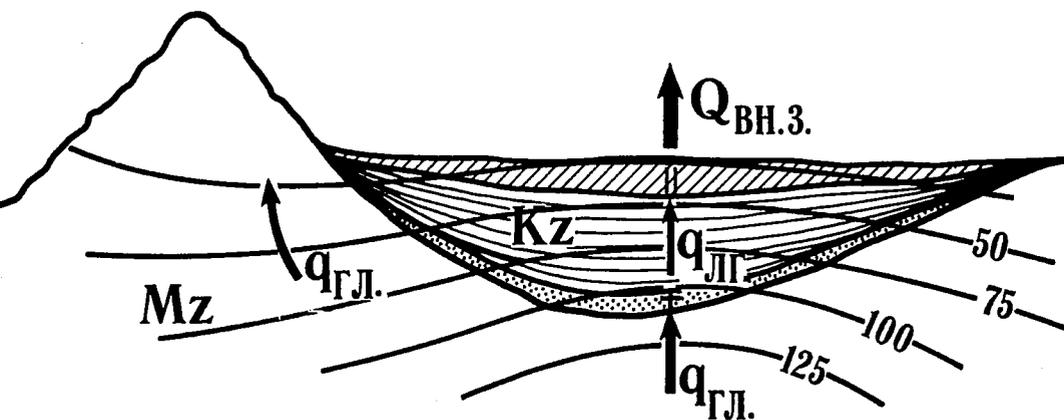


П. Ф. ШВЕЦОВ

Геотермические условия мезозойско-кайнозойских нефтеносных бассейнов



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

НАУЧНЫЙ СОВЕТ

ПО ГЕОТЕРМИЧЕСКИМ ИССЛЕДОВАНИЯМ

ВНИИ ГИДРОГЕОЛОГИИ И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ

П. Ф. ШВЕЦОВ

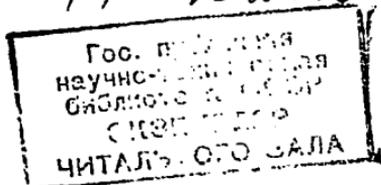
Геотермические условия
мезозойско-кайнозойских
нефтеносных бассейнов



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1974

74-18262



ВУ

27457

П. Ф. Ш в е ц о в. Геотермические условия мезозойско-кайнозойских нефтеносных бассейнов.

В монографии рассматриваются особенности геотермической обстановки Предкавказья и Западно-Сибирской впадины, циклы энергообмена в системе земная кора — атмосфера, роль солнечной радиации в процессах выветривания и спелепродуктов разрушения, а также генерация тепла в толщах глин.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Рассматривая геокриологические вопросы, возникшие при поисках нефти на субарктических низменностях, автор предлагаемой монографии уже в 50-х годах обратил внимание на резко выраженное своеобразие геотермической обстановки в Предкавказье. Оно было связано с особенностями кайнозойских осадков и пород, характеризующихся большими запасами поверхностной энергии пылевато-глинистых частиц. Значительная часть этой энергии израсходована на связывание определенной доли внутриземной воды. Такая поверхностная энергия представляет всего лишь ресурс, поскольку для освобождения и превращения ее в свободную необходима значительная работа. Выполняется она за счет гравитационной энергии в интервале довольно больших глубин (1500—3500 м).

Погружение таких осадочных толщ вслед за прогибанием более древней и литифицированной мезозойской подошвы, как отмечалось в статье по упомянутым вопросам (Швецов, 1961, стр. 39), сопровождалось и сопровождается сейчас выделением значительных количеств тепла за счет уменьшения удельной поверхности и поверхностной энергии в процессе уплотнения осадков на больших глубинах. К глубинной тепловой энергии здесь добавляется экзотермический эффект «конденсации» осадка.

Обосновывая в 1963 г. эту литификационную гипотезу образования некоторых положительных геотермических аномалий в докладе Второму научному совещанию по геотермическим исследованиям, я не знал, что издательством Саратовского университета уже опубликована монография В. С. Вышемирского (1963). В ней он подробно касается происхождения тех же самых аномалий в Предкавказье и Западно-Сибирской низменности.

В главе IV своей книги — о геотермических и палеогеотермических условиях осадочного комплекса — В. С. Вышемирский высказал новые мысли. Они способствуют всестороннему рассмотрению этой проблемы.

Основные суждения В. С. Вышемирского, заслуживающие внимания в плане нашей работы, вкратце таковы:

1) тепловой поток, поступающий из глубинных зон литосферы, изменяется в более узких пределах, чем наблюдающийся в осадочном покрове;

2) в мощных толщах молодых и еще не уплотненных осадочных образований, заполняющих предгорные прогибы и межгорные впадины, гравитационная энергия по мере уплотнения пород преобразуется в тепловую;

3) тектонические напряжения, развивающиеся в самом осадочном покрове, также преобразуются в тепловую энергию через еще большее уплотнение пород и благодаря трения по макро- и микроплоскостям скольжения, совпадающим с напластованием, а также по тектоническим трещинам;

4) породы фундамента, не способные к существенному уплотнению и послойному скольжению, генерируют практически только тепло, образуемое радиоактивными изотопами элементов;

5) в тектонически пассивных областях осадочный покров по условиям теплообразования почти не отличается от фундамента.

Категорически отвергая представления других исследователей, пытавшихся объяснить аномальные геотермические обстановки другими процессами и условиями. Вышемирский обосновывает свои суждения весьма немногочисленными данными о геотермических градиентах и ступенях. Плотности потоков внутриземного тепла в рассмотренных им регионах были еще неизвестны. Последнее из приведенных суждений просто неверно, как и стремление умалить значение «литологического фактора».

В предлагаемой монографии обосновываются теоретически и более основательно, мне кажется, эмпирически те суждения В. С. Вышемирского, которые совпадают с опубликованными нами в 1961 и 1966 гг., а также дополняющие их в части, касающейся процессов литогенного теплообразования пылевато-глинистых толщ, переживающих стадию катагенеза.

Выражаю свою признательность С. И. Смирнову, А. Н. Токареву, Н. М. Фролову за просмотр рукописи и критические замечания, которые помогли устранить из нее ряд неточностей и редакционных шероховатостей, а также учесть некоторые дополнительные данные и новые идеи. Особой благодарности заслуживает большой и квалифицированный труд научного редактора А. В. Щербакова, выполненный в стадии редакционной подготовки монографии. Благодарю также А. В. Долгова и Г. П. Мосину за помощь в оформлении рукописи.

Введение

Материалы Первого совещания по геотермическим исследованиям в СССР, состоявшегося в 1956 г. («Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли», т. I, 1959), показали, что главнейшие нефтеобразующие свиты и серии глинистых пород в мезокайнозойских бассейнах типа Восточного Предкавказья являются одновременно и теплообразующими. Литификация или катагенез таких пород на глубинах от 500—600 и до 3000—3500 м сопровождается выделением тепла; это литогенное тепло образуется за счет свободной поверхностной энергии «частиц скелета», поскольку удельная поверхность его уменьшается по мере конденсации пелитовой и алевроитовой фракций с ростом давления и продолжительностью геологического времени.

Бегло сформулированная и кратко выраженная таким образом литификационная гипотеза формирования некоторых положительных аномалий температурного режима стратисферы (Швецов, 1961) вскоре была несколько развита и успешно применена П. И. Мельниковым (в 1963 г.) для объяснения противоречивых с точки зрения мерзлотно-климатологических представлений геокриологических условий. В докладе на Втором совещании по геотермическим исследованиям (1964) было предложено некоторое физико-химическое и, в частности, термодинамическое обоснование этой гипотезы, причем выражалось мнение, что свободная поверхностная энергия терригенных глинистых толщ представляет часть преобразованной энергии Солнца.

Мнение это, как известно, неново. Уже в «Очерках геохимии» В. И. Вернадского (1934) учитывались три главных независимых источника энергии, «которая вызывает круговое течение миграций в земной коре в течение геологического времени».

«Это будут, во-первых, энергия космическая, для изучаемых явлений почти исключительно солнечная, во-вторых, планетная энергия — земная, — связанная со строением и с космической историей нашей планеты, и, в-третьих, внутренняя энергия материи, создающей земную кору» (Вернадский, 1934, стр. 94). Под внутренней энергией земной материи В. И. Вернадский имел в виду главным образом ядерную (атомную) энергию.

Нельзя было не заметить интересных и важных тезисов доклада П. Н. Панюкова на тему «Об энергетике геологических про-

цессов» (1953), хотя они и не вызвали откликов со стороны геологов и геофизиков, работающих в этом направлении. Лишь известный литолог Л. В. Пустовалов упоминает и частично развивает эти тезисы в своей крупной статье (Пустовалов, 1956). Приведем здесь только два тезиса Паниюкова (1958).

1. Основными видами аккумулязированной гелиогенной энергии в осадочных горных породах являются: а) энергия частичных сил, накапливающаяся в процессе механической дезинтеграции горных пород и минералов; б) потенциальная энергия кристаллических решеток минералов осадочного происхождения; в) потенциальная химическая энергия толщ осадочных горных пород и, наконец, г) фотосинтетическая энергия каустобилитов.

2. Крайне неравномерное распределение процессов осадконакопления по поверхности Земли является основной причиной неравномерного проявления энергии геологических процессов в земной коре.

Идея генерации внутриземного тепла на значительных глубинах за счет неоднократно преобразованной солнечной энергии была четко сформулирована и опубликована вскоре после доклада П. Н. Паниюкова геохимиком В. И. Лебедевым (1954 и 1957). Хотя принятые им кристаллохимические основания, а также количественные выражения теплового эффекта рассмотренного геохимического процесса обстоятельно критиковались (Коржинский, 1955), сама постановка вопроса о роли солнечной энергии в тепловом балансе земных недр приобретает большое теоретическое и практическое значение.

Аккумулятивная поверхностью земли энергия солнца впоследствии при соответствующих геологических процессах может, по словам А. А. Саукова, поступить вместе со своим материальным носителем в глубины земли и там частично освободиться. «Но количественно эти процессы не изучены» (Сауков, 1966, стр. 415).

Возможно, именно из-за неизученности количественной стороны аккумуляции и преобразования в стратисфере солнечной энергии ничего и не говорилось о ней на Симпозиуме по проблемам энергетики геологических процессов, состоявшемся в апреле 1969 г. Но помимо этой причины о солнечной радиации как источнике внутриземной энергии геологам и геофизикам не приходится говорить еще и по ряду других причин. Перечислим эти причины и кратко выразим свое мнение о происхождении и существовании каждой из них.

1. Процесс выветривания скалистых горных пород и перенос рыхлого материала, образовавшегося в результате этого процесса, в конечные водоемы стока, где формируются терригенные толщи песчаных, песчано- и пылевато-глинистых образований, не связываются, как правило, с солнечной энергией (радиацией), за счет которой и совершается работа физического выветривания и переноса его продуктов. Лишь в недавно изданных «Основах геологии»

(Жуков, Славин, Дунаева, 1970, стр. 160) «нагревание пород и минералов солнечными лучами (инсоляция)» отмечается как важнейший фактор механического выветривания.

Большинство же опубликованных научных определений процесса выветривания горных пород сводится к следующему. Выветривание — процесс раздробления и химического изменения горных пород под воздействием агентов земной поверхности — колебаний температуры, атмосферной влаги, кислорода воздуха и продуктов жизнедеятельности организмов (Петров, 1967; «Энциклопедический словарь географических терминов», 1973; Казанский, 1969). «Под выветриванием обычно понимается комплекс физико-химических и биохимических процессов, происходящих на поверхности земли, в условиях контакта горных пород с атмосферой и водой, приводящих к разрушению минералов и горных пород» (Казанский, 1969, стр. 5).

То, что температура поверхности и почвы резко колеблется из-за суточных и годовых изменений радиационного и теплового балансов деятельного слоя, подразумевается, но работа механического разрушения и химического изменения горных пород не рассматривается как эквивалент поверхностной свободной энергии осадка и будущей осадочной породы. Редко отмечается также тот факт, что эта энергия увеличивается по мере диспергации элювия, делювия и аллювия.

2. Смешение понятий, обозначаемых словами тепло и температура, привело к тому, что физическая сущность процессов и явлений в коре выветривания часто характеризуется выражениями «тепловой режим», «тепловое состояние», «тепловое поле», хотя тепло не является функцией состояния. Поскольку тепло не параметр состояния, т. е. не потенциал или обобщенная сила, а всего лишь энергия в переходе или даже форма перехода других видов энергии (Путилов, 1971 г.), то ни о какой «напряженности теплового режима» литосферы говорить не приходится. Напряженность какого-либо поля — градиент потенциала, определяющего состояние материальной системы, например геотемпературный градиент.

В оправдание геологам и гидрогеологам, смешивающим два разных физических понятия, выражаемых терминами «тепло» и «температура», можно сказать, что они следуют в этом не только традиции античных натурфилософов, но и мнению некоторых современных физиков. Так, в одном из курсов общей физики сообщается, что температуру T принято определять как $2/3$ средней кинетической энергии поступательного движения частиц внутри тела, т. е. тепла. Выражено это определение следующим соотношением:

$$T = \frac{2}{3} \frac{mV^2}{2} = \frac{1}{3} mV^2,$$

где m — масса молекулы, а V — скорость ее поступательного движения.

Как видим, температура приобретает размерность энергии, а поэтому может измеряться в тех же единицах, что и энергия, например, в эргах. Но дальше авторы того же курса физики отмечают, что измеренная в эргах температура будет равна не T , а kT , так что написанное выше определение надо переписать в виде

$$kT = \frac{1}{3}mV^2.$$

Нельзя не заметить, что это уже совершенно другое, так как постоянная Больцмана k представляет собой универсальную газовую постоянную, отнесенную к одной молекуле; размерность ее — *эрг/град · моль*. Одним словом, впредь мы будем называть теплом энергию в переходе (химической в механическую, электрическую и т. п.), а температурой — внутренний параметр состояния тела, не зависящий от пути перехода из одной точки его в другую (потенциальную функцию состояния). То, что древние греки два разных понятия — «тепло» и «температура» — выражали одним словом термос, не оправдывает употребления в наше время выражений «напряженность теплового поля», «тепловой режим» и даже «геотермический градиент».

Такое мнение выражено и обосновано в современном популярном пособии по физике. В обыденном разговоре слово «тепло» звучит как синоним температуры, но в науке эти слова означают совершенно разные понятия. «К несчастью, ученые придали общепринятому в разговорном и литературном языке слову «тепло» совсем другой смысл. Мы говорим «теплая вода», читаем о «теплом дне». Во всех этих случаях ученые сказали бы «температура»¹. Руководствуясь учением о физических полях, мы будем пользоваться терминами «геотемпературное поле», «геотемпературный градиент» или «напряженность геотемпературного поля». В данном случае, как и при рассмотрении других геоэнергетических вопросов, хотелось следовать правилу русского геолога и великого физика-кристаллографа К. С. Федорова: «Всякое строго научное изучение предметов требует прежде всего совершенно строгого определения основных понятий» (Федоров, 1901).

3. Огромные успехи классической геотермики у нас и за рубежом достигнуты без учета геотермического значения солнечной энергии, переносимой терригенным материалом с поверхности вглубь — по крайней мере в нефтепроизводящие свиты и серии такого рода, как глинистые толщи плиоценового и антропогенного возраста во впадинах Каспийского моря. Измеренные потоки внутриземного тепла относятся к глубинным потокам радиогенного происхождения (Любимова, 1968). Даже недавняя статья гидрогеотермиков Ф. А. Макаренко, Я. Б. Смирнова, С. И. Сергиенко (1968) о глубинном тепловом потоке и тектоническом строении Предкавказья не оставляет места предположению о связи некоторых мощных потоков внутриземного тепла с солнечной ра-

¹ Э. Роджерс. Физика для любознательных, т. 2. М., изд-во «Мир», 1972, стр. 457 и 458.

диацией. Лишь знание того факта, что плотность глубинных тепловых потоков в большинстве мест Предкавказья меньше плотности потоков тепла в середине или верхних слоях майкопской серии, позволило использовать данные этой статьи для демонстрации тезиса о большом значении гелиогенной энергии в стратиферее.

4. До 50-х годов текущего столетия имелось ничтожное число измерений потоков внутриземного тепла. О геотермических условиях, т. е. источниках тепла в литосфере, судили в основном по значениям температуры на разных, как правило малых, глубинах по геотермическим градиентам и ступеням.

5. О средней плотности глубинных потоков тепла судят по измерениям, произведенным в разных интервалах глубин, относящихся к кристаллическому фундаменту и мощному осадочному чехлу платформ, а также предгорных прогибов, хотя в Предкавказье и Западной Сибири в фундаменте они на 30—50 и даже 100% меньше, чем в толщах мезокайнозойских глинистых пород.

Пока число точек, где проводились комплексные исследования и определялись потоки внутриземного тепла, было ограниченным, геологи и геофизики не затруднялись в установлении взаимосвязи между плотностью теплового потока в осадочной оболочке Земли и процессами, протекающими главным образом в глубоких недрах. Теперь обнаруживаются значительные несоответствия между ними, хотя, как правило, о них и не пишут.

В качестве примера, четко выраженного на недавно изданной «Геотермической карте СССР» и в «Объяснительной записке» к ней (1972), отметим несоответствие плотностей глубинных потоков тепла и температуры горных пород в интервалах глубин 1—3 км в пределах Восточного Предкавказья (с предгорным прогибом) и Ханты-Мансийской впадины Западно-Сибирской плиты. В этих буквально горячих начиная с глубины 1 км депрессиях плотность глубинных потоков внутриземного тепла немногим больше той, которая измерена в докембрийских шптах, — в среднем около $4,19 \cdot 10^{-2}$ вт/м² ($1,00 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек). Объяснению этого странного геотермического факта уделяется внимание в VI и VII главах этой монографии. В этом, пожалуй, и заключается ее главная цель.

Особенности геотермической обстановки в Предкавказье

Исключительное своеобразие геотермической обстановки в Восточной части Предкавказья было четко, хотя и схематично еще, показано Г. М. Сухаревым в его монографии «Геотермические особенности Терско-Дагестанской нефтегазоносной провинции» (в 1948 г.). Еще раньше о ярко выраженных положительных геотермических аномалиях в этом нефтеносном регионе можно было прочесть в статьях А. Д. Стопневича (в 1913 г., 1918 г.), А. М. Шайдерова (в 1929 г.) и других геологов и геофизиков.

Затем представление о резкой обособленности Предкавказья по геотермическим условиям от Русской платформы и альпийской складчатой области было детализировано, углублено и подчеркнуто в первой обобщающей монографии по геотермии нефтеносных бассейнов Д. И. Дьяконова (в 1958 г.). Вскоре эта обособленность нашей южной нефтегазоносной области была показана и графически выражена В. А. Покровским на широком геотермическом фоне всей Европейской части СССР (Покровский, 1967).

В трудах Второго совещания по геотермическим исследованиям (1966 и 1967), в статьях А. С. Джамаловой (1967 и 1969), в статье Е. А. Любимовой (1966) и ее капитальном труде «Термика земли и луны» (1968), а также обобщающей статье Ф. А. Макаренко, Я. Б. Смирнова и С. И. Сергиенко (1968) и других публикациях, касающихся геотермической обстановки в Предкавказье, последняя детализировалась и рассматривалась уже с более современных позиций. Но от этого она становилась все более и более сложной и неясной, поскольку средние значения самого надежного признака гидрогеотермического режима недр — плотности потока внутриземного тепла — вычислялись с учетом местных значений ее, полученных для самых разных глубин и ярусов стратиферы этого региона. Пришлось ждать новых обобщений, которые не замедлили появиться.

В конце 60-х годов почти все фактические материалы, характеризующие геотермическую обстановку в Предкавказье, были проанализированы и обобщены в большой и весьма содержательной коллективной монографии «Тепловой режим недр СССР» (1970). Некоторые разделы ее получили дальнейшее развитие в монографии С. И. Сергиенко «Гидрогеотермический режим недр Восточного Предкавказья» (1971), а также в ряде статей на эту

тему. На две упомянутые монографии, как и на труды А. Д. Стопневича, Г. М. Сухарева, Д. И. Дьяконова, а также на некоторые статьи придется много раз ссылаться при изложении фактических данных и суждений, касающихся вопросов происхождения аномальных значений геотемпературного градиента и плотности теплового потока в осадочном чехле Скифской плиты. Геотермическая карта СССР в масштабе 1:5 000 000 с объяснительной запиской (1972) вышли в свет тогда, когда была написана не только эта глава, но и вся монография подготовлена к печати. То новое, что дали эти первые картографические обобщения, сделанные на основе анализа и систематизации уже довольно большого числа данных, особенно по Восточному Предкавказью и Западной Сибири, было учтено уже в процессе редакционной подготовки предлагаемой работы.

Прежде всего геологов и геофизиков, изучающих геотермическую обстановку того или иного участка литосферы или региона, интересует один из главных параметров состояния слоев, толщ или массивов горных пород — температура их на той или иной глубине; она, как любая потенциальная функция, зависит от трех пространственных координат и от времени. Совокупность множества различных значений температуры в разных точках пространства, занятого данной средой (горными породами), называется температурным полем. Говоря о температурном поле литосферы ниже яруса с годовыми теплооборотами, мы будем называть его геотемпературным стационарным полем: стационарность его, разумеется, относительная и может приниматься в случаях, когда оно рассматривается на отрезках времени, вмещающих лишь десятки и сотни годовых периодов. Хотя в общем виде геотемпературное поле представляется, несомненно, пространственным, геологам, геофизикам и гидрогеологам исследуется лишь основная вертикальная составляющая его, с учетом изменения другого важного параметра состояния горных пород — давления вышележащих слоев и массивов.

Такое упрощение вполне допустимо применительно к мезокайнозойским нефтегазоносным бассейнам типа Восточного Предкавказья, характеризующимся равнинным рельефом. Учитывая почти идеальную равнинность этого региона и выдержанность основных литолого-петрографических комплексов по площади его, сведение естественного геотемпературного поля в литосфере региона к линейному (одномерному) не повлечет больших неточностей в наших суждениях и заключениях. Отдельные случаи достаточно выраженной пространственности геотемпературного поля уже отмечены рядом исследователей и связываются с водообменом в изученных геоструктурных элементах. Они будут учтены и приняты во внимание при объяснении аномальных геотермических явлений.

Количество тепла, выделяемого данной системой, как и количество работы, совершаемой ею, зависит от пути перехода систе-

мы из одного состояния в другое. А направления и скорости изменения состояний горных пород на разных глубинах, особенно глинистых образований, весьма различны в пределах одного и того же структурного элемента литосферы. Исследованием их геотермика пока мало занималась, полагая, что внутриземные теплопотoki в стратисфере Предкавказья можно отнести к потокам глубинного происхождения.

В какой мере такое суждение близко к истине, будет показано в V и VI главах; здесь же необходимо остановиться на данных о геотемпературных градиентах в разных районах Восточного Предкавказья — наиболее изученного нефтегазоносного бассейна мезокайнозойского возраста. Начнем с первых более или менее точных измерений этой важнейшей характеристики геотемпературных условий развития бассейна.

Уже первые измерения температур горных пород Предкавказья в скважинах глубиной до 500 м, вскрывших глины майкопской серии, показали, что геотемпературные градиенты здесь весьма велики — больше 0,07 град/м (Стоппевич, 1913 г. и 1918 г.). Во многих нефтяных скважинах Октябрьского (Новогрозненского) и некоторых других участков Грозненского района геотемпературный градиент оказался еще большим и находится в пределах от 0,8 до 0,14 град/м; температура 100° С была зарегистрирована в ряде скважин уже на глубине 1000 м и даже меньше (Линдтроп, 1922 г.; Шайдеров, 1929 г.). Так, в V° скв. 3/32 Октябрьского р-на (г. Грозный) температура 110° С была зафиксирована на глубине всего 950 м, а в скв. 1/28 — еще меньшей, равной приблизительно 700 м.

По более многочисленным данным, относящимся к интервалу глубин от 100 до 1000 м разных участков Ставропольского поднятия (свода), геотемпературные градиенты в пределах этого геоструктурного элемента Скифской плиты (эпигерцинской платформы) весьма различны и находятся в пределах от 0,018 до 0,11 град/м. Эти данные были собраны, обработаны и опубликованы В. Н. Корценштейном (в 1954 г.).

Отмечая заметное уменьшение геотемпературного градиента с глубиной, главным фактором, определяющим геотермическую обстановку в своде, В. Н. Корценштейн признал гидрогеологические условия и, в частности, воздействие тепла, приносимого водами хадумского горизонта. «Между тем, — пишет Д. И. Дьяконов, — составленная нами карта равных геотермических ступеней в майкопских отложениях показывает, что распределение естественного теплового поля в этом районе связано главным образом с глубинной тектоникой, а гидрогеологические факторы, по видимому, играют здесь подчиненную роль» (Дьяконов, 1958 г., стр. 17).

Ниже будет показано, что, как правило, все случаи уменьшения геотемпературного градиента и плотности внутриземного теплового потока по мере углубления в подошву терригенных

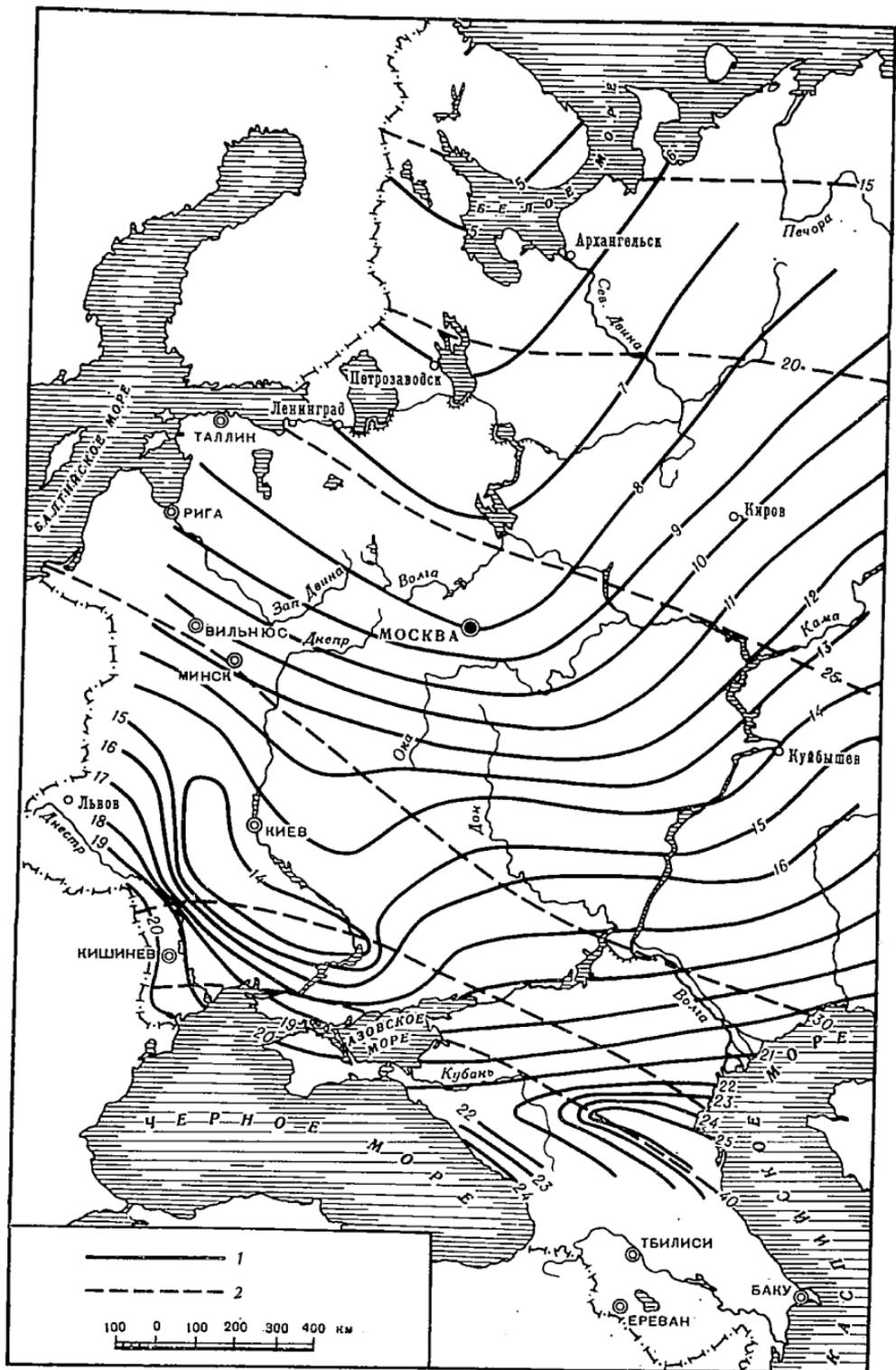
образования майкопской серии объяснялись мало изученными гидрогеологическими условиями и глубинной тектоникой, но не особенностями самой майкопской серии и изменениями ее мощности. А между тем многочисленные цифровые данные о геотемпературных градиентах и геотермических ступенях, как и схематическая «Карта равных геотермических ступеней в майкопских отложениях (без хадума) в сопоставлении с изогипсами кровли палеозоя Центрального Предкавказья», опубликованные Д. И. Дьяконовым (1956 и 1958 гг.), наталкивали на мысль о необходимости выяснения особой геотермической роли майкопской серии.

Прежде всего бросились в глаза исключительно большие геотемпературные градиенты в глинах майкопской серии. В самом деле, значения этой важнейшей характеристики геотермической обстановки в интервале глубин 100—1200 м, по данным Д. И. Дьяконова (1958, стр. 242—247), не меньше 0,045 град/м и в ряде случаев больше 0,080 град/м; среднее арифметическое по 21 скважине равняется 0,066 град/м. Коэффициент теплопроводности майкопских глин изменяется в зависимости от их состава, структуры и текстуры в пределах от 13,69 до $15,86 \cdot 10^{-1}$ вт/м·град (3,27 до $3,79 \cdot 10^{-3}$ кал/см·град·сек) (Сухарев, Власова, Тарануха, 1964 г.; Любимова, 1966, 1968). Среднее значение его близко к $14,65 \cdot 10^{-1}$ вт/м·град ($3,5 \cdot 10^{-3}$ кал/см·град·сек). Исходя из этих довольно надежных данных получаем плотность потока внутриземного тепла, равную $9,62 \cdot 10^{-2}$ вт/м² ($2,3 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек).

На вопрос о том, как широко распространяется по Скифской плите и, в частности, по Терско-Кумской впадине такая аномальная для платформенных условий геотермическая обстановка, предлагается два принципиально разных ответа. Тот и другой основываются на тех же данных.

Составители «Карты геотермического градиента в верхней части земной коры на территории СССР» («Тепловой режим недр СССР», 1970, рис. 13) штриховкой, соответствующей геотемпературным градиентам от 0,045 до 0,050 град/м, покрыли только самую центральную часть Ставропольского свода. В таком картографическом выражении закономерностей изменения геотермических обстановок в осадочном чехле Скифской плиты сказался недостаток данных о температурных градиентах на глубинах меньше 1000 м. Авторы, как показывает табл. 19 на стр. 78 монографии «Тепловой режим недр СССР» (1970), располагали данными только шести измерений температуры кайнозойских образований на глубинах до 1000 м по всей Скифской плите.

Значит, исключительно большим геотемпературным градиентам в образованиях майкопской серии соответствуют не только будто бы малые (на самом деле средние для осадочных пород) коэффициенты теплопроводности, но и исключительно большие теплотокки. Они не меньше, а даже несколько больше глубинных потоков тепла, сформировавшихся на участках с очагами кайнозойского вулканизма. Так, среднее значение плотности теплотото-



ка в кавминводском выступе п. г. Казбек равно $2,22 \cdot 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек}$ (Макаренко, Смирнов, Сергиенко, 1968). Ниже будет показано, что теплоточков такой величины нет в основании значительных толщ майкопской серии глубже 2300—2500 м. Сейчас следует ответить на вопрос, как связаны значения геотемпературных градиентов и теплоточков внутри майкопской серии с ее мощностью и нефтеносностью.

«Мощности майкопа возрастают по мере удаления от Кавказа и в районе Грозного достигают 1000—2000 м. Майкоп — одна из важнейших нефтеносных свит (Наливкин, 1962, стр. 612). Выше уже отмечалось, что именно в окрестностях Грозного (Октябрьском районе) геотемпературный градиент в интервале глубин 100—1000 м больше 0,12 град/м. К этому надо добавить, что мощность майкопской серии увеличивается от центра ставропольского свода к Прикумску и Прасковою с 500—600 до 1600 м; западнее Махачкалы мощность майкопских образований также больше 1500 м. Наглядное представление об изменении мощности майкопской серии на территории Предкавказья, особенно в его восточной части, дает схематическая карта изолиний мощностей ее, составленная И. В. Кирилловой, А. А. Сорским и др. (1960). Ее мы приводим в виде, подходящем для сопоставления со схематическими картами геозотерм (рис. 1).

В качестве первого опыта наложим схему изолиний мощностей майкопской серии (см. рис. 2) на схему изолиний температур по глубине 250 м в Восточном Предкавказье (рис. 1). Поразительное соответствие в начертании изолиний.

Задолго до первых надежных определений плотности внутриземных потоков тепла в восточной части Предкавказья Д. И. Дьяконов (1958) обратил внимание на четко выраженный выпуклый характер геотемпературной кривой в этом регионе на глубинах, меньших 1500 м. Такой вид кривой изменения температуры по глубине отражал, по его мнению, закономерное изменение плотности и теплопроводности кайнозойских образований.

В настоящее время имеются уже иные суждения: выпуклые геотемпературные кривые свойственны только району г. Грозного в Терско-Каспийском передовом прогибе и северной половине прикаспийской части вала Карпинского (Сергиенко, 1971). В Терско-Кумской впадине большинство участков характеризуется вогнуто-выпуклой геотемпературной кривой.

Особенно однородными в смысле сходства значений (как правило, больших) геотемпературного градиента и температуры на глубине 2000 м (рис. 3) оказались центральная часть Ставропольского свода и Терско-Кумская впадина, т. е. два разных геострук-

Рис. 1. Схема геозотерм, соответствующих глубине 250 м, на территории Европейской части СССР. Составил Н. М. Фролов

1 — геозотерма, 2 — изолиния радиационного баланса

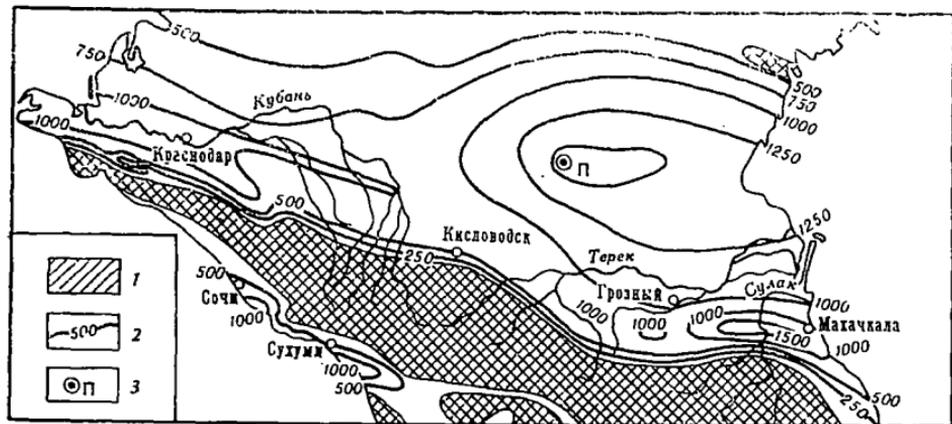


Рис. 2. Мощности отложений майкопской серии на Северном Кавказе (по И. В. Кирилловой, А. А. Сорскому и др., 1960)

1 — области нулевых мощностей; 2 — изолинии значительных мощностей; 3 — буровая скважина на Прасковейской площади, вскрывшая наиболее нагретые кайнозойские породы с тепловым потоком $9 \cdot 10^{-2}$ вт/м² ($2,15 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек)

турных элемента эпигерцинской платформы. Если для первого из них такая геотермическая обстановка кажется вполне соответствующей, по установившимся взглядам на роль тектоники в формировании геотемпературных аномалий геоструктурной формы, то для второй (впадины) — совершенно непонятно, что заставляет отойти от традиционного направления интерпретации данных.

Терско-Кумская впадина представляет собой, как известно («Тектоническая карта СССР», 1961; «Международная тектоническая карта Европы», 1964), погружившуюся часть Скифской плиты, хотя и не древней, но все же платформы. В восточной части этой платформенной впадины, у Прасковейска, температура нижнемеловых отложений на глубине всего 3500 м равняется 182° С. Она лишь на 8° ниже той, которая зарегистрирована на глубине 5320 м в пределах той же впадины близ Моздока.

Как видим, глубже 3500 м, в кровле палеозойского фундамента плиты и в самом фундаменте, т. е. ниже зоны катагенеза, геотемпературный градиент и плотность потока внутриземного тепла близки к значениям, свойственным кристаллическим щитам. Чтобы еще сильнее подчеркнуть исключительность большого значения температуры горных пород на глубине 3500 м в пределах эпигерцинской платформы Предкавказья (182°), приведем геотемпературную характеристику такого же геоструктурного элемента, на котором расположен штат Луизиана. Здесь, в эпигерцинской внутренней впадине с нижним отрезком долины р. Миссисипи, температура горных пород на глубине 4620 м всего 184°, а в другой точке на глубине 5300 м — 176,5°.

