отвечает естественной ситуации в связи с сильным нарушением поверхностных условий. Менее зависима от изменения поверхностных условий подошва мерзлых пород. Наиболее близкие к истине глубины залегания нижней границы мерзлоты получены в гидрогеологических скв.12, 13, 18, 21, 27. В глубоких скважинах четкое определение нижней кромки мерзлоты затруднено. Одной из причин является искажающее влияние конструкции скважин.

Нижняя граница мерзлоты в отдельных гидрогеологических скважинах совпадает с уровнем грунтовых вод (скв. 18). В других случаях нулевая изотерма расположена несколько выше (скв. 12, 13). Лишь в скв. 21 зафиксирован уровень воды, равный 5 м от поверхности Земли, при предположительной мощности мерзлоты в 25 м. В областях распространения сезонно-мерзлых пород уровни подземных вод располагаются ниже глубины сезонного промерзания (скв. 30к - на 4 м, скв. 27 - на 28 м).

В целом можно констатировать, что температурный режим мерзлых толщ Собинского месторождения изучен недостаточно из-за отсутствия специализированных скважин. Однако очевидно, что мерзлые породы в пределах этой площади слабоохлаждены, максимальные отрицательные температуры, отмеченные в скважинах, составляют минус $0,4^{\circ}\text{C}$. Более низкие T получены в шурфах вблизи скв. 29, где на глубине 6 м температура составляла минус $2,6^{\circ}\text{C}$, а на 10 м - минус $0,88^{\circ}\text{C}$. По своему гипсометрическому положению эта скважина наиболее опущена (см. рис.50).

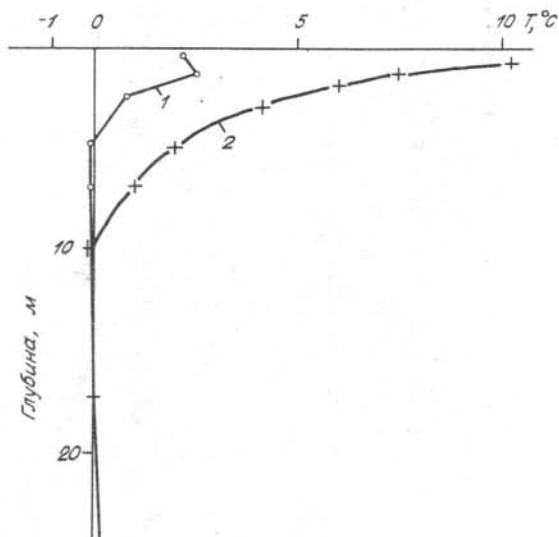


Рис.51. Термограммы по скв.18 (гидрогеологическая).

Измерения выполнены: 1 - 27.09.84 г.,
2 - 11.08.86 г.

Таким образом, геокриологической особенностью района исследований является малая мощность многолетнемерзлых пород и сравнительно высокая их отрицательная температура. Поэтому термодинамическое равновесие между мерзлыми и тальными породами неустойчиво. В данном районе даже колебания из года в год составляющих климата могут приводить к новообразованию криолитозоны или, наоборот, к ее сокращению. Нарушение же почвенного покрова при наличии слабоохлажденных мерзлых пород приводит к деградации последних (рис.51).

Таблица 10

Геотермические параметры горных пород Собинского месторождения

Описание пород по керну	Глубина, м	γ_1 , кг/м ³	W, %	КТ, Вт/(м·К)	Скв.30к				Скв.5			
					Изм.1984 г.		Изм.1986 г.		Изм.1984 г.		Изм.1986 г.	
					Г,мК/м	ТП, мВт/м ²	Г,мК/м	ТП, мВт/м ²	Г,мК/м	ТП, мВт/м ²	Г,мК/м	ТП, мВт/м ²
Долерит (пироксены,плагиоклазы)	125	2995	0,17	2,00	20	40	13	26	10	21	125	25
Мелкозернистый долерит (полевые шпаты, пироксены, рудные)	155	2995	0,22	2,00	14	28	14	28	12	24	8	16
Песчаник среднезернистый с кварц-полевошпатовым цементом	170	2070	8,90	1,95	13,5	26	12,5	24	12	23	14	27
Песчаник окварцованный (цемент кварцевый)	195	2585	1,55	3,40	12	40	12	40	9	31	12	41
Долерит (плагиоклазы, пироксены, немного рудных)	240	2970	0,33	2,00	10,5	21	11,5	23	12,5	25	11,5	23
То же	260	2955	0,12	1,88	13	24	13	24	12	23	12	23
Кварцевый диорит	270	2959	0,12	1,89	14	26	13,5	25	12	23	13,5	25
То же	315	2970	0,50	2,03	15	30	13	26	14	28	11	22
" "	320	2990	0,15	2,00	14	28	12,5	25	14	27	12	24
Алеврит гидрослюдистый	380	2345	6,10	1,63	16,5	27	70	27	14	23	15	25
" "				1,70		28	16,5	28		24		26
Долерит (плагиоклазы, пироксены, немного рудных)	520	3015	0,30	1,83					10	19	10	18
Мелкозернистый известняк,												

трещиноватый	550	2525	4,0	4,62	10	45,3	11	51
Песчаник трещиноватый с выветрелым карбонатным цементом	615	2590	2,41	1,50	9	13,1	8,5	13
Диорит (биотит, амфи- болит, пироксены, полевоы шпат)	660	2925	0,24	1,78	14	25,5	14,5	26
Известняк с мелкими кавернами	715	2600	3,13	4,20	10	42,0	11,5	48
Известняк мелкозернистый	790	2745	0,85	5,16	7,5	39,7	7,5	39
То же	1015	2775	0,42	5,63	7	38,7	6,5	37
" "	1040	2780	0,51	5,76	7	40,3	6	36
Известняк с мелкими кавернами	1070	2790	0,28	5,80	7	39,9	6,5	38
Известняк мелкозернистый	1100	2725	0,03	3,49	8	29,6	10	34

П р и м е ч а н и е. Описание пород выполнено О.В.Бабий. Теплопроводность и другие свойства пород измерены Н.Д.Костюниным и О.П.Губановой.

Геотермическая характеристика глубоких горизонтов месторождения

Кроме параметров криолитозоны в пределах Собинского месторождения определялись температуры и геотермические градиенты в нижележащих породах. Стационарным методом определены теплопроводность основных горных пород, слагающих разрез месторождения до глубины 1100 м, и изучены некоторые другие их свойства; рассчитаны значения внутриземного теплового потока (табл.10).

Температурные измерения нами выполнены в 20 скважинах разного назначения (см. рис.49) до максимальной глубины порядка 2500 м (табл.11). Время нахождения скважин в покое после бурения или испытания составляло обычно от 1,5 месяцев до 4 лет. В ряде скважин (5, 15, 18 и 30к) измерения Т выполнены дважды с интервалом в 2 года с целью наблюдения за восстановлением естественного теплового поля.

Принятая градация стратиграфического разреза Собинского месторождения указана в табл.12.

Наибольший объем высокоточных температурных измерений выполнен до кровли катангской свиты. При рассмотрении более глубоких горизонтов использовался производственный термокаротаж.

Для каждого стратиграфического горизонта методом наименьших квадратов определялись значения геотермических градиентов (Г). Они рас-

считаны по каждой скважине, а затем в среднем для всего месторождения (см. табл.12). Значения Γ для ванаварской и тайгинской свит получены в результате анализа производственных термограмм по скв. 13, 19, 23. Отдельно определены геотермические градиенты для долеритов, находящихся в триасовых, пермокарбонатовых образованиях и ангарской свите.

Таблица 11

Глубины температурных измерений в скважинах
Собинского месторождения

Номер скважины	4	5	7	12	13	14	15
Глубина, м	1520	2140	2480	1040	180	2220	1500
Номер скважины	18	19	20	21	23	25	27
Глубина, м	2400	1600	2180	1700	2320	2440	2420

Наименьшие значения геотермических градиентов наблюдаются в пределах ангарской свиты, наибольшие - в ванаварской и тайгинской (продуктивная толща). С глубиной по разрезу наблюдается возрастание значений Γ . С учетом мощностей геологических образований темп возрастания температуры на единицу глубины в терригенных толщах выше, чем в галогенных и карбонатных породах. Значения градиентов - это уже показатель преобладающего влияния тех или иных типов пород. При сравнении ангарской и булайской свит очевидно, что более низкие значения градиентов температур в первой из них обусловлены преобладанием в разрезе каменной соли. Показательно в этом смысле сравнение верхне- и нижнебельской подсвит. Различие в градиентах очень резкое, так как нижележащая подсвита представлена в основном карбонатной толщей, а в составе верхней присутствуют пласты каменной соли.

Весомый вклад в формирование температурного поля разреза делают интрузии долеритов. Полученные значения геотермических градиентов для долеритов нижнего триаса, пермокарбонатовых образований и ангарской свиты могут свидетельствовать о различии как структурного, так и вещественного состава самих интрузий.

Строение температурного поля месторождения определяется тепловыми характеристиками стратиграфических подразделений и величиной теплового потока, поступающего к их границам.

Коэффициент теплопроводности (КТ) и другие свойства пород определялись (см. табл.10) по кернам скв.30к в ИМЗ СО РАН. Наиболее представительными выглядят определения КТ интрузивных образований, которые находятся в пределах 1,78-2,03 Вт/(м·К). Карбонатные толщи характеризуются более высокой теплопроводностью, порядка 3,5-5,8 Вт/(м·К). Диапазон теплопроводности терригенных пород 1,63-3,4 Вт/(м·К).

Величина теплового потока получена по двум скв. 5 и 30к, расположенным в 70 м друг от друга (см. рис. 49, табл.10). До глубины 380 м расчеты велись параллельно, а глубже только по скв. 5. Хотя скважины выстаива-

Таблица 12

Геотермические градиенты стратиграфических подразделений Собинского месторождения

Система, свита	Номер скважин и средний градиент (мК/м) по горизонтам												Среднее значение градиента из средних по горизонтам, s и N*
	4	5	7	12	14	15	18	19	20	21	25	27	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Нижний триас												11,4 12,3	1,19
Пермь + карбон	19,6 10,3	10,3 7,4	12,0 13,3	14,0	12,5 12,3	14,5 12,3	15,3	19,0 8,0 14,0	8,3 16,6	13,7 11,0	11,1	8,1	12,1 I ± 3,5 N = 93
Ангарская свита	59 6,5	9,0 6,2	6,6	7,3 6,8	8,6 6,3	6,6	8,4 6,4	7,5 6,8	9,5 9,5	7,1 7,1	6,9	8,8	7,1 ± 11,1 N = 278
Булайская свита	10,6	8,1	9,9	9,0	10,0	9,5	9,9	9,8	10,0	10,0	9,4	9,4	9,6 ± 0,6 N = 52
Верхнебельская подсвита	8,1	8,1	9,0		9,2	8,9	9,1	9,5	9,6	9,2	8,8	8,7	8,9 ± 0,5 N = 146
Нижнебельская подсвита	12,5	12,9	14,0		13,5	13,3	13,7	13,1	13,9	13,5	12,9	12,5	13,3 ± 0,5 N = 133
Усольская свита		9,7	10,1		9,9		9,9		10,0	11,2	9,8	9,7	10,1 ± 0,7 N = 153
Осинский горизонт		10,8	11,1		10,4 10,7		9,6 11,4		11,9 11,9		9,6 11,4	9,2 11,1	11,2 ± 0,4 N = 21
Собинская свита			11,6				12,2				11,9	12,5	12,1 ± 0,4 N = 26

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Устькутский горизонт			12,2									10,7	11,4 N = 8
Катангская свита			15,3				15,9						15,6 N = 8
Оскобинская свита			10,4										10,4 N = 3
Ванаварская + тайгинская свиты													24 N = 3
Долериты нижнего триаса													11,8 N = 21
Долериты пермь + карбон													12,1 ± 1,5 N = 100
Долериты ангарской свиты													13,5 ± 2,5 N = 58

* N - число определений, s - среднеквадратичное отклонение.

лись до измерений более 4 лет, наблюдается некоторое изменение значений Γ по годам. В верхней части разреза (125-380 м) среднее значение ТП составляет примерно 27 мВт/м². С глубиной поток возрастает, составляя в интервале 790-1100 м в среднем 37 мВт/м². Природа изменения ТП с глубиной достоверно не выяснена. Сравнительно низкие значения геотермических градиентов и тепловых потоков в верхней части разреза могут быть связаны, в частности, с охлаждающим влиянием криолитозоны или с фильтрацией подземных вод в трещиноватых приповерхностных породах.

Расчет глубинных температур проводился по формуле:

$$T = (H - H_0) \cdot \Gamma_{H-H_0} + T_0, \quad (3)$$

где T - температура на глубине H ; T_0 - температура на начальной глубине H_0 ; Γ_{H-H_0} - геотермический градиент в интервале $H-H_0$.

Когда возникала необходимость определения температуры в скважинах, где нами не проводились геотермические измерения, для этой цели привлекались термокартажные материалы. При этом последние использовались весьма осторожно, так как в большинстве

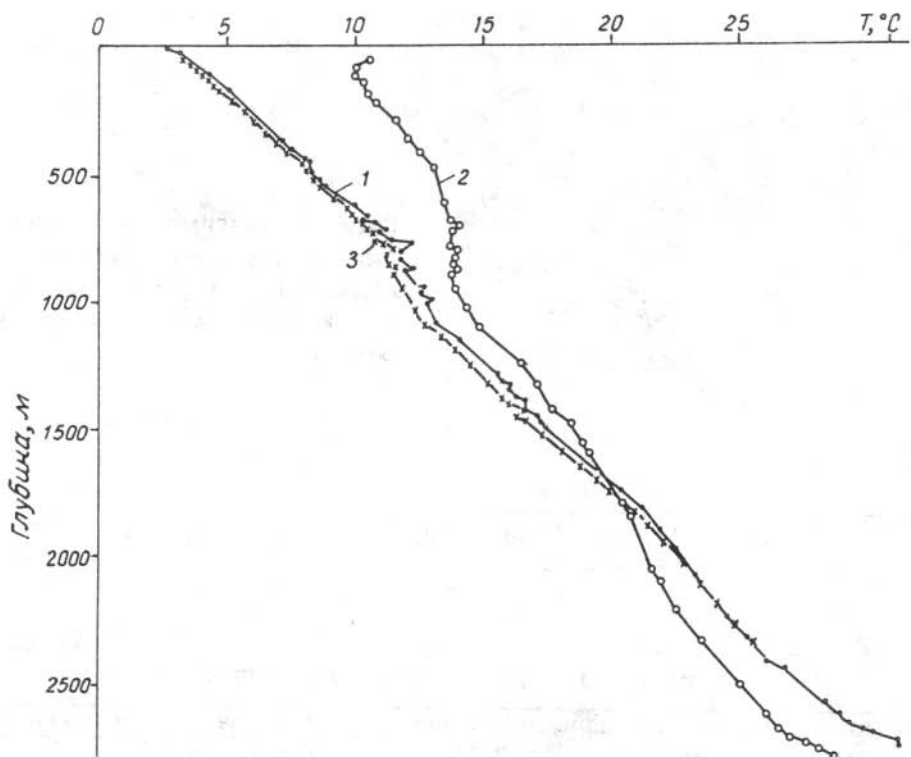


Рис.52. Термограммы по скв.23.

Промысловый термокартаж: 1 - измерено 06.08.86 г., 2 - 08.06.86 г.; 3 - измерения Института мерзлотоведения СО АН СССР 02.08.86 г.

случаев при параллельном сравнении выявлялось существенное несоответствие термограмм (рис.52).

В отдельных случаях для температурных построений привлекались только геологические колонки по скважинам. В качестве начальной расчетной точки в этом случае бралась температура на подошве пермокарбонатовых образований. Правомочность такого подхода базировалась на близости тепловых свойств интрузий и вмещающих пород, что позволило считать в этом случае толщу однородной и тогда значения температур на подошве будут определяться мощностью пермокарбонатовых образований (рис.53). Уравнение регрессии, связывающее средние значения температуры (T) на глубине залегания подошвы пород пермокарбонатового возраста (h), представляется в виде:

$$T = 0,019 \cdot h - 2,67 \text{ при } 400 \text{ м} < h < 700 \text{ м.} \quad (4)$$

Описанные методы использованы нами для прогнозирования температуры в пределах продуктивной толщи. Представлены некоторые результаты расчетов (табл.13) и показано распределение температуры в изоляциях (см. рис.49) на кровле ванаварской свиты. В целом по Собинскому

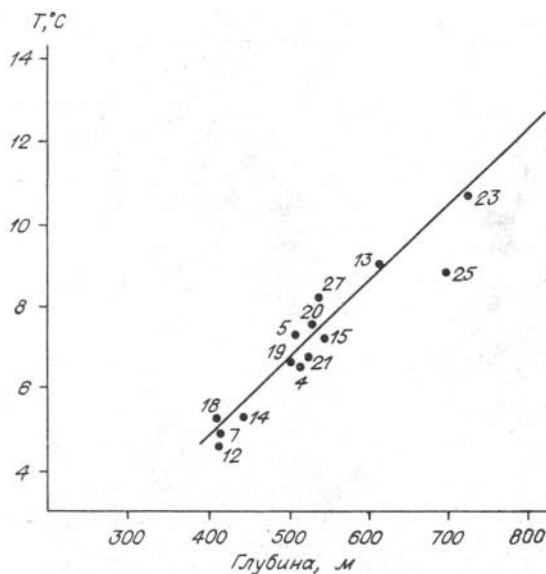


Рис.53. Зависимость температуры от глубины залегания (h) подошвы пермокарбонатных отложений. Цифры у точек – номера скважин.

Таблица 13

Температура пород продуктивной толщи

Номер скважины	Кровля ванаварский свиты		Подошва тайгинской свиты	
	Глубина, м	T, °C	Глубина, м	T, °C
2	2627	29,51	2730	32,00
4	2525	27,17	2628	29,64
5	2603	28,80	2721	31,63
6	2673	27,31	2813	30,67
7	2508	26,95	2615	29,52
12	2533	27,36	2643	30,00
13	2709	30,78	2820	33,44
14	2607	29,31	2711	31,81
15	2566	27,11	2670	29,61
17	2661	29,13	2766	31,65
18	2577	28,71	2690	31,42
19	2698	29,27.		
20	2692	30,67		
21	2496	26,72	2591	29,00
23	2626	29,58	2725	31,97
25	2679	29,04	2785	31,58
27	2654	29,91		
29	2595	28,56.		
35	2594	29,60	2693	32,00

месторождению температура на кровле продуктивной толщи меняется от 26,7 до 30,8 °C, а на поверхности фундамента (подошва тайгинской свиты) - от 29 до 32 °C. Интересно отметить, что минимальные значения T на той и

другой границе наблюдаются в восточной части купола структуры (см. рис.49). Здесь же расположено и наиболее обширное поле многолетнемерзлых пород в верхней части разреза.

Конечно, это совпадение случайное и вряд ли существует столь прямая связь между глубинными и приповерхностными температурами. Однако следует отметить, что сравнительно невысокий уровень внутриземного теплового потока, наблюдаемый в пределах Собинской площади, в целом благоприятствует сохранению мерзлоты в этом районе.

2.3. Температурные и геокриологические условия Дулисьминского нефтегазоконденсатного месторождения

Дулисьминское месторождение расположено в пределах южной оконечности Среднесибирского плоскогорья в междуречье Катанги и верхнего течения Ниж. Тунгуски и административно входит в Катангский район Иркутской области. Территория представляет собой слегка всхолмленную, сплошь залесенную поверхность, расчлененную пологовогнутыми долинами мелких рек и ручьев. Абсолютные отметки колеблются от 440 до 600 м.

Климат месторождения обусловлен прежде всего температурным режимом воздуха. Период с отрицательными среднемесячными температурами воздуха продолжается 7 месяцев (октябрь-апрель). Среднегодовая температура составляет $-6,1^{\circ}\text{C}$ (метеостанция Бур) [Справочник..., 1966].

Режим осадков устанавливается в соответствии с циркуляцией атмосферы и характером облачности. Среднегодовая сумма осадков - 276 мм (метеостанция Бур). В течение лета выпадает около 80 % годовой суммы осадков, максимум приходится на июль-август [Справочник..., 1968].

Одним из основных факторов, влияющих на формирование мерзлотных условий района, является снежный покров, который лежит в среднем 201 день - с октября по май, средняя мощность его составляет 49 см при плотности $0,19 \text{ г/см}^3$.

В геологическом плане Дулисьминское месторождение располагается в южной части Непско-Ботуобинской антеклизы. По данным геофизических исследований, геологической съемки и глубокого бурения в тектоническом строении района выделяются два структурных этажа: допалеозойский и нижнепалеозойский [Непско-Ботуобинская антеклиза..., 1986]. Допалеозойский включает в себя породы кристаллического фундамента, разбитые на крупные блоки глубинными разломами. Фундамент представляет собой сравнительно ровную поверхность, полого вздымающуюся в северо-восточном направлении от месторождения. Отложения осадочного чехла кембрий-ордовикского возраста составляют верхний этаж, делящийся на три структурных яруса: подсолевой (мотская и часть усольской свит кембрия), солевой (усольская и ангарская свиты) и надсолевой (свиты верхнего кембрия и ордовика). Подсолевой ярус характеризуется спокойным залеганием пород. Два верхних яруса имеют более сложное строение. Детали геологического строения месторождения представлены в таблицах и рисунках раздела.

Территория, в пределах которой находится Дулисьминское месторождение, относится к области с островным распространением мерзлых пород, приуроченных в основном к долинам рек. Мощность криолитозоны не превышает 50 м с температурой слоя годовых нулевых амплитуд на подошве не ниже минус 1 °С [Баранов, 1960, 1972].

В ходе мерзлотно-геотермических исследований на месторождении были получены данные о температурном режиме пород, составе и влажности поверхностных отложений, глубине сезонного протаивания и промерзания, проводились наблюдения за криогенными процессами и явлениями, давались характеристики видовым ассоциациям растительности специфичным для различных ландшафтов.

Полевые исследования и выполненные прогнозные расчеты* для различного сочетания природных факторов позволяют выявить основные закономерности формирования температурного режима верхнего слоя грунтов, распространения и мощности криолитозоны для месторождения в целом (рис.54).