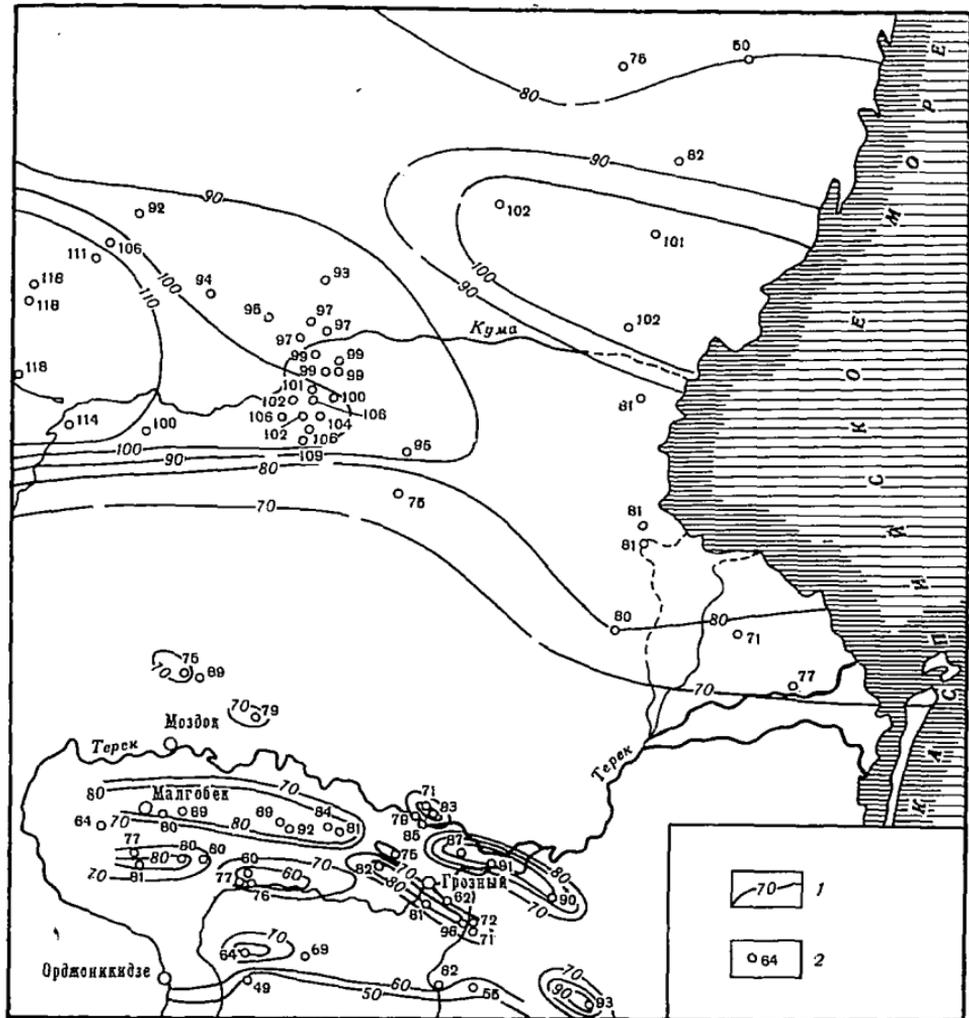


Рис. 3. Карта-схема температур горных пород на глубине 2000 м в Восточном Предкавказье

1 — геоиоотермы; 2 — пункты с измеренными значениями температуры. Составил С. И. Сергиенко (1971)

Надо заметить, что температура 182° на глубине 3500 м, т. е. на 1120 м и даже 1800 м меньше по сравнению с указанной для эпигерцинской впадины южного побережья США, сформировалась в Терско-Кумской впадине без какого-либо заметного влияния интрузивных массивов и вулканических очагов. Менее высокие, хотя и близкие к отмеченным в осадочном чехле эпигерцинской платформы значения температур на глубинах 2000—3000 м и геотемпературных градиентов в вышележащих толщах пород известны для многих участков Терско-Каспийского передового прогиба (рис. 3). По правобережью среднего течения р. Терек на глубине 2000 м температуры горных пород, как правило, выше 70° и до

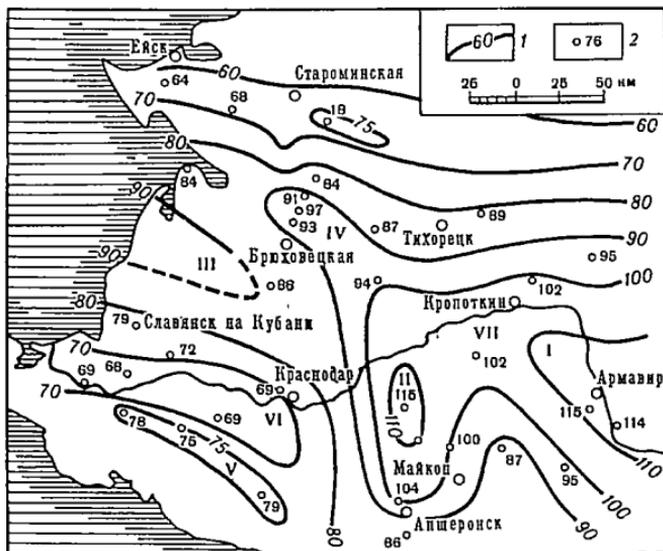


Рис. 4. Схема геоизотерм на глубине 2000 м в Западном Предкавказье

1 — геоизотермы; 2 — пункты с измеренными значениями температуры.
Составили В. С. Котов и В. Н. Матвеевко (1967)

стигают 100° (в районе г. Грозного), а на глубине 3000 м соответственно 100 и 130° С.

Такая геотермическая обстановка мало увязывается с глубинными факторами формирования потоков внутриземного тепла и геотемпературного поля. В качестве важнейшего из них, способствующего увеличению геотемпературного градиента и плотности потока внутриземного тепла на больших глубинах, отметим сравнительно малую мощность земной коры в пределах Скифской плиты — 35—30 км. В полосе Кавказского антиклинория она больше 50 км. Но наряду с этим следует указать и на фактор, неблагоприятный для формирования аномально-плотного потока тепла в фундаменте Скифской плиты. Геофизические же данные показывают, что под межгорными и передовыми прогибами гранитный слой уменьшается в мощности, а местами, возможно, и полностью выклинивается. Формирование краевых прогибов, окаймляющих центральное поднятие, следует отнести частично за счет нисходящих потоков в мантии, частично же за счет перетекания материала глубинных частей гранитного слоя из-под прогибов в ядро центрального поднятия (Белюсов, 1962, стр. 575). Стоки радиогенного тепла здесь минимальны.

Меньшие, хотя и значительно превышающие типично платформенные значения температуры на глубине 2 и 3 тыс. м и геотемпературных градиентов в толщах кайнозойских пород известны для Азово-Кубанской впадины и Индоло-Кубанского передового прогиба в Западном Предкавказье. Обе эти геоструктуры, подобно значительной части Терско-Кумской впадины, на схеме изотерм

нижнего мела, составленной В. Н. Корценштейном (в 1967 г., стр. 194), заштрихованы как высокотемпературные ($120-150^{\circ}\text{C}$) части Предкавказья. Они накладываются на территории, характеризующиеся максимальными мощностями майкопской серии. В пределах Азово-Кубанской впадины, по данным В. С. Котова и В. Н. Матвиенко (1967), температура горных пород на глубине 2000 м не ниже 60° , в большинстве мест $80-100^{\circ}$, а в Адыгейском выступе — свыше 100° (рис. 4). В Индоло-Кубанском передовом прогибе температуры кайнозойских осадочных образований на указанной глубине более низкие; значения их попадают в интервал $60-80^{\circ}$.

На одних и тех же глубинах, но в разных районах Азово-Кубанского нефтегазоносного бассейна температура различна. «Это различие резко выражено в интервалах глубин 1500—2500 м. На глубинах ниже 3000 м наблюдается тенденция к выравниванию температуры» (Котов, Матвиенко, 1967, стр. 95). Касаясь вопроса об изменении плотности потока внутриземного тепла по глубине в пределах кайнозойских песчано-глинистых образований Азово-Кубанской впадины (нефтегазоносного бассейна), следует заметить, что этот важнейший показатель геотермической обстановки уменьшается сверху вниз, особенно заметно в интервале глубин 1—2 тыс. м.

Так, к югу от г. Краснодара по левобережью р. Кубани плотность теплового потока на глубине 1145 м равна $5,86 \cdot 10^{-2}$ *вт/м²* ($1,4 \cdot 10^{-6}$ *ккал/см²·сек*), а на глубине 1975 м — $5,02 \cdot 10^{-2}$ *вт/м²* ($1,2 \cdot 10^{-6}$ *ккал/см²·сек*) (Любимова, 1966, стр. 51). Более резко уменьшается плотность потока внутриземного тепла с увеличением глубины на Сенгилеевском участке Ставропольского свода: в интервале глубин 40—720 м плотность теплопотока равна $2,41 \cdot 10^{-6}$ *ккал/см²·сек*, а на глубинах 40—2050 м — $1,73 \cdot 10^{-6}$ *ккал/см²·сек*. То же самое отмечается на участке Зимняя ставка в Прикумской зоне поднятий.

Уменьшение плотности теплопотока наблюдается также при перемещении по площади в одном и том же интервале глубин от геологического разреза, включающего глины майкопской серии к участку без таких образований в разрезе осадочного чехла. В подтверждение только что сказанному следует привести данные И. Г. Киссина (1967а, б) относящиеся к участкам с разными по составу и возрасту мезокайнозойскими породами. На Прасковейском участке скважина вскрыла меловые и палеогеновые образования; в последние входят и майкопские глины. Плотность глубинного теплового потока в интервале глубин 2374—3160 м здесь равна $9,40 \cdot 10^{-2}$ *вт/м²* ($2,15 \cdot 10^{-6}$ *ккал/см²·сек*). Колодезная скважина вскрыла породы ниже- и верхнемелового возраста; плотность потока внутриземного тепла в них на тех же глубинах оказалась равной всего $5,02 \cdot 10^{-2}$ *вт/м²* ($1,20 \cdot 10^{-6}$ *ккал/см²·сек*). Она равна так называемой нормальной (средней) плотности теплового потока в недрах Русской платформы.

В решении вопроса о зависимости плотности потока внутриземного тепла от интервала глубин и возраста мезокайнозойских осадочных образований большое значение имеют данные А. С. Джамаловой для равнинной части Северного Дагестана — Прикаспийского участка эпигерцинской платформы.

Относительная тектоническая стабильность рассматриваемого района, а также равнинный рельеф позволяют пренебречь многими искажающими естественными влияниями, за исключением, может быть, нарушения теплового поля движением подземных вод. Поэтому в рассмотренных скважинах исследовались достаточно глубокие горизонты, находящиеся по гидрогеологическим данным в зоне весьма замедленного водообмена. Исследовались только скважины, в которых установились равновесные значения градиента; критерием равновесия служила продолжительность выстойки скважины после бурения. Кроме того, степень равновесности была проверена методом двух термограмм (Джамалова, 1967).

Осадочный чехол этого участка эпигерцинской платформы, общая мощность которого не меньше 4 км, состоит в основном из терригенных образований; возраст их мезокайнозойский — от юрского до современного. Теплопроводность каждого вида пород, вскрытых скважинами на Южно-Сухокумском участке (глины, аргиллиты, алевролиты, известняки и песчаники), определялась 6—9 раз в разных образцах. Число определений плотности теплопотоков в указанных ниже интервалах равно 9, т. е. вполне достаточно для исключения большого влияния случайных ошибок. На участке Солончаковая (Северный Дагестан) было сделано 14 определений плотности глубинного потока внутриземного тепла. В результате получились следующие данные (табл. 1). Как показывают данные Е. А. Любимовой (1966, 1968), на одних и тех же глубинах в пределах однородных в геоструктурном отношении участков (площадей) Предкавказья фиксируются довольно близкие значения потоков внутриземного тепла. На Расшеватской площади в северо-западной части Ставропольского свода на глубинах 1125—1150 м плотности потоков тепла по трем скважинам находятся в исключительно узком интервале значений — от 7,95 до $9,2 \cdot 10^{-2}$ *вт/м²* (1,9 до $2,2 \cdot 10^{-6}$ *кал/см²·сек*). На меньших глубинах (565—681 м) на Петровско-Благодарненской площади восточной периферии того же свода плотности теплопотоков также по трем скважинам не выходят за пределы $6,27—7,1 \cdot 10^{-2}$ *вт/м²* ($1,5—1,7 \cdot 10^{-6}$ *кал/см²·сек*). Таким образом, для интервала глубин 600—1200 м двух разных участков ставропольского свода значения величин теплопотоков отличаются не более чем на $0,5 \cdot 10^{-6}$ *кал/см²·сек*.

В недавно опубликованных обобщениях уже довольно большого числа данных о плотностях потоков внутриземного тепла, относящихся к различным геоструктурным элементам Предкавказья, отмечается исключительно большой разброс величин. Так,

Таблица 1

Плотности потоков внутриземного тепла (по Джамаловой, 1967, 1969)

Интервал глубин, м	Плотность теплотока 10^{-2} <i>вт/м²</i> (10^{-6} <i>кал/см²·сек</i>)	Порода
1900—2300	5,52 (1,32)	Глины
3100—3200	5,06 (1,21)	Алевролиты и песчаники
3422—3622	4,31 (1,03)	Алевролиты

например, по тому же Ставропольскому своду, максимальные значения их достигают $11,51 \cdot 10^{-2}$ *вт/м²* ($2,75 \cdot 10^{-6}$ *кал/см²·сек*), а минимальные — $5,94 \cdot 10^{-2}$ *вт/м²* ($1,42 \cdot 10^{-6}$ *кал/см²·сек*); разница между этими значениями превышает $5,44 \cdot 10^{-2}$ *вт/м²* ($1,3 \cdot 10^{-6}$ *кал/см²·сек*). Судя по тому, что авторы обобщений (Макаренко, Смирнов, Сергиенко, 1968) использовали результаты определений, опубликованные И. Г. Киссиным в 1964 г., Г. М. Сухаревым, С. П. Власовой и Ю. К. Таранухой (1966), а также приведенные выше величины, полученные Е. А. Любимовой (1966), крайние и средние значения их относятся к интервалам глубин 500—700, 1000—1200, 1800—2400, 2600—3000 м.

Авторы монографии «Тепловой режим недр СССР» (1970, стр. 150) приходят к выводу, что «...высокие значения теплового потока на Ставропольском поднятии имеют глубинное (мантийное) происхождение», а несколькими строчками ниже делают еще более категоричный вывод: «...глубинность происхождения теплового максимума на Ставропольском поднятии не вызывает сомнений...».

На каких же данных базируются столь категоричные заявления? Оказывается, только на основании того, что «приведенное ранее среднее значение теплового потока для всего поднятия ($8,60 \cdot 10^{-2}$ *вт/м²*) почти вдвое выше типичного для герцинских областей ($5,40 \cdot 10^{-2}$ *вт/м²*) и не может быть объяснено локальными искажениями теплового поля структурой самого поднятия». На основании того, что в пределах Ставропольского поднятия плотность теплового потока $8,40 \cdot 10^{-2}$ *вт/м²*, а в сторону Азово-Кубанской и Терско-Кумской впадин уменьшается, делается вывод о наличии «первичного магматического очага» под Ставропольским поднятием¹.

Посмотрим, в какой же мере выводы, а также принятые авторами исходные суждения выдерживают сопоставление с первичными эмпирическими данными, которые приводят сами авторы. Условимся лишь, что обработку этих материалов мы будем произ-

¹ Плотность потоков внутриземного тепла приводится в ваттах на м², поскольку в единицах СИ она измеряется в *дж/м²·сек*, что с учетом *дж/сек* равно *ватт* и дает *вт/м²*.

водить в соответствии с элементарными научно-методическими рекомендациями, соблюдая требование соответствия интервалов глубин для сравниваемых районов или скважин (Фролов, Аверьев и др., в 1964 г.). Если в свете этого посмотреть на данные, приводимые в табл. 28, то мы обнаружим не замеченные ранее закономерности, упомянутые выше.

Оказывается, максимальные значения тепловых потоков ($10,00 \cdot 10^{-2} - 11,30 \cdot 10^{-2} \text{ вт/м}^2$) на Ставропольском поднятии зарегистрированы в самых мелких скважинах, глубина которых не превышает 440—880 м. В то же время в глубоких скважинах значения тепловых потоков ниже и нет ни одной (!) скважины с тепловым потоком менее $8,40 \cdot 10^{-2} \text{ вт/м}^2$, глубина которой была бы меньше 1 км. Выходит, что чем глубже скважина, т. е. чем ближе она к «магматическому очагу», тем меньше тепловой поток.

Какие же величины тепловых потоков фиксируются в прилегающих к поднятию впадинах, скажем, в районе Чкаловской площади (скв. 8)? На карте «Теплового потока Кавказского региона», составленной авторами рассматриваемой работы, она находится между изолиниями теплового потока $10,60$ и $7,50 \cdot 10^{-2} \text{ вт/м}^2$. В более ранних работах Е. А. Любимовой (в 1964 г., 1968) по скв. 8 приводятся данные о температурах горных пород на разных глубинах, значения теплопроводности пород с учетом поправок на температуру и давление, а также средневзвешенная для разреза величина теплового потока, равная $7,80 \cdot 10^{-2} \text{ вт/м}^2$. Во всех этих трех работах совершенно не обращается внимание на тот факт, что $q = 8,40 \cdot 10^{-2} \text{ вт/м}^2$ для Ставропольского поднятия был получен по скважинам, средняя глубина которых не выходит за пределы 1 км, а глубина скв. 8 равна 2950 м. Для районирования применяются средневзвешенные значения q без всяких поправок на разницу в глубине. Если же вычислить тепловой поток в скв. 8, например, для двух интервалов глубин, включающих отложения майкопской серни, соответствующих кровле и подошве ее, то получим

$$q_{825-1025} = \lambda_{825-1025} \frac{T_{1025} - T_{825}}{1025 \cdot 10^2 - 825 \cdot 10^2} = 3,6 \cdot 10^{-3} \cdot 6,5 \cdot 10^{-4} = \\ = 10,00 \cdot 10^{-2} \text{ вт/м}^2;$$

$$q_{2050-2350} = 3,3 \cdot 10^{-3} \cdot 4,0 \cdot 10^{-4} = 5,40 \cdot 10^{-2} \text{ вт/м}^2.$$

Оказывается, до глубины 1 км величина теплового потока в скв. 8 даже больше, чем средняя для Ставропольского поднятия для тех же глубин. Выходит, что авторы районировали в названных работах территорию по величинам теплового потока, полученным измерениями в совершенно разных по интервалам глубин, состоянию и свойствам ярусах стратисферы. Что касается плотности потока тепла из мантии, которой придается большое значение при объяснении таких положительных геотермических аномалий, то, по мнению геофизика Ф. Стейси (1972), в материках она не больше $2,1 \cdot 10^{-2} \text{ вт/м}^2$ или $0,5 \cdot 10^{-8} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек}$.

В упоминавшейся уже неоднократно монографии «Тепловой режим недр СССР» (1970) делается попытка найти связь между величиною теплового потока, с одной стороны, и глубиной залегания фундамента, амплитудой неотектонических движений и даже мощностью земной коры — с другой, по данным исследований в скважинах, глубина которых, например, для Воронежской антеклизы колеблется от 120 до 1030 м. Если бы авторам пришла в голову мысль распределить тепловые потоки в порядке увеличения глубины скважин, то они увидели бы, что только в одной из 14 скважин глубиной более 330 м тепловой поток больше $4,20 \cdot 10^{-2}$ вт/м². Зато в 9 из 11 скважин глубиной до 160—265 м величина теплового потока не превышает $4,20 \cdot 10^{-2}$ вт/м². Любопытно при этом, что именно в тех двух из 11 скважин, где $q > 4,20 \cdot 10^{-2}$ вт/м² ($4,50 \cdot 10^{-2}$ и $5,00 \cdot 10^{-2}$ вт/м²), точность определения q равна 15—20% вместо 10% для большинства скважин.

Если в последнем случае сторонники глубинного происхождения значительных приращений величины q могут объяснить уменьшение ее к поверхности «рассеиванием» тепла по пути движения, то отмеченное мною увеличение величины q почти вдвое от пизов майкопа к его верхам в скв. 8 не объясняется ни приращением радиогенного тепла, генерируемого в майкопской толще пород, ни тем более наличием «магматических очагов». Здесь мы сталкиваемся с необходимостью новой гипотезы формирования столь мощного источника тепла в самой осадочной толще пород. В поисках ее нам не помогут, разумеется, гипотетические очаги и процессы, силы и формы тектонических движений, поскольку рассматриваются мезокайнозойские осадочные комплексы до изученных геологами и геофизиками глубин на участках и в областях суши, далеких не только от современных, но и палеогеновых вулканических явлений. Вместо них необходимо привлечь термодинамику и с ее помощью показать, как лучистая энергия Солнца разрушает породы, частично аккумулируется в осадочных толщах, не претерпевших еще катагенеза, а затем, в процессе последнего, выделяется в виде значительных количеств внутриземного тепла.

Такому подходу к освещению условий формирования региональных положительных геотермических аномалий на платформах сильно способствовало ознакомление с физико-геологическими идеями И. В. Мушкетова (1899, 1903). Совершенно правы авторы упоминавшихся уже «Основ геологии» (Жуков, Славин, Дунаева, 1970), по мнению которых «Физическая геология» И. В. Мушкетова не потеряла своего значения и до настоящего времени. Развивая несколько понятие об этой якобы устаревшей, по мнению некоторых ученых, науке, приведем современное определение этой важнейшей геологической отрасли знаний. Физическая геология — наука о современных и прошедших изменениях состава, строения, свойств и движениях слоев, массивов и толщ горных пород под влиянием процессов энерго- и массообмена с атмосферой и

водоемами, гравитационного, температурного полей и поля концентрации, а также под воздействием результатов производственной деятельности людей (Швецов, 1970).

В соответствии с этим определением физической геологии рассмотрим сначала энергообмен в системе литосфера — почва — атмосфера (и космос). В этом именно процессе совершается колоссальная работа образования дисперсных сред с огромной поверхностью, которые составляют осадочные толщи молодых предгорных прогибов и структур, подобных Западно-Сибирской плите.

В глубинности источников тепла, обусловивших возникновение положительных геотермических аномалий в Предкавказье, придется еще не раз усомниться, особенно в связи с рассмотрением и учетом данных и суждений А. С. Джамаловой (1967, 1969). Пока же ясно одно: результаты определений плотности внутриземного тепла в районе Русского хутора и Южно-Сухокумска свидетельствуют о том, что не только в пределах Ставропольского свода, но и в Терско-Кумской впадине эпигерцинской платформы значения этой важнейшей геотермической характеристики уменьшаются с глубиной. Особенно малы они на глубине 3259—3280 м в первом районе — $4,02 \cdot 10^{-2}$ вт/м² ($0,96 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек) и на глубине 3410—3420 м во втором — $3,59 \cdot 10^{-2}$ вт/м² ($0,86 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек) (Джамалова, 1967, 1969). Вообще плотности действительно глубинных потоков в недрах Восточного Предкавказья меньше, как правило, $5,23 \cdot 10^{-2}$ вт/м² ($1,25 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек). Исключениями оказались значения их на глубинах 3852—4000 м около Бажигана и 2374—3160 м около Прасковей — соответственно $6,61 \cdot 10^{-2}$ ($1,58 \cdot 10^{-6}$) и $9,99 \cdot 10^{-2}$ ($2,15 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек).

Связывать вторую величину, которая определена в интервале глубин, включающем низы майкопской серни, с большими глубинами нет оснований, во всяком случае глубинное происхождение ее надо доказать с учетом влияния радиоактивности пород осадочного чехла и экзотермичности процессов катагенеза кайнозойских образований. Для этого сначала следовало бы обсудить вывод А. С. Джамаловой (1967) о том, что теплоток, фиксируемый в Восточном Предкавказье на глубинах 3400—3600 м, при прохождении через вышележащую часть осадочного чехла получает от составляющих ее осадочных пород значительную, во всяком случае вполне уловимую современными методами, добавку радиогенного тепла. Эта приповерхностная часть внутриземного тепла образуется в процессе распада долгоживущих изотопов радиоактивных элементов, содержание которых в осадочных породах определялось по методике четырехкомпонентного анализа. Точность определений, основанных на дифференциальных гамма-спектрометрических измерениях, приближается к $1 \cdot 10^{-4}$ %.

Можно спорить с А. С. Джамаловой по поводу точности ее определений доли радиогенного тепла, которую следует, по ее мнению, добавить к глубинному теплоток на пути его восхождения с глубин 3400—3600 м к поверхности. Но все же это одно из объяс-

нений возрастания плотности потока внутриземного тепла снизу вверх в пределах верхней части осадочного чехла Терско-Кумской впадины. Кажется странным, что данные и суждения, касающиеся этих сторон геотермической обстановки в Восточном Предкавказье, как и труды А. С. Джамаловой (1967, 1969), не упоминаются автором новой монографии на тему «Гидрогеотермический режим недр Восточного Предкавказья» С. П. Сергиенко (1971).

Вопрос о роли долгоживущих изотопов радиоактивных элементов, содержащихся в осадочных породах, в генерации некоторой доли внутриземного тепла решался рядом исследователей задолго до Джамаловой. Автор широко известной сводки знаний по физике земных недр Б. Гуттенберг (в 1963 г.), касаясь этого вопроса, ссылается на результаты исследований Булларда, Максвелла и Ревелла (в 1956 г.). Количество тепла, генерируемого в осадочных отложениях при радиоактивном распаде, оказывается порядка $0,016 \cdot 10^{-2}$ вт/м² ($0,004 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек). Рассмотрев другие процессы, Буллард и его соавторы сделали вывод, что общее количество тепла, высвобождающееся в океанических осадках, не превышает 1% от наблюдаемых величин восходящих глубинных потоков (Гуттенберг, 1963 г.).

Величины, полученные А. С. Джамаловой, на порядок больше только что приведенных. В толще осадочных пород мощностью 1000 м на равнинном участке Северного Дагестана радиоактивные элементы генерируют тепло, составляющее приблизительно 5% от плотности глубинного потока тепла. Цифра, конечно, слишком большая, но если даже она будет принята, радиогенное тепло, генерируемое верхней частью осадочного чехла (кайнозойскими образованиями), составит в Восточном Предкавказье не более 10—12% от общей плотности глубинного теплопотока. Как уже отмечалось выше и будет подтверждено дальше другими данными, терригенные образования одной майкопской серии мощностью 1500—2000 м дают 30—50% тепла, составляющего глубинный поток, который выходит из аргиллитов, алевролитов, известняков, доломитов и песчаников мелового возраста.

Значительная роль мощной толщи глинистых образований майкопской серии в формировании геотермической обстановки Восточного Предкавказья признается рядом исследователей. Майкопская серия давно проявила себя в качестве огромного термического сопротивления (с чем согласен и С. И. Сергиенко. Впервые эту особенность майкопской серии, характеризующейся огромными геотемпературными градиентами, отметил и подтвердил многочисленными данными Д. И. Дьяконов (1958 г.).

Как известно, по мнению К. И. Воробьевой и В. М. Мирошников (в 1964 г.), большая напряженность геотемпературного поля и высокие температуры на сравнительно малых глубинах в Ставропольском своде обусловлены исключительно мощной толщей глинистых пород майкопского возраста. При отсутствии в разрезе мезокайнозойских образований пород майкопской серии геотерми-

ческая обстановка в этом геоструктурном элементе не отличалась бы от обстановок других участков эпигерцинской платформы в Предкавказье. «С этим утверждением трудно согласиться, — пишет С. И. Сергиенко, — так как данные о распределении теплового потока показывают, что его величина в пределах Ставропольского свода намного превышает значения, характерные для палеозойских платформ» (Сергиенко, 1974, стр. 87). И все-таки, если судить по схеме изотерм нижнего мела (Корценштейн, в 1967 г., стр. 194), Ставропольский свод не относится к высокотемпературным частям Предкавказья.

В главе V будет показано, что большие плотности потоков внутриземного тепла в центре Ставропольского свода не опровергают, а подтверждают предположение К. И. Воробьевой и В. М. Мирошникова об исключительно большой роли образований майкопской серии в формировании геотермической обстановки на этом участке Предкавказья. А сейчас приведем более позднее и интересное высказывание В. С. Котова и В. Н. Матвиенко по этому вопросу: «Структурное положение майкопской серии в значительной степени влияет на распределение глубинной температуры. М. В. Мирошников (1959) выделяет майкопскую серию как теплоизолирующую толщу. Мы полагаем, что внутри самой толщи возникает некоторое количество тепла за счет распада радиоактивных элементов. В тех районах, где мощность майкопских отложений не превышает 500—700 м, изотермы на картах — срезях повторяют структурный план нижележащих отложений. Но там, где мощность майкопской толщи возрастает до 2000 м и более, изотермы утрачивают структурные связи и отражают уже объемные особенности глинистой толщи. Это, по нашему мнению, говорит и об изолирующих и о генерирующих тепловых свойствах майкопских отложений. Такие свойства характерны не только для описанного стратиграфического комплекса, но и для других отложений. Нижние горизонты миоцена, представленные в основном глинистой фацией, также отличаются низкой геотермической ступенью» (Котов, Матвиенко, 1967, стр. 96).

Такую длинную цитату из труда Котова и Матвиенко пришлось привести потому, что, несмотря на принципиальную важность их высказывания, оно не упоминается в коллективной монографии «Тепловой режим недр СССР» (1970), в трудах С. И. Сергиенко (1971) и Б. Ф. Маврицкого (1971). С. И. Сергиенко не включил публикацию В. С. Котова и В. И. Матвиенко в список литературных источников, использованных в его монографии, возможно потому, что в ней рассматривается геотермическая обстановка только Восточного Предкавказья, тогда как в статье названных авторов речь идет об Азово-Кубанском нефтегазоносном бассейне. Правда, отложения майкопской серии в том и в другом случае составляют толщи мощностью более 1500 м. Эти толщи давно уже обратили на себя внимание ряда исследователей гидрогеотермических обстановок в Предкавказье как слабо теплопроводящие, т. е. обладающие

большими термическими сопротивлениями на пути глубинных потоков внутриземного тепла (Дьяконов, в 1958 г., Мирошников, в 1959 г.). В статье К. И. Воробьевой и М. В. Мирошникова (1964) на основании анализа геотермических данных высказывается мнение, что большие геотемпературные градиенты и повышенные температуры горных пород Ставрополя обусловлены в основном мощной толщей глин майкопской серии. Не будь этой серии глинистых образований в разрезе мезокайнозойских отложений, геотермическая обстановка в этом районе не отличалась бы от обстановок в других районах, где отсутствуют толщи этих глин.

С этим мнением либо совсем не считаются (Маврицкий, 1971), либо не соглашаются (Сергиенко, 1971) при анализе и обобщениях гидрогеотермических материалов. Причина такого отношения к результатам оценки геотермического значения исключительно своеобразного и хорошо изученного литогенетического комплекса кроется в укоренившемся традиционном стремлении объяснять все особенности геотермических обстановок глубинными факторами. «Вероятно,— пишет С. И. Сергиенко в заключение своего возражения Воробьевой и Мирошникову (в 1964 г.),— аномальные термические условия связаны с глубинным тектоническим строением данного района и, в частности, с глубинными разломами» (Сергиенко, 1971, стр. 87).

Вряд ли можно найти разломы там, где их не обнаружили пока и не показали на геотектонических картах геологи и геофизики. Схема дизъюнктивных дислокаций фундамента Предкавказья, составленная геофизиком Н. В. Шаблинской (1965), показывает, что глубинные разломы и дизъюнктивные нарушения в осадочном чехле весьма редки. Достоверно установленных по геологическим и геофизическим данным разрывов в осадочном чехле не имеется ни в Терско-Кумской впадине, ни в Ставропольском поднятии (Шаблинская, 1965, стр. 150). Учитывая это, займемся лучше объяснением геотермических аномалий такими причинами, существование и значение которых можно установить доступными нам и достоверными методами.

Роль глинистых образований, слагающих мощную майкопскую серию, в формировании четко выраженных положительных геотермических аномалий подчеркивается новейшими результатами исследований температурных полей на ряде участков Западного Предкавказья (Азово-Кубанского нефтегазоносного бассейна). «На одних и тех же глубинах, но в разных районах бассейна»,— пишут В. С. Котов и В. Н. Матвиенко,— температура неодинакова. Это различие резко выражено в интервалах глубин 1500—2500 м. На глубинах ниже 3000 м наблюдается тенденция к выравниванию температуры» (Котов, Матвиенко, 1967, стр. 95). И к уменьшению плотности потока внутриземного тепла, добавим мы, основываясь на данных Е. А. Любимовой (1966).

Как видим, особое значение образований майкопской серии Предкавказья в генерации неглубинного внутриземного тепла от-

мечается на основании ряда разных, но заслуживающих одинакового, мне кажется, внимания физико-химических соображений. Что касается генерации тепла в майкопской серии за счет распада радиоактивных элементов, то об этом говорилось уже, когда рассматривались результаты исследований А. С. Джамаловой (1967). Доля тепла такого происхождения составляет, видимо, не более 10% от плотности глубинного теплового потока. В несколько раз больше — до 50—60% — к этому потоку добавляет мощная майкопская серия (1500—2000 м) в процессе продолжающегося катагенеза (литификации).

Напомним еще раз, что положительные геотермические аномалии, давно отмеченные в Предкавказье, многие гидрогеологи склонны объяснять в основном глубинными факторами — тектоническими явлениями, геотектоническими и гидрогеодинамическими процессами, имеющими место под отложениями майкопской серии. В обобщенном виде такие объяснения местных и региональных геотермических аномалий имеются в трудах Б. Ф. Маврицкого (1971) и С. И. Сергиенко (1971).

Детальное изучение морфологии геотемпературных кривых приводит к выводу, по словам С. И. Сергиенко, что существует тесная связь между тектоническими элементами крупных регионов и формой кривой, характерной для них. Выявленные закономерности указывают на то, что литолого-стратиграфический принцип не может быть единственным критерием однородности при анализе площадных вариаций геотермического градиента и геотермический материал требует дифференциации по тектоническим зонам.

Против этого никто, пожалуй, не будет возражать, учитывая принцип соответствия литолого-стратиграфических комплексов определенным тектоническим зонам или, лучше сказать, геоструктурным элементам Предкавказья. Восточное Предкавказье в тектоническом отношении не так уж сложно и контрастно; состоит оно, собственно, из двух только разнородных частей (зон): скифской плиты и передового прогиба.

Эта промежуточная геоструктурная единица относится к числу таких, в пределах которых нет следов проявления глубинных разломов и переход от геосинклинали к платформе происходит плавно, без разрывов сплошности (Белоусов, 1962, стр. 165, 166). Не отмечены глубинные разломы в пределах Восточного Предкавказья и на новейших тектонических картах СССР и Европы. Когда же и где обнаружили их гидрогеотермики?

Различие геотермических обстановок внутри Скифской плиты и передового прогиба обусловлено в первую очередь, конечно, различием литолого-стратиграфических комплексов, составляющих разрезы разных участков. Все зависит от масштаба, в котором сопоставляются геоструктурные формы и соответствующие им литолого-стратиграфические комплексы, изменчивости того и другого условия формирования геотермической обстановки в пространстве. Покажем это на примере Западно-Сибирской плиты.

Общие черты геотермической обстановки в Западно-Сибирской внутренней впадине и их особенности

Геотермическая обстановка в мезокайнозойском нефтегазоносном бассейне, приуроченном к Западно-Сибирской плите (внутренней впадине, по В. В. Белоусову) или низменности, как ее называют географы, пока еще только начала проясняться и притом в самых общих своих чертах. С каждым годом, особенно за последние 5—6 лет, в ней обнаруживаются все новые и новые особенности, сильно меняющие первоначальные представления. Она резко отличается не только от геотермической обстановки, сформировавшейся в пределах Сибирской платформы, но и, что особенно следует подчеркнуть, в Волго-Уральской нефтеносной области с ее палеозойским осадочным чехлом.

Некоторые из новых черт геотермической обстановки Западно-Сибирской плиты оказались неожиданными; происхождение их кажется загадочным, что объясняется недостаточной еще геологической изученностью. Как известно, лишь опорные и разведочные скважины, пробуренные в последние 15 лет, вскрыли мезокайнозойские образования отдельных частей этой обширной нефтеносной структуры. Из них особенно выделяется сложностью строения палеозойского и докембрийского фундамента, а также большей сравнительно с другими частями плиты, изученностью платформенного чехла Ханты-Мансийская впадина. Правда, внутренняя, наиболее погруженная часть этой внутриплатформенной впадины изучена пока еще недостаточно, и о ее строении геологи судят главным образом по данным геофизических исследований (Варенцов, Волков, Юшинская, 1968).

И все же нельзя не замечать и не анализировать некоторые особенности геотермической обстановки именно этой части своеобразной геоструктурной единицы нашей суши. Имеется в виду вся центральная часть Западно-Сибирской плиты. Она хотя и недостаточно, но все же в значительной мере уже изучена геологами и геофизиками самыми различными методами.

Первые обобщения данных о геологическом строении Западно-Сибирской впадины («Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности...», 1958; Наливкин, 1962; Белоусов, 1963; и др.) существенно детализированы, уточнены и углублены в первой части тома 44 серии «Геология СССР», изданной в 1964 г., а также в ряде сборников статей и монографий, изданных уже после

1965 г., когда публиковались труды Второго совещания по геотермическим исследованиям в СССР (1964). Особенное значение имеет для оценки роли глубинных факторов статья М. И. Варенцова, Э. В. Волкова, З. Н. Юшинской (1968) и монография М. Я. Рудкевича (1969) о тектонике Западно-Сибирской плиты, вышедшая под редакцией М. И. Варенцова — одного из лучших знатоков геоструктурных особенностей нефтегазоносных бассейнов.

Эти труды, особенно монография М. Я. Рудкевича с тектонической схемой мезозойско-кайнозойского платформенного чехла Западно-Сибирской плиты, позволили нам установить, в какой мере геотермическая обстановка в центральной части внутренней впадины контролируется рельефом поверхности, составом, структурой и, в частности, глубинными разломами ее складчатого основания. Возраст последнего различен; на большей части внутренней впадины мезокайнозойский осадочный чехол подстилается каледонскими и герцинскими складчатыми структурами; в массивах салымском, красноленинском, сургутском и ряде других — докембрийскими глубоко метаморфизованными и сильно дислоцированными образованиями.

В целом мезокайнозойский осадочный чехол Западно-Сибирской плиты проектируется на гигантский прогиб в ее палеозойском и докембрийском складчатом основании. Хотя прогибание последнего «развивалось неравномерно, эта неравномерность была крайне невелика и, таким образом, формирование депрессии происходило в условиях, вполне типичных для древних платформ» (Белоусов, 1963, стр. 162). На тектонической схеме фундамента центральной части плиты были проведены линии трех глубинных разломов («Геология СССР», т. 44, ч. I, 1964). Наличие этих разломов позволяет объяснить в какой-то мере своеобразие геотермических обстановок в фундаменте Усть-Балыкского и Александровского участков плиты. Один глубинный разлом простирается с юго-юго-востока на северо-северо-запад от истоков р. Васюган до левобережья верхнего течения р. Лямин (правого притока Оби). Он пересекает Обь западнее Сургута — вблизи Усть-Балыкского участка. Второй глубинный разлом, ответвляющийся от первого южнее Сургута, простирается отсюда в северо-восточном направлении, пересекая Обь в 25—30 км восточнее Сургута. Наконец, третий длинный разлом меридионального направления сечет долину Оби в 25—30 км к западу от Александровского. Таким образом, Александровский участок располагается между вторым и третьим глубинными разломами, а Усть-Балыкский располагается вблизи первого разлома. Эти геоструктурные особенности двух названных участков будут учтены при объяснении данных табл. 2 о плотностях потоков внутриземного тепла в их пределах.

О геоструктурных особенностях Ханты-Мансийской впадины, сравнительно детально изученной в геологическом и геотермическом отношении, обширной части Западно-Сибирской плиты, можно

судить по следующим выводам геологов-тектонистов (Варенцов, Волков, Юшинская, 1968).

Структурный план мезокайнозойского чехла развивался унаследованно от соответствующих элементов погребенного фундамента, имеющего глыбово-блоковое строение. В мезокайнозойских отложениях платформенного чехла выделяются участки поднятий и погружений и локальные структуры разных порядков, отражающие выступы и грабены погребенного фундамента, разделенные разломами, проникающими частично в породы платформенного чехла.

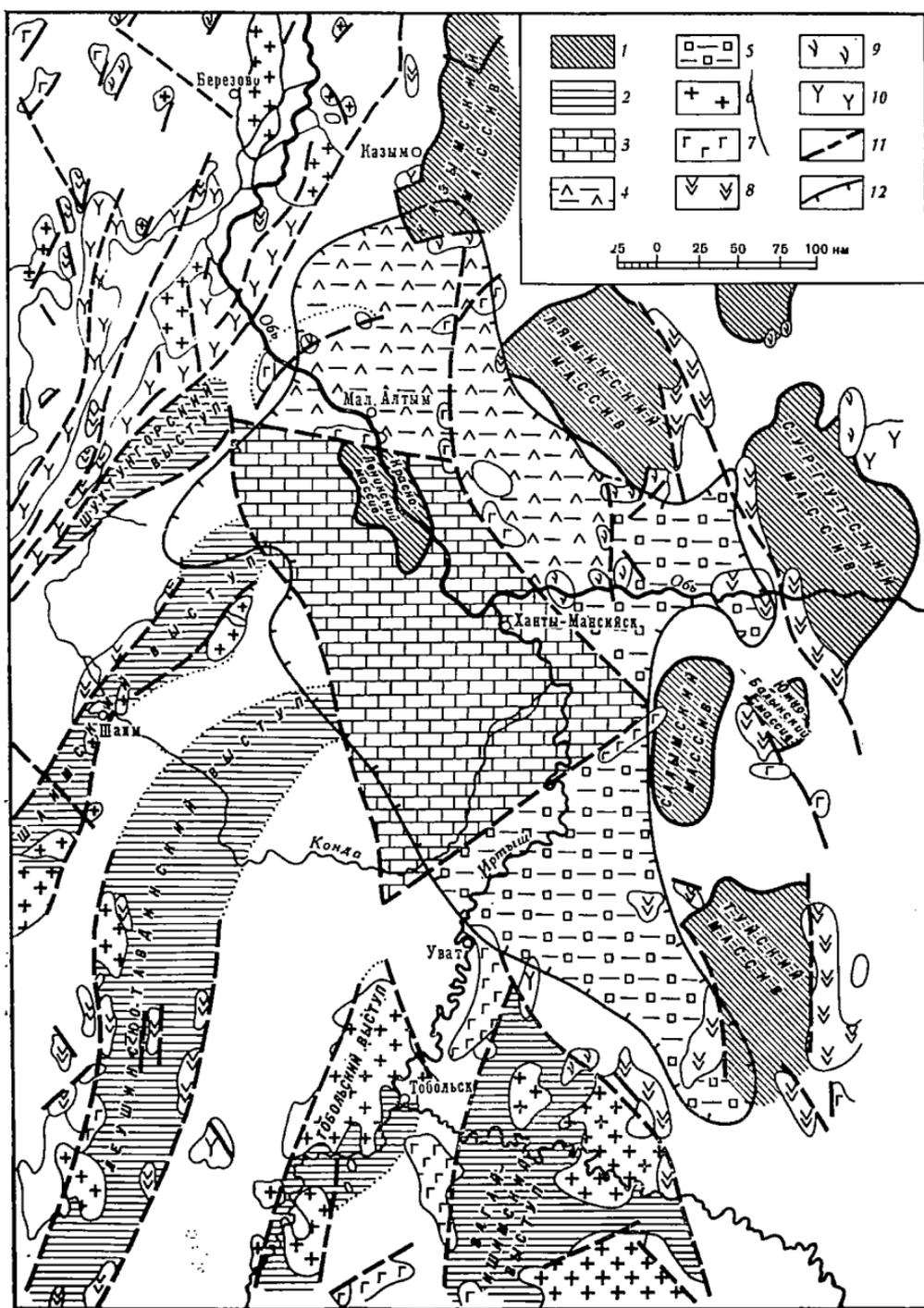
Наиболее активный рост локальных структур впадины и ее обрамления происходил в нижнем мезозое (юра — нижний мел).

Приведенная характеристика геотектонического режима Западно-Сибирской плиты оставляет еще меньше, чем в случае Восточного Предкавказья, места для выдвигания каких-то «глубинных факторов» с целью объяснить основные особенности региональной геотермической обстановки.

История гигантского платформенного прогиба, вместившего в себя Западно-Сибирскую низменность, начинается в юрском периоде. Заложение Ханты-Мансийской впадины относится к началу юрского времени, но наиболее активное ее развитие (максимальное погружение) происходило в валанжине. В конце нижнего мела впадина закончила свое существование как самостоятельная депрессионная поверхность фундамента Западно-Сибирской плиты (Варенцов и др., 1968). Возникший в начале мелового периода гигантский прогиб в фундаменте плиты сразу же оказался резко асимметричным; северный и восточный борта его крутые, южный и западный (уральский) — пологие.

Большая ось впадины наклонена к северу. Максимальные глубины до поверхности фундамента по этой субмеридиональной оси региональной структуры увеличиваются с юга на север от 2,5 до 3—4 км в среднем Приобье и далее на север до 6—7 км (в широтах обской губы и Енисейского залива). Это очень важный факт. Он объясняет, как увидим ниже, закономерное изменение геотемпературного поля в этом же направлении. На фоне этого гигантского прогиба («неудавшегося моря», по В. В. Белоусову) выделяются Приенисейская зона опускания на востоке и впадины Омская, Ханты-Мансийская, Юганская и Надымская, составляющие единую синеклизу, — на западе (Рудкевич, 1969). Тектоническая схема фундамента Ханты-Мансийской впадины и обрамлений, составленная М. И. Варенцовым, Э. В. Волковым и З. Н. Юшинской, представлена на рис. 5. Она потребует в дальнейшем для обоснования некоторых геотермических выводов.

Основные особенности состава и строения мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Западно-Сибирской плиты кратко были охарактеризованы Д. В. Наливкиным (1962), В. В. Белоусовым (1963) и подтверждены в общих чертах в последующих геологических обобщениях по этому региону (Ростовцев, Нестеров и др., 1965).



Континентальные песчано-глинистые образования нижней и средней юры сменяются морскими, главным образом глинистыми, отложениями верхней юры, валанжина и частично готерива. Мощность толщи верхнеюрских и нижнемеловых морских глин, вскрытая буровыми скважинами в низовьях Иртыша и в районе Березова на Оби, т. е. на большой площади, видимо, измеряется сотнями метров и достигает 700 м. В этой толще есть пачка горючих сланцев (Марьяновская свита), которая, возможно, представляет материнскую породу горючих газов и нефти (Наливкин, 1962).

«К концу готерива морской бассейн стал быстро опресняться и верхние части готерива, баррем, и, по-видимому, апт представлены пестроцветными песчано-глинистыми отложениями. Пресноводные условия сохранялись в течение альба, сеномана и нижнего турона, когда накапливались преимущественно песчано-глинистые угленосные отложения. Верхний турон и сеноман сложены снова морскими отложениями, среди которых преобладают глины, опоки и мергели. Морскими глинами и опоками представлены также датский ярус, палеоцен, эоцен и нижний олигоцен. Средний и верхний олигоцен и неоген сложены песками, глинами и лигнитами континентального происхождения» (Белоусов, 1963, стр. 161).

Эта литолого-стратиграфическая схема мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Западно-Сибирской плиты не претерпела существенных изменений. Одним словом, в процессе медленного прогибания палеозойского основания во внутренней Западно-Сибирской впадине непрерывно накапливается приносимый с горного обрамления материал, из которого образовались горизонтальные слои и толщи глинистых и песчаных, почти не метаморфизованных пород (Наливкин, 1962). Морские глины и опоки датского яруса и палеогена не вышли еще из стадии позднего диагенеза или катагенеза.

Наглядное представление о составе и состоянии осадочного чехла дает составленный в 1961 г. «Литолого-фациальный профиль через Западно-Сибирскую низменность» в направлении с юго-запада на северо-восток (приложение 5 к ч. I, т. 44 «Геологии СССР», 1964). Толща глин нижнего мела (от валанжина до апта) в пределах Ханты-Мансийской впадины достигает мощности 600—700 м. На северо-восток отсюда аптские глины выклиниваются и соответ-

Рис. 5. Тектоническая схема фундамента Ханты-Мансийской впадины и обрамлений 1 — древние массивы, сложенные докембрийскими осадочными глубоко метаморфизованными и дислоцированными образованиями; 2 — выступы (незамкнутые валы) фундамента погребенной Уральской складчатости; 3 — слабо метаморфизованные карбонатные породы девонского возраста, выполняющие палеозойский Ханты-Мансийский грабен; 4 — комплекс эффузивно-осадочных пород; 5 — эффузионные отложения триасового возраста; 6 — интрузии кислого состава; 7 — эффузивы ультраосновного состава; 8 — интрузивы основного состава; 10 — эффузивно-осадочные отложения, слабо метаморфизованные, со значительным количеством карбонатных пород; 11 — глубинные разломы; 12 — границы мезозойской впадины. Составили М. И. Варенцов, Э. В. Волков, З. Н. Юшинская (1968)

ствующий им интервал глубин заполнен валанжин-готтеривскими и готтерив-варремскими песками.

Следующая, вторая снизу вверх серия глинистых толщ начинается с глин турона и заканчивается толщей опоковидных глин и опок верхнего палеогена. Между ними залегают опоковидные турон-сантонские глины, обычные сантон-кампанские, маастрих-датские, нижнепалеогеновые глины, опоки среднего палеогена и глины среднего и верхнего палеогена. Общая мощность всех толщ этой серии глинистых пород в юго-западной и центральной частях Западно-Сибирской плиты находится в пределах 800—1000 м.

Первые немногочисленные, но, как увидим, довольно представительные данные о геотемпературном поле ряда разведанных месторождений нефти в Западно-Сибирской внутренней впадине опубликовали Н. М. Кругликов (1965) и Е. А. Титова (1966). Температурные градиенты в осадочном чехле центральной части плиты оказались повышенными по сравнению с теми, которые свойственны мезозойско-кайнозойским толщам Русской платформы, и почти одинаковыми для разных участков: значения их укладываются в весьма узкий интервал 0,040—0,045 град/м.

Еще более высокая напряженность геотемпературного поля была отмечена в юго-восточной части плиты. Так, на колпашевском и нарымском участках геотемпературный градиент в осадочном чехле превышает 0,045 град/м и достигает величины 0,048 град/м. Особенно велика эта основная количественная характеристика геотермической обстановки на Черемшанском участке в среднем течении р. Васюган; то же самое можно сказать о Михайловском участке на правом берегу нижнего течения р. Тобол. Здесь значения геотемпературного градиента близки к 0,50 град/м. В Черемшанской скв. I-P температура 157° С была зафиксирована уже на глубине 3003 м.

Через год после опубликования упомянутых данных в трудах Второго совещания по геотермическим исследованиям в СССР (1967) были опубликованы доклады Б. Ф. Маврицкого, О. П. Булыгиной и А. А. Розина. Они содержат ряд новых данных и обобщений, дополняющих первые представления о геотермических особенностях осадочного чехла Западно-Сибирской плиты. Так, например, Б. Ф. Маврицкий и О. П. Копылова сообщили, что у западной окраины центральной части Западно-Сибирской плиты значения геотемпературного градиента в осадочном чехле больше, чем максимальные на юго-востоке этого нефтеносного бассейна. В Кузнецово-Туринском районе на глубинах 1000 м геотемпературный градиент превосходит 0,050 град/м, достигая 0,060 град/м. В центральной части впадины — на Омско-Тарском и Сургутском участках — даже в глубинах 2500—2700 м, где плотность и теплопроводность мезозойских осадочных образований значительно больше, чем на глубинах 100—1200 м, геотемпературные градиенты все же намного больше средних платформенных. Они превышают, как правило, 0,03 град/м.

Схематическая карта осредненных геотемпературных градиентов, составленная А. А. Розиным и В. О. Терехиным (1964) и приложенная к докладу А. А. Розина (1967), не отражает известного изменения геотермической обстановки в пределах плиты из-за осреднения значений этой важнейшей характеристики по глубинам. Осреднение геотемпературной ступени по всей глубине скважины, в которой измерялись температуры, можно считать преобладающим в методике получения этой характеристики температурного поля стратисферы. «Расчет величины средней по разрезу геотермической ступени производился по наиболее глубокому замеру. Результаты замеров, произведенных выше по стволу скважины, использовали лишь для контроля» (Кругликов, 1965, стр. 218). Но даже и на упомянутой карте появилось несколько весьма горячих комплексов пород осадочного чехла. В пределах площади, соответствующей распространению Вагай-Ишимской моноклинали и в полосе Среднего Приобья температура внутриземных вод на глубине 2000 м исключительно высокая для плиты — от 75 до 90° С, а на отдельных участках достигает 95°.

Поскольку это и подобные ему геотермические явления А. А. Розин объясняет вполне традиционно — влиянием глубинных геотектонических и геохимических факторов, приведем не только сами объяснения, но и те подмеченные автором закономерности в изменении гидрогеотермической обстановки, которые нуждаются в принципиально ином объяснении. К ним относится прежде всего установленное измерениями в ряде скважин, пробуренных в разных точках большой площади, повышение температуры горных пород на глубинах, близких к 2000 м, по мере удаления от полос с неглубоко залегающими фундаментом к центру впадины, где он обнаружен наиболее глубоко.

«Во внутренних областях бассейна, где фундамент вскрывается на глубинах 2400—3200 м, температура возрастает до 90—105°С, а на территории Среднего Приобья — до 105—120°С (в отдельных районах, по-видимому, до 150°С)», — докладывал А. А. Розин (1967 г.). Действительно, в Черемшанской скважине, пробуренной на участке Среднего Приобья, совпадающем с локальной замкнутой впадиной фундамента, температура на глубине 3000 м превышает 150°С.

Наряду с этим замечательным фактом — повышением температуры на одной и той же глубине, например 2000 м, с увеличением мощности осадочного чехла плиты от ее периферии к центру, высказываются следующие суждения:

1. Мезозойские отложения и заключенные в них воды нагреваются главным образом за счет внутреннего тепла земли.

2. Тепло, генерируемое процессами радиоактивного распада элементов, физико-химическими и биохимическими в самих мезозойских отложениях, ничтожно по сравнению с тепловым потоком, идущим снизу, и не оказывает существенного влияния на температурное поле в осадочном чехле (Розин, 1967 г.).

Стремление объяснить все положительные геотермические аномалии в Западной Сибири влиянием глубинных разломов на температурный режим осадочного чехла наиболее ярко выражено, пожалуй, в труде Н. М. Кругликова (1965). Интенсивность влияния литологического фактора, по словам этого исследователя, здесь гораздо ниже влияния, обусловленного повышением плотности теплового потока в зонах глубинных разломов. Увеличение плотности потоков внутриземного тепла в полосах, совпадающих с глубинными разломами, он связывает с большей интенсивностью процессов, протекающих в коровом и подкоровом веществе.

Из 24 положительных геотермических аномалий лишь шесть не совпадают с выделенными в настоящее время разломами. Отмечается также, что часть глубинных разломов, намеченных по геофизическим данным, не проявляет себя на общем геотермическом фоне Западно-Сибирской плиты. Сравнивая геотермическую обстановку по этой и Туранской плите (Бухаро-Хивинской провинции), Н. М. Кругликов сообщает, что разломы альпийского заложения не влияют заметным образом на температурное поле осадочного чехла (Кругликов, 1965, стр. 222). Можно ли после этого говорить о существенном и даже решающем влиянии разломов герцинского заложения на температурный режим осадочного чехла Западно-Сибирской плиты?

Почему наибольшая плотность глубинного теплового потока, восходящего из недр фундамента, приурочена к центральным, наиболее глубоким частям впадины в плите (а не межгорных впадин горно-складчатых областей) с максимальной мощностью осадочного чехла — термического сопротивления? Попытки самого элементарного ответа на этот напрашивающийся при анализе геотермической обстановки в Западно-Сибирской плите теплофизический вопрос приводят к выводу: такое явление мало или совсем не согласуется с известными теоретическими закономерностями и эмпирическими обобщениями.

Потоки любого вида энергии или флюида, исходящие из одинакового палеозойского или докембрийского фундамента и проникающие в осадочный чехол, будут наиболее плотными в последнем на тех площадях, которые характеризуются неглубоким залеганием фундамента. Это суждение, вытекающее из теории теплопроводности, подтверждено эмпирическим материалом, относящимся как раз к Западно-Сибирской плите. Анализ и обобщение многочисленных геотермических и геокриологических данных показали, что выступы фундамента характеризуются максимальными плотностями потоков глубинного тепла, что выражается значительным уменьшением мощности многолетней криолитозоны над положительными формами рельефа поверхности фундамента (Дьяконов, в 1958 г.; Баулин, 1967).

К югу от Салехарда вверх по долине р. Оби глубина залегания поверхности фундамента увеличивается с 400 до 700—800 м. В этом же направлении увеличивается и мощность многолетней криоли-

тозоны от 150 до 245—290 м. «По скажинам, пробуренным в 200—300 км юго-восточнее Салехарда, сохраняется та же закономерность: мощность мерзлой толщи с запада на восток возрастает от 50—60 м до 300—310 м в соответствии с погружением фундамента» (Баулин, 1967, стр. 90).

Существенную роль в распределении тепловых потоков, по словам А. А. Розина, имеют зоны крупных тектонических нарушений в фундаменте Западно-Сибирского бассейна. Наблюдаемая в ряде случаев приуроченность температурных аномалий к тектоническим нарушениям указывает, по-видимому, на то, что поток более нагретых вод поступает по этим нарушениям в вышележащие мезозойские отложения (Розин, 1967, стр. 235). Такое объяснение заманчиво и вполне правомерно при наличии соответствующего, достоверно нарисованного пусть пока самыми общими крупными мазками геотектонического фона. Но его не имеется пока, если не считать схем разломов, составленных по одним геофизическим данным, и поэтому сторонники объяснять глубинными факторами все особенности геотермической обстановки в Западно-Сибирской плите вынуждены высказывать такие суждения: «Значительная дифференцированность теплового поля Западно-Сибирского бассейна свидетельствует о широком развитии в его пределах дизъюнктивных нарушений» (Розин, 1967, стр. 235). Об использовании геотермических данных при тектоническом районировании фундамента Западно-Сибирской плиты читаем в статье Г. Д. Гинсбурга (1969 г.), хотя примеров вероятной или возможной связи геотермических аномалий со структурами фундамента находим очень мало; их не больше 2—4. Таким образом круг замыкается: геотемпературные аномалии объясняются наличием дизъюнктивных тектонических нарушений, выводящих горячие воды, а существование таких нарушений — выявленными геотемпературными аномалиями.

Геофизик Н. В. Шаблинская, обобщившая геологические и геофизические данные о разрывах в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты, полученные к 1964 г., отмечала:

1. Отсутствие фактического материала, однозначно указывающего на присутствие разрывных нарушений в низах чехла внутренних районов низменности.

2. По данным бурения сбросы здесь практически неизвестны, за исключением предполагаемого нарушения в скв. 62 на Усть-Балыкской структуре, которая остановлена в отложениях валанжина, дислоцированного под углами 5—20°. «Сейсморазведка М О В на этой структуре» сброса не отмечает» (Шаблинская, 1965, стр. 150).

Плотность потока глубинного тепла (из фундамента), по данным измерений в Усть-Балыкской скважине, пробуренной в полосе, включающей предполагаемый сброс, хотя и довольно значительная, но все же меньше, чем в Михайловской (см. ниже гл. 2), где сброс не предполагался и пока еще не обнаружен.

В большой и интересной статье Ю. Г. Зимина, А. Э. Конторовича и Л. И. Швыдкова (1967), характеризующей температурное поле в мезозойских отложениях Западно-Сибирского нефтегазосносного бассейна, содержатся данные о температурах подошвы осадочного чехла в ряде замкнутых отрицательных структур. Отмечаются, в частности, приведенные выше геотермические характеристики по скважине Черемшанской I-р, пробуренной в среднем течении р. Васюган; на глубине 3003 м зафиксирована весьма высокая температура — (плюс 157° С); средний геотермический градиент в осадочном чехле этой части плиты равен 0,050 град/м. Несколько меньше, но все же высокие температуры (от 130 до 150° С) отмечены в основании осадочного чехла, перекрывающего Ханты-Мансийскую и Надымскую впадины и Колтогорский мегапрогиб. Заметим, что ярко выраженных дизъюнктивных нарушений фундамента плиты, на которые проектировались бы или к которым приближались бы известные скважины, геологи и геофизики обнаружили пока весьма мало; нам известны всего два («Геология СССР», т. 44, ч. I, 1964; Маркевич, 1966; Варенцов, Волков и др., 1968). В этом убеждает сопоставление схемы расположения скважин и тектоники фундамента плиты в пределах буквально горячей Ханты-Мансийской впадины (рис. 5); лишь Александровская и Усть-Балыкская скважины близки к линиям глубинных разломов.

Проследивая изменения температурного поля в осадочном чехле всей Западно-Сибирской плиты при переходе от одного ее участка к другому в том или другом направлении, авторы подметили и четко выразили две закономерности. Хотя первая из них была подмечена и опубликована раньше другими последователями (см. выше), мы приведем ее все же в кратком изложении авторов.

«Наиболее общей, сразу бросающейся в глаза закономерностью является увеличение температур с ростом мощности перекрывающих отложений» (Зимин, Конторович, Швыдкова, 1967, стр. 4).

Вторая характерная особенность геотермической обстановки в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты заключается в том, что плотность теплового потока контролируется возрастом консолидации фундамента. «Чем древнее фундамент, тем меньше геотермический градиент в отложениях осадочного чехла и соответственно тем меньше тепловой поток» (там же, стр. 6).

В отложениях, перекрывающих архейский кристаллический фундамент, геотермический градиент равен в среднем 0,033 град/м, байкальский складчатый — 0,037 и, наконец, герцинский складчатый — 0,042 град/м.

Последовательный анализ обеих бесспорных закономерностей избавил бы, мне кажется, авторов от повторения приводившегося уже во многих трудах по геотермии Западно-Сибирской плиты общего вывода: первым из трех основных факторов, определяющих температурное поле в отложениях осадочного чехла Западно-

Сибирской плиты является тепловой поток, идущий из фундамента, особенно большой плотности в полосах глубинных разломов, существование и местоположение которых достоверно не установлено.

Большое внимание показу и объяснению своеобразия региональной геотермической обстановки в Западно-Сибирской плите (внутренней впадине) уделили авторы коллективной монографии «Тепловой режим недр СССР» (1970). Исключительное своеобразие ее хорошо выражается на упомянутой уже в главе I «Карте геотермического градиента в верхней части земной коры на территории СССР» (см. рис. 12 в монографии). Более подробно и четко выражено оно на карте этого показателя в масштабе 1 : 25 000 000, изданной два года спустя («Геотермическая карта СССР», 1972).

Огромные площади в юго-западной части плиты, а также значительная полоса левобережья нижнего течения Оби и Обской губы отличаются от других геотемпературными градиентами в осадочном чехле, превосходящими 0,045 град/м. Площади же с геотемпературными градиентами более 0,040 град/м распространяются от самого подножия восточного склона Урала до правобережья Оби в среднем ее течении через Обь-Иртышское междуречье. Кстати заметим, что карта составлена по данным 116 измерений температуры в скважинах; из них 37 или около 32% от общего числа измерений сделаны на глубинах меньше 1 км и 79 или почти 70% — на глубинах больше 2 км. Таким образом, роль верхнемеловой серии глинистых толщ в генерации внутриземного тепла почти не отразилась в средней величине геотемпературного градиента.

В монографии «Тепловой режим недр СССР» (1970) отмечается, как и в ранее вышедших публикациях, уменьшение геотемпературного градиента в направлении к северо-восточному углу плиты с 0,049 град/м до 0,035 и даже 0,030 град/м. Такое изменение геотермической обстановки по площади впадины связывается с увеличением доли песчаных образований в разрезах осадочного чехла и с меньшей плотностью глубинного потока тепла в этой части плиты, имеющей более древний фундамент. Постепенное замещение толщ глинистых образований осадочного чехла песчаными образованиями в направлении от центральной части плиты к ее северо-восточному углу четко отражено на литолого-фациальном профиле («Геология СССР», т. 44, ч I, 1964). Об уменьшении плотности глубинного потока с увеличением возраста фундамента писали, как уже отмечалось, Ю. Г. Зимин, А. А. Конторович, Л. И. Швыдкова (1967).

«Снижение градиента до значений менее 3,0 ° С/100 м в окраинных частях плиты, очевидно, — связано с охлаждающим влиянием инфильтрационных вод, поступающих из близлежащих областей питания (Урал, Казахский мелкосопочник, Алтай, Томь — Колыванская складчатая зона, Енисейский край).

В западной и южной частях плиты, напротив, отмечаются резко повышенные значения градиента ($4,5-0,6$ град/100 м), формирующие второй максимум на гистограмме (имеется в виду рис. 186 в монографии. — П. III.). Это самая крупная региональная аномалия геотемпературного поля в пределах СССР. Удовлетворительного объяснения этой аномалии пока не существует, и, вероятно, правильнее всего связывать ее с комплексом причин — низкой теплопроводностью пород, их тектонической нарушенностью, выражающейся в существовании мелких пликативных структур и наличии дизъюнктивов (в том числе установленных здесь глубинных разломов), а также обусловленной последним обстоятельством относительно интенсивной миграцией подземных вод. Вместе с тем здесь трудно ожидать более интенсивного притока тепла из фундамента, так как величина градиента в нем, измеренная в районе геотермического максимума в осадочной толще, с учетом теплопроводности пород фундамента соответствует значениям потока, типичным для герцинских структур» («Тепловой режим недр СССР», 1970, стр. 89).

Эту длинную цитату из наиболее крупного и современного труда, включающего обобщения данных о геотермической обстановке в Западно-Сибирской плите, необходимо было привести для того, чтобы показать уровень наших знаний, позволяющих делать правильные прогнозы. Речь идет об эмпирически подмеченной закономерности: чем больше геотемпературный градиент в среднем и верхнем ярусах осадочного чехла, тем меньше он в фундаменте плиты на том же самом участке ее. Эта закономерность, выраженная также в пределах Скифской плиты (Предкавказья), получит элементарное теоретическое объяснение в главе VI. При этом будут учтены имеющие большое значение изменения мощности толщ глинистых образований в осадочном чехле. Выясненная таким образом объективная закономерность, можно надеяться, затруднит повторение в будущем многих гипотетических построений, лишенных физико-геологических и геотектонических оснований. Будет, в частности, показана несостоятельность суждения В. С. Вышемирского (1963) о том, что в тектонически пассивных областях осадочный покров по условиям теплообразования не отличается от фундамента платформ. Возражение против этого суждения было сделано уже в предисловии (см. стр. 4).

Первые данные о плотности действительно глубинных потоков внутриземного тепла в центральной и юго-восточной частях Западно-Сибирской низменности были получены только к концу 60-х годов и опубликованы в статье Э. Э. Фотиади, У. И. Моисеенко и Л. С. Соколовой (1969). Для определения теплопроводности пород осадочного чехла методом стационарного теплового режима было отобрано 250 образцов с 11 различных участков. Теплопроводимость большинства осадочных пород укладывается в следующий интервал значений ее: $1,17-1,59$ вт/м·град ($2,8-3,8 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град); среднее значение $1,38$ вт/м·град

($3,3 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град) — близкое к тому, которое установлено для глинистых пород майкопской серии в Предкавказье (Любимова, 1966).

Плотности тепловых потоков в подошве осадочного чехла центральной части Западно-Сибирской плиты на глубинах от 2 до 3,6 км оказались поразительно малыми. В контуре, проведенном через исследованные скважины площадей Тобольской, Усть-Балыкской, Александровской, Белоярской, Бочкаревской, Новологиновской и Завьяловской, плотности глубинных потоков внутриземного тепла в интервале значений от 3,7 до $5,1 \cdot 10^{-2}$ вт/м² ($0,88 \cdot 10^{-6}$ до $1,23 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек), причем явно преобладают значения, меньшие $5 \cdot 10^{-2}$ вт/м² ($1,2 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек). Таким образом, получается такая средняя плотность потоков глубинного внутриземного тепла, которая характерна для палеозойского осадочного чехла Русской докембрийской платформы.

Изменения плотности глубинных потоков по площади региона не отражают изменений температуры и глубины залегания поверхности фундамента на разных участках центральной части плиты, что подтверждается данными табл. 2.

Таблица 2

Плотности теплового потока, глубины залегания и температуры поверхности фундамента для некоторых участков Западно-Сибирской плиты (по Фотиади, Моисеенко, Соколовой, 1969)

Участок	Плотность теплового потока, вт/м ² ·10 ⁻²	Глубина залегания		Температура поверхности фундамента в	
		фундамента плиты, км	границы МОХО по данным ГСЗ, км	град К	град С
Александровский	5,15	3,0	44,0	388	110
Белоярский	3,54	2,0	44,0	329	56
Завьяловский	3,93	3,6	37,4	366	93
Усть-Балыкский	4,69	3,0	35,0	373	100
Новологиновский	3,69	2,6	34,8	340	67
Тобольский	3,93	2,4	34,5	360	87
Омский	3,93	2,7	32,0	343	70
Михайловский	5,11	2,0	38,5	357	84
Челноковский	4,69	2,5	39,0	359	86
Туйский	4,73	2,5	38,0	353	80
Бочкаревский	4,56	3,5	38,5	383	110

Как видим, потоки тепла из палеозойского складчатого фундамента на Белоярском, Бочкаревском, Новологиновском, Омском, Завьяловском и Тобольском участках не плотнее потоков, восходящих из докембрийского фундамента Русской платформы ($4,61 \cdot 10^{-2}$ вт/м² по «Геотермической карте СССР», 1972). А фун-

дамент названных участков плиты окончательно сформировался лишь в герцинский этап геотектонического развития земной коры (Рудкевич, 1969).

Сколько мало связаны плотности потоков внутриземного тепла с глубиной залегания подошвы мантии или толщиной литосферы, соответствующими глубинам залегания границы МОХО, показывают данные той же табл. 2. Не касаясь данных по Александровскому и Усть-Балыкскому участкам, тяготеющим к упомянутым выше глубинным разломам фундамента плиты, обратим внимание на данные о глубине залегания границы МОХО и плотности потока тепла из фундамента в пределах Белоярского и Завьяловского участков, с одной стороны, Тобольского и Омского — с другой. На Завьяловском и Белоярском участках граница МОХО залегает на глубинах 37—44 км, а на Омском и Тобольском — всего 32—34,5 км, т. е. на 5—10 км ближе к подошве осадочного чехла. А плотности потоков глубинного тепла на всех четырех участках одинаковы, если не считать некоторого уменьшения этого геотермического показателя (на 5%) в пределах Белоярского участка с максимальной глубиной залегания границы МОХО.

При одной и той же глубине залегания границы МОХО плотность глубинных потоков тепла уменьшается с возрастанием глубины залегания поверхности фундамента — увеличением мощности осадочного чехла, что заметно выражено в ряду данных по Михайловскому, Челноковскому, Туйскому, Бочкаревскому и Завьяловскому участкам. Эта общая закономерность, отмеченная уже в Предкавказье (см. главу I), соответствует принципу наименьшей работы, действующему во всех энерго- и массообменных процессах, или принципу наименьшего сопротивления. О сущности и форме проявления этого принципа будет сказано кратко в главе VI. Здесь следует отметить, что к поверхности фундамента, залегающей на средних глубинах от поверхности (2,4—2,7 км) и расположенной ближе всего к границе МОХО (32—35 км), восходят потоки глубинного тепла, плотность которых меньше $4,19 \cdot 10^{-2}$ *вт/м²* ($1 \cdot 10^{-6}$ *кал/см²·сек*).

Таким образом, даже наиболее горячий герцинский складчатый фундамент дает осадочному чехлу плиты в ее впадинах не более 60% того тепла, которое необходимо для разогрева мезозойских образований до температуры 60—70°С на глубинах 1500—1700 м. Для этого нужны потоки внутриземного тепла плотностью не менее $6,3 \cdot 10^{-2}$ *вт/м²* ($1,5 \cdot 10^{-6}$ *кал/см²·сек*). Дополнительные 40—50% тепла к плотности его глубинного потока (из фундамента) генерируются самим осадочным чехлом Западно-Сибирской плиты. Особенно теплотворными представляются две глинистые толщи его.

Первая, небольшой мощности (170—350 м) глинистая толща верхнеюрского-нижневаланжинского возраста в омско-тарском Прииртышье и среднем Приобье, к территориям которых относятся упомянутые выше участки с известными теперь потоками глубин-

ного тепла, залегает на глубинах 1900—2300 м (Розин, 1967). В наиболее горячих частях осадочного чехла, совпадающих с низовьями Иртыша и районом Березова, мощность этой глинистой толщи достигает 700 м.

Вторая, верхняя толща глин турон-палеогенового возраста мощностью 500—800 м залегает в интервалах глубин от 50—230 до 550—1050 м, в среднем Приобье и 700—1100 м в омско-тарском Прииртышье. В этих именно глинах на участках центральной части Западно-Сибирской плиты и отмечаются плотности потоков внутриземного тепла, превосходящие, как правило, $0,063 \text{ вт/м}^2$ ($1,5 \cdot 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек}$).

Характеризуя геокриологическую обстановку в ярудейской структуре по широтному профилю, совпадающему приблизительно с 66° с. ш. , В. В. Баулин отмечает, что нижняя граница толщи мерзлых пород повторяет конфигурацию кровли верхнемеловых отложений. «Такая закономерность свойственна не только району структуры, она наблюдается к западу от нее, где слои лежат горизонтально. Расстояние между мерзлыми породами и кровлей меловых отложений выдерживается на протяжении около 150 км и равно 60—65 м (Баулин, 1967, стр. 91).