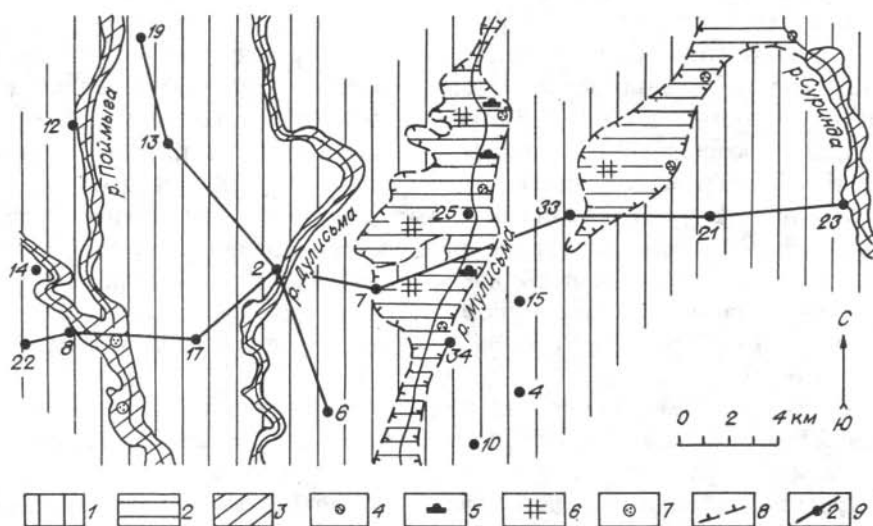


Рис.54. Схематическая геокриологическая карта Дулисьминского месторождения:

1 - сезонно-промерзающие и 2 - многолетнемерзлые породы; 3 - область существования островной мерзлоты и перелетков; 4 - участки развития термокарста; 5 - бугры пучения; 6 - морозобойные полигоны; 7 - наледи, 8 - граница распространения многолетнемерзлых пород; 9 - скважина, ее номер, линия геотермического профиля.

* Использована программа для ЭВМ ЕС-1035, разработанная в Институте мерзлотоведения Ю.Г. Шасткевичем, Н.А. Шендером, А.С. Тетельбаумом.

Средняя годовая температура поверхности в естественных условиях изменяется в пределах от минус 2,5-3 °С до плюс 2-3 °С. Распространение низкотемпературных многолетнемерзлых грунтов приурочивается к поверхностям, перекрытым мощным мохоторфяным покровом и характеризующимся слабым (до 0,4-0,5 м) накоплением снега за зиму.

Самые высокие температуры на глубине "нейтрального" слоя можно наблюдать на участках, где сезонно-промерзающие породы представлены грунтами с включением обломочного материала (в большинстве своем это делювиальные отложения) и на участках с аномально большим накоплением снежного покрова. При прочих равных условиях температура горных пород повышается с уменьшением дисперсности грунтов слоя сезонного протаивания (промерзания) и увеличением мощности снежного покрова. Так что увеличение максимальной мощности снега на 10 см при различном сочетании остальных природных факторов приводит (в районе исследований) к повышению средней годовой температуры горных пород в среднем на 1-2 °С. Напочвенный покров, наоборот, на 1-2,5 °С понижает среднюю годовую температуру грунтов.

Глубина сезонного протаивания и промерзания грунтов в естественных условиях изменяется от 0,4 до 1,7 м, реже больше, и зависит, в основном, от их состава и влажности, наличия и мощности напочвенного покрова. Наименьшие ее значения соответствуют торфяным образованиям, наибольшие - обломочным или близко залегающим от поверхности разрушенным коренным горным породам. Здесь следует отметить, что в отдельные малоснежные годы в близко залегающих от поверхности разрушенных горных породах глубина сезонного промерзания, согласно проведенным дополнительным расчетам, может достигать 3-4,5 м.

Удаление напочвенного покрова, в т.ч. мохоторфяного, без существенного при этом нарушения снежного слоя, а также состава и свойств подстилающих грунтов, приводит к повышению на 1-2,5 °С их средней годовой температуры. Это говорит о том, что в большинстве случаев подобное мероприятие в районе работ может привести к деградации многолетнемерзлых пород, к образованию при наличии высокольдистых грунтов просадочных форм рельефа, нежелательных процессов. Однако здесь следует отметить, что при нарушении напочвенных покровов верхний слой грунтов несколько подсыхает. В этом случае иссушенный горизонт грунта начинает работать как термическое сопротивление, подобно сухому напочвенному покрову, и иногда компенсирует влияние на температуру грунтов удаления самого напочвенного покрова.

Вовлечение в хозяйственный оборот ранее необжитых территорий приводит не только к нарушению напочвенных покровов, но и к перераспределению и уплотнению снега. В количественном отношении снежный покров оказывает в целом более заметное влияние на формирование температурного режима, чем напочвенный. Поэтому его снятие, уплотнение даже при одновременном нарушении напочвенных покровов может привести к понижению средней годовой температуры грунтов, образованию многолетнемерзлых пород на тех участках, где они ранее отсутствовали. Кратковременное (в течение нескольких зим) уплотнение снега может привести в таком случае к образованию перелетков мерзлых пород.

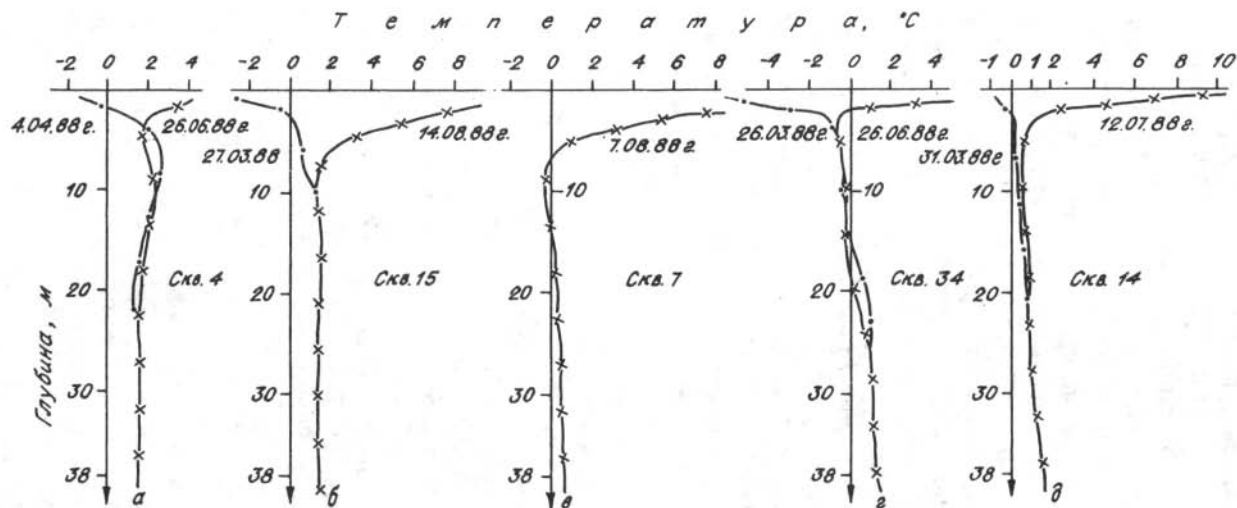


Рис.55. Термограммы по скважинам участков с различной геоморфологией:

а, б - поверхность водораздела, в - западный, г - восточный склоны долины р.Мулисьма, д - западный склон р.Поймы-га. Даты у графиков - время измерения температуры.

Как показывают исследования, на площадках бурения нефтеразведочных скважин в значительной степени и на сравнительно больших территориях (до 3-5 га) нарушается не только напочвенный покров, но и зимой уплотняется снег. Моделирование, например, такого изменения природных факторов в районе скв. 12 показало, что уплотнение здесь в течение 2-х лет снежного покрова примерно в 1,5 раза привело к образованию перелетков мерзлых пород мощностью около 0,5 м.

На большей части территории месторождения распространены сезонно-мерзлые породы. Температура на глубине 15-20 м в этом случае составляет 1,5-1,8 °С (рис.54, 55а,б). Такими условиями характеризуются хорошо дренированные склоны и поверхности водораздельных пространств, залесенных (сосны, лиственницы) и сложенных в основном песчано-глинистыми породами ордовика, перекрытыми маломощным чехлом (1-1,5 м) элювиально-делювиальных отложений супесчано-суглинистого состава с влажностью (W) 15-20 %. Моховой покров маломощный. Отсутствие мерзлых пород в данной ситуации объясняется привносом в горные породы дополнительного тепла инфильтрующимися в таликовые зоны атмосферными осадками [Фотиев и др., 1974].

Наиболее низкие среднегодовые температуры от -0,1 до -0,7° и соответственно слою мерзлоты наблюдались в песчаниках и алевролитах верхоленской свиты (кембрий), слагающих долину р.Мулисьма, крупные и средние лога с заболоченными днищами, а также очень пологие склоны (см.рис.54, 55в,г). Склоны покрыты густым лиственничным лесом с примесью ели, мощность мохового покрова до 15-20 см. Поверхностные отложения представлены суглинком (W - 25-30 %) со щебнем и дрсевой. В долинах моховый покров мощнее - до 20-40 см. В целом увлажнение поверхности значительное, а в отдельных локальных понижениях - избыточное. Мощность мерзлых пород составляет 10-20 м.

Основываясь на косвенных признаках (характер растительности, широкое развитие термокарста, наличие в гидрогеологической скв. 25 на глубине 4 м ледяной пробки), предполагается увеличение мощности мерзлоты до 50 м в верхней части долины р. Мулисьма, в местах выхода на поверхность высокотеплопроводных доломитов литвинцевской свиты, перекрытых аллювиальными отложениями небольшой мощности (3-5 м), представленных супесью и мелкозернистым песком. Мощность мохоторфяного покрова изменяется от 0,5 до 1 м.

Промежуточное положение в температурном отношении занимают участки, приуроченные к долинам рек Поймыга, Дулисьма и Суринда, сложенные песчаниками и алевролитами среднего и верхнего ордовика (см. рис.54, 55д).

Образованию мерзлоты здесь, по-видимому, препятствует наличие близповерхностного водоносного горизонта, который наблюдался в виде источников в районе скважин 2, 8 и 23 (см. рис.54). Однако характер поверхностных условий в долинной части позволяет предположить широкое распространение здесь отдельных линз и перелетков мерзлых пород.

В 1988 г. на месторождении были выполнены геотермические измерения в большом количестве нефтяных и гидрогеологических (6, 12, 13, 15) скважин. Их расположение показано на рис.54, сведения о глубине измерений T и времени выстойки скважин даны в табл.14. Наибольший объем температурных измерений выполнен до кровли мотской свиты, т.е. до глубины 2400-2500 м (рис.56,57). По отдельным более глубоким скважинам получены сведения о температурных условиях в породах мотской свиты. При построении температурных разрезов (например, см. рис.57) приходилось прибегать к прогнозным оценкам, использованию термокаротажных данных.

Таблица 14

Глубины температурных измерений в скважинах

Номер скважины	Глубина измерения, м	Время покоя, год
2	1920	6
6	1420	5
7	2440	2
8	2420	4
13	1420	1
14	1060	3
15	2360	2
17	2400	3
19	2510	2
22	1400	4
23	1400	1
33	2420	2
34	440	1

При обработке геотермических материалов рассматривались интервалы температур, ограниченные глубинами геологических контактов. Для каждого стратиграфического подразделения рассчитывалось среднее значение градиента температуры (Γ) и стандартное отклонение. Значения Γ определялись по каждой скважине, а затем для каждого стратиграфического горизонта в целом по месторождению. Анализ малочисленных термокаротажных данных проводился по методике, предложенной в работе С.В. Лысак и Ю.А. Зорина [1976].

Результаты определения геотермических градиентов в разрезе Дулисьминского месторождения приведены в табл. 15. Рассмотрим подробнее характер изменения этого параметра.

По техническим причинам не удалось провести температурные измерения в протерозойских породах, представленных амфиболовыми сланцами, гранитами и гранодиоритами, разуплотненными и порой сильно вывет-

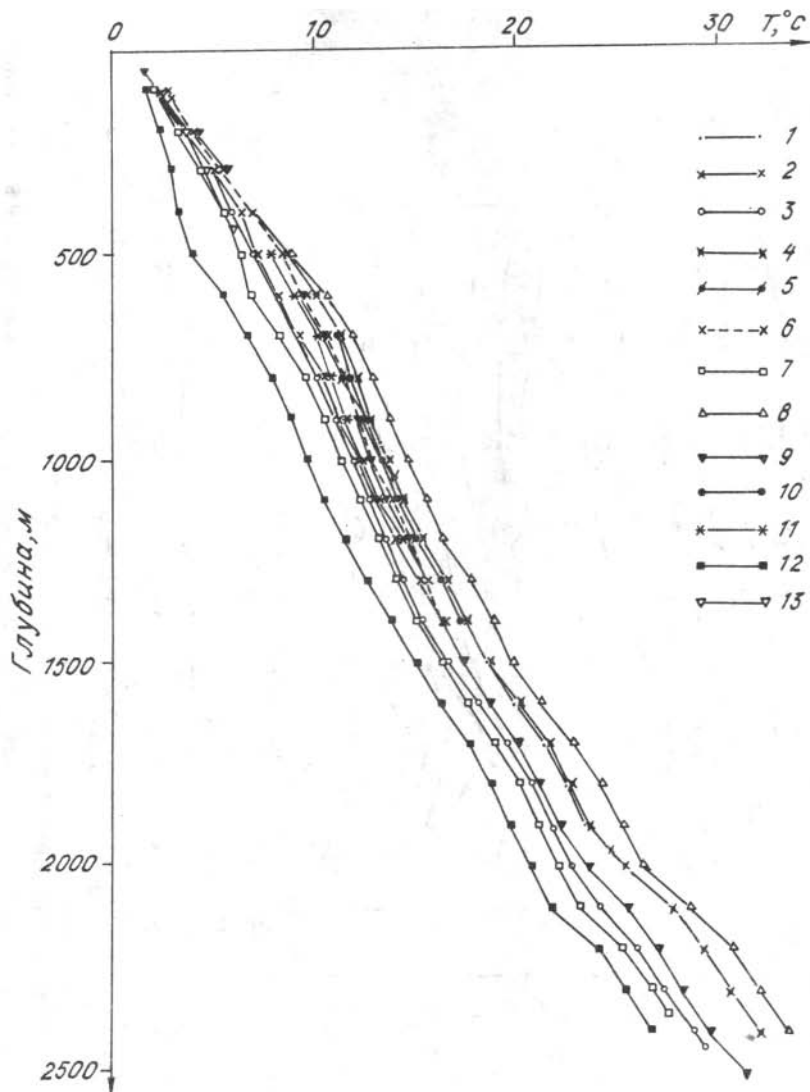


Рис.56. Термограммы по глубоким скважинам Дулисьминского месторождения:

1-13 - номера скважин (расположение см. рис.54).

рельеми в верхней части. По скв. 13 (см. рис.57) геотермический градиент в породах фундамента приблизительно равен 20 мК/м. На цоколе фундамента температура составляет примерно 29-35 °С.

Несогласно на породах фундамента залегает мотская свита (нижний кембрий), разрез которой по литологическим признакам подразделяется на три подсвиты, довольно четко фиксируемые градиентами температур, которые вверх по разрезу имеют тенденцию к снижению, связанную с изменением состава толщи от терригенной, представленной песчаниками, алевролитами, аргиллитами, до терригенно-карбонатной. Выпадает из этой зако-

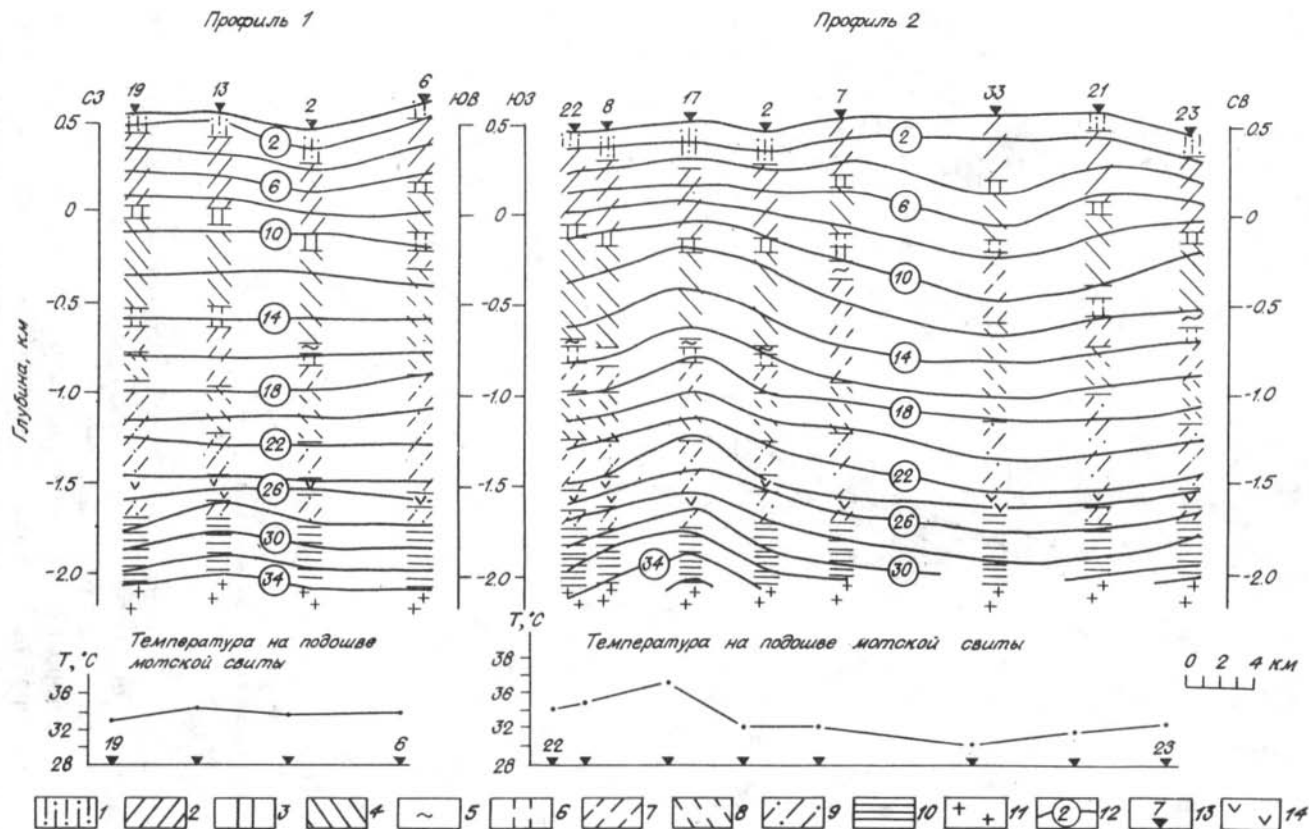


Рис.57. Геотермические разрезы Дулисьминского месторождения:

1 - ордовикские отложения; 2-10 - кембрийские отложения: 2 - верхоленская и 3 - литвинцевская свиты, 4 - верхнеангарская и 5 - нижнеангарская подсвиты, 6 - булайская свита, 7 - верхнебельская подсвита, 8 - нижняя и средняя подсвиты бельской свиты, 9 - усольская и 10 - мотская свиты, 11 - протерозойские породы, 12 - изолинии температуры, °С; 13 - скважина, ее номер, 14 - траппы усольской свиты.

Геотермические градиенты стратиграфических подразделений Дулисьминского месторождения, мК/м

Отложения	Номер скважин												Обобщенный градиент		
	2	6	7	8	13	14	15	17	19	22	23	33			
Ордовикские	<u>16,5</u> 2,8							<u>15,5</u> 1,1						<u>15,6</u> 2,2	
Кембрийские															
Илгинская и Верхоленская свиты	<u>16,8</u> 2,5	<u>13,4</u> 1,6	<u>17,2</u> 5,5	<u>16,3</u> 3,1	<u>15,5</u> 1,5	<u>15,7</u> 2,8	<u>11,6</u> 1,2	<u>17,7</u> 1,3	<u>15,5</u> 1,5	<u>17,3</u> 1,7	<u>14,7</u> 1,8			<u>16,3</u> 2,6	<u>12,3</u> 1,4
Литвинцевская свита	<u>11,1</u> 0,9	<u>7,8</u> 1,0	<u>7,5</u> 1,4	<u>11,1</u> 0,4	<u>9,6</u> 0,9	<u>10,7</u>		<u>10,2</u> 0,5	<u>8,9</u> 2,1	<u>11,1</u> 0,5				<u>10,7</u> 1,1	<u>7,7</u> 1,2
Ангарская свита															
Солёная толща	<u>7,5</u> 1,4	<u>7,6</u> 1,1	<u>6,8</u> 1,2	<u>7,2</u> 1,0	<u>11,8</u> 2,8	<u>7,2</u> 0,7	<u>6,9</u> 0,7	<u>7,3</u> 0,8	<u>6,9</u> 1,1				<u>7,2</u> 1,0		
Карбонатная толща	<u>11,0</u> 1,7	<u>9,7</u> 1,5	<u>10,4</u> 1,5	<u>11,0</u> 1,0	<u>11,3</u> 2,4	<u>11,6</u> 3,0	<u>10,3</u> 3,3	<u>10,0</u> 1,1	<u>11,2</u> 2,9	<u>10,7</u> 2,1	<u>11,8</u> 2,7			<u>10,6</u> 2,0	
Булайская свита	<u>12,7</u> 1,4	<u>11,6</u> 0,6	<u>10,4</u> 1,5	<u>13,1</u> 1,4	<u>10,8</u> 1,6		<u>9,1</u> 1,0	<u>14,3</u> 1,8	<u>11,3</u> 1,1	<u>13,7</u> 1,6	<u>10,4</u> 1,2	<u>12,4</u> 0,7		<u>13,3</u> 1,6	<u>10,9</u> 1,2
Бельская свита															
Верхняя подсвета	<u>9,1</u> 1,0	<u>6,8</u> 0,7	<u>8,6</u> 1,1	<u>9,0</u> 1,8	<u>8,0</u> 1,1		<u>8,0</u> 0,9	<u>9,9</u> 1,0	<u>8,9</u> 0,9	<u>9,7</u> 0,9	<u>9,4</u> 1,1	<u>8,6</u> 1,0		<u>8,8</u> 1,0	
Атовский горизонт			<u>15,5</u>											<u>14,0</u>	<u>14,8</u>
Нижняя + средняя подсвета	<u>14,1</u> 1,1	<u>13,0</u> 1,8	<u>15,3</u> 1,7	<u>14,0</u> 2,5			<u>12,3</u> 1,2	<u>15,0</u> 1,9	<u>11,9</u> 0,2		<u>11,9</u> 1,1	<u>12,1</u> 1,4	<u>14,5</u> 1,9	<u>11,9</u> 1,2	
Усольская свита	<u>9,8</u> 1,1		<u>10,6</u> 1,4	<u>10,1</u> 1,5			<u>9,8</u> 0,9	<u>10,9</u> 1,4	<u>11,6</u> 2,1				<u>10,5</u> 1,2	<u>10,3</u> 1,5	
Траппы			<u>29,2</u> 1,3	<u>22,9</u> 6,1			<u>27,7</u> 2,0	<u>29,5</u> 2,8	<u>21,1</u> 2,0				<u>26,5</u> 1,8	<u>28,0</u> 1,8	<u>21,3</u> 5,4
Осинский горизонт			<u>16,5</u> 0,7	<u>17,7</u> 2,2			<u>18,3</u> 2,0	<u>14,8</u> 2,0	<u>15,1</u> 1,1				<u>16,3</u> 1,2	<u>16,3</u> 1,7	
Мотская свита															
Верхняя подсвета			<u>14,1</u> 1,4				<u>13,7</u> 1,3	<u>14,3</u> 1,6	<u>14,5</u> 1,9					<u>14,1</u> 1,7	
Устькутский горизонт				<u>12,7</u> 1,6				<u>14,1</u> 1,2				<u>12,6</u> 0,9	<u>13,1</u> 1,3		
Средняя подсвета			<u>16,3</u> 2,1	<u>15,3</u> 2,0								<u>14,0</u>	<u>15,8</u>		
Нижняя подсвета									<u>20,7</u>				<u>20,7</u>		
Терригенная часть									<u>4,0</u>				<u>4,0</u>		
									<u>28,0</u>				<u>28,0</u>		

Примечание. Над чертой - средний градиент, под чертой - его стандартное отклонение.

номерности устькутский горизонт. Понижение здесь Г вызвано появлением в составе толщи каменной соли, заполняющей каверны и трещины.

Весьма стабильна в температурном отношении усольская свита, состоящая из неравномерного чередования каменной соли с доломитами, реже с известняками. При среднем геотермическом градиенте 10 мК/м в разрезе свиты встречаются значения 7-8 мК/м, по всей видимости приуроченные к пластам соли, толщина которых достигает 30-50 м. Высокий градиент 16 мК/м характерен для осинского горизонта, сложенного известняками и известковистыми доломитами, кавернозными и засоленными. В надосинской части разреза установлена пластовая интрузия траппов. Для этого интервала характерны два средних значения Г, что может указывать

на дифференциацию траппов по степени раздробленности и трещиноватости.

Вещественный состав бельской свиты четко контролируется градиентами температур. Верхнебельская подсвита, представленная переслаиванием пластов соли с доломитами, по градиентам температур почти в 1,5 раза отличается от нижезалегающих подсвит, сложенных в основном известняками.

Карбонатная толща ангарской свиты, как и булайской, представлена доломитами. В зависимости от их строения и глинистости изменяются и величины геотермических градиентов. Галогенная толща ангарской свиты характеризуется самым низким в разрезе месторождения значением Γ - в среднем 7 мК/м.

Спектр значений геотермического градиента среднего отдела кембрия, представленного отложениями литвинцевской свиты, находится в пределах 8-11 мК/м. Вариации его зависят, вероятно, от изменения соотношений прослоев ангидритов и глинистых разностей в общем разрезе толщи, состоящей из известняков и доломитов.

В составе верхнего отдела кембрийских образований выделяют илгинскую и верхоленскую свиты, сложенные мергелями, алевролитами, аргиллитами и песчаниками. В большинстве скважин средний геотермический градиент толщи составляет 16 мК/м.

Породы ордовикской системы характеризуются величинами градиентов от 13 до 18 мК/м. Широкий диапазон значений обусловлен площадным изменением литологического состава и мощности пластов пород, слагающих разрез.

В целом можно отметить, что изменение градиента температуры по разрезу неравномерное. Высокие его значения отмечаются в образованиях ордовика, верхнего кембрия, мотской свиты, а также в траппах, тогда как галогенные толщи, обладая повышенной теплопроводностью, имеют низкие значения. Довольно контрастно по градиентам температур делится ангарская свита на соленосную и карбонатную толщи. Резко различаются по градиентам подсвиты бельской свиты. Очень стабильна по значениям геотермической ступени усольская свита. Весомый вклад в формирование температурного поля вносят породы мотской свиты. При довольно мало-мощной толще возрастание температур в этом интервале значительное. Таковую же картину наблюдаем и в области развития траппов.

Значения обобщенных геотермических градиентов стратиграфических подразделений могут являться основой для определения температур глубоких горизонтов разреза месторождения.

При расчетах температур нижних горизонтов, где по тем или иным причинам не удалось провести измерения, начальной точкой отсчета бралась конечная температура по нашим измерениям и далее, используя обобщенные градиенты и стратиграфию, определяли температуры на их границах.

В результате непосредственных наблюдений и расчетов, по двум профилям построены геотермические разрезы (см. рис.57). Они дают представление о поведении температурного поля по глубине. Изотермы температур проведены через 2 °С.

Профиль 1 проходит в пределах месторождения с СЗ на ЮВ по линии скв. 19-13-2-6 (см. рис.54, 57). Температурное поле в большей части разреза, до низов усольской свиты, имеет ровный характер. Некоторые искажения наблюдаются в верхней и нижней частях разреза. Изолиния 2 °С отражает зависимость температурного режима верхних горизонтов от поверхностных условий (рельефа) примерно до появления в разрезе солевого комплекса. Сгущение изолиний температур происходит в районе развития траппов, у которых низкая теплопроводность. Поэтому в местах увеличения мощности траппов (скв.13) изотермическая поверхность поднимается примерно на 100 м.

Температура на подошве мотской свиты меняется незначительно - от 32 до 34 °С.

Профиль 2 проходит по линии скв.22-8-17-2-7-33-21-23 (см. рис.54,57) в направлении ЮЗ-СВ. Как по геологическому строению, так и по температурному полю разрез делится на два блока, граница которых проходит между скв.2 и 7. В обоих блоках наблюдается зависимость температурного режима верхней части разреза от рельефа, хотя имеется различие в геологическом строении, где наряду с образованиями ордовика развиты и отложения литвинцевской свиты верхнего кембрия.

Таблица 16

Осредненные значения коэффициента теплопроводности (КТ)
основных разновидностей горных пород
Дулиньминского месторождения*

Тип породы	КТ, Вт/(м·К)
Ангидриты	4,44
Аргиллиты	2,25
Граниты	2,30
Доломиты массивные и засоленные	4,97
Долериты	2,00
Доломитоангидриты	4,77
Доломиты известковистые	3,17
Доломиты глинистые	2,98
Известняки	3,72
Каменная соль	5,80
Мергели	1,29
Песчаники	3,75
Песчаники глинистые	2,90
Песчаники кварцевые	5,92
Сланцы амфиболитовые	2,70

* Составлена Р.И.Гаврильевым.

Температурное поле юго-западной части разреза до кровли литвинцевской свиты характеризуется близкими градиентами. Изменение конфигурации изолиний температур начинается с солевого структурного яруса. Изотермические поверхности наиболее деформированы в области скв. 17.

Такое поведение изолиний не может быть связано с геологическим строением, так как литологические границы этих скважин (22,8,17,2) выдержаны между собой, а градиенты температур стратиграфических подразделений очень близки по значениям. Можно предположить, что аномальное поведение изотерм в районе скв. 17 определяется соляной тектоникой.

В общем случае юго-западная часть профиля по подошве мотской свиты теплее, интервал температур здесь 33-37 °С, а в северо-восточной - в пределах 29-32 °С.

Для характеристики общего энергетического состояния блока земной коры, в пределах которого расположено Дулисьминское месторождение, а также для прогнозирования температурных условий на больших глубинах необходимо знать средний уровень внутриземного теплового потока. Мы выполнили оценку этого параметра, используя сведения о теплопроводности горных пород разреза (табл.16) и средние значения Γ . В пределах Дулисьминского месторождения тепловой поток в среднем составляет 47 ± 6 мВт/м². Ранее по соседней Ярактинской площади были получены близкие значения ТП - 21-51 мВт/м² [Каталог..., 1985].

Сравнительно высокий уровень теплового потока в рассматриваемом районе Сибирской платформы препятствует формированию мощного слоя мерзлоты, даже при наличии благоприятных для этого поверхностных условий. При потеплении климата такой внутриземной тепловой поток будет способствовать деградации криолитозоны в пределах тех ландшафтов, где она сейчас оконтурена по результатам наших исследований.

РАДИОГЕННАЯ ТЕПЛОГЕНЕРАЦИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ СЕВЕРНОЙ АЗИИ

Количественная характеристика вещества земной коры и отдельных ее мегаблоков, включающая данные о химическом составе, сейсмических, гравитационных и тепловых полях, остается фундаментальной проблемой геохимии и геофизики, к решению которой мы приближаемся путем совершенствования экспериментальных методов и накопления новых данных. Важным элементом таких исследований является изучение радиогенной теплогенерации, поскольку наблюдаемый тепловой поток, как это показано на примере многих регионов [Аршавская, 1979; Кутас, 1978; Радиоактивные элементы..., 1989; Смыслов и др., 1979; Lachenbruch, 1968; Jaeger, 1970; Vitorello, Pollack, 1980], непосредственно связан с тепловыделением в приповерхностном слое земной коры. В ряде случаев установлена тесная зависимость величин теплогенерации от геофизических и геохимических свойств пород, что открывает новые возможности для геотектонических реконструкций и контроля геофизических моделей строения литосферы.

В предлагаемой вниманию читателя главе приведены оценки величин радиогенной теплогенерации в земной коре двух регионов, расположенных на восточной окраине Северной Азии к западу и востоку от акватории Охотского моря. Один из регионов представляет собой выступ фундамента Сибирской платформы, другой - зону перехода от Евразийского материка к Тихому океану, то есть области со стационарным и нестационарным тепловым режимом.

3.1. Теплогенерация в земной коре Алданского щита

Алданский щит - крупнейший выступ кристаллического фундамента Сибирской платформы. На севере и востоке щит перекрыт чехлом верхнепротерозойских и фанерозойских отложений, на юге и западе ограничен глубинными разломами от областей байкальской и палеозойской складчатости. Древнейшие образования фундамента (инфракомплексы) представлены разнообразными гнейсами, кристаллическими сланцами и чарнокитоидами (возраст протолита свыше 3 млрд лет). Последующее развитие щита связано с формированием супракомплексов, сложенных в разной степени метаморфизованными осадочно-вулканогенными отложениями различного состава; широко проявились процессы гранитизации и магматизма. Верхний структурный этаж фундамента представлен мощными раннепротерозойскими толщами субплатформенных терригенно-осадочных или вулканогенных образований; с этой же эпохой связано становление крупных разнообразных по составу массивов интрузивных пород.

Мощность земной коры в пределах Алданского щита изменяется от 42 до 50 км, слабо увеличиваясь в восточном направлении. Принята трехслойная плотностная модель земной коры в виде верхнего гравитационно-активного слоя, мощность которого составляет 10-20 км при плотности слагающих его супра- и инфракрупных комплексов, зачастую тектони-

чески скученных, от 2,60 до 2,80 г/см³; промежуточного и нижнего слоев, для которых характерны исчезновение латеральных неоднородностей и увеличение горизонтальной расслоенности, плотность слагающих эти слои образований составляет 2,81-2,90 и 3,10 г/см³ соответственно. По особенностям тектонического строения, составам пород и их соотношениям вся территория щита разделена на 14 неравновеликих блоков, разграниченных шовными зонами или крупными разломами (рис.58). Каждому из блоков присущи индивидуальные черты глубинного строения и развития, вследствие этого теплогенерация наблюдаемых на поверхности литокомплексов рассчитывалась отдельно для каждого блока.

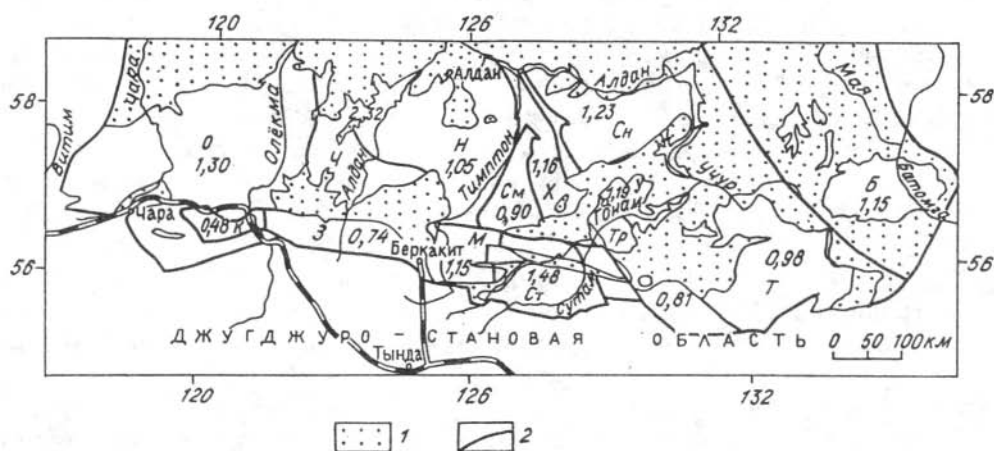


Рис.58. Схема геотектонических блоков Алданского щита:

1 - верхнепротерозойские и фанерозойские отложения платформенного чехла и впадин;
 2 - границы щита и блоков. Блоки гранит-зеленокаменных областей: О - Чаро-Олекминский и Б - Батомгский; блоки Центрально-Алданской гранулитогнейсовой области: К - Курультинский, З - Зверевский, Ч - Чугинский, Н - Нимнырский, М - Мелемженский, См - Сеймский, Ст - Сутамский, Х - Холболохский, Тр - Тьркандинский, Сн - Суннагинский, Т - Тьрканский, У - Учуро-Гонамский. Цифрами показаны значения теплогенерации в приповерхностном слое земной коры, мкВт/м³.

Геологической основой для проводимых радиогеохимических и геотермических исследований явились рабочие макеты карт метаморфических и магматических формаций Алданского щита. На их основе определены процентные доли пород, участвующих в сложении конкретных формаций, и объемные соотношения между формациями в пределах каждого из блоков. Для расчетов интенсивности радиогенной теплогенерации использовано более 5 тыс. определений радиоактивных элементов (РАЭ), в том числе около 2 тыс. в пробах из коллекций авторов; учтены опубликованные и фондовые материалы, характеризующие содержания урана, тория, калия в породах, а также данные АГСМ-съемки масштаба 1:200 000, проводимой организациями Мингео СССР в 1985-1991 годах. Концентрация РАЭ в породах измерялась в лабораториях ОИГГМ СО РАН методом низ-

кофоновой гамма-спектрометрии (U , Th , K), лазерно-люминесцентным (U) и фотоколориметрическим (Th) методами. Качество измерений контролировалось по стандартным образцам горных пород. Премахи устранялись путем многократных независимых определений. Величины теплогенерации рассчитывались по формуле [Любимова, 1968а; Кутас, 1978]:

$$A = 0,01 \cdot \gamma \cdot (9,71 C_U + 2,64 C_{Th} + 3,58 C_K) \text{ мкВт/м}^3, \quad (5)$$

где γ - плотность пород в г/см³; C_U , C_{Th} , C_K - содержания U , Th в мкг/г и K в мас. % соответственно.

Оценки средних концентраций РАЭ и величин радиогенной теплогенерации в конкретных метаморфических и магматических формациях, полученные с учетом распространенности пород, в супра- и инфракруптальных комплексах, а также в целом для верхнего слоя земной коры по каждому из блоков показаны в табл.17 и 18.

Содержания РАЭ и теплогенерация гранитогнейсовых и чарнокито-гнейсовых формаций инфракруптального комплекса, весьма изменчивы в пределах щита, отражают различные структурные уровни земной коры и связаны как с исходным составом протолита, так и с развитием процессов метаморфизма и гранитизации. Инфракомплексы чарнокит-гранито-гнейсового состава отличаются от эндербиточарнокитоидных образований и плагиогнейсов более высокими содержаниями тория и калия. Предполагается, что последние изначально обеднены РАЭ. Высокие величины Th/U свидетельствуют о преимущественном выносе урана в процессе метаморфизма. Минимальной радиоактивностью и теплогенерацией (0,48-0,51 мкВт/м³) на Алданском щите обладают плагиогнейсовые комплексы Батомгского и сланцево-эндербитогнейсовые Курультинского блоков. По радиогеохимическим свойствам они приближаются к фемическим породам и характеризуют примитивную (первичную) кору, сформированную за счет парциального плавления базитов, и относятся, вероятно, к образованиям нижней коры. Чарнокит-гранито-гнейсовые и гранито-гнейсовые комплексы Центрально-Алданской гранулитогнейсовой области (Чугинский и западная часть Нимнырского блока) обогащены РАЭ, отличаются высокой теплогенерацией (2,43 мкВт/м³) и представляют участки верхней коры, сформированные при широком развитии процессов гранитизации. Средняя величина радиогенного тепловыделения в инфракомплексах Алданского щита, рассчитанная пропорционально площадям блоков, составляет 1,09 мкВт/м³, а без учета пород Курультинского и Батомгского блоков лишь несколько выше - 1,15 мкВт/м³.

Супракруптальные комплексы включают гнейсы различного состава, основные кристаллические сланцы, известково-силикатные и карбонатные породы, кварциты, количественные соотношения между которыми варьируют в каждом блоке в весьма широких пределах. По преобладанию отдельных петрографических разновидностей пород рассматриваемые образования расчленены на ряд формаций: кварцито-гнейсовую, кондалитовую, карбонатно-гнейсовую и др. Наиболее низкие содержания РАЭ отличают карбонатно-сланцево-гнейсовую и, особенно, метавулканогенную (кристалло-сланцевую) формации, что обусловлено слабой радиоактивностью карбо-

Содержания радиоактивных элементов и радиогенная теплогенерация в метаморфических и магматических формациях Алданского щита

Комплекс	Формация	Кол-во Содержания РАЭ				А
		проб	U	Th	K	
1	2	3	4	5	6	7
ЧАРО-ОЛЕКМИНСКИЙ БЛОК						
Субплатформенный	Метатерригенная (удоканская)	680	2,3	10,2	2,00	1,48
Супракрустальный	Метавулканогенно-терригенная	46	0,9	3,5	1,13	0,60
	Метавулканогенная	107	0,7	1,9	0,78	0,40
Инфракрустальный	Карбонатно-вулканогенно-терригенная	56	0,8	4,2	2,51	0,76
	Сланцево-гнейсовая	19	1,15	4,2	2,09	0,80
	Плагиогнейсовая (серогнейсовая)	80	0,75	5,6	1,28	0,72
Интрузивный	Сланцево-эндербитогнейсовая	10	1,2	8,3	2,27	1,11
	Фанерозойская щелочно-сиенитовая	448	3,7	12,7	6,40	2,31
Интрузивный	Протерозойская щелочно-сиенитовая	5	0,6	0,9	9,70	1,07
	гранитовая	210	3,9	21,8	3,80	2,83
	гнейсогранитовая	10	2,1	17,9	3,57	2,07
КУРУЛЬТИНСКИЙ БЛОК						
Инфракрустальный	Сланцево-эндербитогнейсовая	45	0,68	2,1	1,64	0,48
Интрузивный	Трондьемитовая	6	0,7	4,5	0,94	0,58
	Метагаббро-диорит-плагиогранитовая	6	0,5	0,8	0,52	0,25
ЧУГИНСКИЙ И НИМНЫРСКИЙ БЛОКИ						
Супракрустальный	Кварцит-метааркозовая	29	3,4	11,7	3,06	1,92
	Метабазит-метапелитовая	41	5,1	14,9	2,58	2,58
	Кварцит-метабазит-метапелитовая	22	2,9	10,0	2,08	1,68
	Кальцифир-сланцево-гнейсовая	46	0,46	6,3	1,71	0,76
	Кварцит-сланцево-гнейсовая	41	1,6	13,6	2,04	1,59
	Кварцитогнейсовая (кондалитовая)	83	1,6	11,0	1,89	1,36
	Высокоглиноземистая (кинцигитовая)	82	2,1	15,2	2,49	1,85

1	2	3	4	5	6	7
Инфракру- стальный	Чарнокит-гранито- гнейсовая	104	2,4	20,9	3,40	2,43
	Эндербит-чарнокит- гнейсовая	56	0,8	9,3	2,52	1,11
Интрузив- ный	Протерозойская грани- товая	25	4,2	36,3	4,43	3,94
	метагаббро-диорит- плагиогранитовая	29	0,33	2,3	0,72	0,34
	Архейская гнейсо- гранитовая	27	2,8	41,8	4,60	3,99
ЗВЕРЕВСКИЙ БЛОК						
Супракру- стальный	Сланцево-гнейсовая	13	2,1	4,7	1,32	1,04
Интрузив- ный	Архейская гранитовая	3	2,2	9,1	2,42	1,40
	Метагаббро-диоритовая	14	0,6	4,2	1,20	0,60
МЕЛЕМКЕНСКИЙ БЛОК						
Супракру- стальный	Кварцито-сланцево- гнейсовая	26	0,9	2,7	1,60	0,60
	Кондалитовая	36	1,5	9,5	2,04	1,32
	Кварцитогнейсовая	30	1,3	8,5	1,71	1,16
Инфракру- стальный	Гранитогнейсовая	10	0,8	11,3	2,69	1,23
Интрузив- ный	Архейская лейкограни- товая	10	0,4	1,4	3,89	0,56
СЕЙМСКИЙ БЛОК						
Супракру- стальный	Сланцево-гнейсовая	35	1,1	3,4	0,81	0,63
	Гранулитогнейсовая	30	0,7	4,3	2,27	0,75
Инфракру- стальный	Чарнокитогнейсовая	14	0,7	4,0	1,72	0,66
Интрузив- ный	Гранитогнейсовая	17	1,4	11,3	3,84	1,51
	Протерозойская грани- товая	10	3,0	38,5	4,46	3,80
	Архейская лейкогра- нитовая	6	1,3	18,1	4,07	1,94
ХОЛБОЛОХСКИЙ БЛОК						
Супракру- стальный	Карбонатно-сланцево- гнейсовая	29	2,4	5,9	0,72	1,15
	Сланцево-гнейсовая	16	2,2	5,4	1,87	1,17
	Карбонатно-гнейсовая	24	1,4	5,6	1,39	0,94
	Плагиогнейсовая	76	1,4	7,9	1,52	1,11
Инфракру- стальный	Гранитогнейсовая	47	1,0	11,3	3,11	1,36
Интрузив- ный	Архейская лейкограни- товая	3	1,9	31,6	3,10	2,92