Эта эмпирически установленная закономерность указывает, по словам В. В. Баулина, на дополнительный к глубинному источник тепла, расположенный близ кровли меловых отложений. Предполагается, что таким источником может служить, вероятнее всего, водоносный горизонт. Наше предположение другое: дополнительные количества тепла генерирует толща глин турон-палеогенового возраста. Основывается оно на ряде элементарных, но важных физико-геологических соображений.

Первое из них сводится к тому, что мощная толща глин верхнего мела и нижнего палеогена в кровле водоносного горизонта представляет собой не только большое гидравлическое, но и значительное тепловое сопротивление для восходящих потоков воды и тепла. Кроме обычного литогенного теплообразования при нормальном катагенезе следует учесть также криогенное теплообразование в толще глины, связанное с переходом их в алевролиты и аргиллиты при промерзании. В криогенном катагенезе пылевато-глинистых пород они выделяют тепла значительно больше, чем то, которое учитывается при определении эффективной теплоемкости их без учета промерзания. Кроме такой обычно указываемой в справочниках теплоемкости и скрытой теплоты замерзания поровой воды необходимо учитывать теплоту литогенной и, в частности, интенсивной криогенной конденсации пылеватых и глинистых (коллоидных) частиц такой породы. Толща таких пород исключительно теплоемкая подошва многолетней криолитозоны Западной Сибири.

Способность мезокайнозойских глинистых толщ генерировать значительные количества тепла в процессе катагенеза, заканчивающегося превращением глины в аргиллит и пылевато-глинистых образований в алевролит, будет доказана и объяснена в главе V.

Сейчас уместно только заметить, что без такого физико-геологического исследования нельзя, мне кажется, прийти к пониманию и использованию в научной и геологоразведочной работе своеобразия формирования и изменения в пространстве геотермических обстановок на территории Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна.

В следующей главе целесообразно показать, в какой форме и как глубоко проникает в земную кору солнечная энергия, аккумулированная почвенно-грунтовым комплексом в процессах энергообмена почвы с атмосферой и космосом, а также жизнедеятельностью организмов.

Энергообменные циклы в системе земная кора — атмосфера (и космос)

Основополагающим научным трудом по теории теплообмена земной коры с атмосферой и космосом следует считать статью геофизика и климатолога А. И. Воейкова «Кругооборот тепла в оболочке земного шара» (1904). В этой статье А. И. Воейков развивает намеченный им же в 1880-х годах принцип равновесного теплового состояния земной коры. В 1904 г. этот принцип назывался им уже законом равновесного распределения температуры в почве и литосфере. Элементарная суть этого закона сводится к следующему.

Сколь ни различны распределения температуры в толщах горных пород и пресных водоемах, они там и тут отражают закон равновесия тепловых состояний, соответствующих минимуму энергообмена между соседними слоями, а также с атмосферой и космосом (мировым пространством). Для суши закон равновесного теплового состояния почвы и литосферы выражается, по мнению А. И. Воейкова, в том, что чем холоднее поверхность земной коры, тем меньше она излучает тепла и отдает его конвекцией в атмосферу¹. Постоянство температуры горных пород на глубинах более 15—30 м в течение многих десятков лет доказывает неизменность интенсивности солнечной радиации и физических свойств атмосферы на протяжении столетий. В этом убеждают геотермические наблюдения в подземелье Парижской обсерватории.

Если впоследствии Солнце будет излучать больше или меньше энергии, чем в настоящее время, то температура земной коры станет² повышаться или понижаться до тех пор, пока не установится новое равновесие при более высокой или низкой средней годовой температуре почвы и литосферы. Такой же широкий, астрономическо-геофизический, подход к выявлению закономерностей нагревания и охлаждения земной коры стремился осуществить профессор Л. А. Ячевский (1905). Анализируя данные геотермических наблюдений в буровых скважинах, Ячевский пришел к правильному, по крайней мере для материковой литосферы, заключению, что такой толщине осадочных горных пород, температура которой не соответствовала бы условиям энерго- и массообмена почвы с атмосферой

¹ Эту же мысль выражал М. В. Ломоносов в «Слове о явлениях воздушных, от электрической силы происходящих» (1753).

² Имеется в виду неизменность краевых условий энергообмена, состава и строения космоса и атмосферы, поверхности Земли (II. III.).

космосом, до настоящего времени не найдено. Сейчас об этом можно говорить более уверенно, имея в виду достигнутые уже бурением глубины в 6—7 км.

К анализу энергообменных циклов в почве и литосфере — не земных только, а повторяющихся планетных явлений — призывал В. И. Вернадский (1960, стр. 568). Любой из участков поверхности суши и океанов облучается солнцем в течение строго определенных отрезков суточного периода, между которыми солнечные лучи не попадают на данный участок¹, что обусловлено непрерывным вращением планеты — волчка вокруг своей оси с угловой скоростью $7,292 \cdot 10^{-5}$ рад/сек (линейная скорость точек поверхности 30 км/сек). Это элементарное вращательное движение шаровидной Земли накладывается на непрерывное движение ее вокруг Солнца по эллипсоидальной орбите, причем ось суточного вращения составляет с плоскостью эклиптики не прямой, а гораздо меньший угол (в настоящее время $66^{\circ}33'$). Мировое пространство или космос, за исключением из него Солнца и других звезд, выступает по отношению к Земле в целом в качестве энергоприемника бесконечно большой емкости на протяжении всей геологической истории; нижняя граница этого термостата совпадает, можно полагать, с верхней границей атмосферы. Собственное излучение земной коры в атмосферу и межпланетное пространство происходит в пределах любого участка планеты непрерывно, хотя плотность потоков земной длинноволновой радиации, как и экстенсивность инсоляции (нагревания облучением) почвы и водоемов, изменяется во времени периодически и случайно, если учитывать только астрономические законы.

Случайность изменений «радиационных факторов климата» вполне закономерна в режиме погод — в непрерывной смене сложных состояний тропосферы. Кстати заметим, что именно характерный для данной местности в многолетнем разрезе режим погоды, обусловленный солнечной радиацией, свойствами деятельного слоя и связанной с ними циркуляцией атмосферы и называется климатом (Алисов, Дроздов, Рубинштейн, 1954). Четкое понятие, выражаемое словами «режим погоды», не нуждается в других выражениях его². О физических корнях различных режимов погоды в разных местах материков и океанов ясно и достаточно сказано В. В. Шулейкиным (1959, стр. 281—294).

В соответствии с астрономическими законами движения и физически закономерной формой Земли (Личков, 1965), непрерывно обменивающейся энергией с космосом, существуют следующие энергообменные циклы в почве и подпочвенных толщах горных по-

¹ На полюсах и вблизи них в летние месяцы солнечные лучи скользят по поверхности и в «полночные часы».

² Один из ведущих климатологов СССР, О. А. Дроздов (1970), отмечает, что в отличие от других сторон природного комплекса климат в каждый данный момент наблюдать нельзя — он превращается в погоду.

род: 1) суточные, 2) годовые, 3) многолетние, 4) вековые и 5) историко-геологические.

Фрагментарность выражения вековых и историко-геологических циклов в температурном режиме литосферы не вполне отвечает требованиям необходимых палеоклиматических реконструкций, но существование таких циклов в прошлом устанавливается вполне достоверно (Алисов, Полтораус, 1962, стр. 159—198).

Из сказанного сам собой вытекает вывод, что литосфера как геофизическая система никогда не была и не будет в термодинамическом смысле равновесной. Это заключение можно считать справедливым даже в случае, когда учитываются только вековые и историко-геологические циклы. Речь может идти лишь о стационарности теплового состояния литосферы глубже 1—1,5 м в течение суток, глубже 15—30 м в течение года, а глубже 30 м в течение многих (5—14 и 80—90) лет и веков.

В связи с этим необходимо разъяснить, что выражал А. И. Воейков словами «равновесный температурный режим». Литосфера не может находиться в термодинамическом равновесии, поскольку поток тепла и соответствующий ему прирост энтропии системы, в которую входит земная кора, отличны от нуля. Очевидно, что положительный прирост энтропии горных пород

$$\Delta S = \frac{\Delta Q}{T'}$$

в такой системе должен компенсироваться отрицательным потоком энергии (связанным с потерей или стоком тепла в почву, атмосферу, космос), чтобы общее изменение энтропии во времени равнялось нулю. Так составляется понятие о стационарном состоянии литосферы (Путилов, в 1971 г.). Точно так же стационарность температуры воздуха на значительной высоте предполагает компенсацию теплопотерь атмосферы равным по величине притоком энергии от земной поверхности в виде скрытого тепла парообразования воды, испарившейся с почвы и водоемов, и в виде непосредственного теплообмена деятельного слоя с нижними слоями тропосферы (Будыко, в 1967 г.). Эти явления аналогичны химическому равновесию, обусловленному не прекращением реакции, а равенством скоростей двух противоположных процессов, т. е. так называемому динамическому равновесию.

Выражения «равновесный теплообмен», «равновесная химическая реакция» нельзя смешивать с понятием «равновесное состояние системы»: в первых двух выражениях речь идет о динамически равновесных процессах, а в третьем (последнем) — о равновесном состоянии системы (в данный момент). В равновесной системе не только все параметры состояния ее (температура, давление, объем, концентрация компонентов) постоянны во времени, но и нет никаких стационарных потоков вещества и энергии за счет каких-либо внешних источников. Таким образом, равновесной мо-

жет быть только система, изолированная от внешней среды энергоне- и массонепроницаемой оболочкой.

Значение важнейшего параметра состояния земной коры — температуры и закона изменения ее как функции координат и времени необходимо геотермикам для решения практически важных и теоретически более сложных задач по сравнению с теми, которые решались до сих пор. Известно, что необходимые для однозначных решений уравнения теплопроводности

$$c \frac{\partial T}{\partial t} = \lambda \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} \quad (3.1)$$

краевые условия геотермики находят непосредственно в приземном слое воздуха, на поверхности почвы или у подошвы почвенно-грунтовой толщи с годовыми теплооборотами. Даже зимой, с января по апрель, при наличии снежного покрова систематическое понижение температуры горных пород в интервале глубин 3—11 объясняют они тем, что температурное поле во всем ярусе с годовыми теплооборотами (ЯГТО) «формируется под непосредственным воздействием только температуры воздуха» (Редозубов, в 1966 г., стр. 20).

С таким суждением трудно согласиться, зная представления А. И. Воейкова и ряда геотеплофизиков о действительной физической картине теплообмена зимой и, в частности, о противоречивой роли снежного покрова в формировании температуры почвы и приземного воздуха («Основы геокриологии», ч. I, 1959, стр. 79). Давно уже была замечена и выражена в явном виде связь температурного режима почвы и горных пород с изменением теплового баланса «внешнего деятельного слоя» земной коры. Как известно, «внешним деятельным слоем» А. И. Воейков (1904) называл верхний горизонт почвы с растительным и снежным покровом или водой, а также верхний слой водоемов, которые исполняют роль приемника, преобразователя, аккумулятора и отдатчика солнечной энергии (изучением, конвекцией и теплопроводностью) атмосфере и литосфере. Выражая это понятие короче — словами «деятельный слой», мы закрепляем приоритет А. И. Воейкова и не будем употреблять вместо них менее определенные выражения «подстилающая поверхность», «деятельная поверхность» и др. В отношении понятия «деятельная поверхность» у самих пользующихся им специалистов по физике почвы есть такое замечание: «В действительности это понятие описывает не поверхность, а некоторый весьма тонкий слой, в котором происходит поглощение солнечной радиации и последующее нагревание и излучение» (Нерпин, Чудновский, 1967, стр. 205—206).

К анализу лучистого энергообмена, форме выражения и изменениям радиационного баланса деятельного слоя мы и переходим. При этом нет надобности вдаваться в анализ процессов отражения, рассеяния и поглощения солнечных лучей составляющими атмосферы (частицами CO_2 , H_2O , облаками и аэрозолями). Такая работа выполнена уже метеорологами, и результаты ее широко опублико-

ваны, в частности в пособиях по физике атмосферы (Кондратьев, 1956; Флигль, Бузингер, 1965). Напомним только, что на верхней границе атмосферы, где фактор погоды не имеет значения, плотность потока коротковолновой радиации Солнца на поверхность, нормальную к лучам, выражается величиной $1,98 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$ или $1,38 \cdot 10^3 \text{ вт/м}^2$. Это так называемая солнечная постоянная. Составляющие ее лучи характеризуются длинами волн λ от 0,2 до 2 мк; в этом диапазоне явно преобладают λ от 0,2 до 1,2 мк.

Годовой приход солнечной радиации на Землю (как планету) численно равен $1,367 \cdot 10^{24} \text{ кал}$, или $5,7213 \cdot 10^{24} \text{ вт}$. На единицу площади внешней границы атмосферы в среднем поступает только $1/4$ от суммарного потока лучей к Земле (площадь поверхности ее в 4 раза больше площади сечения) — около $268\,000 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{год}$, или $1122 \cdot 10^7 \text{ вт/м}^2$ (Алисов, Полтараус, 1962).

К поверхности же деятельного слоя (почвы с растительным и снежным покровом или водой, а также субаэрального слоя водоемов) поступает только 28% от общего количества солнечной энергии, дошедшей до внешней границы атмосферы, т. е. в среднем около $72\,000 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{год}$, или $30,168 \cdot 10^8 \text{ вт/м}^2$ (Будыко и др., 1962). Эта энергия представляет собой сумму прямой S_n и рассеянной S_p солнечной радиации. Чтобы получить почти полный поток лучистой энергии, притекающей к деятельному слою сверху, к прямой и рассеянной коротковолновой радиации надо прибавить длинноволновое излучение атмосферы S_a . Оно представляет собой часть прямой солнечной радиации, которая была поглощена и преобразована водяными парами, озоном, углекислотой и пылевыми частицами, а затем излучена в виде длинных тепловых волн.

Не вся суммарная радиация

$$S = S_n + S_p + S_a$$

играет решающую роль в нагревании деятельного слоя, почвы и горных пород. Одну ее часть деятельный слой отражает, другую — поглощает. Отражается преимущественно коротковолновая радиация в количестве S_0 . Отношение отраженной коротковолновой радиации к суммарной, выраженное в долях единицы,

$$\frac{S_0}{S} = A$$

называется коэффициентом отражения или альбедо деятельного слоя. Иногда этот коэффициент выражается в процентах. Значения альбедо естественных видов деятельного слоя суши приводятся в табл. 3.

Отраженная коротковолновая радиация сама по себе нас мало интересует. Детальными дальнейшей истории ее занимаются метеорологи.

Процесс поглощения, преобразования в тепловую форму движения и значение поглощенной части солнечной радиации в развитии самого деятельного слоя и гидротермическом режиме почвы и

Вид поверхности	Альбе- до, %	Вид поверхности	Альбе- до, %
Устойчивый снежный покров в высоких (более 60°) широтах	80	Стень и лес во время между сходом снежного покрова и переходом средн. суточн. температуры воздуха через 10°	13
Устойчивый снежный покров в умеренных (ниже 60°) широтах	70	Тундра во время между сходом снежного покрова и переходом средн. суточн. температуры воздуха через 10°	18
Лес при устойчивом снежном покрове	45	Тундра, стень, лиственный лес во время от весеннего перехода температуры через 10° до появления снежного покрова	18
Неустойчивый снежный покров весной	38	Хвойный лес	14
Неустойчивый снежный покров осенью	50	Пустыня	28
Лес при неустойчивом снежном покрове весной	25	Леса, сбрасывающие листву в сухое время года; саванны, полупустыни в сухое время года	24
Лес при неустойчивом снежном покрове осенью	30	То же, во влажное время года	18

литосферы заслуживает пристального внимания и более подробного освещения.

Потоки коротковолновой радиации состоят из квантов света — фотонов. Хотя фотоны и не обладают массой покоя, они все же ведут себя в рассматриваемом процессе поглощения света деятельным слоем как частицы вещества. Корпускулярная модель света согласуется с наблюдаемым нагреванием поглощающих его тел.

Колебательная энергия атомов и молекул деятельного слоя, поглотивших фотоны, сильно возрастает и преобразуется в кинетическую энергию беспорядочного движения корпускул. Определенной статистическим путем интенсивности этого теплового движения молекул и атомов, составляющих растительность, почвы, горные породы в воду, соответствует определенная температура их.

Дополнив элементарную схему превращения лучистой энергии в тепловую такой же схемой противоположно направленного процесса излучения тепловых волн нагретыми телами, получаем уравнение так называемого радиационного баланса деятельного слоя

$$R = (S_n + S_p) \cdot (1 - A) - I, \quad (3.2)$$

где R — радиационный баланс (поглощенная деятельным слоем радиация);

$S_n + S_p$ — сумма прямой и рассеянной коротковолновой радиации;

A — альbedo деятельного слоя;

I — эффективное излучение (разность между длинновол-

новым излучением деятельного слоя и длинноволновым противоплучением атмосферы).

В конкретных условиях на горизонтальных участках разных широт и вертикальных поясов суммарная радиация изменяется численно от 40 до 150 000 $\text{кал/см}^2 \cdot \text{год}$, или от $16,76 \cdot 10^8$ до $46,85 \cdot 10^8 \text{ вт/м}^2$. Наименьшее ее количество отмечено в атлантико-европейском секторе Арктики, где часты циклоны и исключительно велика облачность. В Антарктиде же, характеризующейся большой повторяемостью ясных дней и прозрачностью атмосферы, суммарная радиация достигает $30 \cdot 10^8 \text{ вт/м}^2$. Таким образом, самый теплый сектор Арктики характеризуется минимумом радиации в году, а самое холодное пространство южного Заполярья — максимумом ее по сравнению с другими областями высоких широт.

Для увязки температурного режима земной коры с двойственным влиянием космоса на этот режим (источник энергии и энергоприемник) давно уже используется понятие о радиационном балансе деятельного слоя, выраженное уравнением (3.2). Это весьма рациональное и практически важное понятие составлялось длительное время в процессе широких и глубоких исследований; история и новейшие результаты их освещены в ряде фундаментальных трудов (Кондратьев, 1954; Будыко, 1956; Нерпин, Чудновский, 1967).

Поглощенная радиация R и представляет собой тот почти полный источник тепловой энергии деятельного слоя, за счет которой нагреваются приземный воздух и почвенно-грунтовая или водная толща, испаряется поверхностная и внутриземная вода в атмосферу. Полный тепловой баланс единицы площади деятельного слоя как частное выражение закона сохранения энергии представляется обычно в следующем виде:

$$R = P + L \cdot E + B, \quad (3.3)$$

где P обозначает результат турбулентного (конвективного) теплообмена деятельного слоя с приземным воздухом;

$L \cdot E$ — тепловой эффект испарения воды (L — скрытая теплота испарения единицы массы, E — масса испарившейся воды);

B — суммарный кондуктивный поток тепла в глубь почвы, породы, водоема или из них в деятельный слой.

Знаки слагаемых P , $L \cdot E$ и B соответствуют направлениям процессов энергообмена в разные отрезки суточных, годовых и более продолжительных периодов или алгебраическим суммам за указанные периоды. В дневные часы летних месяцев, а также за весь весенне-летний сезон все эти слагаемые теплового баланса деятельного слоя отрицательны. Годовые суммы P и $L \cdot E$ также отрицательны, а суммарное значение B за годовой период положительно в подавляющем большинстве мест на суше.

При использовании уравнения теплового баланса деятельного слоя (3.3) в климатологических целях кондуктивным потоком тепла в глубь почвы или из нее в деятельный слой не интересуются;

Таблица 4

Средние величины составляющих теплового баланса участков суши в разных широтных полосах, $\frac{\partial Q_c}{\text{м}^2 \cdot \text{год}} \times 10^{-6}$

Составляющие	Северное полушарие						
	0—10°	10—20°	20—30°	30—40°	40—50°	50—60°	60—70°
<i>R</i>	3014,64	2972,77	2889,03	2512,2	1884,15	1256,1	837,4
<i>LE</i>	2009,76	1614,23	837,4	963,01	1004,88	795,53	586,18
<i>P</i>	1004,88	1798,54	2051,63	1549,19	879,27	460,57	251,22

полагают, что в среднем многолетнем разрезе суммарное значение этого слагаемого равно нулю. Средние величины остальных составляющих теплового баланса разных широтных полос суши указаны в табл. 4 (по «Атласу тепл. бал. земн. шара», 1963). Обращают на себя внимание а зональные значения радиационного баланса *R* и суммарного результата турбулентного теплообмена деятельного слоя с атмосферой *P* в полосе широт 25—35°, что вполне соответствует антициклональному режиму пород в этих широтах с высоким давлением воздуха и ясным небом; недостаток увлажнения четко выражен малым числовым значением теплового эффекта испарения *LE*.

Связь средней годовой температуры почвы с радиационным балансом, температурой воздуха, затратой тепла на испарение и аккумулятивной составляющей теплового баланса деятельного слоя в простейшем случае, когда почва и подстилающая ее порода характеризуются малой водопроницаемостью ($K_f < 10^{-4}$ м/сек), представляется следующим уравнением:

$$T_{\text{п}} = T_{\text{в}} + \frac{R - LE + B}{\alpha}, \quad (3.4)$$

где $T_{\text{п}}$ — средняя годовая температура почвы или верхнего слоя горной породы;

$T_{\text{в}}$ — средняя годовая температура воздуха;

α — коэффициент турбулентного теплообмена деятельного слоя с атмосферой. Остальные слагаемые правой части те же, что и в уравнении (3.3).

Изменением теплосодержания самого деятельного слоя, как весьма тонкого по сравнению с почвой, в данном случае пренебрегаем.

В уравнении (3.4) отчетливо выражена роль погодного фактора, т. е. режимов погоды, отражающихся непосредственно на значениях $T_{\text{в}}$ и α . К сожалению, сравнительно легко определяя районные и местные значения температуры воздуха, мы не знаем множества разных значений коэффициента турбулентного и кон-

вективного теплообмена α . Определение его сильно затрудняется разнообразием растительного и снежного покровов, не говоря уже с разном положении участков в мезорельефе (ориентировках и углах наклона их поверхностей). Лишь для одного участка Каракумов удалось вычислить числовое значение α , равное $7,5 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{год}$, или $313,55 \cdot 10^6 \text{ дж/м}^2 \cdot \text{год}$. В тайге значения этого параметра находятся в пределах $400-500 \cdot 10^6 \text{ дж/м}^2 \cdot \text{год}$, а в тундре превышают $600 \times 10^6 \text{ дж/м}^2 \cdot \text{год}$.

Но существует выход из этого положения в тех случаях, когда условия теплообмена почвы с атмосферой и литосферой обеспечивают почти идеальный периодический ход температуры деятельного слоя и почвенно-грунтовой толщи. В геотермических и почвенно-физических исследованиях с давних пор решается задача определения температуры почвы и одномерного температурного поля в подпочве, сформулированная в следующем идеализированном виде (Нерпин, Чудновский, 1967).

Принимаются довольно простые условия на двух границах: на поверхности почвы как полубесконечного пространства и на бесконечно удаленной от этой поверхности глубине. Температура на верхней границе измеряется периодически и кривая ее во времени изображается в виде гармоник. При начальном условии

$$T(x, 0) = S(x)$$

решение уравнения теплопроводности (3.1) получается в самом простом виде

$$T(Z)x, t = a \cdot \sin(Z)vt + \varphi. \quad (3.5)$$

где a — амплитуда колебаний температуры поверхности почвы, равная половине климатологической амплитуды ($A_K/2$);
 ν — угловая частота (скорость) колебаний;
 t — время, для которого определяется температура;
 φ — начальная фаза колебаний, равная нулю для квазистационарных процессов, например в сентябре и марте.

Это, как и другие решения уравнения (3.1) для простейших условий на горизонтальных участках с однородной непромерзающей и слабо водопроницаемой почвенно-грунтовой толщей (коэффициенты фильтрации ее менее 10^{-4} м/сек), дает достаточно точные результаты, когда известен закон изменения температуры поверхности.

Получение кривой температуры земной поверхности путем круглогодичного измерения ее на ряде площадок данного участка или района средних и высоких широт затрудняется разнообразием растительного и наличием снежного покрова разной высоты и плотности.

В дальнейшем будет отмечено большое значение полученных недавно решений системы трех уравнений теплопроводности (Лайхман, 1961 г.; Балобаев, 1963 г.). Для этих решений не требуется определения температуры земной поверхности.

Упомянув об этом новом достижении советских геофизиков, перейдем к сравнению сложности и значения энергообменных циклов для гидрогеотермического режима земной коры на разных широтах.

Для квалифицированного сравнения сложности и гидрогеотермического значения энергообменных циклов в системе литосфера — почва — атмосфера на разных широтах приходится исключать влияние некоторых малозначащих физико-географических, а также геологических условий на ход и результаты этих процессов. Сделать это можно и следует в целях достижения краткости и логичности обоснования с помощью аксиомы, сформулированной В. В. Докучаевым (1883), Л. А. Ячевским (1889) и Г. Н. Каменским (1932). Суть этой фундаментальной аксиомы, справедливость которой подтверждается множеством эмпирических данных, сводится к следующему.

Состояние толщ горных пород, включая общее количество и соотношение фаз H_2O в них на данный момент, интенсивность и длительность процессов тепло- и водообмена в системе литосфера — почва — атмосфера (и космос), а также направление и скорость движения почвенно-грунтовых и межпластовых вод, самих почв и грунтов определяются тремя видами условий.

1. Литолого-петрографическими, т. е. составом, строением, сложением и свойствами слов и толщ горных пород данного участка.

2. Морфологическими — положением участка в мезорельефе и относительно морских бассейнов, т. е. высотой (абсолютной и относительной), углом и ориентировкой наклона поверхности, связью с водоемом и водооток.

3. Зонально-поясным энергетическим балансом деятельного слоя и режимом погоды (климатом).

Что касается местного климата (микроклимата), почвы, растительного и снежного покровов и других местных условий (элементов микроландшафта), то их особенности соответствуют определенным сочетаниям названных выше трех видов факторов.

Три главных условия, определяющих развитие тепло- и водообменных процессов в земной коре и состояние верхних ярусов литосферы, можно выразить не только качественно, как можно подумать, имея в виду физико-географический характер аксиомы. В физико-геологическом аспекте эти главные условия представляются своеобразными параметрами, имеющими хотя и приближенные, но все же достаточно определенные числовые значения. Их можно рационально использовать при вычислении теплового баланса почвенно-грунтового комплекса.

Так, например, литолого-петрографические особенности в схеме количественных выражений закономерностей тепло- и водообмена литосферы с почвой можно свести к величинам теплопроводности и водопроводимости яруса земной коры, в котором совершаются годовые теплообороты. Эти величины позволя-

ют судить, какое количество тепла привносится в литосферу или выносится из нее кондукцией, поверхностной водой при инфильтрации ее и насколько повышается или понижается от этого средняя годовая температура горных пород. Зная азимут и угол наклона поверхности данного участка суши, нетрудно определить различие в продолжительности облучения его и угле падения солнечных лучей к деятельному слою по сравнению с горизонтальной поверхностью. Та и другая величины необходимы наряду с альбедо поверхности для вычисления суммы поглощенной радиации (за день, месяц, год). Количественное выражение зонального и поясного условия тривиально; оно заключается в указании широты и высоты местности. То же самое можно сказать о количественном выражении расположения данного участка относительно моря и больших водоемов.

По существу своему приведенная аксиома представляет собой совокупность двух основных физико-географических законов: 1) закона цельности и неразрывности ландшафтной оболочки — взаимобусловленности и соответствия всех ее компонентов (литосферы, тропосферы, гидросферы, почвы, растительного покрова) и 2) закона широтной зональности и вертикальной поясности (Григорьев, 1963 г.).

В основе взаимодействия и взаимобусловленности компонентов ландшафтной оболочки земного шара лежит обмен веществом и энергией между ними. Поэтому хотя между климатом и температурным режимом яруса земной коры с годовыми теплооборотами (ЯГТО) существует соответствие, в действительности оно оказывается далеко не однозначным. Поэтому сравнение энергообменных циклов на разных широтах будет показательным и плодотворным в научном отношении только в том случае, если исследованные участки суши занимают одинаковое положение в рельефе, располагаются на одинаковой или близкой высоте и сходны по петрографо-литологическим признакам. Выполнение такого требования хотя и затруднительно, но все же возможно с некоторыми допущениями.

После этого научно-методического отступления вернемся к началу рассмотрения теплообменных циклов на разных широтах в пределах материковой суши.

На экваторе и вблизи него совершаются только суточные энергообменные циклы в системе почва — атмосфера (и космос). Годовые циклы хотя и отмечаются, но характеризуются они ничтожными амплитудами изменения температуры почвы и приземного воздуха, а потому не оказывают заметного влияния на ход и результаты геофизических и геохимических процессов в почве и литосфере. Амплитуда изменения средних месячных температур воздуха не превышает 3° , в большинстве мест приэкваториальной суши она меньше 2° . На континентальном участке Южной Америки в среднем течении р. Амазонки у г. Манаоса (3° ю. ш., 60° з. д.) этот показатель стационарности температурно-

го режима воздуха в год равен $1,7^{\circ}$ (Алисов, Полтораус, 1962). Решающую роль в интенсификации процессов гипергенеза и формирования мощных кор выветривания играет инфильтрация обильных атмосферных осадков в почву и материнские породы (Страхов, 1963). Годовая сумма осадков превышает 1700 мм, причем наибольшее количество их выпадает с ноября по май. Средняя годовая температура воздуха здесь 27°C (400°K), почвы — почти такая же.

В континентальных тропиках уже четко выражены годовичные энергообменные циклы, складывающиеся из многочисленного повторения не вполне симметричных кривых суточных приходов и расходов солнечной энергии. Годовая амплитуда средних месячных температур составляет здесь $15\text{--}20^{\circ}$. Но и здесь вполне допустимо вычисление средней суточной и средней годовой температуры почвы и горных пород до глубин 10—12 м по формуле (3.5), полученной путем самого простого решения уравнения теплопроводности (3.1) с учетом идеализированных условий на поверхности и свойств субстрата (Нерпин, Чудновский, 1967). Понижение температуры деятельного слоя до точек замерзания воды в почвенно-грунтовой толще исключается не только в годичном, но и в историко-геологических циклах продолжительностью в десятки миллионов лет. То и другое вполне вероятно в широтах $35\text{--}40^{\circ}$ даже на низких равнинах, например в Каракумах Туркмении. Широты $35\text{--}40^{\circ}$, давно уже названные ревущими, заслужили особого внимания климатологов, геологов и гидрогеологов (Воейков, 1884; Личков, 1965).

На части пустынного пространства, названной Приузбойскими Каракумами, осуществлены совсем недавно первые обстоятельные гидрогеотермические исследования геофизиками ВСЕГИНГЕО (Огильви, Чубаров, 1963). Радиационный баланс Каракумов около $20934 \cdot 10^5 \text{ дж/м}^2 \cdot \text{год}$ (Кувшинова, 1965); он несколько меньше среднего для данных широт (около $23027,4 \cdot 10^5 \text{ дж/м}^2 \cdot \text{год}$), что объясняется большим альбедо деятельного слоя пустыни (около 28%) по сравнению с залесенными областями той же широтной полосы. Средняя годовая температура воздуха около 14° , поверхности почвы 18, почвенно-грунтовой толщи на глубине 2 м от 17 до 19° . Метеорологическая амплитуда средних месячных температур воздуха 30° , поверхности почвы 35° ; амплитуда суточных колебаний температуры деятельного слоя в декабре $7\text{--}8^{\circ}$, в июне $25\text{--}30$, т. е. близка к годовой. Кривые средних месячных значений температуры воздуха и деятельного слоя почти совпадают и представляют синусоиду — крайние точки их располагаются на одинаковом расстоянии от оси колебаний.

В песчаной почвенно-грунтовой толще на глубинах от 0,5—1 до 6 м конденсируется воздушный пар, что дает 15—25 мм воды в год дополнительно к атмосферным осадкам. Испарение из самого верхнего горизонта почвы толщиной 20—30 см namного

превышает количество выпадающих здесь осадков. Но осложнения годовых энергообменных циклов упомянутыми изотермическими процессами, а также погодными факторами — резкими изменениями облачности и осадками не столь велики, чтобы из-за них нельзя было вычислять температуру почвы и грунта по формуле (3.5), метод получения которой подробно и ясно изложен в трудах Н. А. Огильви и В. Н. Чубарова в 1963 г. и С. В. Нерпина и А. Ф. Чудновского (1967).

Влажность песчаных образований до глубины 5 м изменяется во времени от 1 до 5%, средняя — 3%; глубже пика на глубине 5,5 м (около 10%) до самой подошвы яруса с годовыми теплооборотами влажность песков около 1%. Подошва названного яруса земной коры располагается на глубине 15 м, что соответствует амплитуде годовых изменений температуры поверхности (35°) и термофизическим свойствам сухих песчаных образований пустыни. Ниже идет интервал глубин с линейным нарастанием температуры песков; градиент ее 0,070 град/м. С учетом малой теплопроводности песка при влажности его около 1% плотность потока внутриземного тепла в этой части пустыни получается близкой к средним значениям ее для всей суши, а именно $6 \cdot 10^{-2}$ вт/м². Глубже 25—30 м в водоносном горизонте геотермический градиент в 10 раз меньше — от 0,006 до 0,01 град/м, «что обусловлено соответствующим увеличением теплопроводности обводненных песков по сравнению со слабо-влажными песками» (Огильви и Чубаров, 1963 г.).

Понижение температуры верхнего горизонта почвы до минус 2° на глубине 0,05 м и 0° на глубине 0,5 м от поверхности не влечет каких-либо существенных изменений физико-механических свойств субстрата; они, как и снегопады, кратковременны, редко повторяются даже в самые холодные месяцы (декабре и январе). При средней влажности 3% — близкой к максимальной гигроскопической, песчаные почвы Каракумов не промерзают.

На южной окраине умеренного пояса, т. е. в полосе широт 35—45°, наблюдаются довольно сложные и малозученные экзотические явления. Они интересуют геологов, геоморфологов, геохимиков, а также строителей. Большое физико-геологическое значение, особенно для интенсивности термофизического выветривания горных пород нашего юга, имеет огромная амплитуда суточных колебаний температуры деятельного слоя. Значение этого параметра в рассматриваемом процессе отмечается всеми геологами, геоморфологами и геохимиками, хотя чаще всего берется амплитуда суточных колебаний температуры воздуха. Различие амплитуд изменений температуры той и другой среды будет показано в следующей главе по данным наших измерений в Гиссарском хребте.

Здесь следует только привести данные об изменении суммарных суточных значений прямой солнечной радиации с увеличением высоты над уровнем моря (табл. 5). Особенно быстро

Таблица 5

Средние суточные величины прямой радиации для трех месяцев на разных высотах над уровнем моря для Европы на 47°

$$\left(\frac{\text{дж}}{\text{м}^2 \cdot \text{сутки}} \times 10^{-6} \right)$$

Высота, м	Март	Июнь	Сентябрь	Декабрь
200	13,48	24,61	15,99	4,27
500	14,36	25,87	16,91	4,60
1000	15,62	27,59	18,71	5,19
1500	18,67	29,14	19,26	5,96
2000	17,67	30,52	20,26	6,02
3000	18,63	32,36	21,60	6,36

возрастает дневная солнечная радиация, нагревающая деятельный слой, с ростом высоты от 500 до 2000 м; в этом же интервале высот отмечается резкое понижение температуры воздуха и уменьшение амплитуды суточных колебаний ее, что подчеркивает огромную работоспособность деятельного слоя (см. главу IV). Важно еще раз подчеркнуть, что знания о средних значениях и амплитудах суточных колебаний температуры воздуха далеко не достаточны для определения интенсивности физического выветривания скалистых горных пород на высотах более 500 м.

В высоких горах малых широт амплитуда суточных колебаний температуры поверхности почвы и горных пород вне участков с ледяным и снеговым покровом больше амплитуды годовых колебаний температуры в Верхоянске и Якутске. Поэтому именно в тридцатых и сороковых широтах отмечается наряду с тектонической мобильностью земной коры, непрерывно вздымающейся под влиянием внутренней энергии, исключительно интенсивное физическое выветривание — подготовка не только крупнообломочного, но зернистого и пылеватого материала, сносимого в низменности, перегруженные новейшими геологическими образованиями. Здесь же гораздо чаще, чем в других местах, образуются селевые потоки; исходный материал для них готовится быстро и скапливается в большом количестве на склонах, падающих под углом 25—30°. Необходима только атмосферная влага, чтобы элювиально-делювиальный слой дресвы пришел в движение.

Своеобразие энергообменных циклов и их гидрогеотермических следствий в умеренном поясе проследим на примере анализа обыкновенных данных метеорологической станции в окрестностях Барнаула. Здесь, на широте 53°20', наблюдалось многое из того, что характеризует сложность физико-геологических яв-

лений в районах с глубоко промерзающим в холодный сезон почвенно-грунтовым комплексом при наличии устойчивого в течение шести месяцев снежного покрова высотой до 40 см. Именно данные по Барнаулу послужили фактической основой для известной статьи А. И. Воейкова «Периодичны ли колебания климата и повсеместны ли они на Земле», впервые опубликованной в 1909 г.

Радиационный баланс участка, включающего Барнаульскую гидрометеорологическую станцию, около $32 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{год}$; он соответствует среднему зональному значению данной полосы широт в центральных частях Азиатского материка. Площадка открытая и представляет собой сухую степь с песчаной почвой. Отметки поверхности площадки около 160 м над уровнем моря. Как видим, перед нами микроландшафт с простейшим почвенно-грунтовым комплексом, промерзание которого не влечет сложных криогенных явлений.

Средняя годовая температура воздуха за 55 лет оказалась равной $+1,0^\circ \text{C}$; такой же была она в десятилетие 1928—1937 гг., а в предыдущее и последующее десятилетия на $0,4^\circ$ выше. Наибольшие отклонения от многолетних средних месячных отрицательные (за исключением апреля) — от 5,5 до 10,5 в зимние месяцы и от 3,9 до 4,3 в летние. Таким образом, «похолодания» бывали чаще, чем «потепления».

Годовое количество осадков 480 мм, из них 60% выпадало в теплый сезон (с апреля по октябрь), тогда как в Каракумах наибольшая часть их приходится на холодный сезон. Устойчивый снежный покров образуется в конце октября, средняя толщина его в ноябре 8 см, декабре 27, январе 32, феврале 36 и в марте 34 см, после чего он начинает подтаивать и уплотняться, сохраняясь в течение всего апреля. Плотность снега зимой редко превышает 0,25.

Отличие годичных теплообменных циклов в системе почва — атмосфера (и космос) на широте Барнаула от таких же циклов в Приузбойских Каракумах выражается рядом заметных признаков. Главными из них будут следующие:

1. Низкий, хотя и положительный еще геотемпературный уровень теплообмена, равный $5-6^\circ$, т. е. на $14-15^\circ$ ниже, чем в Каракумах, что обусловлено значительно меньшим (на $18 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{год}$) радиационным балансом деятельного слоя;

2. Значительное превышение средней годовой температуры почвы над средней годовой температурой воздуха (на $4,6^\circ$), объясняющееся обычно (Кудрявцев, 1954) наличием снежного покрова в осенне-зимний холодный сезон;

3. Промерзание (а не простое охлаждение) в осенне-зимний сезон и протаивание (а не простое нагревание) почвы весной, т. е. изотермические энергоемкие процессы, с которыми связано глубокое своеобразие почвенно-грунтовой толщи как физико-геологической и геохимической системы.

Таблица 6

Средние месячные и годовые температуры (°С) песчаной почвы в окрестностях Барнаула (I) и супесчаной Якутска (II) на разных глубинах

I

Глубина, м	I	II	III	IV	V	VI	VII
0,4	-1,6	-3,0	-1,6	0,3	7,2	12,0	15,4
0,8	0,2	-0,8	-0,4	0,5	5,8	9,0	13,0
1,6	2,7	1,6	1,7	1,5	5,2	7,8	10,5
3,2	4,5	3,4	2,9	2,3	3,2	4,7	6,9

II

0,4	-23,7	-23,2	-18,0	-8,1	2,8	11,8	15,6
0,8	-16,4	-17,5	-14,8	-8,8	-1,7	5,1	9,3
1,6	-6,7	-9,3	-10,1	-8,4	-4,6	-1,7	0,0
3,2	-1,4	-3,1	-4,9	-5,7	-5,1	-3,9	-3,0

Глубина, м	VIII	IX	X	XI	XII	Год
0,4	15,2	11,4	6,3	2,0	0,3	5,3
0,8	13,6	11,4	7,8	3,6	1,8	5,6
1,6	12,1	11,3	9,0	6,2	4,2	6,1
3,2	8,5	9,1	8,9	7,6	6,2	5,7
0,4	13,2	6,8	-1,8	-12,1	-20,5	-4,8
0,8	9,1	5,4	0,0	-5,2	-12,5	-4,0
1,6	2,0	1,7	0,2	-0,2	-2,0	-3,3
3,2	-2,3	-1,8	-1,5	-1,4	-1,3	-3,0

Остановимся вкратце на процессах и условиях, вызывающих рассматриваемые явления, на которые не обращают обычно внимания агроклиматологи и мерзлотоведы. Прежде всего бросается в глаза далекая от кривой периодической функции кривая изменения средней месячной температуры почвы в течение года на глубине 0,2 м (см. табл. 6). Положительная амплитуда средних месячных температур почвы на 2,2° больше отрицательной амплитуды.

Средняя годовая температура подпочвы не повышается, а понижается с глубиной, по мере приближения к уровню грунтовой воды. Как показывают широко известные данные табл. 6, на глубине 1,6 м она равна 6,1°, а на глубине 3,2 м -5,7°. В большинстве мест наблюдается противоположный знак изменения средней годовой температуры в этом интервале глубин.

Чтобы объяснить только что отмеченные особенности изменения температуры почвы, необходим термодинамический анализ энергообменных процессов в почвенно-грунтовой системе. С этой целью он уподобляется рабочему телу в естественной тепловой машине. Нагревателем в этой машине миллиарды лет служит Солнце, а теплоприемником (холодильником) — атмосфера (и космическое пространство). Эта машина была бы идеальной в геотермическом отношении, если бы не просачивание в почву (рабочее тело) атмосферных осадков. Это явление и осложняет энергообмен почвы с атмосферой и литосферой: энергообменного цикла в годовом периоде не получается. Справедливость данного суждения вытекает из рассмотрения самого не вполне периодического энерго- и массообмена, к чему и следует перейти.

За начало рассматриваемого весьма сложного физико-геологического процесса выберем середину сентября. В это время состояние песчаной почвы на площадке Барнаульской метеостанции представляется элементарно простым. Оно характеризуется (см. табл. 6) одинаковой температурой $11,4^{\circ}$ и, можно допустить, одинаковой относительной энтальпией на всех глубинах от поверхности до подошвы сезоннопромерзающего слоя. Открытая сверху и снизу система может быть стационарной и изотермичной в данный момент только вследствие равенства источников тепла стокам его.

Но уже в конце сентября и начале октября превышение теплотермической почвы над теплоприходами в нее становится столь значительным, что отмечаются положительные температурные градиенты в почве, особенно большие от поверхности до глубины $0,2$ м. В середине октября разность температур на глубинах $1,6$ — $0,2$ м достигает уже 2 — 3° . В этом явлении выражается явная непериодичность суточных энергообменных процессов почва — атмосфера (и космос). Уменьшение суточного радиационного баланса на протяжении октября столь велико, что уже к началу ноября он близок к нулю.

В октябре на юго-востоке Западной Сибири устанавливается антициклональный режим погоды. В течение длинных и все удлиняющихся безоблачных ночей деятельный слой и приземный слой воздуха выхолаживаются все сильнее и сильнее. Отрицательная разница в среднедекадных температурах заметно возрастает. И все же «ночные заморозки на почве» приводят к промерзанию деятельного слоя не глубже $0,05$ м. «Ночная мерзлота» начинает передневывать лишь в последней декаде октября; в это время отмечается уже многосуточное промерзание дернины. Оно сильно ускорилось бы затем, если бы не выпал снег.

Как только устанавливается снежный покров, термический режим приземного слоя воздуха перестает соответствовать термическому режиму почвы. Ломоносов писал об этом в 1753 г. так: «засыпанная глубокими снегами земля меньше в лежащий

на себе воздух теплоты сообщает». О том, как эту идею Ломоносова развил А. И. Воейков, подробно говорится в «Основах гео-криологии» (1959, ч. I, стр. 79). Снежный покров с его огромным альбедо (см. табл. 3) способствует быстрому выхолаживанию приземного воздуха; средняя декадная температура его понижается сразу за выпадением сохранившегося снега на $8-12^{\circ}$, тогда как перед этим и после этого она понижалась на $4-5^{\circ}$.

Понижение температуры почвы на глубине 0,2 м за тот же промежуток времени, включающий появление устойчивого снежного покрова, составляет $2-3^{\circ}$, а под снежным покровом в начале многосуточного промерзания дернины (середина ноября) — меньше 1° . Последняя цифра отражает, кроме теплоизолирующего влияния снежного покрова и дернины, влияние изотермического процесса — замерзания почвенной влаги. Хотя влажность смоченной осенними дождями песчаной почвы невелика ($15-17\%$), все же она именно представляет собою условие, без которого невозможно само промерзание, например в сухих песках Приузбойских Каракумов, сколь бы ни понижалась их температура.

Длящееся в продолжение трехмесячной зимы промерзание влажной почвы до глубины 1,5 и даже 1,7 м (в наиболее холодные осенне-зимние сезоны), а затем длительное (до половины мая) существование сезонномерзлого слоя в ярусе земной коры с огромными годовыми теплооборотами коренным образом изменяют ход и результаты водообмена литосферы с атмосферой, всех гидрогеохимических и биогеохимических процессов в коре выветривания. Значение этих явлений недостаточно еще учитывается при почвенных, гидрогеологических и грунтоведческих исследованиях. Мерзлотоведы изучали сезонномерзлый слой в основном как среду и основание сооружений, определяя изменение толщины и отрицательной температуры разных горизонтов его во времени. С термодинамической, как и с механической, точки зрения сама по себе мерзлая почва или горная порода, особенно песчаная, представляется сравнительно простой сплошной системой, составляющие которой не испытывают относительных перемещений (в молярных объемах).

Гораздо более, если не исключительно, сложной системой оказывается сочетание мерзлого, промерзающего или оттаивающего и талого (немерзлого) горизонтов почвенно-грунтовой толщи. Течение длительных процессов промерзания (4—5 месяцев) и протаяния (2—3 месяца) почв и материнских пород сопровождается не только их большими теплооборотами, но и проявлениями свободной энергии. С этими процессами связаны резкие уменьшения и увеличения удельной энтропии и энтальпии — факторов экстенсивности, градиентов температуры, давления и концентрации — факторов интенсивности. Все явления переноса вещества и энергии у подвижной границы мерзлых и немерзлых частей развиваются во много раз интенсивнее, чем в



Рис. 6. Осыпи — конусы пылевато-древянного элювия ниже снежников на верхней части склона Гиссарского хребта в августе

Фото автора

любом горизонте непромерзающей почвы пустынь. Система способна совершить и получает извне работу, немислимую во влажной почве субтропиков.

Лишь малая частота и низкий геотермический уровень годовых энергообменных циклов на востоке Западной Сибири уменьшают интенсивность и соответственно увеличивают продолжительность стадий экзогенных геохимических процессов в коре выветривания. В низких широтах, где решающее значение для гипергенеза имеют огромные суточные обороты в почвенно-грунтовой толще, совершающиеся круглый год при высоком геотермическом уровне ($20-30^{\circ}$), эти процессы идут интенсивнее и приводят к результатам, невозможным в умеренных широтах Азии на протяжении по крайней мере всего антропогенного периода.

Непромерзающая в осенне-зимний сезон часть почвы на площадке Барнаульской метеостанции (как и большинства участков Западной Сибири) в течение пяти месяцев представляет собою закрытую сверху систему, в которой не совершаются суточные теплообороты (колебания температуры). Промерзшие же почвенные горизонты, как уже отмечалось, — практически полностью закрытые неравновесные в термодинамическом смысле системы с потоками тепла. Такими они остаются до половины апреля, после чего в самом верхнем из них появляется нисходящий поток тепла и воды, причем снеговой, «талой» воды. Впитыв-

вание песчаной почвой именно холодной поверхностной воды, а не только и даже не столько повышение температуры поверхности приводит к катастрофически быстрому протаянию мерзлого слоя толщиной 1,2 м — за 15—25 суток; на образовании этого слоя потребовалось по крайней мере 120 суток, из них — 90 под снежным покровом.

Весенний гидрогеотермический эффект впервые рассмотрен мерзлотоведами в связи с интерпретацией результатов давнишнего опыта инженера А. А. Шалабанова (1903); геофизиологическое значение данных и выводов А. А. Шалабанова подчеркнуто в недавно опубликованной работе (Швецов, 1968). Самая холодная — талая вода с температурой не выше 4°C приносит весной в хорошо водопроницаемую мерзлую почву весьма большую, видимо, порцию солнечного тепла. Этот источник энергии не уравновешивается каким-либо стоком ее в атмосферу на данном участке суши с малым испарением почвенной влаги. Поэтому на глубине 1,6 м в песчаной почве отмечается положительная аномалия средней годовой температуры.

Такая вода, отдав часть своего тепла на таяние почвенно-грунтового льда, просачивается затем до более теплого горизонта подпочвы и охлаждает его. Отражением этого именно явления следует считать отмеченное выше понижение среднегодовой температуры подпочвы с увеличением глубины от 1,6 до 3,2 м.

Кроме годовых и широко известных 8—14-летних энергообменных циклов в Барнаульском районе отмечены циклы продолжительностью в десятки лет (Воейков в 1909 г.; Шульгин в 1963 г.). Кривая скользящих десятилетних температур воздуха за 130 лет дает основание говорить о повышении ее с половины XIX в. до 1918—1927 гг. на $1\text{—}1,2^{\circ}$. Такие длиннопериодные изменения температуры воздуха, связанные, видимо, с изменениями солнечной активности и условиями общей циркуляции атмосферы в северном полушарии (Дзержевский, 1956, 1968), еще ярче выражены на севере и северо-востоке Сибири, в районах с многолетней криолитозонной. В качестве одного из участков таких именно районов выбрана окрестность Якутска, что объясняется рядом причин.

Прежде всего плоский якутский участок, как и барнаульский, находится в долине большой реки, на абсолютной высоте около 100 м и сложен аллювиальными песчаными образованиями, что позволяет сравнивать гидрогеотермические данные без учета различий в морфологических особенностях, а также в составе, строении и свойствах почвенно-грунтового комплекса. По окрестностям Якутска имеются метеорологические данные, достоверность которых не вызывает больших сомнений начиная по крайней мере с 1935 г. Здесь проведены довольно точные измерения температур и потоков тепла в ярусе земной коры с годовыми теплооборотами (Иванов, в 1963 г.); установлено в сходных природных условиях соотношение глубин сезонного промерзания и протая-

Таблица 7

Изменение глубины протаивания супесчано-песчаного ПГК
(по Арэ и Демченко, 1972)

Год	Средняя годовая темпер. воздуха, °С	Начало протаивания	Температура на глубине 1 м к началу протаивания, °С	Сумма положительных температур, за теплый сезон градусо-сутки	Сумма летних осадков, мм	Максимальная глубина протаивания, м
1952	-12,0	25, IV	-8,0	1923	175	2,30
1953	-9,7	20, IV	-9,0	1877	130	2,10
1954	-10,5	6, V	-5,0	1891	149	2,25
1955	-10,9	3, V	-4,5	1851	107	1,85
1956	-10,9	8, V	-9,3	1860	151	1,90
1957	-10,1	6, V	-7,5	1860	96	1,90
1958	-11,5	28, IV	-7,3	1701	195	2,10
1959	-8,3	30, IV	-5,0	1996	197	2,40
1960	-11,4	10, V	-6,1	1860	164	2,00
1961	-9,8	15, V	-4,8	1845	138	1,88
1962	-9,4	10, V	-4,8	1840	129	1,85
1963	-8,6	14, V	-6,7	1704	131	1,60
1964	-10,9	10, V	-5,2	1676	125	1,50
1965	-11,5	17, V	-4,4	1771	161	1,85

ния. Ниже яруса с годовыми теплооборотах температуры горных пород известны до глубин 300—400 м. Одним словом, в Сибири на территории с беспрестанно мерзлыми породами нет другого участка, столь же хорошо исследованного метеорологами, географами, почвоведом, геологами, геокриологами и гидрогеологами, как якутский.

Радиационный баланс деятельного слоя из супесчаной почвы и редкого травостоя в окрестностях Якутска равен 16—20 ккал/см²·год (Гаврилова, 1962 г.). Средняя годовая температура воздуха за большой ряд лет — 10,2°, максимальная разность (амплитуда) средних месячных температур воздуха 60° с лишним. Осадков выпадает за год около 200 мм, из них почти 80% — в теплый сезон, поэтому высота снежного покрова в редкие зимы превышает 40 см, чаще всего она близка к 30 см. Особенности режима погод (климата) ¹ окрестностей Якутска достаточно подробно освещены в труде М. К. Гавриловой (1962) и повторять их здесь нет надобности. Антициклональность режима погод в осенне-зимний сезон в сочетании с резким уменьшением продолжительности дня и высоты солнца, а также с малой скоростью нарастания высоты снежного покрова — основные условия таких огромных теплопотерь почвы, которые достаточны для промерзания песчаных образований до глубины 4—6 м. В весен-

¹ Мы предпочитаем пользоваться термином «режим погод», выражающим понятие о реальных природных явлениях. Климат — понятие отвлеченное (Дроздов, 1970).

не-летний сезон они оттаивают на этом континентальном участке северной полосы средних широт до глубины не более 2,5 м (Соловьев, 1959; Иванов, 1963). Температурный режим почвенно-грунтового комплекса характеризуется данными табл. 6. Изотермическое состояние сезоннопротаивающего слоя отмечается в апреле. С этого времени и удобнее всего анализировать термодинамические процессы в этом слое для объяснения физико-механических явлений.

Возникновение толщ беспрестанно мерзлых пород меняет коренным образом интенсивность, значение и чувствительность энергообменных явлений в системе почва — атмосфера (космос) к внешним воздействиям. Многолетние исследования таких явлений именно в Якутске подытожены в большой статье Н. С. Иванова (в 1963 г.). В ней опубликованы данные о сезонных теплотоках в протаивающем слое и многолетней криолитозоне. Через 1 м² поверхности почвы поступает в теплый сезон и уходит в холодный около 38 тыс. *ккал*, из них 90% поглощает (весной и летом) и выделяет (осенью и зимой) сезоннопротаивающий слой. В непромерзающей почве Подмосковья нисходящий и восходящий сезонные теплоток на границе с воздухом и на соответствующих глубинах (до 2 м) в 50—100 раз меньше (Павлов, 1965).

Ярко выраженные и непрерывно текущие в течение холодного и теплого сезонов процессы промерзания влажной и протаивания льдистой почвы во много раз интенсифицируют, как уже отмечалось раньше (см. «Основы геокриологии», 1959, ч. I), теплообмен в системе почва — атмосфера (космос). Особенно интенсивно протекает он в бесснежный весенне-летний сезон и в высоких широтах (севернее 65°). Средние температурные градиенты в сезоннопротаивающем слое в поле на широте Якутска около 10°/м, а в сезоннопромерзающем слое Подмосковья они менее 5°/м. Как отмечалось уже раньше, большие значения градиента температуры в сезоннопротаивающем слое — главное условие термодинамической и механической неравновесности, поразительной подвижности яруса земной коры с годовыми теплооборотами. Неравновесность и подвижность его особенно хорошо проявляются на Крайнем Севере в пяти — семилетних и более многолетних энергообменных циклах, вызванных изменениями солнечной активности и режима циркуляции атмосферы.

Энергообменные циклы в системе почва — атмосфера (космос) продолжительностью в 5—7 лет учитываются геокриологами (Швецов, Запорожцев, 1963), а значение более продолжительных, особенно 23—25-летних (Дзержевский, 1956 и 1968 гг.; Кононова, 1968 г.; Пивоварова, 1967 г.; Струве, 1967 г.; Чаплыгина, 1968 г.) предстоит еще оценить, особенно в прогнозах изменений геокриологических условий на осваиваемых участках Крайнего Севера. Неуклонное потепление сезонов оттаивания почвенно-грунтового комплекса в Якутске отмечается по суммам

средних месячных температур воздуха за время с мая по сентябрь на протяжении 1929—1932, 1943—1945 и 1947—1949 гг. Известно, что наибольшее соответствие температуры воздуха температуре поверхности почвы отмечается именно в бесснежный сезон; снежный покров зимой уменьшает влияние колебаний солнечной активности.

Как показывают данные, приведенные в статье А. Л. Арэ и Р. Я. Демченко (1972), глубина протаивания супесчано-песчаного почвенно-грунтового комплекса в окрестностях Якутска на протяжении четырех лет (с 1955 по 1959 г.) непрерывно возрастала с 1,85 до 2,40 м, а затем в течение пяти лет непрерывно уменьшалась до 1,50 м (см. табл. 7). Такое изменение толщины сезонноталого слоя объясняется изменением радиационного баланса деятельного слоя и суммой атмосферных осадков в весенне-летний сезон, что указывает на большое значение инфильтрации поверхностной воды в переносе тепла к границе мерзлых песчаных образований. Так, например, глубина протаивания в весенне-летний сезон 1958 г., более холодный, чем такие же сезоны в предыдущие два года, увеличилась все же на 20 см по сравнению с той, которая отмечалась в 1956 и 1957 гг. Это связано с увеличением суммы атмосферных осадков с 96 до 195 мм, так как сумма положительных среднесуточных температур не увеличилась, а уменьшилась на 160 единиц; понизилась и средняя годовая температура — с 263,0 в 1957 г. до 261,6° К в 1958 г. Значительный привнос тепла просочившейся в песчаную подпочву атмосферной влагой и привел к тому, что действительная глубина протаивания в весенне-летний сезон 1958 г. на 25% больше расчетной.

Чтобы учесть влияние инфильтрации на результат годового теплообменного цикла в системе литосфера — почва — атмосфера (и космос), во второй член уравнения (3.4) для среднегодовой температуры почвы следует добавить соответствующие величины. Тогда оно примет вид, необходимый гидрогеотермникам

$$T_{\text{п}} = T_{\text{в}} + \frac{R - L(E - V) + B + V \cdot c_p \cdot \Delta T}{\alpha}, \quad (3.6)$$

где V — избыточное по сравнению с инфильтрацией в органомено-глинистые почвенно-грунтовые комплексы количество воды, просочившейся до глубины, на которой измеряется температура почвы;

ΔT — разность температуры поверхностной воды и почвы на глубине измерения;

c_p — теплоемкость воды при постоянном давлении. Остальные обозначения те же, что и в уравнении (3.4).

Почвенно-грунтовой комплекс в широтах 65—75° представляется самым неустойчивым из-за интенсивности энергообменных процессов и сочетания четырех по крайней мере циклов разной продолжительности и амплитуды.

Значение суточных циклов в самых высоких широтах, как го-

дичных в тропиках, невелико во всех физико-геологических процессах. Суточные циклы в Заполярье влияют заметно на течение гидрогеотермических и криогенных процессов в течение только коротких весенних и осенних сезонов. Работа, выполняемая почвой, покрытой в эти сезоны снегом и льдом, ничтожно мала по сравнению с той, которая выполняется ею в суточных энергообменных циклах на территории средних и особенно сороковых широт.

Как превращается лучистая солнечная энергия в свободную энергию огромной поверхности глинистых частиц, составляющих серии терригенных образований типа майкопской серии в Предкавказье, Марьяновской и Куломзинской свит в Западной Сибири, покажем в следующей главе с помощью принципов, выработанных термодинамикой.

Солнечная радиация в энергетике процессов физического и химического выветривания

1. Работа деформаций и разрушения горных пород в энергообменных циклах почвенно-грунтового комплекса

Хотя вся совокупность процессов физического и химического выветривания совершается за счет одного основного источника энергии — солнечной радиации, наиболее простые виды преобразования ее в почвенно-грунтовом комплексе происходят только при физическом выветривании. В природе процессы физического выветривания в чистом виде не встречаются (Петров, 1967), но в высоких вертикальных поясах и широтах, особенно в областях сноса таких природных зон, они явно доминируют над остальными (Страхов, 1963).

Собственно физическое выветривание как работа разрушения монолитов пород и образования в них новых поверхностей раздела совершается исключительно за счет солнечной энергии в суточных, внутрисезонных и годовых энергообменных циклах. Но из представления о структуре и числовых значениях составляющих теплового баланса деятельного слоя (см. уравнение 3.3) прямо не вытекает, что современная кора выветривания представляет собой рабочее тело в природной лучисто-тепловой машине.

Метеорологи и специалисты по физике атмосферы не нуждаются в таком представлении. Прогнозируя изменения состояния атмосферы и погодные условия, а также возможность заморозков на почве, можно суммарный поток тепла в глубь почвы и материнской породы приравнять стоку его во внешнюю среду — атмосферу и космос. В данном случае сделано целесообразное допущение, что единственными результатами инсоляции и теплоотдачи деятельного слоя в атмосферу будут нагревание и охлаждение почвенно-грунтового комплекса, т. е. чисто теплофизические процессы в нем. Для изучения их достаточны теоретические основы и методы теплопроводности.

Физическая же геология, изучая современные геологические процессы в связи с историей Земли (Мушкетов, 1899), прямо связывает их с проявлениями лучистой энергии Солнца, аккумулируемой почвенно-грунтовым комплексом. Для этого необходимо применить термодинамику. С ее помощью мы и определим возможность и меру перехода тепла в работу при тех или иных условиях нахождения данного комплекса. Он не только энергоприем-

пик и теплоотдатчик, но и рабочее тело в машине Солнце — земная кора — атмосфера (и космос).

В процессе нагревания деятельного слоя в первой половине дня в весенне-летний сезон сильно возрастает внутренняя энергия почвенно-грунтового комплекса и совершается им некоторая невидимая работа. Иначе говоря, увеличивается энтальпия слоя или массива. Эта характеристическая функция состояния системы, например гранитной плиты, представляет собой сумму внутренней энергии и работы, которую совершает система за счет поступившего в нее тепла.

Положительное приращение энтальпии выражается так

$$dH = dU + PdV,$$

где H — энтальпия, U — внутренняя энергия, P — внутреннее давление, V — объем.

Именно работа расширения при нагревании солнечными лучами и создает ту потенциальную энергию, за счет которой происходят растрескивание и дробление гранитной плиты при резком остывании ее ночью. В связи с этим следует заметить, что уравнения (3.3) и (3.4), приведенные в предыдущей главе, неверны с физико-геологической точки зрения; в них отсутствует слагаемое, выражающее работу разрушения горных пород. Эта работа совершается за счет некоторой части все той же поглощенной радиации.

Остывание почвы или горной породы в ночное время — типичный самопроизвольный процесс. А известно, что все самопроизвольные процессы протекают с непрерывным совершением какой-либо работы за счет энергии самой системы. И хотя коэффициент полезного действия данной машины весьма мал, все же за историко-геологические отрезки времени она совершает гигантскую работу, преобразующую не только один лик суши¹. Вследствие работы этой именно машины изменяются не только состав и строение, но и в большой мере энергоресурсы многих участков литосферы материков и конечных водоемов стока.

Геокриологам известно, что в Восточной Сибири выступ из гнейса за 36 годовых периодов разрушился — превратился в щебень и дресву до глубины 3,7 м от первоначальной зачищенной поверхности; разрушение гнейса шло со скоростью 10 см в год (Баранов, 1952). В XVI—XVIII вв. для разрушения породы забой выработки Нерчинского рудника нагревался огнем костра, а затем раскаленная его часть поливалась ледяной водой. Большой термомеханический эффект достигался в таких случаях огромной разностью температуры рабочего тела и холодильника и скоростью охлаждения породы, чего в природе не бывает.

¹ Коэффициент полезного действия солнечной энергии во всех процессах на поверхности суши, включая наиболее эффективный из них — фотосинтез, не превышает в среднем 0,003 или, иначе говоря, 0,3%.



Рис. 7. Пылевато-древесно-глыбовый элювий гранитов на склонах долины ручья в Гиссарском хребте; высота около 2200 м, август месяц
Фото автора

Но и менее интенсивные природные термогенные процессы выветривания горных пород весьма результативны в смысле подготовки рыхлого материала, характеризующегося большими запасами свободной энергии. Особенно яркое проявление их отмечается в горах Средней Азии и Кавказа. Здесь обычные термогенные процессы сочетаются с криогенными, включающими значительную работу расширения трещины при охлаждении и замерзании заполнившей ее воды.

На равнинных пустынях соответствующих широт физико-механическая эффективность суточных и годовых энергообменных циклов снижается при наличии толстого элювиального чехла на скалистых породах. Этот чехол надежно изолирует материнские породы от пустынного деятельного слоя. Щебенчатая броня у поверхности предохраняет также пылеватые продукты выветривания (Черняховский, 1965).

Другое дело — в горах, на крутых склонах выше 500 м от уровня моря. Образование глинисто-древяного элювия, при условии достаточного движения и отсутствии частых летних заморозков, происходит даже в довольно суровых высокогорных районах непосредственно ниже медленно тающих (в течение почти всего летнего сезона) снежников (Черняховский, 1965, стр. 78). Наглядной иллюстрацией этому суждению служат две фотографии (рис. 6 и 7).

Разрушение монолитных пород с конденсационно-кристаллизационными связями под влиянием естественных энергообменных циклов всегда начинается с появления в них микротрещин, об-

разующих закономерно построенные сети (Мушкетов, 1891; Черняховский, 1965).

Возникновение новых поверхностей раздела со свободной поверхностью в процессе физического выветривания пород с кристаллическими и конденсационными связями (скальных) за счет поглощенной части солнечной радиации определяется известным термодинамическим соотношением

$$\delta Q = TdS = dU + PdV - \sigma dA, \quad (4.1)$$

где Q — тепловая энергия, образовавшаяся вследствие поглощения лучистой;

δQ — элемент, малое количество тепла;

T — абсолютная температура;

S — энтропия;

U — внутренняя энергия обломков;

P и V — давление и объем;

σ — поверхностное натяжение;

A — удельная поверхность частиц, образовавшаяся из единицы объема данного монолита породы.

Если увеличение поверхности раздела в материнской породе можно считать единственным видом работы, совершаемой слоем с суточными или ярусом земной коры с годовыми теплооборотами, то

$$-pdV = \sigma dA$$

и увеличение полной энергии того и другого равно

$$dE = TdS + \sigma dA. \quad (4.2)$$

При постоянном объеме образовавшихся обломков и давлении в них, что вполне допустимо для скальной породы,

$$dE = dH, \quad (4.3)$$

т. е. увеличение полной энергии равно увеличению энтальпии (Свелли, 1968).

Свободная энергия Гиббса равна

$$G = H - T \cdot S,$$

следовательно,

$$dG = dH - TdS - SdT. \quad (4.4)$$

Подстановка уравнений (4.2) и (4.3) в (4.4) дает

$$dG = \sigma dA.$$

После интегрирования получается $G = \sigma A$ или $\delta = G/A$.

Свободная энергия поверхности твердых тел g не равна обычно поверхностному натяжению σ . Для поверхности скола CaCO_3 она, по экспериментальным данным, равна $0,23 \text{ дж/м}^2$ или 230 эрг/см^2 , а по теоретическим расчетам, — $0,38 \text{ дж/м}^2$ (Свелли, 1968); для аморфного кремнезема удельная поверхностная энергия близка к $0,26 \text{ дж/м}^2$ (Brunauer, 1957). Новые данные, полученные в резуль-

тате сложных и тонких экспериментов, показывают, что свободная энергия вновь образовавшихся поверхностей разрыва горных пород достигает величин: в кремнезоне — $3,0 \text{ Дж/м}^2$, в граните и мраморе — около 5, в известняке — около 1, в песчанике 2,5 и в кварците — от 3,1 до $6,2 \text{ Дж/м}^2$ (Friedman, 1972).

На вновь возникшей в процессе физического выветривания поверхности зерен, обломков и глыб материнской породы немедленно адсорбируется водяной пар с выделением тепла. Поверхность увлажняется сначала до полной гигроскопической, а затем и молекулярной влагоемкости. В трещинах шириной более 10^{-5} см происходит капиллярная конденсация. В результате свободная энергия поверхности уменьшается на 35—40% от первоначального количества ее.

Термодинамические методы, позволяя устанавливать возможность и направления протекания физико-химических процессов в данных условиях, не претендуют на определение интенсивности или скорости развития изучаемых явлений. Поскольку термофизическое выветривание (разрушение) сплошных петрографических систем протекает во времени периодически, его можно представить в виде гармонического колебательного процесса.

Тогда интенсивность (скорость) термофизического выветривания горных пород g представится как функция трех легко определяемых в природной обстановке переменных

$$g = f(A_0, \nu, \text{grad } T),$$

где A_0 — метеорологическая амплитуда годовых или суточных изменений температуры;

ν — частота (угловая скорость) циклических изменений температуры;

$\text{grad } T$ — градиент температуры в породе по направлению, нормальному к поверхности нагревания и охлаждения.

Полная энергия суточного или более продолжительного цикла нагревания — охлаждения E пропорциональна эффективной теплоемкости породы C_3 , квадрату амплитуды A_0 и квадрату частоты (угловой скорости) температурных колебаний ν . По аналогии с выражением для полной энергии механических колебаний, сказанное излагается предельно кратко в форме

$$E = 2\pi^2 \cdot C_3 \cdot A_0^2 \cdot \nu^2.$$

В эффективную теплоемкость кроме обычной молекулярной входят тепловые эффекты фазовых превращений H_2O ; особенно большое значение имеет замерзание воды в порах и тонких трещинах. Большинство последних образуется обычным термофизическим путем. Только после этого может развиваться интенсивное криогенное выветривание.

Максимальная интенсивность термофизического выветривания, соответствующая огромным и частым теплооборотам, отмечается в высоких горах тридцатых и сороковых широт. Амплитуда суточ-

ных колебаний температуры деятельного слоя из гранита на горизонтальных или слегка наклоненных участках Гиссарского хребта, как показали измерения автора в июне 1966 г., равнялась: на высоте 2100 м — 32° при амплитуде температуры воздуха 22° ; на высоте 2600 м — 58° при амплитуде температуры воздуха всего 18° . Таким образом, в полосе «ревущих широт» на высотах более 1000 м колебания температуры воздуха значительно меньше колебаний температуры деятельного слоя; у границы снегов и фирновых полей на абсолютных отметках 3000—5000 м вторые едва достигают десятка градусов. Поэтому они совершенно не показательны для суждений об интенсивности термофизического выветривания скальных пород, не прикрытых круглый год снегом, особенно на высотах более 2000 м.

В высоких горах малых широт амплитуда суточных колебаний температуры деятельного слоя вне участков с ледяным и снежным покровом больше амплитуды годовых колебаний температуры в Якутске и даже Верхоянске. Поэтому именно в тридцатых и сороковых широтах отмечается наряду с тектонической мобильностью земной коры, непрерывно вздымающейся под влиянием внутренней энергии в высокогорных областях, исключительно интенсивное физическое выветривание в этих же областях — подготовка крупнообломочного, зернистого и даже алевритового материала, сносимого в изменности и конечные водоемы стока, перегруженные новейшими геологическими образованиями.

Уже на высоте 2100 м гранитный массив Гиссарского хребта разрушается так быстро, что продукты термофизического разрушения — пылеватая дресва с глыбами выветрелого гранита — летом составляли покров толщиной 1—1,5 м на склонах, падающих под углами 25 — 30° (см. рис. 7). Обычные агенты сноса не справляются с транспортировкой огромной массы элювия даже в таких благоприятных для нее условиях рельефа; лишь редкие ливни, обильные талые воды весной, когда бурно тают снега, да сейсмические толчки сгружают элювиальный покров в тальвеги. Эти пилульсы и образуют грандиозные сели.

Но самое яркое выражение результатов работ тепловой машины солнце — деятельный слой — атмосфера удалось наблюдать на высотах 2600—2800 м ниже снеговой границы по склону того же Гиссарского хребта (см. рис. 6). Термофизическое разрушение горных пород в суточных теплообменных циклах с амплитудой температуры деятельного слоя 60° и более идет столь интенсивно, что продукты такой дезинтеграции скалистых массивов скапливаются (образуют конусы сноса) на весьма крутых склонах. Мне впервые пришлось видеть такое ярко выраженное противодействие лучистой энергии Солнца эндогенным силам, вздымающим определенные участки и полосы земной коры до указанных и еще больших отметок.

Коэффициент полезного действия солнечной энергии тем больше, чем значительнее разница температуры деятельного слоя и

приземного воздуха (на высоте 2 м) в начале ночи, т. е. полупернода охлаждения почвенно-грунтового комплекса в суточном теплообменном цикле. Как известно, именно эта разность температур рабочего тела и теплоприемника (холодильника) и характеризует механическую эффективность тепловой машины, выраженную следующим образом:

$$\eta = \frac{T_{\text{п}} - T_{\text{в}}}{T_{\text{п}}},$$

где η — коэффициент полезного действия;

$T_{\text{п}}$ — температура горной породы или почвы;

$T_{\text{в}}$ — температура приземного воздуха.

В поясе больших высот (2500—3000 м) горных сооружений Средней Азии разность температур деятельного слоя и приземного воздуха достигает 15—25° (в начале ночи). При этих условиях солнечная энергия совершила работу разрушения, продукты которого составили толщи континентальных отложений в предгорьях мощностью в несколько тысяч метров. Так, отложения верхнеолигоценового — древнечетвертичного возраста в бассейне рек Сурхана и Вахша у южных подножий Гиссарского хребта составляют семь свит общей мощностью 5000—5500 м (Наливкин, 1956, стр. 284).

Вот на какие глубины, а не на 15—25 м, как полагают метеорологи и геотермики, проникает энергия Солнца, аккумулированная продуктами термофизического выветривания на склонах высоких гор и по пути сноса в межгорные впадины — области интенсивного осадкообразования на континентах. То же самое можно сказать о терригенных осадках морей, заполнявших передовые прогибы и впадины Предкавказья в меловой и третичный периоды. Сейчас поверхностная энергия солнечного происхождения накапливается вместе с терригенными осадками во впадинах Каспийского и Черного морей. Перенос массы элювия с возвышенностей в глубокие депрессии суши и конечные водоемы стока немислим без переноса малой части солнечной энергии в этом направлении вместе с пылевато-глинистыми образованиями и без аккумуляции заметных количеств этой энергии в толщах осадков.