1	2	3	4	5	6	7
СУТАМСКИЙ БЛОК						
Супракру- стальный	Кварцит-карбонатно- гнейсовая	29	1,8	4,7	0,78	0,92
	Сланцево-гнейсовая	16	1,9	6,1	1,15	1,08
	Гранулитогнейсовая	22	1,7	9,4	1,88	1,37
Инфракру- стальный	Чарнокитогнейсовая	25	1,1	11,1	1,94	1,28
Интрузив- ный	Архейская лейкограниц- товая	5	3,7	18,8	2,91	2,48
	Чарнокитовая	8	1,2	19,9	3,00	2,01
СУННАГИНСКИЙ БЛОК						
Супракру- стальный	Карбонатно-сланцево- гнейсовая	13	3,2	12,3	2,18	2,04
	Сланцево-гнейсовая	24	0,6	5,0	1,50	0,70
	Гнейсовая	25	0,9	6,5	2,12	0,96
	Кварцитогнейсовая и кондалитовая	6	1,9	26,2	1,02	2,56
Инфракру- стальный	Гранитогнейсовая	2	1,9	18,9	3,97	2,14
	Чарнокитогнейсовая	63	0,9	6,9	2,70	0,98
Интрузив- ный	Фанерозойская сиени- товая	5	2,5	59,0	6,20	5,30
	Архейская чарнокитовая	11	0,3	27,0	4,70	2,38
УЧУРО-ГОНАМСКИЙ БЛОК						
Супракру- стальный	Гнейсовая	25	1,2	9,5	2,11	1,26
Инфракру- стальный	Чарнокитогнейсовая	20	0,8	4,6	2,50	0,73
Интрузив- ный	Архейская лейкограниц- товая	3	1,6	18,2	4,74	2,07
	чарнокитовая	2	3,5	39,2	4,50	4,10
ТЫРКАНДИНСКИЙ БЛОК						
Супракру- стальный	Карбонатно-сланцево- гнейсовая	25	1,0	2,5	1,07	0,54
	Сланцево-гнейсовая	20	0,8	5,0	2,12	0,79
	Гнейсовая	4	1,3	15,6	2,35	1,77
Интрузив- ный	Фанерозойская грано- диорит-гранитовая	5	0,8	8,0	2,90	1,07
	Архейская метаграно- диоритовая	5	2,3	9,9	2,04	1,50
	лейкогранитовая	7	1,6	6,7	3,87	1,21
	габбро-амфиболитовая	+	1,4	3,4	1,10	0,51
	габбро-анортозитовая	+	0,6	2,1	0,50	0,37

1	2	3	4	5	6	7
ТЫРКАНСКИЙ БЛОК						
Супракру- стальный	Карбонатно-сланцево- гнейсовая	14	1,6	3,6	1,04	0,80
	Сланцево-гнейсовая	44	0,5	3,3	2,28	0,64
	Гнейсовая	15	1,0	5,8	1,82	0,90
Интрузив- ный	Фанерозойская грано- диорит-гранитовая	+	2,3	8,8	3,10	1,50
	Протерозойская грани- товая	2	3,2	29,0	4,18	3,17
	Архейская лейкограни- товая	13	1,3	10,8	3,91	1,42
	чарнокитовая	10	0,4	2,1	2,07	0,45
	габбро-анортозитовая	+	0,7	3,6	0,40	0,50
БАТОМГСКИЙ БЛОК*						
Субплат- форменный	Метатерригенно-вулкано- генная	276	4,2	15,9	3,82	2,52
Супракру- стальный	Метакарбонатно-терри- генная	70	2,3	8,6	2,61	1,48
	Метавулканогенно- терригенная	45	1,9	7,5	1,51	1,21
	Метавулканогенная	58	0,7	0,8	0,89	0,34
Инфракру- стальный	Плагиигнейсовая	122	0,9	2,1	1,11	0,50
	Плагиигранитоигнейсовая	39	1,2	3,3	1,41	0,66
Интрузив- ный	Фанерозойская щелочно- гранит-сиенитовая	190	4,9	21,1	4,50	3,10
	Протерозойская грани- товая	30	2,5	21,0	4,62	2,50
	лейкогранитовая	28	2,7	25,4	4,50	2,83
	гранодиорит-диоритовая	31	1,0	1,9	1,60	0,56
	габбро-диабазовая	29	1,0	3,7	1,40	0,71
	Архейская лейкограни- товая	10	0,6	1,3	3,50	0,56
	диорит-плагииграни- товая	16	0,7	1,5	1,23	0,40

Примечание. Содержания *U*, *Th* - в мкг/г, *K* - в мас. %; теплогенерация (*A*) в мкВт/м³; (+) - содержания элементов приведены только по аэрогамма-спектрометрическим данным.

* По материалам В.А.Злобина.

натных пород и метабазитов. Повышенные концентрации РАЭ, особенно тория и калия, присущи существенно метапелитовым формациям, а также комплексам, в составе которых участвуют натриево-калиевые ортогнейсы. Средняя взвешенная величина теплогенерации в супракрустальных обра-

Оценки теплогенерации в метаморфических и магматических комплексах Алданского щита (мкВт/м³)

Комплексы	1	2	3	4	5	6	7
Субплатформенный	1,48	-	-	-	-	-	-
Супракрустальный	0,57	1,62	0,98	-	1,04	1,08	0,83
Инфракрустальный	0,79	2,43	1,11	0,48	-	1,23	0,84
Интрузивный	2,56	3,80	-	0,48	0,69	0,56	1,90
Среднее по блоку	1,30	2,32	1,05	0,48	0,74	1,15	0,90

8	9	10	11	12	13	14	15
-	-	-	-	-	-	2,43	2,00
1,09	1,36	1,24	1,26	0,73	0,86	0,60	0,98
-	1,28	1,02	0,73	-	-	0,51	1,09
2,46	2,50	3,44	4,10	1,29	1,20	1,74	2,20
1,16	1,48	1,23	1,19	0,81	0,98	1,15	1,22

П р и м е ч а н и е. Блоки: 1 - Чаро-Олекминский, 2 - Чугинский и западная часть Нимнырского, 3 - восточная часть Нимнырского, 4 - Курультинский, 5 - Зверевский, 6 - Мелемкенский, 7 - Сеймский, 8 - Холболохский, 9 - Сутамский, 10 - Суннагинский, 11 - Учуро-Гонамский, 12 - Тыркандинский, 13 - Тырканский, 14 - Батомгский, 15 - средние величины по Алданскому щиту.

зованиях Алданского щита соответствует 0,98 мкВт/м³, что несколько ниже значения этого показателя для инфракомплекса. По различным блокам устанавливается прямая корреляция между величинами тепловыделения в породах основания верхней коры и вышележащих супракрустальных толщах, а общее снижение уровня теплогенерации в верхних слоях разреза связано с их "разбавлением" низкорadioактивными базитами, карбонатными породами и кварцитами.

Субплатформенные нижнепротерозойские отложения развиты на флангах щита в Чаро-Олекминском и Батомгском блоках и представлены терригенными (на западе) и терригенно-вулканогенными (на востоке) формациями удоканской и улканской серий. По радиогеохимическим свойствам эти образования контрастны породам кристаллического основания: в пределах Батомгского блока за их счет теплогенерация в наблюдаемом слое земной коры увеличивается в два раза по сравнению с инфра- и супракрустальными комплексами.

В составе интрузивных магматических пород Алданского щита наиболее широко развиты гранитоиды. Исключение представляет Зверевский блок, где слаборадиоактивные метадiorитоиды слагают около 80 % площади и они определяют его низкую (0,74 мкВт/м³) теплогенерацию. Менее распространены (до 10-13 % в Тырканском блоке) анортозиты и габброиды, их доля в радиогенном тепловыделении не превышает 6-7 % от общей. Архейские и протерозойские граниты занимают до 25 % площади отдельных тектонических блоков и существенно влияют на тепловое поле. Содержания РАЭ в гранитах изменяются в широких пределах, но в среднем

они всегда выше по сравнению с породами рамы. Обогащение горячими элементами могло происходить при плавлении гнейсового субстрата. Расчеты показывают, что при 20-25 %-ном плавлении концентрация тория в выплавках может достигать 18-25 мкг/г, что соответствует уровню его содержания в лейкогранитах Чаро-Олекминского, Сеймского, Учуро-Гонамского и других блоков. Более высокие концентрации РАЭ в гранитах, субщелочных и щелочных породах связаны с другими локально действующими процессами. В ряде случаев они оказывают влияние на общую теплогенерацию блоков земной коры, но количественно оценить это влияние можно только в процессе более детальных работ.

Итак, приведенный материал свидетельствует о радиогеохимической неоднородности метаморфических и магматических комплексов, образующих поверхность Алданского щита. В пределах обширной гранулитогнейсовой области, занимающей центральную часть щита, теплогенерация отдельных блоков варьирует от 0,74 до 2,32 мкВт/м³, не обнаруживая четкой направленности по латерали. Максимальные концентрации РАЭ и радиогенное тепловыделение присущи западной части области на ее тектоническом сочленении с Чаро-Олекминской гранит-зеленокаменной областью (Чугинский и Нимнырский блоки). Архейские гранит-зеленокаменные комплексы, развитые на флангах щита (Батомгский и Чаро-Олекминский блоки), а также сланцево-эндербитогнейсовые образования Курультинского блока обладают минимальной теплогенерацией (0,48-0,79 мкВт/м³), сопоставимой с гранулитовыми комплексами Анабарского щита (0,41-0,56 мкВт/м³), что позволяет рассматривать их в качестве выходов пород верхнего слоя нижней коры [Розен, 1992]. Относительно высокие расчетные величины радиогенного тепловыделения в целом по гранит-зеленокаменным блокам связаны с вкладом нижнепротерозойских метатерригенных и вулканогенных отложений, а также гранитоидных и щелочных интрузий, обладающих повышенными концентрациями радиоактивных элементов. Средняя оценка теплогенерации для пород, обнаженных на поверхности Алданского щита, составляет 1,22 мкВт/м³.

Сопоставление величин радиогенного тепловыделения в формациях с измеренным тепловым потоком выполнено для западной части щита (Чаро-Олекминский блок). В девяти пунктах этой территории определены геотермические параметры, включающие температуры на разных глубинах и тепловой поток [Каталог..., 1985; Балобаев, 1991]. В каждом пункте измерения теплового потока для площади 1-1,5 тыс. км² рассчитывалась средняя теплогенерация в приповерхностном слое пород с учетом их площадной распространенности и условий залегания, информация о которых бралась с геологической карты масштаба 1:1 000 000. Сопоставление полученных величин приведено в табл.19, позволяющей приближенно оценить параметры ТП₀ и Д в уравнении, связывающем тепловой поток (ТП) и теплогенерацию (А) в поверхностных породах данной провинции:

$$ТП = ТП_0 + Д \cdot А, \quad (6)$$

где ТП₀ = 19 мВт/м², Д = 14 км. Мощность местного теплогенерирующего слоя Д укладывается в пределы вариаций этой величины на различных

Оценки радиогенной теплогенерации
в структурно-вещественных комплексах
на участках определения теплового потока (Чаро-Олекминский блок)

Участок	Тепловой поток, мВт/м ²	Радиогенная теплогенерация, мкВт/м ³	
		Пределы	Средние
Мурун, Тарыннах	33,5	0,62-2,47	1,04
Сухой Камах Улах	38	0,80-2,91	1,55
Чаруода	34	0,80-1,55	1,18
Холболох	36	0,62-2,91	1,27
Южный Сулумат	30	0,30-1,45	0,81
Апсат	48	0,62-4,49	2,06
Укдуска	41	0,30-2,06	1,65
Наминга	32	0,62-1,52	1,10
Чина, Катугино	46	0,48-2,58	2,12
<i>Среднее для блока</i>	37,6	0,30-4,49	1,42

щитах (7-15 км [Розен, 1992]), а значение остаточного теплового потока $ТП_0$ несколько ниже такового для Балтийского и Украинского щитов (25-28 мВт/м²) [Аршавская, 1979; Кутас, 1978].

Распределение теплогенерирующих источников для западной части Алданского щита, судя по плотностным характеристикам комплексов, образующих земную кору, аппроксимируется трехслойной моделью (табл.20). Верхний слой мощностью 12-17 км практически совпадает с теплогенерирующим слоем. Он представлен наблюдаемыми на поверхности нижнепротерозойскими протоплатформенными образованиями, архейскими супра- и инфракрупными комплексами, а также гранитоидными телами в объемном соотношении 0,13 : 0,09 : 0,53 : 0,25. Рассчитанные из этого соотношения величины плотности и радиогенной теплогенерации соответствуют значениям 2,66 г/см³ и 1,30 мкВт/м³.

Средний слой, подошва которого располагается на глубине 35 км, согласно геолого-геофизической модели земной коры щита сложен эндербитовыми и диоритогнейсами с линзами основных и ультраосновных пород, фрагментами супракрупных толщ и гранулитов фации повышенных давлений. Средняя величина плотности соответствует 2,81 г/см³, за значение A принимается величина теплогенерации в породах Курультинского блока - 0,48 мкВт/м³, кристаллосланцево-эндербитовый формационный комплекс которого наиболее близок промежуточному слою земной коры. Теплогенерация этого блока полностью соответствует значению, полученному для второго (промежуточного) слоя из корреляции с плотностью пород (γ) по уравнению

$A = 13,36 - 5,01 \gamma$ (коэффициент корреляции 0,66), (7)
выведенному по нашим экспериментальным данным (0,49 мкВт/м³).

Распределение радиогенных источников тепла
в земной коре Алданского щита

Слой земной коры	Н, км	Чаро-Олекминский блок			Алданский щит		Примечание	
		A, мкВт/м ³	ТП _к	ТП / мВт/м ²	ТП _м	A, мкВт/м ³		ТП _к / мВт/м ²
Слой 1	14	1,42* 1,30** 1,03***	18			0,74-2,32 (1,22)	17	Слой D - верхняя кора
Слой 2	21	0,48** 0,49***	10			0,40-0,49 (0,45)	9	Нижняя кора
Слой 3	10	0,11***	1			0,11	1	"-
Земная кора	45	0,63	29	38	9	0,60	27	ТП _к /ТП _м =0,76

Примечание. А - радиогенная теплогенерация; жирным шрифтом выделено значение, использованное для расчета теплового потока.

* Средняя для участков измерения теплового потока (поверхность),

** Средняя для верхней коры,

*** Значения, полученные из корреляции с плотностью пород.

Тепловой поток: ТП - измеренный, ТП_к - коровый, ТП_м - мантийный.

Нижний слой (35-45 км) характеризуется плотностью пород 3,1 г/см³. Предполагается, что он образован диоритогнейсами, амфиболитами, анортозитами, ультрамафитами метаморфизованными в гранулитовой фации высоких давлений. Данные о содержаниях РАЭ в породах такого состава практически отсутствуют и величина их теплогенерации рассчитана двумя способами. Во-первых, на основании экспоненциальной модели распределения источников тепла в земной коре [Кутас, 1978]:

$$A_z = A_0 \cdot e^{-z/D}; \quad (8)$$

при $A_0 = 1,42$ мкВт/м³ (см. табл.19) и $D = 14$ км теплогенерация на глубине 35-45 км - $A_{35-45} = 0,08$ мкВт/м³.

Во-вторых, по уравнению линейной корреляции между интенсивностью радиогенного тепловыделения и плотностью пород - $A_{35-45} = 0,11$ мкВт/м³. Оба результата достаточно близки между собой. Вместе с тем, в разрезе земной коры Алданского щита отсутствуют четкие сейсмические границы, несмотря на значительный градиент плотностных характеристик геофизических слоев. Следовательно не существует и резких изменений вещественного состава земной коры. Таким образом, принятая слоистая модель (см. табл.20) в определенной степени огрубляет действительную картину распределения стационарных тепловых источников в разрезе коры.

Данные, полученные по Чаро-Олекминскому блоку, только в первом приближении можно распространить на всю территорию Алданского щита. Расположенные восточнее Чугинский и Нимнырский блоки характеризуются

ются несколько другим геотермическим режимом. Тепловой поток по трем пунктам измерений составляет в среднем 49 мВт/м^2 [Каталог..., 1985]. Если мантийный тепловой поток на территории рассматриваемых блоков не меняется, составляя $8-10 \text{ мВт/м}^2$, то значение корового потока в их пределах существенно выше по сравнению с Чаро-Олекминским блоком (40 мВт/м^2), что обеспечивает общую величину радиогенной теплогенерации в земной коре, равную $0,89 \text{ мкВт/м}^3$, в основном за счет теплогенерирующего слоя - верхней коры, породы которой доступны непосредственному наблюдению и для которых в районе измерения тепловых потоков средняя плотность составляет $2,68 \text{ г/см}^3$, интенсивность радиогенной теплогенерации - $1,77 \text{ мкВт/м}^3$. Наиболее "горячими" являются литокомплексы Чугинского и северо-западной части Нимырского блоков, в пределах этой площади по величине радиогенного тепловыделения можно уверенно прогнозировать еще большую величину поверхностного теплопотока - $55-60 \text{ мВт/м}^2$ в среднем.

В целом по Алданскому щиту теплогенерация земной коры между различными блоками меняется за счет тепловыделения в слое D более чем в два раза, составляя в среднем $0,60 \text{ мкВт/м}^3$. Таким образом, земная кора на южной окраине Сибирской платформы более прогрета по сравнению с ее центральными частями (Анабарский щит), что в значительной мере связано с широким развитием на юге комплексов верхней коры с более высокой теплогенерацией пород в сопоставлении с образованиями нижней коры континентов, моделью которой считается Анабарский щит [Розен, 1992].

Полученные материалы и их предварительная интерпретация открывают путь к построению объемной пространственной модели, описывающей распределение источников тепла и современную тепловую циркуляцию внутри земной коры рассматриваемого региона.

3.2. Радиоактивные элементы и теплогенерация в земной коре восточной окраины Охотоморской плиты (Камчатка)

Выполненный для Камчатки анализ регионального теплового поля в связи с радиогенной теплогенерацией в земной коре [Дучков и др., 1972; Пузанков и др., 1977; Смирнов и др., 1991] опирается на ограниченную информацию о содержании радиоактивных элементов в горных породах южной части полуострова. К настоящему времени используемые радиохимические данные пополнились новыми измерениями. В результате многолетних исследований получен обширный материал, характеризующий распределение урана, тория, калия в структурно-вещественных комплексах Камчатки, Корякского нагорья, Командорских и Курильских островов, - это около 4,5 тыс. прецизионных гамма-спектрометрических и нейтронно-активационных определений, выполненных по единой методике с соблюдением метрологических требований [Геохимическая типизация..., 1990]. Большая часть этих определений была направлена на изучение метаморфических и магматических образований, что позволяет охарактеризовать распределение стационарных тепловых источников в земной коре и верхней мантии - области генерации островодужных магм. Измерения РАЭ проводились в

пробах, для которых был известен химический состав породы и имелась ясная географическая и геологическая привязка. Пробы отбирались из невыветрелых пород не затронутых локально проявленными эпигенетическими преобразованиями, что позволяло надеяться на тождественность измеряемых концентраций РАЭ первичным содержаниям.

Геологическое строение Курило-Камчатской области определяется ее положением на границе континент-океан. Магматизм, гидротермальная деятельность, горизонтальные и вертикальные тектонические движения проявились здесь с большой интенсивностью в позднем мезозое, кайнозое и продолжают до настоящего времени. Вся область выглядит как обширная зона дробления, состоящая из множества глыб, вытянутых по простиранию структур и деформированных складчатостью [Кропоткин, Шахарстова, 1965]. Эта реальность интерпретируется по-разному. Камчатка, включая прилегающие акватории, рассматривается различными авторами как активизированный орегон, современная геосинклиналь или коллаж экзотических блоков - террейнов. Различные геотектонические концепции предполагают разные подходы к построению модели распределения источников тепла в земной коре.

В основании видимого разреза консолидированной коры Камчатского полуострова залегают метаморфические комплексы, рассматриваемые в настоящей работе как выступы фундамента Охотоморской плиты, образующей континентальный край. Среди них выделяются мигматизированные гранулитогнейсовые образования с резко подчиненным количеством меланократовых пород, перекрытые зонально метаморфизованной осадочно-вулканогенной толщей (Срединный хребет); метаморфические комплексы, в составе которых преобладают апобазитовые породы, переслаивающиеся с парагнейсами, кальцифирами и кварцитами, а в подчиненном объеме развиты метариолитоидные и металатитовые ассоциации (Ганальский хребет, Хавывенская возвышенность); диабаз-габбро-гипербазитовые комплексы и основные кристаллические сланцы, представляющие собой породы наиболее глубоких уровней земной коры или относящиеся к фрагментам "океанического фундамента" (п-ов Камчатский Мыс). В целом блоки кристаллического основания мезо-кайнозойских отложений имеют покровно-складчатую и чешуйчато-надвиговую внутреннюю структуру. Данные о времени формирования протолита для всех выделенных ассоциаций метаморфических пород противоречивы - различные авторы приписывают этим образованиям как архейский и протерозойский, так и палеозой-мезозойский или позднемеловой возраст [Очерки..., 1987]. Время проявления зонального метаморфизма в Срединном хребте соответствует раннему мелу по материалам рубидий-стронциевого изохронного датирования [Виноградов и др., 1988].

Фаунистически охарактеризованные меловые, преимущественно позднемеловые, и раннепалеогеновые осадочные и осадочно-вулканогенные отложения относятся на западе полуострова к миогеосинклинальным, а на востоке - к эвгеосинклинальным формациям, накапливающимся в периокеаническом бассейне. Ныне они образуют аккреционную линзу в материковом клине, для которой характерны дизъюнктивное и оползнево-сдвигание слоев, меланж, складчатость и другие формы "скупивания"

[Белоусов, 1992]. Состав изверженных комплексов преимущественно базитовый, с широкими вариациями содержаний породообразующих окислов и неупорядоченной калиевой щелочностью; известны выходы мелапикритов и щелочно-ультраосновных пород. Кислый вулканизм проявлен на весьма ограниченных площадях. С позднемеловой эпохой в Центральной Камчатке связано становление многочисленных гранитоидных (гранитовых, тоналит-трондьемитовых, габбро-плагиогранитовых, диорит-гранодиорит-гранитовых) и в меньшей мере габброидных (габбро-диоритовых, кортландит-диорит-диоритовых, пироксенит-габбро-монцонитовых) интрузий, пространственно ассоциирующих с выходами метаморфических пород. Интрузивный магматизм Восточной Камчатки проявлен несравнимо слабее, преобладают габбро-норитовые, габбро-гипербазитовые, гипербазитовые, реже габбро-сиенитовые ассоциации.