Амплитуда суточных изменений температуры воздуха на высотах 2500—3000 м даже летом меньше 20°, т. е. в три раза меньше амплитуды изменений температуры деятельного слоя; она не определяет и не может определять интенсивность термофизического разрушения горных пород, хотя о большом значении ее в этом процессе пишется в ряде широко распространенных трудов по геоморфологии. Полезно еще раз напомнить, что суточные и годовые изменения температуры приземного воздуха и подпочвы — лишь отзвуки теплообменных циклов в деятельном слое и условия того или иного механического проявления солнечной энергии в термодинамическом взаимодействии земной коры с атмосферой и космосом.

В высоких широтах и особенно на Крайнем Севере слишком малы амплитуды суточных, наиболее частых, колебаний температуры деятельного слоя и коротки бесснежные «теплые», а также осенние и весенние сезоны с таянием и замерзанием почвенно-грунтовой воды. Именно поэтому здесь интенсивность физического выветривания меньше, чем в континентальных областях средней полосы и низких широт. Само по себе «морозное выветривание», какими бы сильными и продолжительными ни были морозы, при малой частоте замерзаний воды в породах и трещинах не может быть интенсивным в историко-геологическом смысле.

Обычное термофизическое выветривание (без фазовых превращений H_2O) создает множество вторичных трещин в материнских горных породах — необходимое условие морозного химического выветривания их при нисходящих токах атмосферной влаги (Мушкетов, 1903). Физико-геологическая работоспособность суточных энергообменных циклов в системе литосфера — атмосфера — космос определяется данными экспериментов, произведенных французским исследователем Биро (см. Милло, 1968).

Под влиянием суточных колебаний температуры с амплитудой 50° на протяжении четырех месяцев скважность образцов скальных пород увеличилась в два и даже три раза. Ранее существовавшие трещины расширились и могли бы служить путями для миграции растворов солей и газов, способных разложить породу химическим путем. Одним словом, только термофизическое выветривание массивов и монолитов скальных пород превращает их в открытые системы, доступные влиянию водных растворов и газов. Известно, что результаты физико-химического взаимодействия минеральных частиц горной породы с увлажняющим ее водным раствором определяются наряду с такими интенсивными факторами, как концентрация, температура и давление, удельной поверхностью частиц.

2. Энергетика процессов химического выветривания и сноса продуктов разрушения в конечные водоемы стока

Известно, что в средних и даже сороковых широтах интенсивное химическое выветривание начинается весной, с первыми потоками тепла и атмосферной влаги в почву и породу, после того как температура их повысится до $8-10^\circ C$. Зимой значительная часть почвенного раствора или превращается в лед или охлаждается до температуры ниже $4^\circ C$ — становится очень холодной. В таких условиях биогеохимические процессы не могут быть интенсивными (Сауков, 1966).

Кроме оптимального по продолжительности и режиму погод теплого сезона, характеризующегося средней температурой деятельного слоя (плюс $20-35^\circ C$) и частыми дождями, для интенсивного химического выветривания необходимы еще два таких физико-геологических фактора. Первый из них — это значительная водопрово-

димность (и газопроницаемость) почвенно-грунтового комплекса, а второй — достаточная удельная поверхность макрообъемов почвы и материнской породы. Только при наличии названных экстенсивных факторов газо- и водообмена литосферы с почвой и атмосферой может начаться и все усиливаться геологически значимый процесс химического выветривания пород, оказавшихся на поверхности или вблизи нее.

Создаются же экстенсивные факторы химического выветривания в процессах физического выветривания; один из главных видов их, а именно термогенное выветривание скалистых пород, был рассмотрен в предыдущей главе. Чтобы началось интенсивное биогеохимическое выветривание, массивы и глыбы скалистых пород должны быть превращены механической работой, совершаемой за счет части аккумулированной солнечной энергии, в смесь дресвы, песка и некоторого количества пыли (Черняховский, 1965; «Грунтоведение», 1971).

О значении и биогеохимической роли нисходящих токов воды и газов (растворенных в воде и спонтанных) в процессах формирования коры выветривания много и основательнее, чем мог бы автор, сказано в трудах Н. М. Страхова (1963) и В. П. Петрова (1967). Здесь необходимо только еще раз подчеркнуть, что химическое выветривание идет, так или иначе, за счет солнечной энергии. Одна часть ее усваивается прямо поверхностью физически разрушенной породы, другая, и весьма большая, — посредством соприкасающегося с ней водного раствора, третья — почвенного покрова, а четвертая совсем косвенно — через продукты жизнедеятельности и остатки животных и растительных организмов. Основы теории химического выветривания с учетом различных источников и стоков энергии содержатся в труде В. Д. Келлера (1963). Рост интереса к энергетике геологических процессов — признак прогресса всей геологии, пишет этот геохимик.

На вопрос о том, можно ли будет когда-либо точно определить интенсивность химического выветривания по формулам термодинамики, выраженным дифференциальными уравнениями, Келлер отвечает так. «Геологи изучили энергетический фактор геологических процессов куда слабее фактора вещественного, и поэтому в настоящее время нельзя дать однозначного ответа на все затронутые выше вопросы» (Келлер, 1963, стр. 90).

Любой вид сноса продуктов физического и химического выветривания со склонов и дальнейшей транспортировки к местам отложения совершается, как и процессы разрушения материнской породы, за счет солнечной и гравитационной энергии. Преобразуясь в деятельном слое, различном в разных областях и на разных участках суши и океана, солнечная радиация создает движущие силы в воздушных массах — градиенты температуры, плотности и давления в них. О физических корнях различных режимов погоды (климата) в разных местах материков и океанов ясно и достаточно для геологов сказано В. В. Шулейкиным (1959, стр. 281—294) и Б. П. Алисовым и Б. В. Полтараус (1962, стр. 22—69).

Агенты сноса — атмосферные и талые воды, потоки вод по склонам и долинам рек под действием градиента уклона, т. е. под влиянием напряженности гравитационного поля, продолжают работу измельчения материала, подготовленного для них термофизическим и химическим выветриванием на месте залегания «материнских пород». То же самое делают воздушные потоки, созданные неравномерным нагреванием разных «подстилающих поверхностей» суши и моря.

Говоря все время о работе и почти не упоминая силы в рассмотрении процессов физического выветривания и сноса его продуктов, автор подчеркивает тем самым справедливость глубокой мысли Ф. Энгельса о том, что понятие силы очень мало дает в таких случаях. Физикохимик В. Оствальд (1903), которого В. И. Ленин критиковал за постоянные шатания между материализмом и идеализмом¹, полагал, что понятие работы и общее понятие энергии являются в действительности гораздо более целесообразными средствами для понимания явлений, чем рассмотрение сил.

«На это нелишне указать, — пишет Оствальд, — ибо в продолжение всего последнего столетия метод математической физики заключался в том, чтобы во всяком явлении искать действующие силы и затем выводить дальнейшие заключения. Во всяком отдельном случае можно убедиться, что гораздо целесообразнее ставить первый вопрос не о силах, а о работах или вообще энергиях и, определив их, приступать к дальнейшим вычислениям» (Оствальд, 1903, стр. 125).

С этим мне, стремящемуся к постижению существа физической геологии, приходится согласиться, учитывая историю развития динамической геологии и механики грунтов. Бесперспективность традиционного изучения сил ветра, потоков, моря и применения неопределенных понятий, «влияние климата» или «действие климата», «действие силы тяжести», «действие температуры» (как «внешней силы») вполне очевидна и частично отмечалась уже в выступлениях автора о рациональном содержании физической геологии в понимании И. В. Мушкетова (Швецов, 1970).

Уравнение (4.1), связывающее увеличение поверхности раздела в породах с работой за счет тепла радиационного происхождения, отражает связь всех видов дробления и диспергации скальных пород в процессах физического и химического выветривания, переноса обломочного, зернистого и более тонкого материала в конечные водоемы стока. В этом заключается общность термодинамических соотношений параметров и характеристических функций состояния (потенциалов) петрографических систем: она используется уже многими петрологами.

Неуклонное изменение соотношения объемной и поверхностной энергии породы, вовлеченной в процессы выветривания и переноса продуктов его, иллюстрируется следующими элементарными

¹ См. В. И. Ленин. Полное собрание сочинений, т. 18, стр. 286—289.

рассуждениями. Если удельное количество объемной энергии (приходящееся на единицу объема породы) равно E_0 , а количество свободной энергии, приходящейся на единицу поверхности, E_n , то общий запас энергии в породе E равен сумме произведений их на соответствующие экстенсивные факторы, т. е. на объем и площадь поверхности

$$E = E_0V + E_nA,$$

где V — объем;

A — поверхность составляющих породы.

Разделив это уравнение на V , получаем $\frac{E}{V} = E_0 + \frac{A}{V}E_n$,

где A/V — поверхность единицы объема породы.

Поскольку поверхность тела растет пропорционально квадрату его размеров, а объем — пропорционально кубу, то величина E_n значительна именно в тонкодисперсных породах и мала в крупнозернистых.

Удельная поверхность глин, по имеющимся у геологов данным, не меньше $5 \cdot 10^3$, а для некоторых видов близка к $5 \cdot 10^5$ м²/кг (Литвинова, 1958; Горшкова, 1968). Как сообщает американский литолог Мид (Meade, 1964), удельная поверхность чистой монтмориллонитовой (мономинеральной) глины находится в пределах от $6 \cdot 10^5$ до $8 \cdot 10^5$ м²/кг, иллитовой — от $6,5 \cdot 10^4$ до $1 \cdot 10^5$ и каолинитовой — от $5 \cdot 10^3$ до $3 \cdot 10^4$ м²/кг.

Диспергация обломков и зерен скалистых пород в ходе химического выветривания на месте и при механической транспортировке движущимися средами к местам субаэрального осадконакопления и в конечные водоемы стока представляет собой лишь один зримый в историко-геологическом смысле результат экзогенных процессов. С ним связан рост удельной поверхности единицы веса исходного крупнообломочного материала, свидетельствующий об увеличении запасов внутренней потенциальной энергии в верхних ярусах стратисферы областей интенсивного осадконакопления. Такими областями были в верхнем мезозое и кайнозое Предкавказье и Западно-Сибирская низменность.

Менее изученной, но столь же важной для дальнейших суждений, касающихся энергетики процессов катагенеза глинистых образований, является закономерность изменения минералогического состава продуктов химического выветривания по мере измельчения их. Речь идет об определенной направленности изменения минералогического состава в пространстве и времени, а также в зависимости от транспортирующей среды и физико-геологических условий накопления продуктов химического выветривания.

Первые указания на закономерную взаимосвязь гранулометрического и минералогического состава дисперсных образований сделали геологи школы П. А. Землячского (Охотин, 1937). Применительно к элювиальным образованиям и морским терригенным осадкам она представляется теперь довольно определен-

ной и достаточно обоснованной исследованиями А. А. Роде, Н. М. Страхова и Н. Б. Вассоевича. Выразить ее в самом общем виде можно так: чем дисперснее элювиальные и терригенные морские образования, тем большую долю их составляют частицы мусковита и гидрослюд размерами меньше 10^{-5} м («Грунтоведение», 1971).

Новое подтверждение этой закономерности применительно к типичным элювиальным образованиям заключается в статье о результатах исследований коры выветривания нижнеюрского и верхнемелового возраста. Сформировалась она в те времена на гранитах Среднего Урала — горы Магнитной и месторождения Красная Горка. Из разных горизонтов древнего элювия, вскрываемого на значительных площадях, было отобрано 15 проб для анализа минералогического состава и содержания радиоактивных элементов весом по 1,5—2 кг каждая.

Оказалось, что по мере усиления физического разрушения и химического разложения «исходных» гранитов в продуктах этих процессов не только возрастает доля глинистого материала наряду с уменьшением коэффициента песчаности, но и заметно изменяется их минералогический состав; уменьшается количество полевых шпатов и кварца, зато увеличивается количество мусковита, гидрослюды и циркона (Шалмина, Кренделев и др., 1972).

Факт увеличения доли гидрослюды и мусковита в единице объема элювия по мере постепенного перехода от песчаной и супесчаной разновидностей его к чисто глинистой снизу вверх приобретает большое значение в познании некоторых особенностей минералогического состава морских терригенных глин. Известно, что в первую очередь механически смываются и переносятся в конечные водоемы стока именно верхние, т. е. наиболее глинистые и обогащенные слюдами, горизонты элювия. С этим связана значительная аккумуляция свободной поверхностной энергии солнечного происхождения в толщах терригенных глинистых осадков типа повокаспийских и хвалыньских на дне Дербентской котловины.

В самом деле, по данным физиков (Поль, 1971), свободная энергия поверхности кристаллов мусковита характеризуется исключительно большой величиной — $4,5$ дж/м². Она почти на порядок больше свободной энергии поверхности обломков кварца, равной приблизительно $0,5$ дж/м². Минимальные значения энергии, необходимой для образования новых поверхностей, в аморфном кремнеземе и карбонатных породах; удельные количества ее падаются в пределах $0,23—0,38$ дж/м² (Граупагер, 1957; Свелин, 1968).

Что касается свободной энергии поверхности частиц гидрослюды, в частности иллита, то она близка к той, которая была указана для поверхности мусковита. Основной разновидностью гидрослюды, входящих в состав коллоидной части глинистых образований, считается минерал иллит. Структура его весьма сходна со структурой мусковита. «По существу иллит — это мусковит, раз-

мер кристаллических индивидов которого по размеру отвечает диаметру глинистых частиц» (Хуан, 1965, стр. 270).

Таким образом, удельная свободная энергия поверхности кристаллов гидрослюды такая же, как поверхности частиц мусковита. Еще большей удельной свободной энергией обладает поверхность кристаллов каолинита, особенно на сколах, что вытекает из весьма большой толщины пленки слабо связанной воды.

Как известно, суммарное количество гидрослюды и мусковита в глинистых образованиях мезокайнозойского возраста преобладает над суммой весовых количеств других минералов, составляющих фракцию меньше $5 \cdot 10^{-6}$ м. Учитывая это, можно полагать, что удельная поверхностная энергия таких образований, рассматриваемых в макрообъеме, достигает 3 Дж/м^2 .

В глинах майкопской серии частицы размерами менее $5 \cdot 10^{-6}$ м составляют от 43 до 88 вес. %, в среднем по 40 анализам образцов невыветрелой породы — 56% (Макеев, 1963). Среди них много частиц белой слюды, а иллит составляет не менее 40%. Удельная поверхность образований типа глин майкопской серии, взятых до того, как они вступили или только еще начали вступать в стадию катагенеза (литификации), не менее $5 \cdot 10^4 \text{ м}^2/\text{кг}$. Исходя из этой величины и принятой средней удельной поверхностной энергии макрообъема глины элементарным расчетом получаем суммарное количество последней. Оно равно $15 \cdot 10^5 \text{ Дж/кг}$, или около $36 \cdot 10^4 \text{ кал/кг}$. Призма из таких пород высотой 1500 м и с единичным нормальным сечением в 1 м^2 до погружения на глубины от 500—600 до 2000—2100 м содержит около $3 \cdot 10^{12} \text{ Дж}$, или $0,7 \cdot 10^{12}$ калорий свободной энергии.

Реальное геотермическое значение этого вида внутриземной энергии солнечного происхождения будет показано в следующих главах. Здесь необходимо сделать одно важное замечание гидрогеофизического содержания. Энергию поверхности частиц, составляющих влажную капиллярно-пористую и коллоидную систему, можно называть свободной (потенциальной) только условно. На самом деле значительная часть ее, по крайней мере до глубин 1200—1500 м, оказывается израсходованной при гидратации поверхности частиц (в виде теплоты смачивания) на связывание и уплотнение поровой влаги, процессы капиллярного перемещения ее. Поверхностная энергия частиц водосодержащей капиллярно-пористой системы начнет освобождаться, т. е. становится потенциальной только при дегидратации породы на глубинах 1000—3000 м и больших за счет гравитационной энергии, проявляющейся в процессе компрессионной консолидации и дегидратации (обезвоживания) глинистых горизонтов под действием давления вышележащих слоев и толщ.

Известно, что реально нефтепроизводящие комплексы залегают на глубинах от 1500—2000 до 3000—3500 м (Конюхов, Теодорович, 1969). Именно в этом интервале глинистые толщи предкавказского олигоцена и нижнего миоцена претерпевают те

изменения, с которыми связана генерация большей части тепла, необходимого для разогрева пород до температуры 100° и выше. Такая температура обеспечивает вместе с соответствующим давлением течение термokatалитических процессов образования нефти (Соколов, 1968) в осадках, содержащих исходные органические вещества.

Другие литологи полагают, что главная фаза нефтеобразования в толщах глин растягивается в общем случае на два первых этапа мезокатагенеза, начинающегося на глубине 1000 м и заканчивающегося на глубине 2500—3000 м. Преобразование органического вещества, содержавшегося в терригенном глинистом осадке и образовавшейся из него в процессе диагенеза порода, происходит довольно интенсивно на глубинах больше 1000 м при температурах выше $320\text{—}330^{\circ}$ К (50° С). Не глубина залегания, а температура является ведущим фактором преобразования органического вещества (Вассоевич и др., 1969, стр. 10).

Максимальное число месторождений нефти залегает на глубинах меньше 2000 м. Глинистые породы являются наиболее распространенным типом нефтематеринских пород. Они же, находясь на двух первых этапах мезокатагенеза, оказываются теплопроизводящими в той мере, которая достаточна для разогрева их на глубинах 1000—2000 м до температуры $320\text{—}350^{\circ}$ С ($50\text{—}80^{\circ}$ С). Этому способствует развитие процесса, ведущего к увеличению количества гидрослюда — вторичного минерала, отличающегося от других большим удельным запасом поверхностной энергии. К. А. Черников и Г. В. Лебедева, изучая глинистые породы неокома, слагающие Сургутский свод (Западная Сибирь), установили, что в интервале глубин 1860—2300 м с температурой от 60 до 80° С процентное содержание смешаннослойных (монтмориллонит + гидрослюда) минералов в глинистых фракциях снижается с $55\text{—}60$ до 20% , а процент набухающего компонента (в смеси монтмориллонит + гидрослюда) изменяется от $60\text{—}80$ до 20% и меньшей цифры. К этому следует добавить, что в гидрослюдизации монтмориллонита, безусловно, играет свою роль и геологическое время; это отмечал уже Ф. Г. Грим (Вассоевич и др., 1969, стр. 21). Так формируются нефте- и теплообразующие толщи в осадочном чехле платформы на глубинах 1000—2000 м. Исходное органическое вещество и необходимая для преобразования его в нефть тепловая энергия образовались под влиянием солнечной радиации.

В традиционной геотермике долгое время держится и настойчиво применяется многими исследователями понятие о так называемом нейтральном слое, заимствованное, видимо, у метеорологии. Предполагается, для простоты решения уравнением теплопроводности, что ниже яруса (почвенно-грунтового комплекса) с годовыми теплооборотами температура горных пород остается постоянной в теплообменных циклах системы земная кора — атмосфера.

Это предположение не оправдывается в физико-геологических исследованиях. Во-первых, горные породы с приблизительно постоянной в годовом периоде температурой составляют не слой, а всю литосферу и даже мантию Земли. Во-вторых же, пространственное положение, состав, строение и свойства пород яруса с годовыми теплооборотами и так называемого нейтрального слоя беспрестанно изменяются на протяжении историко-геологических отрезков времени.

Массообмен между участками сноса и накопления сопровождается неизбежно, как мы видели, энергообменом. В предгорных прогибах и замкнутых конечных водоемах стока типа Каспийского моря преобразованная солнечная энергия за 30—50 млн. лет успевает проникать на глубины 1—3 км от подошвы яруса с годовыми теплооборотами и до сих пор сказывается в термическом режиме литосферы, особенно в интервале глубин 1000—2500 м. Таким образом, гелиотермозона в областях молодой (мезокайнозойской) стратисферы прослеживается до глубин 3 км и больших. О значении непрерывно идущего водообмена в системах литосфера — почва — атмосфера и литосфера — водоем (водоток) в формировании гелиотермозоны мощностью до 1000 м подробно и обоснованно написано в трудах Н. М. Фролова (1966). На глубинах 1000—2500 м в таких спокойных мезокайнозойских платформенных бассейнах, какими принято считать Предкавказье и Западно-Сибирскую плиту, солнечная энергия выступает в виде запасов поверхностной энергии толщ глинистых пород, образующих характерные серии.

Какое количество тепла и при каких условиях получает средний ярус стратисферы в результате преобразования рассмотренной энергии в тепловую при литификации глин типа майкопских — превращении их в алевролит и аргиллит, — вопрос весьма сложный. Достоверный ответ на него будет получен в результате громоздкого, как представляется, и длительного эксперимента. Сейчас возможно лишь ориентировочное, диктуемое необходимостью постановки важной для физической геологии проблемы, освещение этого вопроса с использованием термодинамического метода. Попробуем сделать второй шаг в этом направлении, не повторяя краткой истории появления и развития такого именно подхода (Швецов, 1966).

Генерация тепла в толщах глин при постепенном погружении, уплотнении и последующей конденсации их

Диагенез собственно осадка, составляющего верхний ярус терригенных отложений толщиной 10—50 м при малой и 200—300 м при большой скорости образования его (Страхов, 1963), здесь не рассматривается. Находясь на границе с воздухом или водной толщей, осадок представляет собой явно неравновесную в физико-химическом и даже механическом отношении систему, геологически быстро эволюционирующую в породу. Закон механического уплотнения осадка с ростом глубины и, стало быть, с увеличением вертикальной нагрузки гораздо сложнее того, который эмпирически выявлен и аналитически сформулирован для глинистых или пылевато-глинистых пород в механике грунтов (Герсеванов, 1933; Флорин, 1959).

Краткий обзор более чем сорокалетнего развития и современного состояния теории механической консолидации водонасыщенных песчаных и пылевато-глинистых образований содержится в курсе механики грунтов, составленном Н. А. Цытовичем (1968) в форме, легко доступной геологам всех специальностей. Первые обобщения эмпирических данных об уплотнении глинистых пород под разными нагрузками, возрастающими с глубиной, были опубликованы почти 40 лет тому назад (Athy, 1930).

Основной закон уплотнения такой водно-коллоидной среды под активным давлением¹ от 10^4 до $3 \cdot 10^4$ кг/м², соответствующим интервалу глубин 8—25 м от поверхности донного ила, выражается следующим дифференциальным уравнением:

$$d\varepsilon = -a dP, \quad (5.1)$$

где ε — коэффициент пористости (приведенная пористость);

P — активное давление (соответствует геостатическому на данной глубине);

a — коэффициент сжимаемости.

Это уравнение решил Н. М. Герсеванов (1933) для общего случая компрессионной консолидации (уплотнения под внешним давлением) грунтовой массы с некоторыми допущениями, вполне

¹ Активным давлением в отличие от нейтрального (гидростатического) называют давление, испытываемое твердыми составляющими (скелетом) осадка или породы под влиянием внешней нагрузки.

позволительными в такой инженерно-геологической науке, как механика грунтов. При небольших изменениях одномерного (вертикального) давления, например в указанных пределах (10^4 — $3 \cdot 10^4$ кг/м²), уравнение (5.1) можно распространить и на конечные изменения величины коэффициента пористости ϵ и внешнего активного давления P . В этом случае пользуются простейшей формулой изменения коэффициента пористости в зависимости от увеличения внешнего давления на скелет осадка или породы:

$$\epsilon_1 - \epsilon_2 = a(P_2 - P_1), \quad (5.2)$$

где ϵ_1 — коэффициент пористости на глубине 3—5 м от поверхности донного ила;

ϵ_2 — то же, на глубине 20—25 м;

P_2 — давление на глубине 20—25 м;

P_1 — то же, на глубине 3—5 м;

a — коэффициент сжимаемости.

Перед нами типичное уравнение прямой. Его можно записать короче

$$-\Delta\epsilon = a\Delta P.$$

Как показывают многочисленные эмпирические данные об уменьшении коэффициента пористости глинистых пород с увеличением глубины (геостатического давления) в земной коре современных и кайнозойских конечных водоемов стока, приведенные выше упрощенные представления не отражают действительных закономерностей уплотнения таких образований в интервале глубин 100—300 м от поверхности донного ила.

Исследованием механического уплотнения глинистых и пылеватых образований под возрастающей большими ступенями нагрузкой занимались до недавнего времени в основном грунтоведы в инженерно-геологических лабораториях (Сергеев, 1946, 1949; Ломтадзе, 1954, 1955; Коробанова и др., 1963). Затем включались в изучение этого явления литологи-нефтяники (Hamilton, 1959; Вассоевич, 1960; Шарданов, Кузьменко, 1966).

Некоторые результаты экспериментальных и теоретических исследований уплотнения и литификации глубоководных глинистых образований по мере увеличения глубины и суммарного давления вышележащих толщ составляют табл. 8.

Сравнивая данные табл. 8 с приводимыми ниже эмпирическими данными об уплотнении субаквальных глинистых отложений Каспия с увеличением глубины, убеждаемся, что скорость уменьшения пористости и увеличения плотности пород в действительности больше, чем полученная в экспериментах. Сжатую, но довольно полную сводку результатов, полученных инженерами-геологами в этом направлении, составил и опубликовал Ю. В. Мухин (1965). Закон уплотнения глин с возрастанием глубины в интервалах от 100—200 м до 1—1,5 км выражается уменьшением приведенной пористости их пропорционально логарифму действующе-

го напряжения (нагрузки), т. е.

$$\Delta \epsilon = a \lg/P_2 - P_1/ = a \lg P^1 \quad (5.3)$$

Ориентировочно можно полагать, что следующим характерным глубинам соответствуют такие геостатические давления в толщах глинистых пород: 1 км — 10^6 кг/м², 4 км — $5 \cdot 10^6$, 8 км — $15 \cdot 10^6$ кг/м². Предельными глубинами возможного существования глин считаются 7—9 км (Лучицкий и др., 1967). Эти глубины соответствуют результатам экспериментов, длившихся несколько суток. Но превращение глин в аргиллиты может происходить, как справедливо отмечают экспериментаторы, и при более низких давлениях, если на процесс преобразования глинистых осадков накладываются другие факторы — старение коллоидов или не учитываемый в лабораторных экспериментах фактор геологического времени и др.

Эмпирические данные об уплотнении новейших плейстоценовых и третичных глинистых отложений в естественных условиях с увеличением глубины и, стало быть, внешней нагрузки, а также возраста глин получены недавно у нас и за рубежом при бурении скважин путем определения пористости, влажности и объемного веса (плотности) большого числа образцов ненарушенного сложения.

В статье И. Г. Коробановой, Л. К. Копыловой и А. П. Ковалевой (1963) приводятся результаты таких именно исследований уплотнения и упрочнения субаквальных глинистых отложений Бакинского архипелага до глубины 1200 м. Исследованная серия глин представлена современными плами Каспийского моря, отложениями древнего Каспия, апшеропа, акчагыла и продуктивной толщи. В интервале глубин от 70—90 до 550—600 м пористость и естественная влажность пород уменьшаются с увеличением глубины соответственно с 43 до 35% и с 26 до 17%.

Толща глин глубже 550—600 и до 1200 м характеризуется уменьшением пористости и естественной влажности пород с увеличением глубины соответственно с 33 до 21% и с 18 до 8%. Породы этой зоны достигают такой степени дегидратированности и уплотненности, когда их естественная влажность становится меньше влажности при максимальной молекулярной влагоемкости, а на глубине 1200 м приближается к гидроскопической влажности, соответствующей содержанию прочно связанной воды. Порода приобретает прочность на раздавливание, измеряемую десятками кг/см² (до 60). Глубже 1000—1200 м начинается, по мнению наших исследователей, зона катагенеза морских глинистых осадков (Коробанова и др., 1963). Учитывая тот факт, что низы этих осадков, представленные продуктивной толщей, моложе середины плиоцена (сформировались 5—6 млн. лет назад), далеко зашед-

¹ Объяснения величин, обозначенных буквами, и даны после уравнения (5.2), приведенного выше.

Таблица 8

Изменение пористости, ее коэффициента и плотности глинистых пород по мере увеличения глубины залегания и суммарного давления на них вышележащих осадков (Hamilton, 1959)

Глубина от поверхности дна, м	Суммарное давление $\text{кг/м}^2 \times 10^4$	Пористость, %	Коэффициент пористости	Плотность, кг/м^3
100	5,5	49	0,98	1700
500	35,8	35	0,54	1870
1000	78,9	27	0,37	1970
1500	127,3	20	0,25	2060
2000	180,1	13	0,15	2150

шая литификация их объясняется не одним временем нахождения в погруженном (всего на 1 км) состоянии. Они оказались в центральной полосе новейшей складчатости, преобразившей в антропогенном периоде не только стратисферу, но и всю литосферу западного окончания Большого Кавказского хребта. Имеются бассейны третичной седиментации, результаты которой — осадки, — лишь на глубинах 2000 м вступают сейчас в стадию катагенеза.

Интересные данные, полученные в результате определения пористости третичных глинистых отложений Венесуэлы и р. По, содержатся в статье Гамильтона (Hamilton, 1959). Они приведены в переведенной большой статье Г. Мюллера (1971). По мнению упомянутых авторов, толщи этих глинистых образований не подвергались тектоническим воздействиям. Коэффициент пористости третичных глин на глубине 1 м равен 1,7 в Венесуэле и 1,84 в долине р. По, а на глубине 2000 м он там и тут оказался равным всего 0,1.

Используя многочисленные данные о пористости по разрезам скважин, Гамильтон вывел эмпирическую зависимость коэффициента пористости от глубины. Выглядит она так

$$\varepsilon = \varepsilon_1 - a \lg h. \quad (5.4)$$

где ε — искомый коэффициент пористости на заданной глубине; ε_1 — коэффициент пористости на глубине 1 м; a — коэффициент сжимаемости глин.

Как видим, эта зависимость сходна с (5.3).

Если приведенное выше уравнение (5.4) зависимости коэффициента пористости от глубины сохраняет силу до полного исчезновения порового пространства, то с его помощью можно вычислить глубину $h_n = 0$, на которой пористость уже отсутствует, по формуле

$$\lg h_{n=0} = \frac{\varepsilon_1}{a}.$$

Таким путем получены значения $h_n = 0$, равные 3160 м (для третичных глинистых пород Венесуэлы) и 3500 м (для таких же пород в бассейне р. По).

В действительности на больших глубинах уменьшение пористости происходит медленнее, чем показывает эмпирическое уравнение, и коэффициент пористости не равен нулю даже на глубинах 4—5 км.

Многочисленные эмпирические данные об изменении пористости кайнозойских отложений Западного Предкавказья с увеличением глубины от 500 до 1500 м приведены в публикации А. Н. Шарданова и Ю. Д. Кульменко (1966). Они подтверждают установленную ранее другими закономерность этого явления, выраженную соотношением вида

$$-\Delta \varepsilon = a \lg \Delta h.$$

Придерживаясь прежней схемы (Шведов, 1966), рассмотрим гидрогеодинамический, гидрогеофизический и геохимический процессы в верхнем ярусе зоны эпигенеза или, точнее, катагенеза осадочных образований, ограниченной глубинами 1—3 км. Именно этому интервалу глубин соответствует выделенная Н. Б. Васоевичем (1960) третья стадия — сильно затрудненного — уплотнения глинистых осадков, постепенно погружающихся и перекрываемых новыми. Наиболее важными процессами в плане нашей темы представляются следующие.

1. Уплотнение пылевато-глинистых образований под влиянием внешней нагрузки — давления вышележащих слоев и толщ осадков и пород, сопровождающееся уменьшением эффективной пористости и полной влагоемкости их при наличии условий для фильтрации поровой воды под влиянием градиента давления.

2. Физико-химическая дегидратация породы, являющаяся, по мнению В. Д. Ломтадзе (1955), ведущим процессом, регулирующим геохимические преобразования под влиянием геостатического давления на частицы скелета и пленки воды с расклинивающим давлением.

3. Конденсация дегидратированных в значительной мере пылевато-глинистых частиц под влиянием дальнедействующих поверхностных сил (вандерваальсовых и др.), после того как пленки воды стали совсем тонкими или исчезли полностью.

Теория процессов первого вида — механической консолидации насыщенных водой и газом пылевато-глинистых образований на малых глубинах подробно освещается, как уже отмечалось, в трудах по механике грунтов и по фильтрации воды в условиях упругого режима подпочвенных водоносных систем («Развитие исследований по теории фильтрации в СССР», 1969). Излагать эту теорию здесь хоть сколько-нибудь подробно нет смысла еще и потому, что гидрогеомеханический процесс чисто компрессионной консолидации пылевато-глинистой грунтовой массы, отмеченный

в пункте 1, полностью заканчивается в интервале глубин 100—600 м. Глубже в грунтовой массе остаются только модификации малоподвижной и совсем неподвижной при данных условиях связанной частицами скелета влаги. О поведении их в ходе дальнейшего уплотнения породы с увеличением глубины речь пойдет ниже.

Менее изученным и гораздо более сложным оказывается физико-химическое, а не простое механическое обезвоживание глинистых пород на глубинах более 500 м, необходимое для формирования коагуляционных структур и переходных к конденсационным (Горькова, 1965). Одновременно с работой неравномерного уплотнения глинистых и пылевато-глинистых пород часть гравитационной энергии затрачивается на выжимание некоторого остаточного количества свободной, а больше всего слабосвязанной воды в сторону, совпадающую с отрицательным градиентом давления. Абсолютная величина барического градиента должна быть значительно больше его начального значения, при достижении которого пленочная влага приходит в движение.

К характеристике свойств и поведения пленочной или, как теперь называют ее грунтоведы, слабосвязанной воды при наличии градиентов значительных уже давлений на глубинах 1000—3000 м мы и переходим. Она имеет наибольшее значение в процессах катагенеза. Заменой названия «пленочная вода» (Лебедев, 1936) названием «слабосвязанная вода» подчеркивается роль формы взаимодействия и связи молекул H_2O с поверхностями минеральных частиц, составляющих скелет породы (Приклонский, 1955). Толщина пленки такой модификации воды, образующейся на поверхности минеральных частиц с так называемой «гигроскопической влагой» или прочносвязанной водой, не превосходит $6 \cdot 10^{-8}$ м или 600 ангстрем (Хорн, 1972; Дерягин, Чураев, 1973). В капиллярах диаметром $3 \cdot 10^{-6}$ м около 25% воды относятся к модификации ее с аномальными свойствами.

Основная особенность слабосвязанной воды в отличие от свободной (гравитационной) заключается в том, что пленка слабосвязанной воды обладает так называемым расклинивающим давлением (Дерягин, 1955) и пластическим сопротивлением сдвиговым усилиям, т. е. прочностью на сдвиг. Внутреннее расклинивающее давление в пленке не всегда уравнивается внешним гидростатическим давлением, проявляющимся в макрообъемах свободной воды. Оно представляет собой результат взаимодействия сил молекулярного притяжения и ионно-электростатического отталкивания составляющих системы, которая состоит из молекул воды, растворенных в ней ионов и активных центров поверхности минеральных частиц. Сдвиговая прочность пленки слабосвязанной воды — полярной жидкости — объясняется ее способностью образовывать надмолекулярные структуры за счет межмолекулярных водородных связей под воздействием активных центров поверхности — ее потенциальной энергии (Кульчицкий, 1971). В данном

случае перед нами проявление той части свободной энергии поверхности, которая осталась за вычетом теплоты смачивания, эквивалентной энергии, необходимой для удаления прочносвязанной, или гигроскопической, воды с поверхности минеральных частиц. Эта модификация H_2O представляет собой тончайшую и несплошную, видимо, пленку молекул гидрида кислорода; она не толще 10^{-8} м, или 100 ангстрем.

Перестав быть жидкостью, прочносвязанная вода — результат адсорбции молекул H_2O из водяного пара — не превратилась все же в твердое тело. Правда, довольно глубокие физико-химические исследования Н. К. Адамса (Adams, 1941) дают некоторое основание полагать, что по своим основным свойствам гигроскопическая влага ближе к твердому телу. Во всяком случае при полном насыщении породы водой и отношении существующего в ней давления пара к давлению насыщенного не менее 90% прочносвязанная влага не удаляется из глинистых образований при нагревании их до температур 400—500° К. Плотность прочносвязанной влаги значительно больше плотности свободной воды — около $1,3$ г/см³ (Кульчицкий, 1971) и даже больше 2 г/см³ («Грунтоведение», 1971).

На свободной поверхности минеральных частиц происходит по существу хемосорбция молекул воды, после чего они оказываются весьма прочно закрепленными. Так, мономолекулярный слой H_2O на каолините удаляется лишь после нагревания его до температуры 700° К. Известно, что наиболее прочно сорбированные на силикатах молекулы H_2O химически связаны с поверхностными гидроксильными группами минералов. При этом на поверхностях глинистых минералов фиксируется до трех слоев молекул H_2O (Хорн, 1972, стр. 278). Ясно, что при сближении поверхностей таких минералов на расстояния, меньшие 10^{-9} м, ни о каком расширяющем давлении говорить не приходится; может происходить конденсация коллоидной составляющей глинистого образования.

Но глубокое и детальное знание о свойствах и поведении слабо- и прочносвязанной воды при изменении одного или двух параметров состояния ее (давления и температуры) само по себе не позволяет получить физически обоснованного представления о генерации тепла пылевато-глинистой толщей в процессе катагенеза. К нему можно прийти только путем применения методов термодинамики не к таким составным частям грунтовой массы, как тончайшие пленки связанной воды, а к макрообъему влажного пылевато-глинистого образования.