Для кайнозоя Камчатки характерно развитие протяженных вулканических поясов, представляющих собой организованное множество линейно упорядоченных вулканотектонических центров, формирующихся в субаэральных условиях. С ними сопряжены задуговые и междуговые прогибы, выполненные терригенными существенно вулканомиктовыми и туфогенными отложениями. На площади развития меловых формаций и пород кристаллического фундамента, в корневых частях эродированных вулканов, распространены интрузивные тела габбро-диорит-гранитового и диорит-гранодиорит-порфирирового составов. Ансамбль этих структур образует Курило-Камчатскую островодужную систему, развивающуюся на гетерогенном основании, приподнятом в пределах камчатского отрезка над уровнем Мирового океана. Составы магматических продуктов для палеогенового и раннемиоценового времени укладываются в рамки толеитовой и известково-щелочной серий с преобладающим развитием умеренно- и высокоглиноземистых низкотитанистых разностей [Пузанков, 1994]. В позднем кайнозое рассматриваемый регион обрел современные черты, присущие островной дуге и одновременно активной континентальной окраине. Резко возросло многообразие петрохимических типов вулканических пород, составы которых меняются от базальтов до риолитов и от низкокалиевых до щелочных высококалиевых высокотитанистых разностей, формирующихся в обстановке чередования периодов сжатия и растяжения [Геохимическая типизация..., 1990]. Пространственное распределение продуктов вулканизма стохастически упорядочено относительно генеральных структурных элементов островодужной системы - на внешней (периокеанической) стороне дуги преобладают низкокалиевые низкорadioактивные образования, высококалиевые вулканы с повышенными концентрациями РАЭ тяготеют к внутренней (континентальной) зоне.

Сведения о глубинном строении земной коры Камчатки основаны на данных ГСЗ и гравиметрии [Балеста и др., 1977; Балеста, 1991]. Верхний слой коры сложен осадочно-вулканогенными отложениями мезо-кайнозойского возраста. Поверхность кристаллического фундамента залегает на глубине 0-10 км в общем согласно с поверхностью мелового комплекса. По особенностям рельефа этих разделов намечается ряд крупных блоков, совпадающих с традиционно выделяемыми структурно-формационными зонами полуострова [Кропоткин, Шахварстова, 1965]. Вулканические пояса

приурочены к понижениям поверхности фундамента, однако с последними могут отождествляться зоны гранитизации - метаморфические породы Срединного выступа на схеме рельефа находятся в "прогибе" кровли фундамента. Совместная интерпретация геологических и геофизических данных позволяет выделить в разрезе консолидированной коры Камчатского полуострова три петрофизических комплекса: гранитогнейсовый (пластовые скорости сейсмических волн - 5,9-6,4 км/с), сланцево-базитовый (6,6-6,7 км/с) и гранулитогаббровый (7,1-7,2 км/с), первый и второй из которых выходят на дневную поверхность. Соотношения комплексов и их мощность в разрезе земной коры различны для разных мегаблоков [Очерки..., 1987]. Мощность земной коры максимальная в области Срединного Камчатского хребта - 40 км, уменьшается к востоку и юго-востоку до 20-15 км, а к западу - до 30 км. Положение поверхности Конрада оценивается лишь качественно. Под активными вулканическими центрами в низах коры и верхах мантии установлена переходная зона, в пределах которой отмечается сложное распределение скоростей сейсмических волн, в том числе присутствие слоев с инверсией скорости. Предполагается, что в этой зоне концентрируются магматические очаги, соединенные вертикально вытянутыми "магмоводами" как с областями магмообразования в верхней мантии, так и с периферическими очагами в земной коре.

Таким образом, в строении верхней части земной коры восточной окраины Охотоморской плиты участвуют три структурно-вещественных мегакомплекса: предположительно докембрийский кристаллический фундамент, частично перекрытый осадочно-вулканогенными покровными отложениями, зонально метаморфизованными в начале позднего мезозоя; аккреционный комплекс, сложенный изверженными и терригенно-осадочными породами мелового-палеоценового возраста; образования островодужной системы, представленные кайнозойскими магматическими формациями вулканических поясов и терригенными отложениями сопряженных с ними прогибов. По особенностям состава кристаллического фундамента и продуктов островодужного магматизма выделяются блоки с сиалическим и фемическим типами континентальной земной коры; в первом приближении им соответствуют тектонические области Западной и Восточной Камчатки.

Материалы о содержаниях РАЭ в верхних слоях земной коры систематизированы по выделенным структурно-вещественным мегакомплексам, а в их пределах - по геотектоническим блокам или зонам. Величины генерации радиогенного тепла рассчитывались по формуле (5), приведенной в разделе 3.1.

Кристаллический фундамент

Содержания РАЭ и величины радиогенной теплогенерации для типичных литокомплексов, развитых в пределах выступов кристаллического фундамента, приведены в табл.21. В комплексы объединены однотипные по петрохимическим и радиогеохимическим свойствам породы, составляющие в сумме не менее 90-95 % объема наблюдаемой части консолидированной коры. Относительно редкие образования (кварциты, кальцифиры и др.) не учитывались из-за отсутствия данных о их радиоактивности.

Химический состав и теплогенерация литокомплексов кристаллического фундамента

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	51,0	66,6	45,3	51,8	64,3	72,9	52,1	61,0	45,1	46,5	69,0	65,4
TiO_2	1,40	0,73	0,71	1,08	0,86	0,21	1,33	0,64	0,30	3,29	0,50	0,63
Al_2O_3	15,0	15,8	10,8	14,4	17,5	14,7	15,8	15,1	10,8	12,7	15,4	15,3
FeO	10,9	5,40	10,4	10,2	6,20	1,76	11,1	6,83	9,32	11,5	3,51	4,37
MnO	0,17	0,07	0,23	0,27	0,07	0,04	0,24	0,17	0,19	0,17	0,06	0,08
MgO	6,84	1,56	16,4	7,02	1,79	0,48	4,60	4,03	17,2	7,87	1,18	2,39
CaO	9,96	2,16	9,25	9,00	1,67	1,25	6,92	4,70	9,06	11,3	2,53	4,18
Na_2O	2,68	3,04	1,42	3,45	2,49	3,35	3,47	3,15	1,14	2,30	3,68	3,86
K_2O	0,62	2,47	0,21	0,49	2,47	3,86	1,03	1,08	0,14	1,76	2,61	2,49
P_2O_5	0,12	0,15	0,03	0,18	0,20	0,08	0,20	0,15	0,08	0,88	0,16	0,20
ППП	1,28	1,31	4,44	1,59	2,25	0,76	2,80	2,65	5,17	2,03	1,00	0,70
<i>U</i>	0,43	2,05	0,12	0,32	2,1	3,2	0,28	0,87	0,09	0,98	2,5	2,00
<i>Th</i>	1,05	6,60	0,20	0,56	6,7	10,4	0,50	2,00	0,20	4,80	7,50	4,60
<i>K</i>	0,47	2,20	0,14	0,42	2,20	3,00	0,66	1,00	0,08	1,49	2,37	2,24
<i>Th/U</i>	2,42	3,22	1,67	1,33	3,19	3,19	1,79	2,30	2,22	4,85	3,00	2,30
<i>A</i>	0,25	1,22	0,06	0,18	1,25	1,84	0,18	0,47	0,05	0,77	1,39	1,06
<i>N</i>	13	90	4	8	153	10	12	20	21	11	116	272
<i>S</i>	80	1170	160	430	3330	30	110	180	640	30	1180	1040

Комментарий к табл.21. 1-12 - Срединный массив: 1,2 - колпаковская серия (AR-PR?): 1 - основные кристаллические сланцы, амфиболиты, 2 - гранат-биотитовые, биотитовые, биотит-амфиболовые плагиогнейсы, содержащие силлиманит, кордиерит, гиперстен, ставролит, андалузит, мигматизированные гнейсы и мигматиты; 3-10 - малкинская серия (PZ-MZ?): 3,4 - андриановская свита: метапикритоиды (амфиболиты, амфиболовые сланцы), 4 - метабазиты (амфиболиты, амфиболовые сланцы); 5,6 - хейванская свита: 5 - биотитовые филлиты, биотитовые, биотит-гранатовые, биотит-гранат-ставролитовые кристаллические сланцы, 6 - метапорфиры; 7-10 - химкинская, алисторская свиты и соответствующие им субвулканические породы: 7 - метабазиты и их туфы (хлорит-актинолитовые, эпидот-актинолит-хлоритовые сланцы), 8 - метаандезиитоиды и их туфы (кварц-хлоритовые, кварц-хлорит-эпидот-актинолитовые сланцы); 9 - метапикритоиды (амфиболовые, хлорит-эпидот-актинолитовые сланцы, содержащие клинопироксен и оливин), 10 - апогаббро (ортоамфиболиты); 11,12 - интрузивные образования: 11 - граниты, гранодиориты докембрийские (?) и мезозойские, 12 - габбро, диориты, граниты позднемезозойские.

Значения теплогенерации, характеризующие различные блоки фундамента, колеблются от 0,11 мкВт/м³ для восточных полуостровов Камчатки и 0,31 мкВт/м³ для Ганальского массива, до 1,13 мкВт/м³ для Срединного выступа, отвечая мафическим и сиалическим типам земной коры и различным уровням ее среза. Оценить среднюю теплогенерацию для верхней части фундамента восточной окраины Охотоморской плиты в целом можно лишь весьма приблизительно как величину промежуточную между теплогенерацией метаморфических пород Срединного и Ганальского массивов (0,71 мкВт/м³), относя значения, полученные для восточных полуостровов, к глубинным петрофизическим комплексам.

13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
49,1	50,8	55,1	67,4	52,5	66,9	48,9	55,2	64,2	70,0	72,4	50,0
1,60	0,96	0,81	0,65	1,04	0,82	0,74	0,70	0,53	0,34	0,50	0,88
14,6	17,7	15,2	14,3	18,0	14,3	17,2	16,6	15,6	15,0	13,0	16,6
11,3	9,17	7,55	4,86	9,44	5,76	9,27	7,96	4,78	2,70	3,40	9,98
0,20	0,18	0,16	0,10	0,09	0,07	0,19	0,15	0,09	0,06	0,07	0,24
6,94	6,26	6,70	2,13	6,22	3,31	6,62	5,10	2,15	1,04	0,75	4,79
9,98	8,90	6,41	3,18	3,50	2,11	9,17	8,04	4,42	2,86	2,20	7,24
2,95	3,40	3,11	2,97	3,36	3,02	3,13	3,11	5,13	5,00	4,65	3,17
0,50	0,60	1,76	2,21	3,42	2,06	0,43	0,51	0,46	0,88	1,39	1,73
0,16	0,17	0,38	0,19	0,18	0,03	0,11	0,15	0,18	0,10	0,09	0,17
1,84	1,53	1,93	1,53	1,39	1,21	3,90	1,99	2,00	1,42	1,25	3,88
0,22	0,29	0,61	1,7	0,72	1,3	0,28	0,37	0,23	0,26	0,96	0,30
0,41	0,46	1,6	4,9	2,4	5,1	0,43	0,63	0,41	0,40	1,7	0,47
0,34	0,50	1,54	2,00	2,73	1,64	0,32	0,40	0,43	0,69	1,12	1,29
1,86	1,59	2,62	2,88	3,29	3,96	1,54	1,70	1,78	1,54	1,77	1,57
0,13	0,17	0,44	0,99	0,64	0,86	0,14	0,18	0,13	0,16	0,47	0,24
6	8	3	5	3	3	16	4	11	7	5	5
115	155	56	85	11	28	210	54	112	70	53	65

ловые и неогеновые; 13-30 - Ганальский массив: 13-18 - ганальская серия (AR-PR?): 13,14 - амфиболиты, основные кристаллические сланцы, 15 - биотит-амфиболовые гнейсы, 16 - биотитовые гнейсы, 17 - гиперстенные и двупироксеновые гнейсы, 18 - гранат-биотитовые гнейсы (гранулиты); 19-25 - стеновая серия (PR?): 19 - метабазиты (эпидот-хлорит-амфиболовые сланцы); 20 - метаандезитоиды (эпидот-хлорит-амфиболовые сланцы), 21 - метадациты (порфириды), 22 - метариолиты (кварцевые порфириды), 23 - метагранит-порфиры, 24 - меташошониты, 25 - металатиты, 26,27 - киргуровская и кижеченковская свиты (PZ-MZ?): 26 - метабазиты, метаандезитоиды и их туфы (хлорит-эпидотовые, кварц-хлорит-эпидотовые, хлорит-актинолитовые сланцы), 27 - филлитизированные песчаники, алевропелиты; 28-30 - интрузивные образования: 28 - гнейсограниты докембрийские (?), 29 - габбро-нориты докембрийские или мезозойские, 30 - кварцевые диориты неогеновые или позднемеловые; 31,32 - кристаллический фундамент полуостровов Камчатский Мыс, Озерной и включения в лавах (PR?): 31 - амфиболиты, основные кристаллические сланцы, 32 - метабазальты, габбро-диабазы, габбро; 33-35 - средние величины по блокам: 33 - Срединный массив, 34 - Ганальский массив, 35 - фундамент восточных полуостровов.

Близкие величины радиогенного тепловыделения были получены для архейских инфра- и супракрустальных образований Батомгского блока в восточной части Алданского щита и для Охотского массива при обработке данных по радиоактивности пород, приведенных в опубликованных и фондовых работах А.А. Смыслова, И.А. Загрузиной, Л.М. Алексева, В.А. Злобина и др. Эти архейские толщи, развитые к западу от Охотского моря, относятся к образованиям гранит-зеленокаменных областей и характеризуются умеренно низкой теплогенерацией - 0,54-0,82 мкВт/м³. Прорывающие их докембрийские, палеозойские и мезозойские гранитоиды отличаются более высоким радиогенным тепловыделением - 1,69-1,83 мкВт/м³,

Компонент	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
SiO_2	61,0	53,5	66,6	68,0	51,7	56,7	47,0	48,0	64,5	57,4	47,5
TiO_2	0,96	0,85	0,72	0,32	0,89	0,75	1,57	0,97	0,76	0,83	1,27
Al_2O_3	17,0	15,9	15,2	15,6	19,3	16,7	17,5	15,8	16,1	16,2	16,7
FeO	4,13	9,43	4,98	3,75	8,25	6,48	10,7	9,81	5,79	7,54	10,2
MnO	0,06	0,22	0,07	0,12	0,13	0,14	0,15	0,18	0,08	0,15	0,17
MgO	2,48	3,84	2,20	0,92	4,58	3,09	6,18	8,12	2,38	4,41	7,15
CaO	2,89	7,37	0,98	4,74	9,71	7,17	9,84	11,6	2,91	6,92	10,7
Na_2O	4,05	3,66	3,72	4,26	3,40	3,95	3,78	2,39	2,99	3,56	3,09
K_2O	5,58	0,92	1,72	0,42	0,56	0,79	0,90	0,14	2,31	0,94	0,52
P_2O_5	0,28	0,20	0,16	0,09	0,23	0,17	0,15	0,09	0,17	0,17	0,12
ППП	1,13	2,96	3,02	1,05	0,98	3,50	1,51	2,51	1,60	2,16	2,01
U	4,4	1,3	1,9	0,12	0,20	0,39	0,23	0,08	1,95	0,54	0,16
Th	14,1	2,8	5,0	0,27	0,39	0,57	0,52	0,15	5,97	1,26	0,33
K	4,50	0,85	1,44	0,27	0,46	0,58	0,66	0,08	2,06	0,77	0,37
Th/U	3,20	2,17	2,64	2,25	1,95	1,46	2,26	1,86	2,64	1,96	2,06
A	2,59	0,63	0,99	0,07	0,18	0,20	0,17	0,04	1,13	0,31	0,11
N	2	6	9	3	7	6	6	21	730	109	27
S	6	190	80	57	84	140	200?	200	8380	1571	400?

K_2O - содержания получены при силикатном анализе (фотометрия пламени); K - содержания получены при гаммаспектрометрии (использовались в расчетах A); A - теплогенерация (мкВт/м³); N - число определений РАЭ; S - площадь (км²), занятая соответствующим комплексом пород в пределах блоков, взята с региональных геологических карт-схем [Герман, 1978; Ханчук, 1985]. U, Th приведены в мкг/г, остальные компоненты - в мас.%.

Содержания компонентов и теплогенерация в литокомплексах рассчитывались как средние арифметические по выборке с указанным количеством проб; средние показатели по геологическим формациям (структурным комплексам) вычислялись пропорционально площадям, занимаемым стратифицированными образованиями и прорывающими их интрузивными породами; средние по массивам значения получены с учетом распространенности формаций в верхней части консолидированной коры - объемные проценты рассчитывались по данным о мощности геологических тел и площади распространения, при этом наиболее молодые образования учитывались в их генерализованных границах, а каждая более древняя формация дополнительно под всей площадью перекрывающих наслоений.

за счет чего общая теплогенерация повышается до 0,95-0,98 мкВт/м³, что все-таки несколько ниже, чем среднее по Алданскому щиту - 1,22 мкВт/м³ (см. 3.1). На общую оценку тепловыделения в земной коре восточной окраины Охотоморской плиты существенно влияет незначительное развитие интрузивных пород с повышенными содержаниями РАЭ, обуславливающее снижение рассматриваемого показателя по сравнению с внутриконтинентальными районами. Причины таких различий видятся в радиогеохимических свойствах нижней коры, которая при приближении к Тихому

океану становится более меланократовой. В целом теплогенерация в породах фундамента Камчатки сопоставима с таковой для архейских комплексов гранит-зеленокаменных поясов.

Аккреционный комплекс

Сведения о распределении РАЭ в вулканических образованиях мелового возраста приводились в наших более ранних работах [Пузанков и др., 1989; Геохимическая типизация..., 1990]. Эти данные, дополненные информацией о радиоактивности палеоценовых вулканитов, суммированы в табл.22, где представленный материал систематизирован по формационному принципу с учетом радиогеохимических свойств пород. Выделены изверженные комплексы офиолитового (раннегеосинклинального) и предорогенного этапов развития периокеанического пояса, а в пределах образований второго этапа - различные магматические ассоциации: базальт-трахибазальтовая, базальт-риодацитовая, щелочно-ультраосновная, которые подразделяются на низкорadioактивные и относительно высокорadioактивные (содержания *Th* более 1,0 мкг/г) вулканические серии.

Таблица 22

Химический состав и теплогенерация вулканогенных образований аккреционного комплекса

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
<i>SiO₂</i>	48,8	52,7	49,2	50,3	55,8	65,0	47,6	49,4	64,9	55,4	65,1	39,9	41,9	51,9	50,1	50,6
<i>TiO₂</i>	1,62	0,98	0,79	0,81	0,77	0,38	2,55	1,08	0,81	0,86	0,83	0,28	0,47	1,02	0,98	0,99
<i>Al₂O₃</i>	15,2	15,5	15,4	16,0	15,6	15,0	16,3	16,2	14,5	16,4	15,1	5,18	6,03	15,0	15,0	15,0
<i>FeO</i>	10,6	8,86	8,82	8,81	6,87	4,07	9,71	11,2	5,24	7,59	4,91	8,15	9,85	9,02	8,72	8,81
<i>MnO</i>	0,17	0,15	0,20	0,20	0,15	0,12	0,18	0,21	0,14	0,13	0,10	0,14	0,16	0,17	0,18	0,18
<i>MgO</i>	6,74	5,38	7,16	5,98	3,89	1,23	5,55	5,24	1,38	3,24	1,32	30,2	22,3	5,39	7,55	6,89
<i>CaO</i>	8,82	7,31	9,32	8,44	5,36	2,83	6,67	8,82	2,59	6,77	4,13	4,86	8,22	7,47	8,23	8,00
<i>Na₂O</i>	3,59	3,68	3,06	2,99	4,01	5,38	4,57	3,20	5,32	3,54	4,26	0,30	0,81	3,35	3,23	3,27
<i>K₂O</i>	0,41	1,32	1,52	1,95	3,09	3,26	2,01	0,65	1,73	2,19	2,89	0,32	3,08	2,01	1,35	1,55
<i>P₂O₅</i>	0,19	0,24	0,23	0,30	0,35	0,17	0,64	0,18	0,26	0,36	0,29	0,17	0,27	0,31	0,24	0,26
ППП	3,17	2,66	3,43	3,24	2,62	0,90	4,17	2,92	2,64	1,64	0,40	8,87	5,61	3,44	3,21	3,28
<i>U</i>	0,19	0,58	0,27	0,95	1,49	1,9	0,86	0,22	1,1	2,2	2,3	0,23	0,40	0,57	0,68	0,64
<i>Th</i>	0,35	1,47	0,56	2,90	4,44	5,3	2,27	0,48	2,8	6,6	6,8	0,47	0,65	1,59	1,84	1,76
<i>K</i>	0,34	1,22	1,30	1,64	2,57	2,72	1,08	0,52	1,52	1,92	2,55	0,25	2,63	1,72	1,13	1,31
<i>Th/U</i>	1,77	2,53	1,85	3,05	2,97	2,8	2,64	2,17	2,4	3,0	2,9	2,04	1,62	2,71	2,34	2,45
<i>A</i>	0,11	0,39	0,24	0,63	0,97	1,14	0,51	0,14	0,63	1,26	1,31	0,12	0,42	0,44	0,43	0,43
<i>N</i>	39	4	109	77	24	1	6	14	2	6	4	15	8	78	234	312

Примечание: 1,2 - раннегеосинклинальные вулканиты (*K₁₋₂*); 1 - базальты, 2 - андезитобазальты; 3-13 - предорогенные вулканиты (*K₂₋₁₃*); 3-7 - базальт-трахибазальтовая ассоциация: 3 - низкорadioактивные базальты; 4-7 - высокорadioактивные эффузивы - базальты (4), андезитобазальты (5), трахидациты (6), высокотитанистые субщелочные базальты (7); 8-11 - базальт-риодацитовая ассоциация: низкорadioактивные базальты (8) и риодациты (9); высокорadioактивные лейкобазальты (10) и риодациты (11); 12,13 - щелочно-ультраосновная ассоциация: мелалкириты (12), щелочные пикриты (13); 14-16 - средние составы: 14 - Западная Камчатка, включая Срединный хребет, 15 - Восточная Камчатка, 16 - среднее по аккреционному комплексу. Обозначения компонентов см. табл.21.

Содержания породообразующих окислов, радиоактивных элементов и теплогенерация в вулканических породах различных свит, толщ рассчитывались как средние из числа образцов (*N*), отобранных на участках работ. По этим величинам определялись средние взвешенные значения для литокомплексов, обозначенных в таблице, чтобы устранить влияние неравномерности опробования применялась ранговая оценка количества проб, взятых на каждом из участков.

Средний химический состав изверженных пород аккреционного комплекса отвечает субщелочному толеитовому базальту и примерно одинаков для западной и восточной тектонических зон Камчатки. Ранее

предполагалось [Пузанков и др., 1977, 1989], что радиоактивность и калие-вость позднемеловых лав возрастают от восточных районов полуострова к его западной окраине. Расчеты средних составов не подтверждают эти наблюдения, вместе с тем, установленные вариации составов в зависимости от принадлежности пород к различным формационным группам весьма значительны.

Для рассматриваемого вопроса важно отметить резкие колебания содержания калия, которые часто не упорядочены относительно изменений других петрогеохимических показателей. Предполагается широкое развитие процессов флюидного ощелачивания базальтовых расплавов [Пузанков и др., 1989], что является характеристическим признаком пород аккреционного комплекса, отличающим его от более поздних островодужных образований. В результате меловые базальты часто обогащены калием относительно урана, что нашло отражение в средних составах. Поскольку накопление в породах калия связано, скорее всего, с особенностями его миграции, мы не предполагаем обогащения им мантийных источников, хотя такой вариант не исключен для отдельных эпизодов мелового вулканизма.

Теплогенерация вулканогенных наслоений аккреционного комплекса одинакова в западных и восточных районах Камчатки и соответствует $0,43 \text{ мкВт/м}^3$, но для конкретных участков ее вариации весьма значительны и для средних значений составляют $0,11-1,31 \text{ мкВт/м}^3$. Величины теплогенерации слабо скоррелированы с содержаниями SiO_2 , K_2O и P_2O_5 (коэффициент корреляции $0,4-0,6$), остальные связи несущественные, что затрудняет использование данных о химических составах пород в геотермических целях.

Теплогенерация осадочных толщ, участвующих в образовании аккреционного комплекса, в 1,5-2 раза выше, чем в магматических породах за счет терригенно-осадочных ниже-среднемеловых наслоений кихчигской серии и вахвинской свиты, содержания РАЭ и генерация радиогенного тепла в которых близки к палеозойским (?) слюдястым сланцам и песчаникам фундамента, что связано с влиянием общих кратонных источников для тех и других толщ. Данные по осадочным породам различного состава приведены в табл.23.

Гранитоидные породы, распространенные в поле позднемеловых отложений вблизи Срединного выступа, характеризуются теми же радиогеохимическими признаками, что и интрузивные комплексы фундамента. Их теплогенерация равна $0,87 \text{ мкВт/м}^3$. В восточных районах полуострова распространенность плутонических образований невелика и они не оказывают существенного влияния на геотермические параметры осадочно-вулканогенного слоя земной коры. Поскольку по петрофизическим свойствам (плотности, радиоактивности) осадочные толщ, залегающие в основании видимого разреза мелового комплекса, и гранитоидные плутоны, расположенные на периферии Срединного массива, могут быть присоединены к консолидированному фундаменту, теплогенерация мел-палеоценовых наслоений с учетом вклада других осадочных и интрузивных пород едва ли превышает $0,45 \text{ мкВт/м}^3$.

Таблица 23

Содержания РАЭ и теплогенерация в осадочных породах Камчатки

Возраст	Порода	Западная Камчатка					Восточная Камчатка				
		N	U	Th	K	A	N	U	Th	K	A
N ₂	Песчаники, алевропелиты	55	1,2	5,7	1,3	0,55					
N ₂ ¹	Песчаники, алевролиты, пелиты, мергели, спонголиты, фосфаты	120	2,3	5,0	2,4	0,98	18	2,2	0,74	0,80	0,56
P ₂ -N ₁ ¹	Песчаники, алевропелиты	91	1,7	6,8	2,0	1,04	40	1,2	3,2	1,53	0,63
KZ	Средние с учетом распространенности пород	266	1,8	5,8	2,0	0,87	58	1,3	3,0	1,45	0,61
K ₂ -P	Кремни, кремнистокарбонатные породы, яшмы, туффиты	17	0,88	2,0	1,00	0,46	35	0,3	0,54	0,27	0,14
..	Песчаники, туфопесчаники						63	1,2	3,3	1,26	0,65
K ₁₋₂	Песчаники, алевропелиты	32	1,9	6,6	1,81	1,12	8	1,7	6,8	2,23	1,12
K-P	Средние с учетом распространенности пород	49	1,45	4,6	1,46	0,84	106	1,2	3,8	1,35	0,71

Примечание. N - количество проб; U, Th в мкг/г; K - мас.%; теплогенерация (A) - в мкВт/м³.

Островодужные образования

По сравнению с предыдущими публикациями [Леонова, Уральцова, 1974; Пузанков и др., 1977; Пузанков, 1983, 1984] сведения о радиоактивности вулканогенных пород островодужного комплекса существенно пополнились новыми данными, однако это только уточнило ранее сделанные выводы и подтвердило их достоверность. Вместе с тем, обилие информации теперь дает возможность с большей уверенностью использовать средние составы для топогеохимического анализа.

Средний химический состав кайнозойских вулканогенных образований Камчатки весьма близок к валовому составу земной коры, рассчитанному на основании "андезитовой" модели С.Р.Тейлора [Тейлор, Мак Леннан, 1988]. При сопоставлении выявляются несколько меньшие содержания глинозема, железа, кальция, из радиоактивных элементов - тория, и более высокие концентрации калия и урана, характерные для камчатских вулканитов. Различия эти вряд ли следует признавать существенными, скорее они указывают на тенденцию изменения составов от внутриокеанических дуг к континентальным окраинам,

Химические составы и теплогенерация изверженных пород
островодужного эоцен-раннемиоценового комплекса

Компонент	Б Т	АБ			А			Р		Ср.
		Т	ИЩ	СЩ	Т	ИЩ	СЩ	Т	ИЩ	
SiO_2	48,6	55,8	55,7	56,7	60,4	59,5	60,4	72,1	69,7	57,9
TiO_2	0,93	0,86	0,91	0,81	0,77	0,80	1,31	1,02	0,31	0,84
Al_2O_3	18,5	17,3	16,3	16,9	17,3	16,7	16,4	12,5	15,1	16,7
FeO	8,82	7,56	6,86	5,48	5,77	5,62	5,20	3,72	3,06	6,27
MnO	0,13	0,17	0,11	0,09	0,11	0,10	0,11	0,03	0,06	0,11
MgO	5,50	3,11	5,08	4,30	1,97	3,41	2,75	0,66	0,99	3,62
CaO	8,30	7,13	6,57	6,25	5,76	5,57	4,20	2,03	2,11	5,94
Na_2O	2,88	3,31	3,38	4,25	4,03	3,32	4,24	4,02	3,71	3,53
K_2O	0,78	1,08	1,51	1,98	1,68	2,00	2,61	1,78	2,85	1,68
P_2O_5	0,14	0,12	0,20	0,28	0,18	0,20	0,13	0,27	0,08	0,17
ППП	4,28	2,32	2,39	1,92	1,54	1,75	2,07	1,58	1,22	2,25
U	0,32	0,92	1,30	1,54	1,43	1,59	2,35	2,00	2,63	1,40
Th	0,54	1,77	3,25	3,97	3,22	3,78	4,90	7,20	7,73	3,46
K	0,55	0,88	1,31	1,71	1,48	1,77	2,15	1,55	2,78	1,46
Th/U	1,70	1,96	2,50	2,46	2,14	2,37	2,08	3,60	2,68	2,29
A	0,18	0,43	0,66	0,84	0,71	0,81	1,09	1,05	1,35	0,73
N ¹	4	5	8	3	3	5	2	1	3	34
N ²	19	19	32	8	10	24	11	1	9	133

Примечание. Б - базальты (SiO_2 - до 53 мас.%), АБ - андезитобазальты (53-58 мас.%), А - андезиты (58-63 мас.%), Р - риолиты (более 68 мас.%); Т - толеитовые, ИЩ - известково-щелочные, СЩ - субщелочные; Ср. - средний состав эоцен-раннемиоценовых эффузивов. Обозначения компонентов см. табл.21. N¹ - число объектов, N² - количество проб. Средние составы конкретных пород рассчитывались для объектов опробования - вулканов, вулканических центров, вулканотектонических структур или их групп, как средние из числа отобранных проб (N²); табличные данные по вулканическим сериям получены как средние по числу объектов (N¹).

В табл.24-26 приведены петрорадиогеохимические данные о эоцен-раннемиоценовых и миоцен-четвертичных вулканиках Курило-Камчатской островодужной системы. Весь материал систематизирован в соответствии с рекомендациями петрографического комитета [Магматические ... породы, 1987]. Выделяемые нами островодужные и внутриплитные магматические ассоциации [Геохимическая типизация..., 1990] здесь рассмотрены совместно, так как их дискриминация недостаточно достоверна без привлечения полных геохимических характеристик пород. В отличие от предыдущих таблиц, где теплогенерация рассчитана по конкретным данным о плотности пород, взятым из отчетов по гравиметрическим съемкам, в этом разделе дополнительно использованы справочные величины [Физические свойства..., 1984].

Средние содержания РАЭ и теплогенерация в вулканических образованиях увеличиваются от базальтов к риолитам и от низкокальциевых толеи-

Химические составы и теплогенерация изверженных пород
островодужного миоцен-четвертичного комплекса

Компо- нент	Базальты (SiO_2 до 53 мас.%)								Андезитобазальты (SiO_2 53-58 мас.%)			
	Т		ИЩ		СЩ		Щ		Т		ИЩ	
	ЗК	ВК	ЗК	ВК	ЗК	ВК	ЗК	ВК	ЗК	ВК	ЗК	ВК
SiO_2	50,6	50,7	51,6	51,2	50,0	50,6	48,4	48,3	55,1	55,8	55,9	55,1
TiO_2	1,04	1,15	0,94	1,03	1,30	1,30	1,32	1,98	1,16	0,91	0,97	0,95
Al_2O_3	18,3	18,0	17,0	15,8	17,4	16,9	15,4	14,9	17,1	18,3	17,2	17,2
FeO	8,69	9,84	8,41	8,75	8,93	9,10	7,74	8,76	8,45	7,74	7,21	7,56
MnO	0,18	0,19	0,16	0,17	0,16	0,19	0,13	0,18	0,15	0,17	0,14	0,15
MgO	5,05	5,23	7,40	8,38	5,97	6,39	8,48	7,09	3,63	3,04	4,55	5,22
CaO	9,19	9,43	8,82	9,08	8,42	8,29	6,49	6,94	7,59	7,67	7,28	7,66
Na_2O	2,94	2,85	2,74	2,81	3,25	3,25	2,99	3,93	3,25	3,38	3,41	3,38
K_2O	0,95	0,82	1,21	0,99	1,80	1,54	3,59	2,65	1,34	1,12	1,41	1,16
P_2O_5	0,23	0,21	0,20	0,22	0,44	0,34	0,63	0,52	0,26	0,18	0,24	0,21
ППП	1,72	0,89	0,93	0,83	1,22	1,27	3,36	3,70	1,14	0,96	0,84	0,67
U	0,62	0,46	0,94	0,57	1,06	0,89	2,43	1,82	0,95	0,65	1,17	0,69
Th	1,14	0,77	1,85	1,09	1,98	1,62	4,66	5,17	1,77	1,22	2,29	1,24
K	0,78	0,68	0,99	0,79	1,54	1,31	3,17	2,28	1,13	0,94	1,21	0,99
Th/U	1,87	1,66	1,84	1,93	1,89	1,91	1,94	2,65	1,82	1,82	1,91	1,79
A	0,30	0,22	0,46	0,30	0,54	0,48	1,24	1,03	0,45	0,34	0,56	0,36
N^1	16	41	8	15	34	20	16	3	16	14	33	30
N^2	67	163	18	45	100	97	84	7	67	65	150	176

тов к щелочным породам. Исключения связаны или с недостаточной представительностью выборок, или относятся к кремнекислым вулканитам субщелочной и щелочной групп, для которых снижение радиоактивности в конечных членах серий связаны с особенностью фракционирования щелочных расплавов.

Радиоактивные элементы - уран, торий, калий в кайнозойских изверженных породах всегда тесно скоррелированы как в объемах породных групп, так и серий в целом. Коэффициенты парной линейной корреляции между этими элементами почти всегда более 0,75 и обычно колеблются в пределах 0,8-0,9. Связи с другими компонентами состава неустойчивы и изменяются от -0,6 до +0,6, что обусловлено многообразием вулканических пород, относящихся к различным сериям и формационным группам, объединенным в ансамбль по признаку проявления в островодужной системе.

Характерной особенностью кайнозойского вулканизма Камчатки и Курил, как и других островных дуг, является пространственная упорядоченность радиогеохимических свойств продуктов магматической деятельности относительно главных структурных элементов островодужной системы [Геохимическая типизация..., 1990; Пузанков и др., 1991; Подводный вулканизм, 1992]. Нами рассчитаны коэффициенты линейной связи (R) между

Компонент	Андезитобазальты (SiO_2 53-58 мас.%)				Андезиты (SiO_2 58-63 мас.%)							
	СЩ		Щ		Т		ИЩ		СЩ		Щ	
	ЗК	ВК	ЗК	ВК	ЗК	ВК	ЗК	ВК	ЗК	ВК	ЗК	ВК
SiO_2	55,4	55,4	54,9	-	61,2	60,3	60,8	60,3	60,0	61,5	61,3	-
TiO_2	1,00	1,17	1,68	-	0,96	0,83	0,74	0,71	0,80	0,90	0,92	-
Al_2O_3	17,3	17,4	15,4	-	15,7	17,2	16,5	16,8	16,6	16,9	17,2	-
FeO	6,81	7,32	5,68	-	6,63	6,46	5,53	5,63	5,58	5,47	4,73	-
MnO	0,14	0,15	0,29	-	0,12	0,14	0,12	0,12	0,13	0,16	0,15	-
MgO	3,75	3,13	4,33	-	1,89	2,11	2,89	3,36	2,55	1,70	1,64	-
CaO	6,07	6,94	4,36	-	5,64	5,40	5,56	5,91	4,93	4,01	2,95	-
Na_2O	3,88	3,60	2,13	-	3,71	3,86	3,48	3,79	3,98	4,31	5,07	-
K_2O	2,67	2,30	7,64	-	1,96	1,71	2,08	1,57	3,24	3,50	3,60	-
P_2O_5	0,46	0,37	0,65	-	0,29	0,25	0,20	0,19	0,38	0,25	0,31	-
ППП	1,27	1,45	1,73	-	1,06	1,04	1,28	0,75	1,03	0,63	1,25	-
U	1,89	1,39	4,30	-	1,75	1,13	1,99	1,14	2,74	2,66	1,83	-
Th	3,81	2,50	8,83	-	2,89	2,31	3,88	1,93	4,83	5,11	4,70	-
I	2,33	1,98	6,71	-	1,70	1,49	1,80	1,33	2,86	3,04	3,39	-
Th/U	1,96	1,82	1,92	-	1,70	2,06	1,95	1,71	1,75	2,33	2,58	-
A	0,93	0,72	2,28	-	0,78	0,56	0,91	0,54	1,25	1,22	1,07	-
N^1	20	12	3	-	5	10	30	24	7	5	2	-
N^2	90	57	10	-	15	31	125	129	67	11	14	-

концентрациями РАЭ в вулканических породах и расстояниями от объектов опробования (вулканов, вулканических центров, вулканотектонических структур) до морфотектонических элементов дуги - оси глубоководного желоба, генерализованной верхней кромки континентального склона, вулканического фронта и поверхности Мохоровичича. Расчеты выполнялись для Камчатки, Курил и островодужной системы в целом, отдельно по породам основного, среднего и кислого составов, а также для условной породы - "расчетного андезитобазальта" с содержанием кремнезема 55 мас.%, количества РАЭ в котором брались с серийных трендов, построенных для каждого пункта опробования. Результаты оказались не столь определенными, как ожидалось, поскольку показатели корреляционной зависимости содержаний РАЭ с каждым из морфотектонических элементов варьируют в широких пределах. Наиболее высокие значения коэффициентов корреляции получены для калия, наименьшие - для тория. Определеннее всего радиогеохимические составы связаны с расстояниями до вулканического фронта ($R = 0,31 - 0,74$); вариации R между содержаниями РАЭ и удаленностью объектов от желоба и кромки континентального склона примерно одинаковы и соответствуют 0,20 - 0,68 (максимальные значения характерны для Курил); уровни накопления РАЭ в базальтах и андезитах

Дациты (SiO_2 63-68 мас.%)								Риолиты (SiO_2 более 68 мас.%)			
Т		ИЩ		СЩ		Щ		Т		ИЩ	
ЗК	ВК	ЗК	ВК	ЗК	ВК	ЗК	ВК	ЗК	ВК	ЗК	ВК
66,0	65,4	65,7	65,4	64,9	66,1	64,9	-	69,2	71,1	71,4	71,7
0,64	0,70	0,57	0,56	0,56	0,70	0,79	-	0,62	0,35	0,36	0,30
15,2	15,3	15,6	16,2	16,3	16,0	16,2	-	14,6	14,2	14,2	14,4
4,89	4,90	3,95	4,06	3,48	3,26	4,17	-	3,51	2,96	2,21	2,26
0,09	0,14	0,10	0,11	0,09	0,12	0,14	-	0,06	0,08	0,07	0,08
1,12	1,09	1,66	1,70	1,18	1,12	0,92	-	0,72	0,52	0,70	0,80
3,35	3,80	3,75	4,10	3,33	2,53	1,89	-	2,88	2,03	2,13	2,19
4,22	4,10	3,93	4,15	3,74	4,60	5,40	-	3,88	4,22	3,79	4,24
2,29	2,28	2,26	2,03	3,94	4,22	4,87	-	2,94	3,04	3,45	2,56
0,16	0,16	0,16	0,17	0,15	0,11	0,20	-	0,14	0,08	0,08	0,09
1,48	1,33	1,50	0,85	1,17	0,80	0,76	-	0,60	1,14	0,88	1,14
1,79	1,70	1,87	1,49	2,92	5,50	2,67	-	1,95	2,15	3,18	1,85
2,84	3,13	3,45	2,89	5,42	7,50	5,75	-	3,45	4,26	5,80	3,45
2,07	2,03	2,02	1,78	3,45	3,94	4,44	-	2,39	2,74	3,12	2,33
1,54	1,81	1,87	1,91	1,85	1,36	2,23	-	1,79	1,94	1,81	1,91
0,72	0,79	0,84	0,69	1,35	2,17	1,40	-	0,88	1,00	1,40	0,85
2	11	21	26	5	1	4	-	2	9	21	8
3	35	109	108	20	5	32	-	3	45	109	29

слабо зависят от мощности коры ($K = 0,15-0,29$), но для кислых пород связь становится более определенной ($0,25-0,66$), причем минимальные коэффициенты характерны для Курил, а максимальные - для Камчатки. Показатели связанности содержаний РАЭ в расчетном андезитобазальте с удаленностью магматических проявлений миоцен-четвертичного возраста от вулканического фронта, глубоководного желоба, континентального склона и поверхности Мохоровичича в целом для Курило-Камчатской островодужной системы равны: для калия 0,61, 0,47, 0,46, 0,29; для урана 0,42, 0,36, 0,37, 0,19; для тория 0,35, 0,27, 0,29, 0,17 соответственно (уровень значимости $R = 0,14$ при вероятности 0,95).

Изменения радиогеохимических свойств вулканических пород вдоль Японо-Курило-Камчатской гряды также неоднократно обсуждались [Золотарев и др., 1973; Пузанков, 1978; Пузанков и др., 1991; Подводный вулканизм..., 1992]. Приведение разных составов к уровню расчетного андезитобазальта дало возможность уточнить сделанные ранее выводы. Показано, что с севера на юг вдоль вулканической дуги при близких содержаниях калия и урана в породах возрастают количество тория и, соответственно, торий-урановые отношения (табл.27). Исключением являются общее снижение РАЭ в магматических образованиях Средних Курил, коррелирующе-

Компонент	Риолиты (SiO_2 более 68 мас.%)				Средние составы		
	СЩ		Щ				
	ЗК	ВК	ЗК	ВК	ЗК	ВК	К
SiO_2	72,0	75,3	72,3	-	58,0	57,5	57,8
TiO_2	0,29	0,13	0,26	-	0,90	0,91	0,90
Al_2O_3	14,1	13,2	13,8	-	16,5	16,8	16,6
FeO	1,89	1,50	1,96	-	6,34	6,97	6,63
MnO	0,07	0,08	0,10	-	0,13	0,15	0,14
MgO	0,48	0,14	0,45	-	3,76	3,93	3,84
CaO	1,49	0,75	0,83	-	5,98	6,67	6,30
Na_2O	4,32	4,28	4,50	-	3,52	3,53	3,53
K_2O	4,10	4,49	4,69	-	2,33	1,62	2,00
P_2O_5	0,06	0,04	0,05	-	0,28	0,21	0,25
ППП	0,80	0,29	0,72	-	1,31	0,98	1,16
U	4,40	2,85	4,02	-	1,81	1,08	1,48
Th	8,24	7,30	8,70	-	3,46	2,02	2,80
K	3,97	3,97	4,31	-	2,05	1,40	1,75
Th/U	1,88	2,56	2,12	-	1,89	1,84	1,87
A	1,90	1,48	1,88	-	0,88	0,54	0,72
N ¹	5	1	7	-	270	230	500
N ²	11	7	38	-	1175	1010	2185

Примечание. Т - толеитовые, ИЩ - известково-щелочные, СЩ - субщелочные, Щ - щелочные породы. Вулканические зоны: ЗК - Западной Камчатки, включая Срединный хребет; ВК - Восточной Камчатки и Центрально-Камчатской депрессии; К - Камчатки в целом, прочерк - отсутствие наблюдений. Обозначение компонентов см. табл.21, метод расчета средних - в табл.24.

еся с уменьшением мощности земной коры, и низкие концентрации калия в четвертичных эффузивах Северного Хоккайдо, последнее может объясняться и несогласованностью аналитических измерений.

Радиогеохимическая зональность находит свое выражение в данных о валовых составах магматических образований рассматриваемого региона: в пределах Камчатки и Курил вулканические тыловые зоны обогащены РАЭ по сравнению с породами фронтальных зон при статистически равных количествах кремнезема, а торий-урановое отношение в курильских вулканиках значительно выше, чем в камчатских. Средняя теплогенерация кайнозойских изверженных образований Западной Камчатки, включая вулканические зоны Срединного хребта, соответствует $0,88 \text{ мкВт/м}^3$, снижаясь в породах Восточно-Камчатского пояса до $0,54 \text{ мкВт/м}^3$, а в четвертичных вулканиках Курильской гряды и Северного Хоккайдо - до $0,52 \text{ мкВт/м}^3$.