Макрообъем такого образования или такой горной породы представим как термодинамическую систему, воспользовавшись определением понятия о ней, составленного Н. А. Огильви в 1972 г. Горная порода — гетерогенная открытая система, состоящая из скелета, сложенного различными кристаллическими минералами или стеклами, порового пространства в этом скелете, за-

полненного флюидом (водой, нефтью, газами). После этого перейдем к термодинамическому анализу процессов катагенеза.

Гидрогеотермики предположили, что адиабатная компрессия газо- и водоносных тонкодисперсных образований под значительными нагрузками на больших глубинах ведет к образованию геотермических аномалий (Хребтов, 1959), чему способствует большое термическое сопротивление перекрывающих толщ горных пород и осадков. Это предположение можно было бы принять за гипотезу только с одной существенной оговоркой.

Применяя данную гипотезу, например к Предкавказью, следует учитывать все же сравнительно медленный — историко-геологический — темп уплотнения осадка, а затем и породы по мере накопления и погружения их на соответствующие глубины. При погружении породы на сотни и тысячи метров внешнее давление изменяется непрерывно на протяжении миллионов и десятков миллионов лет, вызывая соответствующее таким отрезкам времени медленное изменение объема исходного образования. Так, пористость майкопской глины на глубинах 1200—1400 м больше 20%, хотя с начала погружения ее прошло по крайней мере 15 млн. лет.

Известно, что работа постепенного уплотнения нормальной (нелитифицированной) глинистой породы и процесс перехода потенциальной энергии в кинетическую могут быть выражены уравнением

$$pdV = S\Delta T = \delta Q, \quad (5.5)$$

где p — давление на данной глубине;

dV — элемент объема породы;

S — энтропия;

ΔT — приращение температуры и δQ — приращение тепла.

Описываемый этим уравнением историко-геологический процесс совершается столь медленно, что его можно считать адиабатным лишь с большой натяжкой. Такая натяжка применима еще к глинам майкопской свиты с большой пористостью и значительным разбухающим компонентом на глубинах 1000—1500 м. Большое термическое сопротивление перекрывающих ее толщ пород позволяет говорить о квазиадиабатном процессе уплотнения весьма пористых глин, идущем под влиянием геостатического давления в 200—500 кг/см². Так реализуется преобразование части гравитационной (потенциальной) энергии в молекулярно-кинетическую (связанную) энергию.

Следует во всяком случае иметь в виду, что обычная гравитационная компрессия газо- и водоносных глинистых осадков и пород на протяжении историко-геологических отрезков времени играет, возможно, заметную роль в формировании положительных геотермических аномалий на участках, подобных Терско-Кумской впадине.

Гораздо большее значение этому физико-механическому процессу генерации тепла придавали видные исследователи ранней термической истории нашей планеты.

Первым в этой пограничной астрономо-геофизической области чисто теоретического изучения геотермических условий на стадии формирования Земли из холодного газопылевого материала был крупнейший немецкий физик Герман Гельмгольц (Helmholtz, 1871, 1898). Много позднее этим вопросом занимался Т. Чемберлен (Chamberlin, 1916), а в последние два десятилетия — А. Велфилд (1950), Н. Джеффрейс (1952), В. С. Сафронов (1954) и, наконец, более обстоятельно и плодотворно академик В. Г. Фесенков (1957).

Все названные исследователи, за исключением В. Г. Фесенкова, рассматривают генерацию тепла в процессе «лишь одной гравитационной конденсации», которая включает в себя кинетическую энергию быстрого падения и последующего уплотнения частиц космического вещества в гравитационном поле с возрастающей напряженностью. «Если этот процесс агломерации происходит достаточно быстро, то не менее половины кинетической энергии, возникающей из потенциальной в процессе сжатия, идет на нагревание» (Фесенков, 1957). Процесс механической консолидации глинистых отложений под медленно возрастающей нагрузкой вышележащих пород и осадков протекает на протяжении историко-геологических отрезков времени — миллионов лет и поэтому не может быть таким теплотворным, как агломерация и сжатие протопланетного газопылевого облака. Это обстоятельство, как и неадекватность длительной консолидации, необходимо учитывать в геотермических исследованиях.

Соотношение давления на минеральные частицы (геостатического) и в поровой воде глинистой породы, погружившейся на глубины 1—3 км, ориентировочно может быть определено из теоретических соображений и экспериментальных данных, опубликованных в ряде работ (Керн, Вайсброд, 1966, стр. 77—78; Маракушев, 1968, стр. 23—25). Неизбежность механического обезвоживания такой породы с погружением вытекает из разности потенциалов гравитационной воды и вмещающего ее скелета породы. Она доказана. Но нам предстоит рассмотреть систему не с простой механической связью через посредство внешнего давления или других макросиловых полей, а систему со связью через границы раздела фаз.

Границей раздела «частиц скелета» глин в стадии позднего диагенеза на глубинах от 200—300 м до 1,5 км служат водные пленки тоньше, как правило, 10^{-6} м, или 1 мкм. Они обладают, как уже отмечалось выше, расклинивающим давлением, что указывает на избыток в них свободной энергии по сравнению с водой в объеме (Дерягин, 1956; Нерпин, Дерягин, 1961). По мере увеличения внешнего давления и с течением времени пребывания глины под нагрузкой толщина водных пленок с расклинивающим

давлением уменьшается. Когда она станет близкой к 10^{-8} м, расклинивающее давление в пленке связанной воды исчезает, поскольку перестает существовать и сама непрерывная водная пленка; начинается сближение и слипание частиц бывшей дисперсной фазы. Теперь стало известно, что дальное действие активных центров поверхности кварца и кремния проявляется на расстояниях до 10^{-6} м, через микрокапилляры, содержащие особым образом структурированную воду (Дистлер, Кобзарева, 1967).

Молекулярные так называемые ван-дерваальсовы и ионно-электростатические силы после исчезновения сил упругого отталкивания (расклинивающего давления водных пленок) совершают работу взаимного притяжения поверхностей раздела и приводят к конденсации частиц (Нерпин, Дерягин, 1961). Последние как бы попадают в молекулярную ловушку, где проявляется межчастичное сцепление, создающее прочность системы на разрыв. Исследования последних лет показали, что при уточнении пленок H_2O , разделяющих минеральные частицы, до 10^{-8} м и меньше ($6 \cdot 10^{-9}$ м) образуется потенциальная яма. Глубина ее близка к 10^{-3} Дж/м² (Дерягин, Чураев, 1973). Когда расстояние между поверхностями минеральных частиц становится меньше $5 \cdot 10^{-9}$ м, водной пленки уже не существует: коагуляционная структура пылевато-глинистого образования превращается в конденсационную структуру; в последней начинают преобладать кристаллизационные связи. Удельная поверхность частиц глинистой породы неуклонно уменьшается в этом процессе конденсации их на глубинах 1—3 км и больших. Закономерность генерации тепла толщей глины, переживающей начальную стадию литификации или катагенез, выражается уравнением

$$-\sigma dA = TdS + dE, \quad (5.6)$$

где σ — поверхностное натяжение;

A — площадь поверхности частиц в элементарном объеме;

T — температура;

S — энтропия и E — внутренняя объемная энергия.

Мы видим, что уменьшение удельной поверхности раздела равносильно уменьшению изобарно-изотермического потенциала (Гиббса). Почему этот самопроизвольный процесс возможен в осадочных породах на определенных глубинах (1—4 км), объяснялось выше. Он представляется самопроизвольным только в случае, если мы отвлечемся от предыстории — гравитационного отжатия воды из осадка и породы, уплотнения их до состояния, в котором могут существовать пленки воды не толще 10^{-7} м.

Такой процесс генерации тепла интенсивно протекал и сейчас еще протекает в толщах глиен олигоценового, миоценового и плиоценового возрастов на территории Предкавказья и внутренней части Прикаспийской низменности. Особенно большой теплопроизводительностью отличается майкопская свита. Даже там, где мощность этой свиты не достигает 1500 м, у подошвы ее на глу-

бине 2500 м температура выше 140°С (Любимова и др., 1964). Дальнейшее углубление до 3—4 км не сопровождается уже столь быстрым, как в интервале глубин 1000—2500 м, повышением температуры. На глубинах 3—4 км она лишь в немногих местах превышает 180° (Покровский, 1967).

Как показывают данные о температурах довольно однородной майкопской свиты на разных глубинах в скв. 8, пробуренной на Чкаловско-Прикумской площади, геотермический градиент увеличивается от подошвы к верхним горизонтам свиты 0,043 до 0,061 град/м; происходит это при некотором увеличении коэффициента теплопроводности, если внести в него поправку, связанную с изменением температуры (Любимова и др., 1964; Любимова, 1968). Налицо нарастание плотности теплового потока снизу вверх по мере увеличения роли майкопской свиты в генерации внутриземного тепла. В средней части ее поток достигает значения $69,46 \cdot 10^{-3}$ вт/м² (Любимова, 1968), тогда как глубинный поток в Терско-Кумской впадине, включающий названную площадь, меньше $54,43 \cdot 10^{-3}$ вт/м² (Макаренко и др., 1968). Роль майкопской свиты в генерации неглубинного внутриземного тепла подчеркивают и данные о тепловых потоках в разных интервалах глубин на Южно-Сухокумской площади эпигерцинской платформы (Джамалова, 1969). Толщи глин олигоцена и миоцена добавляют к глубинному потоку тепла по крайней мере $20,94 \cdot 10^{-3}$ вт/м². Какая часть из этой добавки относится к радиогенному теплу, генерируемому долгоживущими радиоактивными элементами (ураном, торием и калием) в самой толще осадочных пород, показывают ориентировочные данные, полученные А. С. Джамаловой (1967). На участке Русский хутор толща осадочных пород дает радиогенного тепла $10,13 \cdot 10^{-3}$ вт/м².

Объясняют ли приведенные в этой главе гипотезы, суждения и предварительные выводы, покажет применение их к объяснению исключительно своеобразной геотермической обстановки, сложившейся в литосфере современного конечного водоема стока с мощными толщами терригенных глинистых осадков плиоценового и плейстоценового возраста. Таким водоемом стока представляется Каспийское море.

Локальные проявления генерации тепла толщами терригенных глинистых пород

Обзор довольно большого ряда локальных геотермических обстановок в Предкавказье содержится в упоминавшейся уже неоднократно монографии В. С. Вышемирского (1963, стр. 161—172). Им детально и критически проанализированы представления о причинах заметных различий геотемпературного градиента в разных частях (элементах) мелких геоструктурных форм: осях и крыльях антиклиналей и синклиналей, центральных частях и бортах межгорных и предгорных впадин и др. При этом им учитывалось наличие кайнозойского чехла из рыхлых осадочных образований той или иной мощности, а также отсутствие его. Особенное внимание было уделено участкам Предкавказья и Куринской впадины с аномально большими геотемпературными градиентами и высокими температурами на глубинах 1000—2000 м.

Анализ всех этих материалов привел В. С. Вышемирского (1963) к следующим трем выводам.

1. Положительные геотермические аномалии не определяются литологическим фактором, т. е. составом, свойствами и состоянием пород чехла (стр. 171).

2. Главнейшими факторами формирования геотемпературного поля на участках с положительными геотермическими аномалиями являются «уплотнение пород за счет гравитационного и тектонического сжатия, а также энергия тектонического трения, освобождающаяся при дислокациях» (стр. 172).

3. На таких участках и сейчас продолжается уплотнение пород под влиянием вышележащих толщ и современных тектонических процессов.

Первый вывод явно не согласуется со вторым, потому что значительному гравитационному и тектоническому сжатию на глубинах от 500 до 2000 м подвергаются не всякие породы; больше всего пылевато-глинистые образования и совсем незначительно, малопродуктивно в смысле генерации тепла аргиллиты, алевролиты, песчаники и другие скалистые породы, что отмечает и сам В. С. Вышемирский. Кстати заметим, что он не дал никаких количественных показателей теплопроизводящей способности толщ рыхлых кайнозойских пород в процессе литификации их (катагенеза). Следовало бы рассмотреть физико-геологическую модель этого процесса. Создать ее искусственно и заставить работать в близких к натурным режимам не скоро еще удастся.

В поисках природных обстановок, в которых за короткое (в геологическом смысле) время накопились и сейчас интенсивно отлагаются терригенные образования, особого внимания заслуживают некоторые части Каспийского моря и примыкающие к ним полосы западного побережья. Средне-Каспийская впадина глубиной до 800 м давно привлекает внимание как природная лаборатория, в которой отлично моделируются процессы интенсивного осадконакопления, погружения и уплотнения антропогенных осадочных толщ, а также генерации или значительной части тепла при компрессионной консолидации в интервале глубин от 100 до 500—600 м и литификации или катагенеза — от 500—600 м особенно интенсивно от 1000 до 3000 м.

Уже в 1964 г., слушая доклады об особенностях геотермической обстановки в Апшеронском полуострове и прилегающей к нему полосе мелководья, нельзя было не усомниться в достоверности вычислений и эмпирических построений, которые послужили основаниями для вывода, что огромные водоемы суши типа оз. Байкал и Каспийского моря — полосы и области охлаждения земной коры (Корытничкова, 1940). Этот вывод принимался и В. С. Вышемирским (1963, стр. 153 и 154).

Далекой от действительности оказались также начертания геопотерм в вертикальном разрезе литосферы Каспийского моря и его западного побережья на схемах, составленных с учетом традиционных представлений. Авторы таких схем, следуя утверждениям о равенстве средних значений плотности потоков внутриземного тепла в пределах обширных территорий и акваторий, рисовали геопотермы в виде почти горизонтальных линий. Эти линии расположены на одинаковых глубинах в полосах побережья и под мелководьем или шельфом океана.

Данные измерений температуры горных пород на разных глубинах внутри Апшеронского полуострова и в прилегающей к нему полосе мелководья (Овнатанов, Тамразян, 1967) заставляют говорить о сгущении и приближении к поверхности геопотерм в разрезе земной коры по направлению от территории внутри акватории. Это выразительно показано на геотермическом профиле по линии Сабунчи — Артем — Нефтяные Камни — Западный Челекен — Небит-Даг, составленном С. А. Алиевым и З. Я. Кравчинским (1967, см. рис. 1). Используя данные, приведенные в этих двух докладах Второму совещанию по геотермическим исследованиям (в 1964 г.), покажем резкое различие геотермических обстановок внутри полуострова, в полосе Приморья и в море на расстоянии 40 км от его берега (табл. 9).

Из этих данных и среднего значения теплопроводности глинистых пород на глубинах 500—1000 м, близкого к $1400 \text{ вт/м}\cdot\text{град}$, получена плотность потока внутриземного тепла на участке морского месторождения Нефтяные Камни, равная $7\cdot 10^{-2} \text{ вт/м}^2$ ($1,75\cdot 10^{-6} \text{ кал/см}^2\cdot\text{сек}$). Она на 70—80% больше той, которая отмечается на тех же глубинах внутри Апшеронского полуострова.

Таблица 9

Повышение температуры горных пород и увеличение геотемпературного градиента *

Название месторождения	Физический параметр	Глубина, м		
		500	1000	1200
Балаханы — Сабунчи	Температура, град К	307	317	322
	Геотемперат. градиент, град/м	0,028	0,025	0,021
Биби-Эйбат, расположенное частью на суше, частью в море	Температура, град К	308	322	327
	Геотемперат. градиент, град/м	0,033	0,028	0,026
Нефтяные Камни	Температура, град К	311	336	344
	Геотемперат. градиент, град/м	0,050	0,048	—

* На одних и тех же глубинах в направлении от внутренней части Апшеронского п-ова (Балаханы — Сабунчи) к берегу и дальше к морскому месторождению Нефтяные Камни.

Как уже отметили С. Т. Овнатанов и Г. П. Тамразян (1967, стр. 162), в типично морском месторождении Нефтяные Камни, расположенном в 40 км от берега на пути мощного перелива холодных вод из Северного в Южный Каспий, температура недр значительно выше, чем внутри Апшеронского п-ова на соответствующих глубинах. На глубине 1000 м разница составляет 19°, а на глубине 1200 м — 22°. Перед нами — две резко различные геотермические обстановки; такого контраста не отмечено на расположенной к западу складчатой суше. Однако авторы доклада сделали вывод, что море существенно не влияет на температурный режим донной литосферы (там же, стр. 163).

В докладе о геотемпературном режиме Апшероно-Прибалханской зоны С. А. Алиев и З. Я. Кравчинский (1967) сделали предположение, что положительные геотермические аномалии в этой зоне объясняются воздействием серии разломов, в первую очередь глубинного разлома, который пересекает Каспий южнее Апшеронского порога. Этот разлом, по словам докладчиков, намечается в результате интерпретации геофизических материалов. «Влияние его на температуру недр Апшероно-Прибалханской зоны нефтегазонакопления, очевидно, меньше, чем то действие, которое оказывают разломы, непосредственно пронизывающие плиоценовые отложения. Именно разломы, пронизывающие плиоценовые осадки, вызывают тепловые эффекты, которые сопровождают структуры Нефтяные Камни и Челекен» (Алиев, Кравчинский, 1967, стр. 168).

Таким образом, намеченный геофизиками глубинный разлом пересекает Каспий южнее Апшеронского порога и на геотермическую обстановку в месторождении Нефтяные Камни, расположен-

ном на самом пороге, существенно не влияет. Действительно, это морское месторождение находится в расстоянии 10—12 км от глубинного разлома, пересекающего Каспийское море. Что касается «разломов, непосредственно пронизывающих плиоценовые отложения», то их, возможно, и нет на участке месторождения Нефтяные Камни, поскольку достоверно они не установлены ни геофизическими методами, ни буровыми скважинами.

Это месторождение, как известно, приурочено к крупной брахиантиклинальной складке, осложненной лишь поперечным сбросом и небольшим поднятием юго-западного крыла структуры. Если бы существовали с плиоцена глубинные разломы, пронизывающие продуктивную толщу, интенсивный энерго- и массообмен глубоких недр с водоемом по таким разломам привел бы к разрушению нефтяного месторождения. Посмотрим все же в стороны и от Аншеронского порога, и от глубинного разлома, пересекающего Каспийское море по линии Приморск (на Западном берегу) — остров Огурчинский (на восточном), чтобы исключить влияние этих геотектонических явлений на температуру плиоценовых образований.

Прежде всего нас интересуют глубокие части Каспийского моря — его впадины, представляющие собой кладовые терригенного пылевато-глинистого материала, в изобилии доставляемого горными реками с нижнего плиоцена (понтической эпохи) и до нашего времени. Особого внимания заслуживают участки Южно-Каспийской и Средне-Каспийской впадин, расположенные ближе к устьям кавказских рек, поставляющих массу разнообразного «твердого стока» в этот внутриматериковый солоноватый водоем. На этих участках впервые определены плотности потоков тепла в донных осадках Каспийского моря (Alexandrov, Lubimova, Tomaga, 1972).

Один ряд точек северной части Южно-Каспийской впадины, в которых определены плотности потоков внутриземного тепла, расположен к востоку от дельты р. Куры (рис. 8). В ближайших к устью этой реки трех точках северного конца впадины средняя плотность потоков тепла близка к $9 \cdot 10^{-2}$ вт/м² ($2,13 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · сек). Она равна той, которая отмечена на участках с вулканическими очагами кайнозойского возраста в пределах Большого Кавказа (Макаренко и др., 1968). По мере удаления на восток и юго-восток от дельты р. Куры плотность потоков тепла в морских осадках уменьшается почти до средней нормальной для платформ — $5 \cdot 10^{-2}$ вт/м² ($1,2 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · сек) и даже меньшей величины.

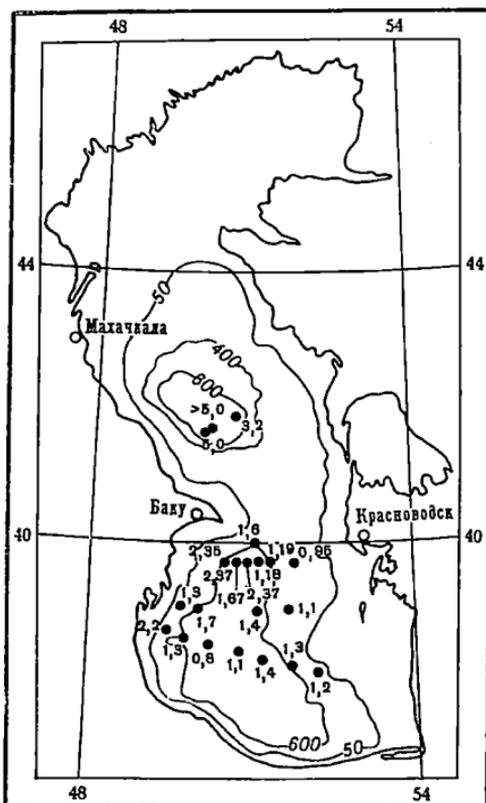
Еще более теплопроизводительной внутриземной кочегаркой представилась стратифера Средне-Каспийской, или Дербентской, впадины (см. рис. 8). Измерения температур и термофизических характеристик донного ила произведены в трех точках юго-восточной части этой легко прогибающейся под тяжестью современных осадков депрессии морского дна. Глубины моря в этой части Дерб-

бентской впадины превышают 600 м. В двух близко расположенных одна от другой западных точках плотности потоков донного тепла оказались исключительно большими — $21 \cdot 10^{-2}$ *вт/м²* ($5 \cdot 10^{-6}$ *кал/см²·сек*) и больше этой величины. В третьей — восточной, более удаленной от Западного гористого берега, поставщика терригенного материала осадков — плотность донного теплопотока значительно меньше указанной для двух других точек. Она равна $13,4 \cdot 10^{-2}$ *вт/м²* ($3,2 \cdot 10^{-6}$ *кал/см²·сек*). И все же такая плотность потоков была обнаружена в мегантиклинории Большого Кавказа только на участке с кайнозойским вулканическим очагом.

В связи с этим целесообразно привести некоторые данные о геотемпературном градиенте и плотности внутриземного потока тепла в двух гранитных массивах Северо-Востока СССР. В интервалах глубин 40—348 м геотемпературный градиент в двух массивах находится в пределах от 0,029 до 0,034 *град/м*, а плотность тепловых потоков — от $9,0 \cdot 10^{-2}$ до $11 \cdot 10^{-2}$ *вт/м²* ($2,3 \cdot 10^{-6}$ до $2,6 \cdot 10^{-6}$ *кал/см²·сек*).

Возраст этих гранитов верхнемеловой. Общеизвестный факт, что массивы таких пород — лучшие кочегарки невулканического внутриземного тепла — не нуждается в комментариях.

Объяснение этих явлений наталкивается на еще большие трудности, чем аномально плотного потока внутриземного тепла около



Прасковейска на участке с максимально мощной майкопской серией кайнозойских глинистых отложений. Авторы статьи, содержащей приведенные данные о плотностях потоков тепла в осадках впадин Каспийского моря (Alexandrov, Lubimova, Tomaga, 1972), в стремлении объяснить эти максимальные положительные геотермические аномалии в кайнозойской стратиферу пошли по традиционному пути; основную причину их они видят в весьма глубоких процессах. Касаясь биогенного теплообразования в новейших осадках и осадочных породах, авторы полагают, что с ними может быть связана добавка к потоку глубинного тепла, не превышающая $6,3 \cdot 10^{-3}$ *вт/м²* ($0,15 \cdot 10^{-6}$ *кал/см²·сек*).

Основное же значение придается особенностям глубинного строения, состава и свойств земной коры и верхней мантии под акваторией. Отмечается, в частности, что большие плотности потоков внутриземного тепла соответствуют распространению отрицательной гравитационной аномалии. Гравитационный минимум, отмеченный в восточной части Каспийского моря, связан с глубокой депрессией поля силы тяжести, пересекающей Туркмению южнее Карабогазской антиклинали.

По данным геомагнитного зондирования, здесь, на глубинах от 40 до 60 км, располагается верхний ярус мантии, характеризующийся сравнительно большой электрической проводимостью. В прилегающих полосах суши и моря такой ярус мантии залегает значительно глубже. Он и создает положительную геотермическую аномалию под Южно-Каспийской впадиной. Углублению этой впадины соответствует накопление обильных осадков в пределах ее; общая мощность их достигает 20 км. Неизбежность погружения этой огромной толщи молодых пород отвечает действию принципа изостатического равновесия.

В свете приведенных факторов появление отрицательной гравитационной аномалии в литосфере под впадиной можно объяснить резким подъемом яруса, характеризующегося малыми скоростями сейсмических волн. Этот ярус содержит легкие раскаленные астенолиты. Таким образом, происхождение резкой отрицательной аномалии силы тяжести связано с интрузией магмы сравнительно малой плотности в расположенные выше ярусы более плотной литосферы. Такая магма испытала или испытывает сейчас восходящее движение в пределах данного региона. Вероятно, отражением этого явления и следует считать увеличение плотности потоков внутриземного тепла в юго-восточной части Каспийского моря, а также в подъеме яруса мантии с высокой электрической проводимостью до сравнительно малых глубин порядка 40—60 км.

Так объясняется происхождение положительной геотермической аномалии в Южно-Каспийской впадине с учетом одних глубоких факторов теплообмена литосферы с толщами морской воды и через них с атмосферой. В этом чисто геофизическом и весьма интересном объяснении не хватает только ответов на ряд вопро-

сов, естественно возникающих при ознакомлении с фактическими данными. Некоторые суждения авторов также вызывают дополнительные вопросы. В частности остается неясным, почему в литосфере впадины Каспийского моря плотность потока тепла из мантии должна быть больше средней для глубоких частей океанов — $7 \cdot 10^{-2}$ *вт/м²* ($1,45 \cdot 10^{-6}$ *кал/см²·сек*) при условии, что толщина земной коры под впадинами Каспия не меньше 40 км.

Наряду с тем что было приведено в объяснение особенностей глубинного строения, состава и свойств нижнего яруса литосферы и верхней мантии под Южно-Каспийской впадиной, повторяется широко известное суждение (Белюсова, 1962, стр. 562), которое сводится к следующему.

Погружение фундамента Южно-Каспийской впадины, заполнение ее осадками, утоньшение так называемых гранитного и базальтового слоев немислимы без выжимания их дополнительной нагрузкой в виде новых толщ осадков и без растяжения этих слоев, хотя складчатости может и не быть (Alexandrov, Lubimova and Tomara, 1972, стр. 78). Но как же в этом случае допустить появление и подъем астенолитов под впадиной? Если гранитный слой под впадиной отсутствует, то почему же плотности потоков глубинного (в основном радиогенного) тепла в субмаринной стратиферере в два раза больше тех, которые фиксируются на участках суши с гранитным слоем в литосфере?

Не проще ли отрицательную гравитационную и положительную геотермическую аномалии в пределах впадин Каспийского моря связать с огромными толщами кайнозойских отложений? Они характеризуются не только большой мощностью, превосходящей 10 км, но и малой плотностью — от $1,7 \cdot 10^4$ *кг/м³* на глубине 100 м до $3 \cdot 10^4$ *кг/м³* на глубине 10 000 м от поверхности дна. Средняя плотность мезокайнозойских образований в интервале глубин от 100 м до 15 км от дна впадины вряд ли больше $2,7 \cdot 10^4$ *кг/м³*.

Остается неясным, почему плотности потоков тепла в осадках Южно-Каспийской впадины уменьшаются к востоку, т. е. в сторону возрастания абсолютных значений отрицательной гравитационной аномалии, максимальной в Южной Туркмении? Интрузии сравнительно легких астенолитов, если считать неглубокое залегание их на месте основной геотермической аномалии, развивались и, возможно, развиваются здесь наиболее интенсивно.

Современное обобщение данных о геологическом строении и истории геотектонического развития Южно-Каспийской впадины и Куринского прогиба содержится в коллективной монографии «Каспийское море», изданной Московским университетом в 1969 г. Отрицательные гравитационные аномалии связаны, по мнению автора главы о геологической структуре дна О. К. Леонтьева, с резким возрастанием мощности комплекса рыхлых (относительно более легких) осадочных образований в центральной части впадины; общая мощность его равна 20 км. Сколь она велика, показы-

вают данные о мощности осадочного чехла в северо-восточной части Апшеронского порога, т. е. уже в пределах герцинской платформы. Здесь общая мощность осадочных толщ около 3 км. Именно в этом направлении и уменьшается плотность потоков внутриземного тепла. Наибольшие из измеренных в Южном Каспии отвечают восточной части Куринского прогиба.

Южно-Каспийская впадина, возможно, вместе с Куринской депрессией является реликтом земной коры, чуждой по своему строению материке. Земная кора в этой части Каспия сходна с океанической и отличается от последней лишь большой суммарной мощностью толщи осадочных образований. Гранитная оболочка под ними отсутствует, и они непосредственно залегают на базальтовом ложе. Предполагается, что Южно-Каспийская впадина вместе с Куринской депрессией — остаток океана Тетис, который был ареной альпийского горообразования, и земная кора здесь еще не успела приобрести все черты материковой («Каспийское море», 1969).

«Характерной особенностью тектонического режима Южно-Каспийской впадины является ее интенсивное прогибание в плиоцен-четвертичное время на фоне общего подъема бортовых зон» (Мехтнев, Геодекян и др., 1973, стр. 82). Необходимо подчеркнуть слова «прогибание в плиоцен-четвертичное время». Они выражают суждение, необходимое в дальнейшем для определения скорости осадконакопления во впадинах Каспия. В решении этой задачи поможет также знание того фактора, что глубина залегания кровли среднего плиоцена в области максимального прогибания впадины достигает 6000—7000 м. Таким образом, за верхнеплиоценовое время и антропогеновый период накопилась серия терригенных образований общей мощностью не меньше 5000 м. Средняя скорость седиментации за 10^6 годовых периодов, протекших с верхнего плиоцена до начала нашей эры, составляет огромную величину — 0,05 см за год, или 0,5 м за 1000 годовых периодов. В глубокой части Мексиканского залива самая большая скорость седиментации за этот отрезок времени составляла 0,28 м за 1000 годовых периодов (Щербакова, 1972, стр. 163).

Уменьшение плотностей потоков внутриземного тепла к периферии впадины Каспийского моря, особенно хорошо заметное при движении в сторону, противоположную берегу с устьями больших горных рек, можно объяснить процессами и явлениями, возможность и направления развития которых доказываются рядом достоверных физико-геологических факторов, проанализированных и в значительной мере уже обобщенных. Ими мы и воспользуемся при объяснении исключительно большой положительной геотермической аномалии в Дербентской впадине Каспийского моря.

Эта впадина — восточная и наиболее глубокая часть Терско-Каспийского передового прогиба. Глубина его материковой (Предкавказской) части достигает 6000—7000 м. Заполнен он здесь не только отложениями кайнозоя и мела, но и юры. Южное крыло его узкое и крутое, местами осложнено вторичными складками, напри-

мер в Грозненском нефтеносном районе. Суммарная мощность плиоцена и антропогена в центральной полосе прогиба даже на суше достигает необыкновенной величины 2500—2720 м (Наливкин, 1962, стр. 637—639). На восток в море этот прогиб прослеживается в юго-восточном направлении по отрицательным аномалиям силы тяжести, увеличивающимся по абсолютным своим значениям до участка Среднего Каспия с наибольшими глубинами. Этот участок и называется Дербентской впадиной. Опускание дна ее не компенсируется осадконакоплением, хотя интенсивность последнего видимо весьма значительна, что будет показано ниже. Но, несмотря на большую скорость прогибания дна Дербентской впадины, суммарная мощность толщ рыхлых осадочных образований под ней не так велика, как в Южно-Каспийской.

В центральной, наиболее глубокой части Дербентской впадины отмечен участок с большой положительной аномалией силы тяжести, что указывает, возможно, на уменьшение мощности осадочного покрова от периферии к центру и относительно близкое расположение поверхности кристаллического фундамента. Глубинное сейсмическое зондирование показывает также, что даже самая глубокая часть Дербентской впадины имеет кору материкового типа, мощность земной коры здесь больше 40 км («Каспийское море», 1969).

Итак, в строении и составе земной коры Дербентской впадины нет никаких особенностей, связанных с гипотетическими глубинными и сверхглубинными явлениями. Этим самым она больше, чем Южно-Каспийская, подходит в качестве природной модели, с помощью которой можно показать значение процессов литогенной генерации внутриземного тепла.

Глубина Дербентской впадины от поверхности дна центральной части ее до поверхности кристаллического фундамента, по геофизическим данным, не меньше 12 км. Из них верхние 3—4 км заполнены не успевшими еще как следует уплотниться и перейти в стадию катагенеза плиоценовыми и антропогеновыми образованиями. Судя по мощности последних на суше в нижнем течении р. Терек — (более 500 м), во впадине она достигает, видимо, 1—1,5 км, что было связано с таянием неоднократно возникавших ледниковых покровов и сносом бурными потоками талых вод огромных масс пылевато-глинистого материала во впадину. О том, что в плиоценовых и антропогеновых осадках Дербентской впадины преобладают алевроиты и пелиты, говорить не приходится. Об этом свидетельствуют многочисленные факты и закономерности, приведенные в обобщающем труде Н. М. Страхова (1963, стр. 57—61). «Общая схема распределения гранулометрических типов осадков в водоемах» (фиг. 18, а на стр. 58 упомянутого труда) составлена по данным об осадках северной и средней части Каспийского моря, включающей Дербентскую впадину. Данные о донных отложениях ее приведены также в коллективной монографии «Каспийское море» (1969).

Комментируя упомянутую выше и следующую схему (фиг. 18, б), Н. М. Страхов обратил внимание на ряд важнейших закономерностей, из которых для дальнейшего развития гипотезы о происхождении положительной геотермической аномалии в средней части Каспийского моря понадобятся следующие:

1. Чем круче наклонена шельфовая площадка, тем в общем уже полоса песков и тем ближе к берегу подходят тонкозернистые илы — алевриты и пелиты. Самая узкая шельфовая площадка в части Каспийского моря, расположенной против гористого берега на отрезке его Баку — Дербент. Восточнее устья р. Куры полоса шельфа тоже довольно узкая, но все же она шире, чем восточнее устья р. Самур.

2. Участки с тонкозернистыми осадками на шельфе приурочиваются к четырем формам рельефа дна: 1) к приустьевым частям крупных рек; 2) к понижениям в рельефе шельфа как эрозийного, так и тектонического происхождения, «например, в приапшеронском районе Каспия, в Уральской бороздине Каспия и других местах» (Страхов, 1963, стр. 58) и т. д.

3. На площадях со сложным рельефом морского дна приподнятым участкам отвечают более грубозернистые илы, а прогнутым — более тонкозернистые. Такое явление наблюдается и в Каспии, «где на Апшеронско-Красноводском валу оседают крупные алевриты, а в смежных котловинах — пелиты (Южн. Каспий) и мелкие алевриты (Средн. Каспий)».

4. На дне Каспийского моря «уменьшение алевритовой фракции в пелагической зоне выражено слабо, пелитовая фракция едва ее превосходит и то лишь на площади южной котловины, тогда как в котловине Среднего Каспия в самых тонких илах (по данным В. П. Батурина) алевритовый материал содержится практически в тех же количествах, что и пелитовый» (Страхов, 1963, стр. 60).

То же самое установлено многочисленными анализами глин майкопской серии. И они, и осадки Дербентской впадины состоят в значительной части из алевритовой фракции. Поэтому мы их и называем пылевато-глинистыми породами или осадками. Лишь в самой центральной, небольшой по площади части Дербентской впадины пелитовые частицы явно преобладают над алевритовыми. Какова же скорость или интенсивность накопления пылевато-глинистых осадков на дне Дербентской впадины? Общий качественный и поэтому мало определенный ответ может быть только таким: она должна быть весьма большой, превосходящей 30 см за 1000 годовых периодов. Для такого ответа имеется ряд надежных оснований.

Кавказский хребет, по мнению В. В. Белоусова (1962, стр. 48), уже в неогеновое и антропогеновое время несколько раз пенепленизировался и снова поднимался. Сносимый с гор восточных частей Большого и Малого Кавказа материал мог отлагаться только в Каспийском море, главным образом в его впадинах. Посмотрим, какое же количество материала приносится сейчас горными

реками в Дербентскую впадину. Об этом можно судить по объему твердого стока рек, впадающих в Каспий с запада почти против впадины.

Наиболее крупная и многоводная из таких рек — Терек. Твердый сток этой горной реки составляет $26 \cdot 10^9$ *кг/год*, или $26 \cdot 10^6$ *т/год*; он несколько больше твердого стока р. Волги, хотя водосборная площадь Терека в три с лишним раза меньше водосборной площади Волги. Все определяется интенсивностью механической денудации, выражаемой в тоннах материала, снесенного с одного *км²* в год (Страхов, 1960). Среднее ее значение для бассейна р. Терек равно 600 *т/км²·год*, а для бассейна р. Волги — всего 19 *т/км²·год*, т. е. в 30 раз меньше. Лишь в бассейнах рек Тигра, Евфрата, Ганга и Меконга интенсивность механической денудации больше, чем в бассейне Терека.

Еще большая интенсивность этого процесса отмечается в бассейне соседней с Терекком р. Сулак, стекающей в Каспий непосредственно с северо-восточного склона Большого Кавказского хребта; она равна 2000 *т/км²·год*. В бассейне р. Самур — 1700 *т/км²·год*. Помножив эти величины на площади соответствующих бассейнов, получим объемы годового твердого стока с каждого из них.