Содержания РАЭ в осадочных породах, сопряженных с вулканическими поясами прогибов, несколько выше значений, приведенных для маг-

Таблица 26

Химические составы и теплогенерация четвертичных изверженных пород Курильских островов и Северного Хоккайдо

Компонент	Базальты			Андезитобазальты			Андезиты			Дациты		Риолиты		Средний состав
	Т	ИЩ	СЩ	Т	ИЩ	СЩ	Т	ИЩ	СЩ	Т	ИЩ	Т	ИЩ	
SiO_2	51,0	50,7	49,0	55,4	55,8	54,7	60,6	60,6	61,2	64,4	65,2	69,6	70,9	57,1
TiO_2	0,89	0,84	1,12	0,86	0,71	0,82	0,81	0,66	0,60	0,74	0,60	0,62	0,36	0,78
Al_2O_3	18,8	16,6	18,1	17,7	17,8	17,7	16,6	16,8	17,3	14,6	15,7	14,6	14,2	17,3
FeO	9,45	8,36	9,51	8,68	6,95	7,53	6,98	6,02	4,04	6,41	4,86	4,38	2,98	7,50
MnO	0,19	0,17	0,17	0,18	0,17	0,56	0,16	0,16	0,18	0,14	0,13	0,12	0,12	0,17
MgO	4,71	8,00	5,62	3,51	4,44	3,65	2,15	2,79	1,22	1,51	1,81	0,70	0,92	3,50
CaO	10,4	10,6	10,4	8,43	8,16	7,84	6,34	6,21	4,54	5,11	4,84	3,65	2,96	7,79
Na_2O	2,52	2,62	3,07	3,05	3,06	3,73	3,61	3,44	4,34	3,79	3,94	4,32	3,86	3,16
K_2O	0,74	1,13	1,44	1,00	1,58	1,89	1,11	1,72	3,71	1,34	1,46	1,88	2,14	1,27
P_2O_5	0,16	0,21	0,19	0,17	0,24	0,29	0,17	0,16	0,26	0,18	0,16	0,14	0,13	0,18
ППП	0,59	0,41	0,51	0,43	0,57	0,41	0,68	0,93	1,63	0,68	1,03	0,58	1,04	0,64
U	0,49	0,87	0,95	0,70	1,30	1,40	0,92	1,46	2,60	1,13	1,16	1,55	1,71	0,98
Th	1,20	2,13	2,17	1,67	3,71	4,00	2,74	4,08	6,90	3,36	3,78	5,41	4,99	2,72
K	0,58	0,93	1,15	0,82	1,32	1,48	0,93	1,45	3,16	1,18	1,22	1,56	1,85	1,05
Th/U	2,25	2,47	2,66	2,25	2,79	2,86	2,58	2,75	2,65	3,09	2,91	2,82	2,93	2,55
A	0,27	0,47	0,51	0,37	0,71	0,76	0,51	0,76	1,38	0,59	0,64	1,23	0,88	0,52
N^1	40	3	4	39	28	1	14	22	1	8	6	5	8	179
N^2	106	9	11	80	70	1	28	40	1	11	15	5	16	393

Примечание. Породы: Т - толеитовые, ИЩ - известково-щелочные, СЩ - субщелочные; интервалы составов по SiO_2 - см. табл.24, 25. N^1 - число объектов опробования, N^2 - количество проб; обозначения других компонентов см. табл.21, методику расчета средних - в табл. 24. Данные по Северному Хоккайдо заимствованы из работы [Katsui et al., 1978].

Таблица 27

Вариации содержаний РАЭ в расчетном андезитобазальте вдоль Курило-Камчатской дуги

Район	N	Содержания РАЭ			Th/U
		U , мкг/г	Th , мкг/г	K , мас.%	
Северная часть Восточно-Камчатского вулканического пояса	24	0,83 (0,44)	1,29 (0,67)	1,12 (0,45)	1,55
Юго-Восточная Камчатка	22	0,83 (0,40)	1,59 (0,98)	1,15 (0,51)	1,92
Северные Курилы	18	0,95 (0,50)	2,45 (1,50)	1,15 (0,45)	2,58
Средние Курилы	24	0,79 (0,45)	2,0 (1,21)	0,97 (0,39)	2,53
Южные Курилы	16	1,15 (0,59)	3,51 (1,88)	1,15 (0,47)	3,05
Сев. Хоккайдо	9	1,04 (0,83)	3,16 (3,10)	0,77 (0,34)	3,04

Примечание. N - число объектов, по которым получены сериальные тренды в координатах SiO_2 - РАЭ; число в скобках - стандартное отклонение.

матических образований, однако из-за большей плотности последних теплогенерация в прогибах и вулканических грядах оценивается одними и

теми же величинами (см. табл.23); для кайнозойского осадочно-вулканогенного слоя земной коры может быть принято среднее значение теплогенерации - $0,70-0,72 \text{ мкВт/м}^3$, соответствующее оценке радиогенного тепловыделения в породах фундамента.

Распределение радиогенных источников тепла в земной коре Камчатки

Схематизированный разрез земной коры восточной окраины Охотоморской плиты в границах современной Камчатки и прилегающей акватории представлен на рис.59, заимствованном из работ В.И.Шульдинера и др. [Очерки..., 1987] и дополненными нашими геотермическими данными. Теплогенерация петрофизических слоев, выделенных на схеме, принята на основании приведенных выше материалов о распределении РАЭ в структурно-вещественных комплексах, наблюдаемых на поверхности, и по единичным измерениям радиоактивности во включениях из лав вулкана Шивелуч.

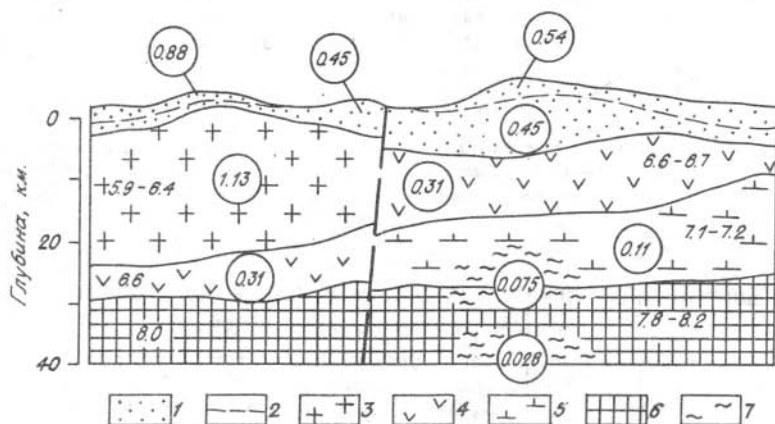


Рис.59. Идеализированный разрез земной коры Камчатки по сейсмическим данным:

1 - осадочно-вулканогенный слой, 2 - граница кайнозойских и мезозойских комплексов, 3-5 - консолидированная кора: гнейсогранитовый (3), сланцево-базитовый (4) и гранулитогаббровый (5) слои; 6 - верхняя мантия, 7 - предполагаемые магматические очаги в переходном слое. Цифры - пластовые скорости (в км/с) и значения теплогенерации (в кружках, в мкВт/м^3).

Содержание РАЭ и генерация радиогенного тепла в осадочно-вулканогенном слое различны для западных и восточных районов полуострова за счет поперечной асимметрии, наблюдаемой в позднекайнозойских вулканогенных образованиях. В целом для верхнего слоя земной коры установлена гомодромная последовательность наслоений в отношении теплогенерации.

Консолидированная кора Камчатки характеризуется сочетанием сиалических гнейсогранитовых и мафических сланцево-базитовых образований. Если принять за достоверные предположения о раннедокембрийском возрасте протолита, ее можно сопоставить по геотермическим и петрографическим признакам с архейской корой гранит-зеленокаменной области на востоке Азиатского материка, представленной в пределах Батомгского и Охотского выступов, на которые наложились процессы, связанные с развитием активной континентальной окраины. Оценки теплогенерации гнейсогранитового и сланцево-базитового слоев опираются на эмпирические данные, тогда как допущение, что содержания РАЭ в гранулитогаббровом слое отвечает установленным в породах восточных полуостровов, нуждается в уточнении и принято из-за отсутствия более достоверных данных. В целом земная кора наблюдаемого в пределах Камчатки континентального края характеризуется общей теплогенерацией 0,82 и 0,34 мкВт/м³, соответственно для сиалического и фемического блоков. Несколько более высокие значения (0,86 и 0,37 мкВт/м³) могут быть получены, если в валовой состав коры включить 25 % островодужного вулканического материала и 75 % "архейской коры" - местных гнейсогранитового и сланцево-базитового слоев (табл.28).

Таблица 28

Химические составы мантии и земной коры

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>SiO₂</i>	49,9	45,0	49,5	58,0	57,3	66,0	54,4	61,1	57,4
<i>TiO₂</i>	0,16	0,15	1,5	0,8	0,9	0,5	1,0	0,81	0,85
<i>Al₂O₃</i>	3,64	3,3	16,0	18,0	15,9	15,2	16,1	16,3	16,4
<i>FeO</i>	8,0	8,0	10,5	7,5	9,1	4,5	10,6	6,36	7,40
<i>MgO</i>	35,1	39,8	7,7	3,5	5,3	2,2	6,3	3,23	4,29
<i>CaO</i>	2,89	2,6	11,3	7,5	7,4	4,2	8,5	4,68	6,86
<i>Na₂O</i>	0,34	0,34	2,8	3,5	3,1	3,9	2,8	3,26	3,55
<i>K₂O</i>	0,02	0,02	0,15	1,5	1,1	3,4	0,33	1,97	1,11
<i>U</i>	0,018	0,013	0,1	1,25	0,91	2,8	0,28	1,55	0,68
<i>Th</i>	0,064	0,044	0,22	4,8	3,5	10,7	1,06	4,3	1,45
<i>K</i>	0,018	0,013	0,125	1,25	0,91	2,8	0,28	1,74	0,93
<i>A</i>	0,014	0,011	0,057	0,82	0,60	1,79	0,19	0,86	0,37

Примечание: 1 - примитивная мантия (современная мантия + кора); 2 - современная верхняя мантия (истощенная); породообразующие окислы - табличные данные, РАЭ получены вычитанием показателей по земной коре (0,57 % массы мантии) из примитивной мантии; 3 - океаническая кора; 4 - континентальная кора (андезитовая модель); 5 - валовой состав континентальной коры (75 % архейской и 25 % "андезитовой" коры); 6 - верхняя кора; 7 - нижняя кора; валовой состав коры минус верхняя кора (25 % массы всей коры); 8 - валовой состав коры Западной Камчатки (25 % островодужного вулканического материала, 50 % гранито-гнейсовых, 25 % сланцево-базитовых образований); 9 - валовой состав коры Восточной Камчатки (25 % островодужного вулканического материала, 75 % сланцево-базитовых образований) - пояснения в тексте (1-7 приведены по С.Р. Тейлору, С.М. Мак Леннану [1988]). Породообразующие окислы и калий - в мас. %, РАЭ - в мкг/г, А - в мкВт/м³.

Теплогенерация переходного к мантии слоя и верхней мантии - области обособления магматических расплавов, излившихся на поверхность в позднем мелу и кайнозое, оценена нами по содержаниям РАЭ в вулканических породах. За основу взяты представления о равновесном плавлении и о фракционировании кристалл-расплав как ведущих процессах образования коры из мантии, а также данные о составах земной коры и верхней мантии [Тейлор, Мак Леннан, 1988].

При парциальном плавлении концентрации РАЭ в исходном нерасплавленном веществе (C_o) связаны с их содержанием в выплавках (C_L) выражением:

$$C_o = C_L (K + F - FK), \quad (9)$$

где F - весовая доля образовавшегося расплава, K - комбинированный коэффициент распределения между расплавом и рститом. Рассчитанные по приведенным в табл.28 данным о радиогеохимическом составе первичной мантии и континентальной коры, а также о соотношении их масс, коэффициенты распределения для урана и тория соответствуют 0,014 и 0,012, что в общем совпадает с результатами, полученными при изучении распределения урана между пироксенами, оливином, плагиоклазом и основной массой базальтов и андезитов - 0,0025-0,04 [Хендерсон, 1985]. Средние доли выплавов приняты для базитов аккреционного комплекса в размере 0,17 и 0,08, соответственно для низко- и высоко радиоактивных образований, а для островодужных эффузивов в размере 0,11 на основании данных о распределении редких земель [Геохимическая типизация..., 1990]. Отсюда содержания РАЭ в субстрате, за счет которого формировались радиоактивные составы меловых и кайнозойских вулканитов, отвечают величинам, приведенным в табл.29, если за исходные выплавки принять средние (валовые) составы соответствующих комплексов. Полученные результаты близки к содержаниям РАЭ в меланократовом фундаменте восточных полуостровов и предположительно соответствуют петрофизическому комплексу основания земной коры и верхов мантии - переходному геофизическому слою, где сосредоточены магматические очаги, установленные по данным ГСЗ. Весьма вероятно, что для меловых изверженных пород источником распла-

Таблица 29
Содержания РАЭ и теплогенерация в магнообразующих субстратах

Магматический комплекс	U	Th	K , мас.%	A , мкВт/м ³
	мкг/г			
Аккреционный комплекс, вулканиты				
- слабодифференцированные по РАЭ	0,045	0,09	0,045	0,028
- обогащенные РАЭ	0,10	0,30	0,10	0,069
Островодужный комплекс	0,13	0,24	0,13	0,079

вов были различные резервуары: собственно мантийный, давший раннегеосинклинальные и низкорadioактивные предорогенные базиты, и нижне-коровый, продукты которого обогащены радиоактивными элементами.

Итак, по содержаниям РАЭ и теплогенерации земная кора Камчатки, рассматриваемой в качестве восточной окраины Охотоморской плиты, близка к гранит-залежкокаменным образованиям архейского фундамента Сибирской платформы. Развивающиеся процессы тектонической деструкции и магматической активизации имели следствием формирование позднемезозойского периокеанического пояса, знаменующего океанизацию окраины континента, а позднее - кайнозойской островодужной системы, становление которой обусловлено мощным поступлением тепла из глубинных источников, избыток которого реализуется не только в вулканических процессах и гидротермальной деятельности, но и за счет высоких кондуктивных тепловых потоков, далеко превосходящих поступление радиогенного тепла из коровых источников.

Автор благодарит В.А. Боброва, Е.Г. Вермана, В.С. Пархоменко, А.С. Степина, С.Т. Шестеля за выполнение аналитических исследований и С.Р. Афанасьева за компьютерную обработку данных.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В представленной многоплановой монографии рассмотрен широкий круг вопросов, касающихся обобщения и интерпретации новой экспериментальной геотермической и радиогеохимической информации для обширной территории Северной Азии. В итоге выполненных коллективных исследований получен ряд новых результатов, являющихся важным вкладом в развитие представлений о температурном поле региона.

1. Впервые выполнено региональное обобщение данных о тепловом поле в серии геотермических карт масштаба 1:5 000 000 как для сравнительно небольшой территории Иркутского амфитеатра, так и для всей платформенной части Сибири: Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы. Представлены карты теплового потока и температуры на глубинах 0,5, 1, 2, 3 и 5 км. Эта работа фактически завершает первый этап коллективных усилий по подготовке "Геотермического атласа Сибири". Полученные распределения основных геотермических характеристик дают возможность выяснить закономерности формирования теплового поля. Установлено, что температурные условия в недрах плиты и платформы резко различаются. В среднем и тепловой поток, и температура на разных глубинах в пределах Западно-Сибирской плиты в 1,5-2 раза выше, чем на востоке. Температура пород определяется в основном глубинным тепловым потоком и только непосредственно у поверхности Земли (до глубин 1,7-2 км) превалирует охлаждающее влияние криолитозоны.

2. Показано, что геотермические параметры криолитозоны Западной Сибири свидетельствуют о резкой нестационарности температурного поля мерзлых пород, связанной с потеплением климата в голоцене. Построена геотермическая модель криолитозоны региона, которая может явиться основой для прогнозирования возможных изменений температуры и механических свойств мерзлоты в случае дальнейшего аналогичного изменения климата. Модель включает распределения среднегодовых значений температур воздуха и земной поверхности, глубинного теплового потока и типичные температурные разрезы криолитозоны. Предложены возможные сценарии изменения температуры поверхности в 21 веке. Наиболее вероятным кажется сценарий, основанный на представлениях об удвоении содержания углекислого газа в атмосфере в последующие десятилетия. В случае его реализации температура воздуха в Западной Сибири может повыситься на 4-7 °С.

3. Детальное изучение мерзлотно-геотермической обстановки в пределах Собинского и Дулисьминского месторождений углеводородов позволило выяснить характерные особенности криолитозоны этой части Сибирской платформы. Она расположена непосредственно у поверхности, мало мощна (редко превышает 50-70 м), характеризуется сравнительно высокими

температурами (всего минус 0,5-0,7 °С) и может быстро трансформироваться при смене поверхностных условий, чему способствует также и низкий глубинный тепловой поток, составляющий в среднем 37-47 мВт/м².

4. Использовано порядка 5 тыс. определений содержания радиоактивных элементов для оценки интенсивности радиогенной теплогенерации в земной коре Алданского щита. Радиогенное тепловыделение в верхнем слое земной коры изменяется между отдельными блоками щита более, чем в 4 раза и составляет в среднем 1,22 мкВт/м³. Общая теплогенерация земной коры Алданского щита оценивается в 0,6 мкВт/м³, что характеризует кору южной окраины Сибирской платформы как более теплотворную в сравнении с центральными ее частями (например, с Анабарским щитом).

5. Значения радиогенной теплогенерации, характеризующие различные блоки консолидированного фундамента Камчатки, получены по результатам более 4,2 тыс. радиогеохимических анализов и колеблется от 0,11-0,31 до 1,13 мкВт/м³, отвечая мафическому и сиалическому типам земной коры; базитовым ассоциациям позднемезозойского периокеанического пояса соответствуют близкие вариации этой величины - 0,11-1,31 мкВт/м³; теплогенерация кайнозойских осадочно-вулканогенных образований вулканических дуг и задуговых прогибов различна для тыловых и фронтальных зон Курило-Камчатской островодужной системы и в среднем равняется 0,88 и 0,53 мкВт/м³ соответственно. В целом земная кора Камчатки характеризуется общей теплогенерацией 0,34-0,82 мкВт/м³, изменения которой отражают ее состав и строение. Радиогенное тепловыделение в более глубоких слоях литосферы оценено по содержаниям радиоактивных элементов в вулканических породах и составляет 0,028-0,079 мкВт/м³. Становление современной тектонической структуры Азиатской окраины связано с мощным притоком тепла из мантии, избыток которого реализуется в вулканических процессах и высоком кондуктивном тепловом потоке, далеко превосходящем поступление тепла из коровых источников.

Указанные и другие результаты, содержащиеся в монографии, будут способствовать достижению определенного прогресса в понимании природы и эволюции теплового поля земной коры Северной Азии. Полученные данные могут быть использованы при решении ряда проблем нефтяной геологии, при прогнозировании запасов и зон накопления геотермальной энергии, при прогнозировании температурных условий в недрах литосферы.

А.Д.Дучков, Ю.М.Пузанков

CONCLUSION

In introduced diversity monograph broad class of problems, connected with generalization and interpretation of new experimental geothermal and radiogeochanical information for large territory of Northern Asia has been examined. In the end of fulfilled collective investigations a series of new results, being the important contribution to the development of our notion about temperature field of the region have been received.

1. For the first time the regional generalization of data about temperature field in a state of series geothermal maps of 1:5 000 000 scale for comparatively small territory of Irkutsk Amphitheater as well as for the total platform part of Siberia, namely West-Siberian plate and Siberian platform has been realized. The maps of heat flow and temperature on the depths of 0,5, 1, 2, 3, and 5 kilometers are introduced. Actually this work completes the first stage of collective efforts to prepare "Geothermal Atlas of Siberia". Received distributions of the main geothermal characteristics make it possible to establish the regularities of thermal field formation. It is established that temperature conditions at the depths of plate and platform are distinguished sharply. On an average both the heat flow and the temperature on the different depths within West-Siberian plate are 1,5 - 2 times as much as on the East.

Rocks temperature is determined generally by deep heat flow and only near by Earth's surface directly (it is up to the depths of 1,7-2 km) cooling influence of permafrost takes preference.

2. It is shown that geothermal parameters of Western Siberia permafrost testify to sharp non-stationarity of permafrost temperature field because of climate warming in Holocene. Geothermal model of permafrost, that could be the basis to forecast possible changes of permafrost temperature and mechanical properties in the case of the following similar variation of climate has been constructed. This model includes the distributions of average annual values of the Earth's surface and air temperature, deep heat flow and typical temperature sections of permafrost. The possible scenarios connected with the temperature changes of surface in the 21-th century are stated. The scenario founded on the notions about redoubled Carbon dioxide content of the atmosphere during the following decades seems to be more probable. In the case of its realization air temperature in the Western Siberia can increase by 4-7 °C.

3. Detailed investigation of frozen-geothermal situation within Sobinsk and Dulisminsk hydrocarbon deposits makes it possible to clear the typical features of permafrost in this part of Siberian platform. It is situated near by the surface directly, thin (it exceeds 50-70 m rarely) characterized by comparatively high temperatures (-0,5-0,7 °C only) and it can transform quickly on changing of surface conditions. Lower heat flow that is 37-47 mW/m² on average promotes this quick transformation.

4. About 5 thousand determinations of radioactive elements content are used to estimate the intensity of radiogenic heat production in the Earth's crust of Aldan shield. Radiogenic heat production in the upper layer of the Earth's crust changes

between separate blocks of the shield more than 4 times as much and it is $1,22 \text{ mW/m}^3$ an average. Total heat production of the Earth's crust in Aldan shield is being estimated as $0,6 \text{ mW/m}^3$ and it characterizes the crust of the southern margin of Siberian platform as more effective in heat production in comparison with its central parts (for example with Anabar shield).

5. The values of radiogenic heat production, characterizing the different blocks of consolidated Kamchatka foundation have been received according to the results of more than 4,2 thousand radiochemical analyses. These values fluctuate from $0,11-0,31$ till $1,13 \text{ mW/m}^3$, and it is in accordance with mafic and sialic types of the Earth's crust. Close variations of heat production - $0,11-0,31 \text{ mW/m}^3$ -correspond to basic associations of Late Mesozoic periocenic zone. Heat production of Cenozoic volcanic-sedimentary formations of volcanic arcs and back-arc deflections is different for rear and front zones of Kurilo-Kamchatka island-arc system. It is $0,88$ and $0,53 \text{ mW/m}^3$ correspondingly. Generally speaking, the Earth's crust of Kamchatka is characterized by general heat production, which is $0,34-0,82 \text{ mW/m}^3$ and which depends on the composition and structure of crust. Radiogenic heat production in the deeper layers of lithosphere is estimated according to radioactive elements content in volcanic rocks. It is $0,028 - 0,079 \text{ mW/m}^3$. Formation of contemporary tectonic structure of Asian margin is connected with considerable influx of heat from the mantle, the surplus of which realizes in the volcanic processes and in high conductive heat flow, exceeded essentially heat flow from crust's sources.

The results, both mentioned above and others, which this monograph contains, will contribute to achievement of some progress in understanding of nature and evolution of the Earth's crust thermal field in Northern Asia. Data that have been received can be used for the solving of oil geology problems, for forecasting of stock and zone of geothermal energy accumulation, for forecasting of temperature conditions in lithosphere depths.

A.D.Duchkov, Yu.M Puzankov

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антропогенные изменения климата* / Борзенкова И.И., Будыко М.М., Бютнер Э.К. и др. - Л.: Гидрометеиздат, 1987. - 406 с.
- Архипов С.А., Волкова В.С., Бахарева В.А. и др.* Природно-климатические изменения в Западной Сибири к 2000 г. // Геология и геофизика. - 1994. - N 1. - С.3-21.
- Аршавская Н.И.* О линейной зависимости теплового потока и теплогенерации на щитах / Экспериментальное и теоретическое изучение тепловых потоков. - М.: Наука, 1979. - С.177-194.
- Балеста С.Т.* Строение земной коры и магматические очаги областей современного вулканизма Камчатки // Действующие вулканы Камчатки. - М.: Наука, 1991. - С.36-42.
- Балеста С.Т., Зубин М.И., Утнасин В.К. и др.* Строение земной коры Камчатки по данным ГСЗ и гравиметрии // Вулканизм островных дуг. - М.: Наука, 1977. - С.35-42.
- Балобаев В.Т.* Геотермия мерзлой зоны литосферы севера Азии. - Новосибирск: Наука, 1991. - 194 с.
- Баранов И.А.* Геокриологическая карта СССР: Пояснит. зап. - М.: Знание, 1960. - 48 с.
- Баранов И.А.* Геокриологическая (мерзлотная) карта СССР масштаба 1:5 000 000 // Материалы Всесоюз. науч. совещ. по мерзлотоведению 1970 г. - М.: Изд-во МГУ, 1972. - С.118-131.
- Белоусов А.Ф.* Геологический фенотип и проблема генезиса Тихоокеанских окраин. 2. Общегеологическая интерпретация // Геология и геофизика. - 1992. - N 3. - С.28-34.
- Борзенкова И.И.* Об изменениях климата в позднем вюрме-голоцене (последние 20 тыс. лет) // Тр. Гос. гидрол. ин-та. - Л.: Гидрометеиздат, 1990. - Вып.348. - С.70-78.
- Борзенкова И.И., Зубаков В.А., Лапенис А.Г.* Глобальные изменения климата теплых эпох прошлого // Метеорология и гидрология. - 1992. - N 8. - С.25-31.
- Борисенков Е.П., Кондратьев К.Я.* Круговорот углерода и климат. - Л.: Гидрометеиздат, 1988. - 320 с.
- Будыко М.И.* Влияние человека на климат. - Л.: Гидрометеиздат, 1972. - 47 с.
- Будыко М.И.* Изменение климата. - Л.: Гидрометеиздат, 1974. - 280 с.
- Будыко М.И.* Аналоговый метод оценки предстоящих изменений климата // Метеорология и гидрология. - 1991. - N 4. - С.39-50.
- Будыко М.И., Борзенкова И.И., Менжулин Г.В. и др.* Предстоящие изменения регионального климата // Изв. АН СССР. Сер. геогр. - 1992. - N 4. - С.36-52.
- Будыко М.И., Винников К.Я.* Глобальное потепление // Метеорология и гидрология. - 1976. - N 7. - С.16-26.
- Будыко М.И., Винников К.Я., Дроздов О.А., Ефимова Н.А.* Предстоящие изменения климата // Изв. АН СССР. Сер. геогр. - 1978. - N 6. - С.5-20.
- Будыко М.И., Ефремова Н.А., Лошкина И.Ю.* Прогноз изменений глобального климата // Изв. АН СССР. Сер. геогр. - 1989. - N 5. - С.45-55.

Виноградов В.И., Григорьев В.С., Лейтес А.М. Возраст метаморфизма пород Срединного хребта Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1988. - N 9. - С.30-38.

Геокриология СССР. Западная Сибирь / Ред. Ершов Э.Д. - М.: Недра, 1989. - 454 с.

Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки / Пузанков Ю.М., Волынец О.Н., Селиверстов В.А. и др. - Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1990. - 259 с.

Герман Л.Л. Древнейшие кристаллические комплексы Камчатки. - М.: Недра, 1978. - 128 с.

Гидрогеология СССР. Т.ХVIII. Красноярский край и Тувинская АССР. - М.: Недра, 1972. - С.65-81.

Граве Н.А. Вечная мерзлота в долинах рек юго-западной части Среднесибирского плоскогорья // Вечная мерзлота районов бассейна р.Енисей. - М.: Изд-во АН СССР, 1952. - С.88-123.

Дзюба А.А. К вопросу о взаимосвязи Марковского нефтегазового месторождения с очагом разгрузки глубинных подземных вод // Подземные воды Сибири и Дальнего Востока. - М.: Наука, 1971. - С.199-207.

Дорофеева Р.П. Результаты изучения теплофизических свойств горных пород для целей геологического картирования // Применение геотермии в региональных и поисково-разведочных исследованиях. - Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. - С.76-80.

Дорофеева Р.П. Теплопроводность земной коры юга Восточной Сибири // Геология и геофизика. - 1986. - N 10. - С.85-94.

Дорофеева Р.П., Лысак С.В. Геотермический режим нижнекембрийских отложений Иркутского амфитеатра // Сов. геология. - 1983. - N 12. - С.102-108.

Дорофеева Р.П., Лысак С.В. Геотермические разрезы (геотраверсы) литосферы южной части Восточной Сибири // Геология и геофизика. - 1987. - N 6. - С.71-80.

Дучков А.Д., Балобаев В.Т., Лысак С.В. и др. Тепловой поток Сибири // Геология и геофизика. - 1982. - N 1. - С.42-51.

Дучков А.Д., Кренделев Ф.П., Пузанков Ю.М. и др. Роль радиогенного тепла в общем тепловом потоке земной коры Камчатки // Докл. АН СССР. - 1972. - Т.207, N 2. - С.405-408.

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

Дучков А.Д., Соколова Л.С. Тепловой поток Западной Сибири // Методика и результаты геотермических исследований. - Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1979. - С.5-16.

Дучков А.Д., Соколова Л.С., Девяткин В.Н. Геотермическая характеристика недр Западной Сибири // Методика и результаты изучения пространственно-временных вариаций геофизических полей. - Новосибирск: Изд. ОИГГМ СО РАН, 1992. - С.44-78.

Дьяконов Д.И. Геотермия в нефтяной геологии. - М.: Гостоптехиздат, 1958. - 277 с.

Золотарев Б.П., Кравченко С.М., Соболев С.Ф. О корреляции содержания калия и урана в четвертичных базальтоидах Большой Курильской

островной дуги // Петрология и металлогения базитов. - М.: Наука, 1973. - С.173-181.

Зорин Ю.А., Глевский Г.Н., Голубев В.А. и др. Очерки по глубинному строению Байкальского рифта. - Новосибирск: Наука, 1977. - 153 с.

Карта теплового потока территории СССР. М-б 1:5 000 000 / Ред. В.В.Гордиенко, У.И.Моисеенко. - Киев: Изд-во ИГ АН Украины, 1991.

Каталог данных по тепловому потоку Сибири (1966-1984 гг.) / Ред. А.Д.Дучков. - Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1985. - 82 с.

Кондратьев К.Я. Новые оценки глобальных изменений климата // Изв. Всесоюз. геогр. о-ва. - 1990. - Т.22, вып.6. - С.500-505.

Кондратьев К.Я. Тенденции и новые результаты исследований глобального климата в США // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. - 1991. - Т.27, вып.4. - С.390-401.

Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. - М.: Наука, 1965. - 366 с.

Курчиков А.Р. Гидрогеотермические критерии нефтегазоносности. - М.: Недра, 1992. - 231 с.

Курчиков А.Р., Ставицкий Б.П. Геотермия нефтегазоносных областей Западной Сибири. - М.: Недра, 1987. - 134 с.

Кутас Р.И. Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры. - Киев: Наук. думка, 1978. - 147 с.

Леонова Л.Л., Удальцова Н.И. Геохимия урана и тория в вулканическом процессе на примере Курило-Камчатской зоны. - Новосибирск: Наука, 1974. - 103 с.

Лещиков Ф.Н., Шац М.М. Мерзлые породы юга Средней Сибири. - Новосибирск: Наука, 1983. - 169 с.

Лысак С.В. Геотермические условия и термальные воды южной части Восточной Сибири. - М.: Наука, 1968. - 120 с.

Лысак С.В. Методика и результаты геотермического картирования территории юга Восточной Сибири // Применение геотермии в региональных и поисково-разведочных исследованиях. - Свердловск, 1983. - С.55-60.

Лысак С.В. Тепловой поток континентальных рифтовых зон. - Новосибирск: Наука, 1988. - 200 с.

Лысак С.В., Зорин Ю.А. Геотермическое поле Байкальской рифтовой зоны. - М.: Наука, 1976. - 90 с.

Любимова Е.А. Термика Земли и Луны. - М.: Наука, 1968а. - 280 с.

Любимова Е.А. Тепловая аномалия в области Байкальского рифта // Байкальский рифт. - М.: Наука, 1968б. - С.159-166.

Магматические горные породы. Т.6. Эволюция магматизма в истории Земли. - М.: Наука, 1987. - 438 с.

Непско-Ботуобинская антеклизы - новая перспективная область добычи нефти и газа на Востоке СССР // Анцифиров А.С., Бакин Б.В., Воробьев В.Н. и др. - Новосибирск: Наука, 1986. - 246 с.

Очерки тектонического развития Камчатки / М.Н.Шапиро, В.А.Ермаков, А.Е.Шанцер и др. - М.: Наука, 1987. - 248 с.

Пиннекер Е.В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. - М.: Наука, 1966. - 170 с.

Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Вольнец О.Н. и др. - М.: Наука, 1992. - 528 с.

Пузанков Ю.М. Радиоактивность неоген-четвертичных вулканитов островных дуг в соотношении со структурами и составом фундамента // Геология и геофизика. - 1978. - N 2. - С.53-60.

Пузанков Ю.М. Уран и торий в кремнекислых вулканических породах Камчатки // Докл. АН СССР. - 1983. - Т.268, N 2. - С.441-444.

Пузанков Ю.М. Уран и торий в кайнозойских базальтоидах Камчатки // Докл. АН СССР. - 1984. - Т.279, N 2. - С.463-466.

Пузанков Ю.М. Геохимия вулканических пород эоцен-олигоценовой островной дуги, Камчатка // Геология и геофизика. - 1994. - N 1. - С.89-97.

Пузанков Ю.М., Бобров В.А., Дучков А.Д. Радиоактивные элементы и тепловой поток земной коры полуострова Камчатка. - Новосибирск: Наука, 1977. - 126 с.

Пузанков Ю.М., Вольнец О.Н., Авдейко Г.П. и др. Геохимия микроэлементов в четвертичных вулканитах Курильской гряды. Радиоактивные элементы // Геохимические ассоциации редких и радиоактивных элементов в рудных и магматических комплексах. - Новосибирск: Наука, 1991. - С.81-97.

Пузанков Ю.М., Селиверстов В.А., Пархоменко В.С. и др. Систематизация эвгеосинклинальных базальтоидов Камчатки по данным о распределении редкоземельных и радиоактивных элементов // Геохимия редких, редкоземельных и радиоактивных элементов в пороодо- и рудообразующих процессах. - Новосибирск: Наука, 1989. - С.15-36.

Радиоактивные элементы и генерация радиогенного тепла в структурно-вещественных комплексах Алтае-Саянской области / Пузанков Ю.М., Дучков А.Д., Мельгунов С.В. и др. - Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1989. - 158 с.

Розен О.М. Теплогенерация земной коры Анабарского щита и проблемы формирования нижней коры континентов // Геология и геофизика. - 1992. - N 12. - С.22-29.

Руководство по применению полупроводниковых терморезисторов для геотермических измерений / Балобаев В.Т., Володько Б.В., Девяткин В.Н. и др. - Якутск: ИМЗ СО АН СССР, 1985. - 48 с.

Селяков К.И. Обратные связи в радиационно-конвективных моделях климата // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. - 1990. - Т.26, N 4. - С.360-369.

Смирнов Я.Б., Сугробов В.М., Яновский Ф.А. Земной тепловой поток Камчатки // Вулканология и сейсмология. - 1991. - N 2. - С.41-65.

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

Справочник по климату СССР. Температура воздуха и почвы. - Л.: Гидрометеиздат, 1966. - Вып.22, ч.2. - 360 с.

Справочник по климату СССР. Влажность воздуха, атмосферные осадки, снежный покров. - Л.: Гидрометеиздат, 1968. - Вып.24, ч.2. - 278 с.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. - М.: Мир, 1988. - 379 с.

Тектоническая карта Северной Евразии. М-6 1:5 000 000 / Под ред. А.В.Пейве, А.Л.Яншина. - М.: ГУГК, 1979.

Тепловое поле недр Сибири / Дучков А.Д., Лысак С.В., Балобаев В.Т. и др. - Новосибирск: Наука, 1987. - 196 с.

Теплофизические исследования криолитозоны Сибири / Ред. Павлов А.В. - Новосибирск: Наука, 1983. - 215 с.

Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика): Справочник геофизика / Под ред. Н.Б.Дортман. - М.: Недра, 1984. - 455 с.

Фотиев С.М., Данилова Н.С., Шевелева Н.С. Геокриологические условия Средней Сибири. - М.: Наука, 1974. - 146 с.

Ханчук А.И. Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии. - Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1985. - 138 с.

Хендерсон П. Неорганическая геохимия. - М.: Мир, 1985. - 339 с.

Череменский Г.А. Результаты геотермических исследований в Сибири // Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. Т.1. - М.: Изд-во АН СССР, 1959. - С.246-254.

Шац М.М. Распространение мерзлых горных пород в южной части Средней Сибири // Тематические и региональные исследования мерзлых толщ Северной Евразии. - Якутск, 1981. - С.60-64.

Энергия и климат / Под ред. Г.В.Груза, С.С.Хмелевцова. - Л.: Гидрометеоиздат, 1981. - 304 с.

Carbon dioxide review. - Oxf.;N-Y.: Clarendon Press Oxf., 1982. - 488p.

Climate change: The IPCC Scientific Assessment. Report of working group I of the Intergovernmental panel on climate change. - N-Y.: Cambridge Univ. press, 1990. - 364 p.

Crowley T.J. Are there any satisfactory geologic analogs for a future greenhouse warming? // *Climates.* - 1990. - V.3. - P.1282-1292.

Duchkov A.D., Devyatkin V.N. Reduced geothermal gradients in the shallow West-Siberian platform // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology (Global and Planetary Change Section).* - 1992. - V.98. - P.245-250.

Frakes L.A. *Climates throughout geologic time.* - Amsterdam: Elsevier, 1980. - 310 p.

Geothermal Atlas of Europe / Eds. Hurtig E., V.Cermak, R.Haenel, V.I.Zuy. Geoforschungs Zentrum. - Potsdam (Publication N 1), 1992.

Hansen J.E., G.Russel, D.Ring et al. Efficient three-dimensional global models for climatic studies: models I and II // *Monthly Weather Rev.* - 1983. - V.111. - P.609-622.

Jaeger J.C. Heat flow and radioactivity in Australia // *Earth and Planet. Sci. Lett.* - 1970. - V.8, N 4. - P.285-292.

Jouzel J., Lorius C., Petit J.R. et al. Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160 000 years) // *Nature.* - 1987 - N 329. - P.403-408.

Katsui Y., Oba Y., Ando S. et al. Petrochemistry of the quarternary volcanic rocks of Hokkaido. North Japan // *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. - Ser.4.* - 1978. - V.18, N 3. - P.449-484.

Lachenbruch A.H. Preliminary geothermal model of the Sierra Nevada // *J. Geophys. Res.* - 1968. - V.73, N 22. - P.6977-6989.

- Lysak S.V.* Terrestrial heat flow in the south of East Siberia // Tectonophysics. - 1984. - V.103, N 1-4. - P.205-215.
- Manabe S., Wetherald R.T.* The effects of doubling the CO_2 concentration on the climate of a general circulation model // J. Atmos. Sci. - 1975. - N 32. - P.3-15.
- Manabe S., Wetherald R.T.* Large-scale changes in soil wetness induced by increase in carbon dioxide // J. Atmos. Sci. - 1987. - N 44. - P.1211-1235.
- Mitchell J.F.B., Manabe S., Meleshko V., Tokioka T.* Equilibrium climate changes and its implications for the future // Climate change: The IPCC Sci. Assess. Report of working group I of the Intergovernmental panel on climate change. - N-Y.: Cambridge Univ. press, 1990. - P.131-172.
- Nelson F.E., Anisimov O.A.* Permafrost zonation in Russia under anthropogenic climate change // Permafrost and Periglacial Processes. - 1993. - Vol.4. - P.137-148.
- Pollack H.N.* Study heat conduction in layered media: the half space and sphere // J. Geophys. Res. - 1965. - V.70, N 22. - P.5645-5648.
- Prospects of future climate.* A special US/USSR report on climate and climate change / Eds. M.I.Budyko, A.D.Hecht, M.Mac Craeren, Yu.A.Izrael. - 1990. - 224 p.
- Ramanathan V., Coalkey J.A.* Climate modelling through radiation-convective models // Rev. Geophys. Space Phys. - 1978. - N 16. - P.465-476.
- Ramanathan V., Lian M.S., Gess R.D.* Increased atmospheric CO_2 : zonal and seasonal estimates of the effect on the radiation energy balance and surface temperature // J. Geophys. Res. - 1979. - V.84, A7. - P.4449-4458.
- Shackleton N.J., Opdyke N.* Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238 // Quatern. Res. - 1972. - N 3. - P.39-55.
- The Arctic ocean record: key to global change (Initial Science Plan)* // Polarforschung. - 1991. - N 1. - P.1-102.
- Vitarello J., Pollack H.N.* On the variation of continental heat flow with age and the thermal evolution of continents // J. Geophys. Res. - 1980. - V.85, B2. - P.983-995.
- Webb T.* The spectrum of temporal climatic variability // Global changes of the past. OIES. Boulder. - 1991.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
Глава 1. Температурное поле, тепловой поток и криолитозона	
1.1. Геотермический режим платформ Сибири (<i>А.Д.Дучков, В.Т.Балобаев, Б.В.Володько, В.Н.Девяткин, С.В.Лысак, Л.С.Соколова, Р.П.Дорофеева, А.Р.Курчиков, В.Г.Русаков</i>)	11
1.2. Температура верхних горизонтов земной коры в южных районах Сибирской платформы (<i>С.В.Лысак</i>)	18
1.3. Потепление климата и возможная реакция геотемпературного поля Западной Сибири (<i>В.Т.Балобаев, А.Д.Дучков</i>)	47
Глава 2. Мерзлотно-геотермические условия регионов Сибири	
2.1. Мерзлотно-геотермические особенности Сибирских Увалов (<i>В.Н.Девяткин</i>)	72
2.2. Мерзлота и температурный разрез Собинского нефтегазоконденсатного месторождения (<i>Б.В.Володько, А.С.Егоров, А.Н.Зуй, Е.А.Ботулу</i>)	77
2.3. Температурные и геокриологические условия Дулисьминского нефтегазоконденсатного месторождения (<i>Б.В.Володько, А.С.Егоров, А.Н.Зуй, Н.А.Шендер</i>)	89
Глава 3. Радиогенная теплогенерация в земной коре Северной Азии	
3.1. Теплогенерация в земной коре Алданского щита (<i>А.Д.Ножкин, Ю.М.Пузанков, Н.В.Попов, О.М.Туркина, В.И.Березкин, Л.М.Богомоллова, А.Н.Зедгенизов, В.И.Кицул, А.П.Смелов, В.В.Стогний, В.Л.Дук, А.Б.Котов, В.И.Медведев, А.М.Ковешников</i>)	101
3.2. Радиоактивные элементы и теплогенерация в земной коре восточной окраины Охотоморской плиты (Камчатка) (<i>Ю.М.Пузанков</i>)	112
Заключение	132
Список литературы	136

CONTENTS

Preface	8
Chapter 1. Temperature field, heat flow and permafrost	
1.1. Geothermal regime of Siberian platforms (<i>A.D.Duchkov, U.T.Balobaev, B.U.Volodko, U.N.Devyatkin, S.V.Lysak, L.S.Sokolova, R.P.Dorofeeva, A.R.Kurchikov, V.G.Rusakov</i>)	11
1.2. Temperature in upper layers of Earth's crust in southern regions of Siberian platform (<i>S.V.Lysak</i>)	18
1.3. Climate warming and possible reaction geotemperature field of West Siberia (<i>V.T.Balobaev, A.D.Duchkov</i>)	47
Chapter 2. Frozen and geothermal conditions of Siberian regions	
2.1. Frozen and geothermal features of Siberian Hills (<i>V.N.Devyatkin</i>)	72
2.2. Permafrost and temperature section of Sobinsk hydrocarbon deposit (<i>B.V.Volodko, A.S.Egorov, A.N.Zui, E.A.Botulu</i>)	77
2.3. Temperature and frozen conditions of Dulisminsk hydrocarbon deposit (<i>B.V.Volodko, A.S.Egorov, A.N.Zui, N.A.Shender</i>)	89
Chapter 3. Radiogenic heat production in Earth's crust of Northern Asia	
3.1. Heat production in Earth's crust of Aldan shield (<i>A.D.Nozhkin, Yu.M.Puzankov, N.V.Popov, O.M.Turkina, V.I.Berezkin, L.M.Bogomolova, A.N.Zedgenizov, V.I.Kitsul, A.P.Smelov, V.V.Stogniy, V.L.Duk, A.B.Kotov, V.I.Medvedev, A.M.Koveshnikov</i>)	101
3.2. Radioactive elements and heat production in Earth's crust of eastern margin of the Okhotsk plate (Kamchatka) (<i>Yu.M.Puzankov</i>)	112
Conclusion	134
Literature	136

Темат. план выпуска самост. изд. СО РАН
на 1994 г. (монографии)

Научное издание

ТЕМПЕРАТУРА, КРИОЛИТОЗОНА
И РАДИОГЕННАЯ ТЕПЛОГЕНЕРАЦИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ
СЕВЕРНОЙ АЗИИ

Утверждено к печати
Институтом геофизики СО РАН

Редактор Р.Н.Изьина
Художественный редактор М.И.Ляшенко
Технический редактор О.М.Вараксина
Оператор компьютерного набора Л.В.Лысенко

Подписано к печати 04.11.94.

Формат 60x84/8. Бумага тип. № 2. Офсетная печать.
Печ.л. 16,74+2 вкл. Уч.-изд.л. 13,5. Тираж 400. Заказ 150.

Новосибирск, 90, Университетский просп., 3,
ОИГГМ СО РАН, УОП