Твердый сток с бассейна р. Сулак равен огромной величине — $26 \cdot 10^6$ *т/год*, т. е. он равен твердому стоку с бассейна р. Терек, хотя площадь первого в три с лишним раза меньше площади второго. Суммарный твердый сток с бассейнов всех горных рек, впадающих в Каспий с запада и юго-запада недалеко от Дербентской впадины, близок к величине $70 \cdot 10^6$ *т/год*. Если лишь половина из этого материала достигнет дна впадины в виде алевритовых и пелитовых частиц, то и в этом случае в год образуется пленка нового осадка толщиной не менее $0,001$ *м* или 1 *м* за 1000 годовых периодов. Но к этому добавляют некоторое количество взвесей, доходящих до дна впадины рек Кума и Волга. Оно не учитывается нами из осторожности в выборе величин, определяющих мощность теплопроводящих толщ терригенного материала во впадине.

В течение отрезка времени, включающего верхний плиоцен и антропоген и равного 10 млн. годовых периодов, могло образоваться $10\,000$ *м* осадка или 3000 — 4000 *м* породы, залегающей глубже 100 *м* от поверхности современного дна впадины. Но нас интересует только толща пылевато-илистой породы, залегающей в интервале глубин от 500 — 600 до 3000 *м*.

Как показали исследования Е. Л. Гамильтона (Hamilton, 1959), И. Г. Коробановой и др. (1963), с интервалом глубин от 500 — 600 до 1000 — 1200 *м* совпадает зона преобразования терригенных морских образований, переходная от диагенеза к катагенезу. Глубже 1000 — 1200 *м* начинается катагенез антропогенных и неогеновых отложений в современных акваториях. Упомянутым выше глубинам отвечают давления, значения пористости и плотности пылевато-глинистых образований, указанные в табл. 8 (см. предыдущую главу).

Данные табл. 8 (стр. 87) показывают, что в интервале глубин от 100 до 600 м — выше зоны, переходной от диагенеза к катагенезу, продолжается еще процесс компрессионной консолидации молодой породы. Он может протекать довольно быстро во времени и вследствие этого быть адиабатным при условии быстрого осадконакопления на поверхности стометровой толщи, надежно изолирующей интенсивно уплотняемую зону новейших отложений. В этом случае донная зона субмаринной литосферы, погружившись под толщу новых осадков, будет генерировать некоторое количество тепла, о чем шла уже речь в предыдущей главе. Сколь продуктивной окажется единица веса пылевато-илистой грунтовой массы в этом процессе, сейчас трудно сказать. Ответ на этот вопрос будет получен после осуществления сложного эксперимента с макрообъемом грунта в большом прецизионном калориметре.

Но максимум литогенного тепла выделяет все же зона катагенеза, располагающаяся в интервале глубин от 600 до 2500—3000 м. Толща пылевато-глинистых образований мощностью 2500 м, погружаясь постепенно на указанные глубины и после погружения в этот интервал глубин, генерирует количества тепла, соответствующие принятой в главе V схеме термодинамических процессов конденсации вещества в таких системах.

Учитывая то обстоятельство, что в осадках центральной части Дербентской впадины преобладают пелиты и мелкие алевроиты (Страхов, 1963, стр. 60), удельную поверхность образовавшейся из них породы можно принять равной 10^5 м²/кг. Здесь имеется в виду порода, еще не погружившаяся глубже 500—600 м, т. е. в зону катагенеза. Удельная поверхностная энергия такого коллоидно-пористого образования, состоящего в основном из гидрослюд, каолинита и мусковита, будет близкой, вероятно, к 3 Дж/м², или $0,8$ кал/м². Таким образом, 1 кг пылевато-глинистой породы содержит около $3 \cdot 10^5$ Дж поверхностной энергии.

Если предположить, что быстро образующаяся толща таких пород (см. выше), мощностью 2500 м, погружалась в зону геологически недавнего и погружается в зону современного катагенеза в продолжение 1 млн. годовых периодов — всего антропогенового периода, то к плотности глубинного потока тепла она добавляла и добавляет $4 \cdot 10^{-2}$ вт/м², или приблизительно около $1 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек. Не так много по сравнению с тем, сколько необходимо для объяснения величин, полученных предварительными измерениями в обстановке и соответствующих процессам развития донной литосферы Дербентской впадины. На самом деле накопление и погружение терригенных осадков в центральной части этой впадины шли значительно быстрее, что отмечалось уже выше при определении величины твердого стока в эту часть Каспия. Компрессионная консолидация их сопровождается также выделением тепла, восходящего к поверхности дна.

Кроме упомянутых двух термодинамических процессов генерации тепла толщами глин — адиабатного сжатия в стадии диаге-

неза и конденсации в стадии катагенеза — они выделяют заметные количества его и при распаде радиоактивных изотопов ряда элементов, содержащихся в самих глинах (Джамалова, 1967; Боганик, 1970). Помимо довольно высокого содержания урана, тория и калия в терригенных глинах, такого же, какое отмечается в гранитах, с частицами гидрослюд и мусковита, преобладающими в глинистой фракции осадков Дербентской впадины, связаны, вероятно, большие количества радия (Шалмина, Кренделев и др., 1972, стр. 150).

Процесс компрессионной консолидации пылевато-глинистых пород на значительных глубинах под давлением более 10^6 кг/м^2 сопровождается, как показывают лабораторные эксперименты, трением частиц друг о друга, генерирующим значительные количества тепла. В связи с этим нельзя не согласиться с мнением В. С. Вышемирского, основанным на результатах исследований Ю. А. Косыгина и В. А. Магницкого (1948). Это мнение сводится к следующему.

По мере погружения быстро накапливающихся и уплотняющихся в центре впадины осадков увеличиваются тангенциальные напряжения, вертикальное сжатие и теплообразование за счет тектонического трения. «Все это приводит к увеличению плотности теплового потока, способствующего повышению температуры не только погруженных пород, но и вышележащих толщ» (Вышемирский, 1963, стр. 147).

Таким образом, особую геотермическую обстановку в Дербентской впадине можно объяснить, не прибегая к гипотектическим сверхглубинным явлениям. Для этого достаточно установленных уже литологией, геотектоникой и грунтоведением фактов.

1. Интенсивного накопления осадков на дне впадины за счет огромного твердого стока горных рек.

2. Быстрого прогибания дна впадины и погружения плиоценовых и антропогеновых отложений сначала в зону компрессионного уплотнения пород под нагрузкой толщ новейших осадков (в интервале глубин 100—600 м).

3. Медленной, но неуклонно идущей под большими нагрузками конденсации частиц пылевато-глинистой породы — катагенеза ее, особенно интенсивно протекающего в интервале глубин от 1000 до 3000—3500 м.

Мнение о существенном влиянии на плотность потока тепла в новейших осадках каспийских впадин таких глубинных факторов, как молодые вулканические очаги или внедрение легкой и горячей верхней мантии в земную кору, противоречит принципу наименьшей работы в явлениях переноса вещества и энергии.

Любые естественные процессы протекают в земной коре таким путем, что на их осуществление затрачивается минимальное количество энергии. Эта общая качественная формулировка принципа подробно обоснована и доходчиво разъяснена Р. Фейнманом в его лекциях по физике (Фейнман, Лейтон, Сендс, 1967) на примере

электрического тока в проводниках. Если токи протекают через массу проводящего вещества в соответствии с законом Ома, то они распределяются в этой массе так, чтобы количество тепла, генерируемого в ней токами, было минимальным. А это соответствует преобладанию токов по направлениям с наименьшими сопротивлениями.

В случае потоков тепла этому принципу соответствуют максимальные плотности их по направлениям с наименьшими термическими сопротивлениями. Чем меньше такое сопротивление, тем меньше диссипируется тепла, т. е. затрачивается на совершение работы над колеблющимися частицами, увеличением объема частиц скелета и воды, перемещением последней под влиянием температурного градиента и др.

Ясно, что термическое сопротивление максимально в пределах центральной части впадины, где мощность стратисферы (или глубина до поверхности кристаллического фундамента) более 10 км. К этому добавляется еще довольно большое сопротивление, представленное бесконвекционной толщей воды, расположенной между дном и глубинами 100—200 м, т. е. ниже яруса с переменными в году температурой, концентрацией и плотностью солоноватой воды.

Эти обстоятельства учитывались уже в первой нашей попытке объяснить глубокое своеобразие геотермической обстановки под Каспийским морем. Она привела тогда к следующим предположительным выводам (Шведов, 1964, стр. 14 и 15).

1. С того момента, когда поверхность Земли дифференцировалась на участки суши и моря, земная кора под глубокими и обширными водоемами оказалась более тонкой, чем в пределах материков и островов.

2. В тонкой литосфере глубоких участков Каспийского моря, испытывающей прогибание и погружение в высокотемпературные и пластичные зоны земной коры, имеются и сейчас необходимые условия для нефтеобразования — большое давление и высокая температура.

3. Знаменитые грязевые вулканы Азербайджана — проявления особенностей строения и состояния земной коры под впадиной, занятой Каспийским морем, а также нисходящего движения дна его под тяжестью интенсивно отлагающихся осадков.

То же самое представляла собой Терско-Кумская впадина в олигоцене и нижней части миоцена, когда накапливались толщи глины майкопской серии. Кстати напомним, что именно в пределах центральной части этой впадины с максимальной мощностью майкопских отложений (более 1500 м) располагается Прасковейский участок с температурой горных пород 455°K (182°C) на глубине всего 3500 м, тогда как на других участках эпигерцинских же платформ без мощных толщ кайнозойских глинистых образований такая температура оказывается лишь на глубине 7000 м.

По многочисленным данным А. Н. Шарданова и Ю. Д. Кузь-

менко (1966), высокая пористость майкопских глин отмечается еще на глубинах 2200—2400 м; даже в интервале глубин 2852—2861 м этот показатель состояния и свойств отложений майкопской серии равнялся 21%, свидетельствуя о незаконченности процесса конденсации частиц, хотя эти образования находились под давлением 600—800 кг/см² в течение многих миллионов лет. С начала процесса литификации, начавшегося около 20 млн. лет тому назад, толща майкопских глин мощностью 1500 м, погрузившись на глубины от 1000 до 2500 м, могла выделить тепла столько, сколько необходимо было для увеличения плотности восходящего из больших глубин потока на целую микрокалорию. Это превышает плотность потока внутриземного тепла на территории распространения древних кристаллических щитов, где процессы литификации осадков закончились более миллиарда лет назад.

Толщи глин от понта до майкопа общей мощностью в 2—2,5 тыс. м и сейчас еще представляют собою не только огромное термическое сопротивление, препятствующее такому активному теплообмену глубоких недр с атмосферой, какой отмечается, например, в центре Ставропольского поднятия. Глубинный тепловой поток по многим определениям, в число которых входят довольно точные новые, равен здесь в среднем $2,05 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек (Макаренко и др., 1968). Мы объясняем его не столько тектоническим строением как таковым, сколько отсутствием глинистых толщ олигоцена и миоцена.

Там, где эти толщи имеются и характеризуются большими мощностями, как, например, в Азово-Кубанской и Терско-Кумской впадинах, а также на Скифской плите, глубинный тепловой поток встречает на своем пути не просто слабо теплопроводящие, но и теплопроизводящие приповерхностные ярусы земной коры. В этом случае плотность потоков внутриземного тепла в интервалах глубин от 3 до 5—6 км не может быть большой.

Это суждение вытекает, между прочим, из того же принципа наименьшего действия в процессах энергообмена и из элементарного анализа соответствующей ему простой формы уравнения теплопроводности

$$q = \frac{T_1 - T_2}{r},$$

где q — глубинный тепловой поток, *вт/м²*;

T_1 — температура пород, слагающих основание олигоцен-миоценовых толщ глинистых пород, *град К*;

T_2 — температура в середине толщ майкопских глин;

r — термическое сопротивление, *м²·сек·град К/дж*.

Поскольку во впадинах Предкавказья значения T_2 и r гораздо больше, чем в выступах и поднятиях, вследствие того что во впадинах велика мощность и мала теплопроводность толщ рыхлых пород, то глубинный тепловой поток, измеренный в породах основания майкопской серии, не может быть столь же значительным,

как в центре Ставропольского поднятия или в мегаантиклинории Большого Кавказа. Последние представляют собой отдушины в стратиффере с относительно малыми значениями T_2 и r . Через них проходит тепло не только глубинное, но и боковое, образовавшееся в глинах майкопской серии.

Толщи глин майкопской серии и более молодого возраста, широко распространенные в Предкавказье, представляют собой источники тепла, сильно нагревавшего и сейчас еще нагревающего средний ярус стратифферы этой нефтеносной области.

Когда рукопись монографии находилась уже в издательстве, появилась новая сводка знаний о составе, возрасте и мощности новейших осадков на дне Дербентской впадины («Осадки Каспийского моря», 1973). В этой интереснейшей коллективной монографии с предисловием, написанным академиком Н. М. Страховым, содержатся современные фактические данные об интенсивности осадконакопления, гранулометрическом и минералогическом составе осадков во впадинах Среднего и Южного Каспия. Они значительно усиливают эмпирические основания, позволяющие рассматривать Дербентскую впадину субаквальным экзотермическим котлом с терригенным «горючим материалом», быстро накапливающимся и погружающимся на глубины 1—5 км, где потенциальная энергия поверхности частиц под влиянием гравитационного поля превращается в кинетическую тепловую.

Так, суммарный твердый сток в Дербентскую впадину в виде пылевато-глинистого материала превышает, видимо, цифру, принятую мной, — $35 \cdot 10^6$ т/год. В глубоководных новокаспийских и хвалыньских отложениях преобладают глинистые и мелкоалевритовые илы; пелитовая фракция составляет 80—90% и даже больше от общей массы скелета новокаспийских отложений на дне Дербентской впадины. Лишь у бровки шельфа, окаймляющего эту впадину, количество глинистых частиц уменьшается до 70%. Одним словом, новокаспийские отложения Дербентской впадины представлены слабоизвестковыми глинистыми илами.

Основным минералогическим компонентом глинистой фракции таких отложений является гидрослюда. За гидрослюдой следует каолинит, а третьим — хлорит («Осадки Каспийского моря», 1973, стр. 89).

Многолетняя криолитозона и генерация тепла толщами глинистых пород в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты

Влияет ли многолетняя криолитозона или, иначе говоря, толща беспрестанно мерзлых пород на геотермическую обстановку данного участка Западно-Сибирской Субарктики вообще и в частности северо-западной части Западно-Сибирской плиты? В своем ответе на этот вопрос В. С. Вышемирский (1963) резко разошелся с мнением Б. Ф. Маврицкого (1962), полагавшего, что многолетняя криолитозона, несомненно, влияет на температурное поле подмерзлотного яруса литосферы.

Отмечая влияние гидрогеодинамического фактора и толщ мерзлых пород на геотермическую обстановку упомянутых частей Западно-Сибирской плиты, Б. Ф. Маврицкий расчленил ее на следующие естественные полосы и районы.

1. Полоса с толщами мерзлых пород.
2. Полосы питания внутриземных вод (юго-восточная, юго-западная и западная).
3. Центральный район.
4. Район разгрузки внутриземных вод (средний участок приуральской части плиты).

Сравнительно низкие температуры горных пород на значительных глубинах, измеряемых сотнями метров от подошвы яруса с годовыми теплооборотами, в первой полосе объясняются влиянием многолетней криолитозоны. Это мнение Б. Ф. Маврицкого вполне согласуется с тем, что давно принимается геокриологами при рассмотрении соответствия температуры горных пород на больших глубинах геотермическому уровню теплообмена в системе литосфера — почва — атмосфера («Основы геокриологии», ч. I, 1959; см. также главу III).

По мнению же В. С. Вышемирского, влияние толщ мерзлых пород на температурный режим подмерзлотного яруса литосферы не отмечается. В обоснование этого мнения он ссылается на имевшиеся в его распоряжении данные. Так, разница в температуре пород в первой полосе и центральном районе с увеличением глубины не убывает, как должно быть при решающем влиянии многолетней криолитозоны на температурный режим подмерзлотных толщ, а увеличивается с глубиной. На глубине 300 м в центральном районе (см. выше пункт 3 перечня полос и районов Западной Сибири) температур на соответственных горизонтах этих двух участков

плиты еще больше: в глубине 1000 м она около 18° и 2000 м около 21°

«Влияние многолетней мерзлоты Б. Ф. Маврицким, как и многими другими исследователями, — заключает В. С. Вышемирский, — сильно преувеличено. Никаких оснований для выделения особого геотермического района на севере Западно-Сибирской низменности нет. Что же касается низких температур в этом районе, то они определяются тем, что геотермические условия изучены здесь только в краевых частях низменности, т. е. в зоне, в которой температуры сравнительно низкие, и на юге» (Вышемирский, 1963, стр. 183).

Как это ни странно, но все же В. С. Вышемирский в какой-то мере прав, отмечая отсутствие достаточных оснований для выделения особой геотермической полосы на севере Западно-Сибирской низменности. Во всяком случае в литературе по геотермике вообще и в труде Б. Ф. Маврицкого (1962, 1971) в частности оснований для этого недостаточно. Нет их также и в коллективной монографии «Тепловой режим недр СССР» (1970). Что касается геокриологических литературных источников, то они вообще не упоминаются в монографии В. С. Вышемирского при рассмотрении вопроса о влиянии многолетней мерзлоты на геотермическую обстановку.

Вследствие недостаточного внимания гидрогеотермиков к вопросу о влиянии многолетней криолитозоны на геотермическую обстановку в подмерзлотных толщах пород отрицание его (влияния) может оказаться столь же живучим, как отрицание наличия толщ беспрестанно мерзлых пород в XIX в. Как известно, Леопольд фон Бух, по словам М. И. Сумгина (1927), не мог связать наличие восходящих потоков внутриземного тепла, о чем свидетельствовали известные ему сведения о геотемпературном градиенте и элементарная теория теплопроводности Фурье, с внешним холодильником бесконечно большой емкости (атмосферой и космосом). Он не мог найти во взаимодействии того и другого объективные возможности глубокого промерзания земной коры.

Академик К. М. Бэр полагал, что Бух утверждался в своих взглядах не столько представлением о расплавленном состоянии внутренности Земли, сколько наблюдениями, сделанными им самим и Валленбергом над температурой родниковой воды в Скандинавии. Из этих наблюдений следует, что чем больше подвигаться на север, тем температура воды согласно измерениям в родниках становится выше по сравнению со средней годовой температурой воздуха данной местности. Сейчас, имея много данных о температуре воды родников Крайнего Севера СССР, можно подтвердить эту закономерность, которая объясняется способностью восходящих струй внутриземной воды проходить длинный путь по трещинам и крупным порам без больших теплопотерь. Об этом свидетельствуют эмпирические материалы и теоретические выводы (Огильви, 1959).

Значительное внимание вопросам взаимного влияния и взаимодействия глубокого промерзания земной коры, теплоотдачи и изменения температуры подмерзлотных толщ горных пород уделено в первой части «Основ геокриологии» и в коллективной монографии «Геокриологические условия Западно-Сибирской низменности» (Баулин, 1967). Учитывая фактические данные и суждения, опубликованные в этих трудах, а также основываясь на некоторых новых положениях геокриологии, попытаемся выяснить форму, направления и меру влияния многолетней криолитозоны на общую геотермическую обстановку в северной части Западно-Сибирской плиты. При этом меньше всего будет уделено внимания взаимодействию стационарной многолетней криолитозоны с подмерзлотной толщей пылевато-глинистых или чисто глинистых пород, массообмен в которых незначителен и его можно не учитывать в анализе теплообмена в системе немерзлый холодный слой — толща мерзлых пород.

Промерзание и оттаивание земной коры, формирование и режим (изменение температуры и мощности) слоев и толщ мерзлых пород определяются в геотермофизическом смысле не только верхними краевыми условиями, но также составом, строением и свойствами промерзающих и мерзлых пород (влажностью — льдистостью, эффективной теплоемкостью и теплопроводностью их). Развитие этих наиболее сложных и важных в физико-геологическом смысле гидрогеотермических процессов решающим образом определяется также условием на нижней (внутренней) границе системы, которую в данном случае можно назвать теплообменной, а вообще она представляется сложной термодинамической системой.

Поскольку нижняя граница подвижна, изменяется также во времени и по глубине плотность потока к ней из более глубоких немерзлых слоев стратисферы, что не может не отразиться через некоторое время на температуре довольно значительных толщ ее. Все современные формулы, полученные путем численных решений уравнения теплопроводности для расчета глубины промерзания земной коры исходя из так называемого условия Стефана на границе мерзлой и немерзлой породы, учитывают восходящий поток тепла, плотность которого во много раз больше плотности обычного глубинного. Такая большая плотность потока внутриземного тепла к границе промерзания земной коры, обусловленная движением этой границы вниз и вызывающая постепенное охлаждение подмерзлотных слоев и толщ, не сохраняется, конечно, при переходе всей теплообменной системы к стационарному состоянию.

Ни одна из составляющих этой системы не может считаться вполне независимой, а тем более изолированной от остальных. Поэтому многолетняя криолитозона не только влияет на температурный режим пород и плотность потоков тепла в глубинах 1—2 тыс. м, но и сама формируется и существует при строго определенных значениях глубинных температур и плотностях потоков

внутриземного тепла. Так, например, отсутствие многолетней криолитозоны в северной части Ханты-Мансийской впадины вплоть до 65-й параллели объясняется частично большей плотностью потока внутриземного литогенного тепла (см. главу II).

Особенности теплообмена в системе литосфера — почва — атмосфера, которые обуславливают глубокое промерзание земной коры и длительное существование криолитозоны, заключаются в том, что теплообороты в почве и подстилающих ее горных породах начинают совершаться и потом длительное время совершаются при среднегодовой температуре почвы ниже $277,15^{\circ}\text{K}$ ($+4^{\circ}\text{C}$) или при отрицательном геотермическом уровне.

Геотермический уровень теплообмена или годовых теплооборотов в земной коре — это показатель (константа) подвижного равновесия в термодинамическом взаимодействии почвы с атмосферой и подпочвой, выраженный температурой горных пород у подошвы яруса с годовыми теплооборотами. Он близок к среднегодовой температуре почвы и, как правило, несколько выше ее. Одна из самых замечательных особенностей физико-геологической сущности теплообмена почвы с атмосферой и подпочвой заключается в том, что по мере понижения геотермического уровня теплообороты в почвенно-грунтовом комплексе увеличиваются. Так, в окрестностях Воркуты они в 10 и даже 100 раз больше, чем в Загорском районе Московской области (при прочих равных условиях).

Даже стационарная толща мерзлых пород решающим образом влияет на температурный режим и потоки тепла в подмерзлотных толщах пород. Прежде всего пылеватоглинистые породы, находясь в мерзлом состоянии, оказываются в значительной мере более теплопроводными по сравнению с такими же немерзлыми породами — на 25—40%. Коэффициент теплопроводности песчаных образований также увеличивается после промерзания, хотя и меньше, чем глинистых, — на 15—20%. На малые геотемпературные градиенты или большие геотемпературные ступени в толщах глинистых и песчаных пород в северо-восточной части Западно-Сибирской плиты обращал внимание Д. И. Дьяконов (1958).

Как известно, многолетняя криолитозона и подстилающие ее толщи пород с температурой не выше $277,15^{\circ}\text{K}$ (4°C) входят в так называемую область охлаждения земной коры. «Именно пределы охлаждения глубже земной поверхности и являются той проблемой, которая сейчас должна быть поставлена, так как с этим связано решение задач, которые, мне кажется, имеют большое научное и прикладное значение», — писал 40 лет назад В. И. Вернадский (1933, стр. 6).

Большое геотермическое и гидрогеологическое значение имеют некоторые явления, связанные с нижней границей многолетней криолитозоны. Из них особого внимания заслуживают горизонты крупнопористых и трещиноватых горных пород, температура которых находится в диапазоне $277,15—273,15^{\circ}\text{K}$ ($4—0^{\circ}\text{C}$). Слои

и толщи пород с такими температурами мы будем называть холодными. Они находятся у нижней границы мерзлой геозоны — за нижним пределом внутриземной части криосферы, но входят в обширную область охлаждения. Значение холодного слоя в теплообмене глубоких толщ стратисферы с многолетней криолитозоной особенно велико в том случае, если крупные поры или трещины в составляющих его породах заполнены пресной водой. Связано оно с рядом свойств гравитационной воды.

Достаточно учесть только одно anomальное свойство слабых водных растворов, какими являются пресные и солончатые внутриземные воды, — уменьшение плотности при понижении температуры от $277,15^{\circ}\text{K}$ до точки замерзания, чтобы высоко оценить обоснованное расширение объекта исследований геокриологов. И если до сих пор этого не было сделано, то главным образом потому, что мерзлотоведение не испытало на себе благотворного влияния идей В. И. Вернадского, о чем уже писалось раньше («Основы геокриологии» ч. I, 1959).

Несомненно, что недостаточное внимание исследованию холодных слоев и толщ в литосфере уделяли и гидрогеологи. Холодные водоносные горизонты, массивы и жилы были известны весьма немногим из них и, естественно, не могли стать особым объектом науки, изучающей в основном внутриземные воды с температурой выше точки их максимальной плотности. Попробуем хотя бы частично восполнить этот недостаток в гидрогеотермических знаниях, без чего трудно понять весьма разное влияние многолетней криолитозоны на температурный режим подмерзлотных толщ.

Не останавливаясь на особенностях строения и свойств слабых водных растворов при температурах ниже $277,15^{\circ}\text{K}$, отметим специфику физико-химического взаимодействия их с поверхностями твердого скелета пород и двойное влияние таких флюидов на теплопроводящие свойства крупнопористых или трещиноватых пород. Речь идет именно о таких водоносных породах, поскольку свободная вода в них преобладает над связанной и anomальное изменение плотности водной массы в поле температуры от $277,15$ до $273,15^{\circ}\text{K}$ должно обязательно учитываться при исследовании энерго- и массообмена в таких средах.

В плотных глинистых и фитогенных породах (торфяниках) свободная вода содержится в малых количествах и не влияет решающим образом на их теплофизические свойства. Значение напряженности гравитационного поля для миграции связанной воды в глинах, торфяниках и даже тяжелых суглинках ничтожно мало по сравнению с градиентами других полей: давления, температуры, концентрации и др. На участках со стационарной многолетней криолитозоной, состоящей, как и подстилающей ее холодной слой, из таких именно пород, геотемпературное поле кажется обычным. Такими и являются многие участки Западно-Сибирской плиты.

Пылеватые супеси стоят на границе той и другой групп пород с резко различными формами и величинами водопроницаемости.

В дальнейшем будут рассматриваться только те явления, которые свойственны крупнопористым и трещиноватым водонасыщенным породам.

Давно уже и довольно широко известен четко выраженный перелом температурной кривой на границе мерзлой толщи и подстилающих ее пород холодного слоя с температурой от $273,15$ до $277,15^\circ \text{K}$. Геотемпературная ступень в мерзлой толще на многих участках севера и северо-востока СССР значительно больше, чем в расположенном под ней холодном слое. Данное явление отмечается на многих опубликованных графиках изменения температуры по глубине скважин, один из которых (I) имеется на приводимом рис. 9. Такой характерный двойной перелом геотемпературной кривой на границе толщи мерзлых пород с холодным слоем и несколько ниже последнего объяснялся некоторыми исследователями вечной мерзлоты потеплением климата в предшествующие значительные отрезки времени, а другими — совсем не исследовался.

В настоящее время эти переломы геотемпературной кривой объясняются гидрогеофизической причиной, а именно инверсией в изменении плотности пресных гравитационных вод холодного слоя по глубине до геозотермы $277,15^\circ \text{K}$. В этом слое конвективный теплообмен исключается, и весь поток внутриземного тепла ока-

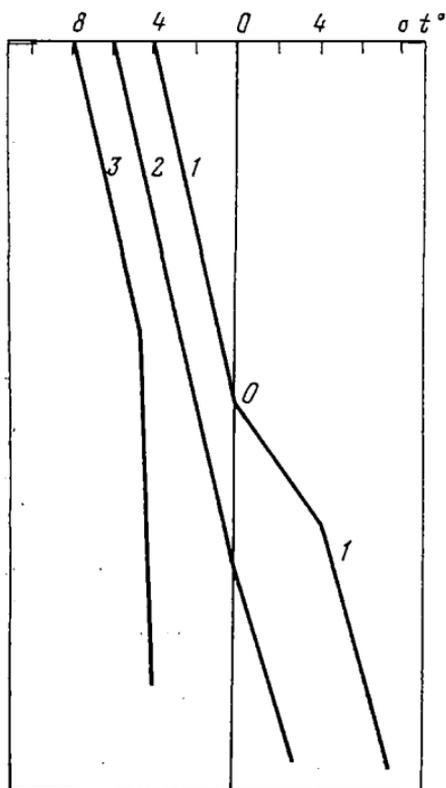


Рис. 9. Схематические кривые температуры толщ мерзлых пород и «подмерзлотных горизонтов»

1 — геотемпературная кривая в толще мерзлых пород и подстилающем ее холодном слое из крупнозернистых и трещиноватых пород; 2 — кривая в свите палеоглинистых слабо проницаемых пород; 3 — кривая в крупнозернистых или трещиноватых породах, насыщенных солеными водами или рассолами

зывается кондуктивным. Скорости движения поровой, или трещинной, воды здесь близки к нулю.

Но из этого совсем не вытекает, что между толщами мерзлых пород и подстилающими их водоносными пластами или массивами большой мощности отсутствует существенное тепловое взаимодействие. Изменение температуры в подмерзлотном холодном слое по глубине может быть самым различным в зависимости от водопроницаемости и водоносности его самого и подстилающей толщи пород, а также от скорости движения воды в последней. В ряде случаев геотемпературный градиент в нижнем холодном слое в 5—6 раз больше (геотемпературная ступень меньше), чем в толще мерзлых пород. Такое явление невозможно объяснить одним уменьшением теплопроводности пород при переходе из мерзлой толщи в нижний холодный, но талый слой. Приведем некоторые примеры.

По данным Н. В. Губкина (1946), в шахте 5 рудника им. Лазо температура трещиноватых и водоносных песчаников и сланцев в интервале глубин 174—302 м изменялась так, как показано ниже.

Глубина, м	Температура, град_K	Глубина, м	Температура, град_K
174	268,4	394	273,5
214	269,4	302	275,7
254	271,2		

Интервал глубин 290—300 м и характеризуется, как видим, весьма большим геотемпературным градиентом — 0,20 град/м или геотемпературной ступенью 5 м/град и огромной плотностью потока внутриземного тепла. Подается тепло с больших глубин конвекцией, несомненно, наблюдающейся в трещинах ниже бесконвективного холодного слоя. А это значит, что глубокне недра испытывают значительное влияние многолетней криолитозоны.

Под толщей мерзлых пород в горе Надежда около Норильска геотемпературный градиент в холодном водоносном слое несколько меньше, чем на руднике им. Лазо, но все же он составляет 0,10 град/м. Мощность мерзлой толщи в горе Надежда не превосходит 60 м, хотя на прилегающих участках, где геотемпературный градиент не более 0,04 град/м, она превышает 300 м. Влияние многолетней криолитозоны на температурный режим толщ горных пород в интервале глубин 1—3 км определяется не одной ее мощностью — глубиной изотермы, соответствующей точке замерзания водного раствора. Особенно оно велико там, где верхние ярусы литосферы представлены сильно трещиноватыми горными породами, насыщенными водными растворами, концентрация электролитов в которых превосходит 25 г/л.

В трещинных водных растворах большей концентрации точки замерзания и максимальной плотности их совмещаются. Вследствие этого верхние, наиболее охладившиеся части раствора типа морской воды становятся тяжелее нижних и опускаются вниз в менее охладившиеся горизонты. Естественная конвекция в водном

растворе, заполняющем трещины, не прекратится до тех пор, пока существует разница температур и плотностей нижних и верхних горизонтов его.

Этим, а не сильным потеплением климата и деградацией вечной мерзлоты объясняются факты понижения, а не повышения температуры горных пород ниже яруса с годовыми теплооборотами и факты залегания наиболее охлажденного горизонта на глубине 90—110 м. Такие факты установлены в нескольких районах Субарктики, где выходящий на поверхность или неглубоко залегающий палеозой представлен карбонатными и сульфатными закарстованными породами. Минерализация трещинных вод в палеозойских известняках на побережье Карского моря достигает 70—130 г/л. Минимальная температура их на глубинах 90—110 м около 268° К (минус 5° С); она значительно выше точки заморзания воды морского происхождения, вымерзшей до концентрации электролитов порядка 130 г/л.

Какое огромное влияние на геотермическую обстановку оказывают трещинные рассолы, залегающие ниже толщи мерзлых пород и охлажденные до температуры ниже 273° К (0° С), показывают данные наблюдений в скважинах, пробуренных на берегу бухты Нордвик. Геотемпературная ступень в, несомненно, мерзлой толще пород (лед преобладает в них над водным раствором), приуроченной к интервалу глубин 15—70 м, меньше 20 м/град, т. е. геотемпературный градиент больше 0,05 град/м; глубже она увеличивается постепенно, по мере уменьшения коэффициента льдистости. В интервале глубин 150—320 м, где трещины в горных породах заполнены рассолом, геотемпературная ступень достигает 80—100 м/град, при температуре рассола 265—267° К (минус 8—6° С). Мощность многолетней криолитозоны приближается в этих условиях к 1000 м. Еще большей величины (1500 м) она достигает в верховьях р. Мархи — левого притока р. Виллюй. Объясняется это явление тем же самым — наличием рассолов в трещинах палеозойских пород.

Совершенно другая геотермическая обстановка сложилась к востоку от верховьев р. Мархи — в Предверхоаянском краевом прогибе. Здесь, судя по данным измерений температуры в Бахынайской скважине (Мельников, 1963), уже на глубине 1000 м температура горных пород выше 283° К (10° С), а на глубине 2000 м она достигает 309,5° К (36,5° С). Геотемпературный градиент в интервале глубин 1000—1500 м равен 0,025 град/м, в интервале глубин 1500—2000 м — 0,030 град/м. Внешние условия теплообмена литосферы с почвой и атмосферой на участке Бахынайской впадины (средняя годовая температура и влажность почвы, снежный покров и др.) значительно благоприятнее для формирования многолетней криолитозоны и выхолаживания горных пород на глубинах 1000—1500 м, чем в верховьях р. Мархи. А результаты оказываются противоположными. Объясняются они составом и свойствами пород и происходящими в них процессами.

Как предположил П. И. Мельников (1963), в мезокайнозойских глинистых образованиях Предверхоанского краевого прогиба глубже 500 м располагается зона катагенеза и в ней до сих пор продолжается литогенная генерация тепла. Значит, и здесь некоторые пылевато-глинистые свиты оказались не только нефтематеринскими, но и теплопроизводящими в данных геотектонических условиях, которым соответствовало быстрое осадконакопление. Денудация расположенных рядом гор Верхоанского хребта давала обильный материал, поступающий на дно прогиба в виде твердого стока горных рек.

Определения плотности потоков внутриземного тепла под многолетней криолитозоной на участках газовых месторождений Вилюйской синеклизы, произведенные В. Н. Девяткиным (Девяткин, Мельников и др., 1972), дали довольно большие величины — от 5,45 до $5,87 \cdot 10^{-2}$ *вт/м²* ($1,3 - 1,4 \cdot 10^{-6}$ *кал/см² · сек*). Геотемпературный градиент здесь в интервале глубин 500—1800 м около 0,035 *град/м*, температура на глубине 2002 м аномально высокая — в пределах 330—350° К; в других районах Центральной Якутии она на той же глубине достигает 310° К.

На юго-восточном склоне Анабарского кристаллического массива, где суммарная мощность толщ мерзлых и морозных пород нижнего палеозоя с высокоминерализованными водами превосходит 800 м (достигая местами 1500 м), плотность потока внутриземного тепла около $3 \cdot 10^{-2}$ *вт/м²* ($0,5 \cdot 10^{-6}$ *кал/см² · сек*).

В отдельных пунктах Центральной Якутии (Вилюйская синеклиза, Предверхоанский прогиб) плотность теплового потока в мерзлых породах в 1,5—3 раза меньше, чем в подстилающих их толщах немерзлых пород. Данное явление объясняется тем, что в настоящее время в Якутии и Западной Сибири имеются обширные районы, характеризующиеся нестационарным геотермическим режимом, связанным с наличием многолетней криолитозоны (Девяткин, Мельников и др., 1972).

Таким образом, влияние многолетней криолитозоны всюду несомненно и достаточно уловимо обычными методами. Форма же и мера его различны; обусловлены они составом и свойствами как минерального скелета пород, так насыщающих их водных растворов, а также состоянием системы литосфера — почва — атмосфера (и космос) в процессе тепло- и водообмена.

В пределах Западно-Сибирской плиты трещиноватые породы фундамента, насыщенные водными растворами, концентрация которых превосходит 25 *г/л*, встречаются на глубинах, значительно превосходящих глубину залегания нижней поверхности многолетней криолитозоны. Поэтому здесь нет и быть не может такого глубокого выхолаживания литосферы, какое отмечено в верховьях р. Мархи и даже среднем течении р. Лены, например около Олекминска.

В пределах Западно-Сибирской плиты выступам палеозойского и докембрийского фундамента отвечают малые мощности много-

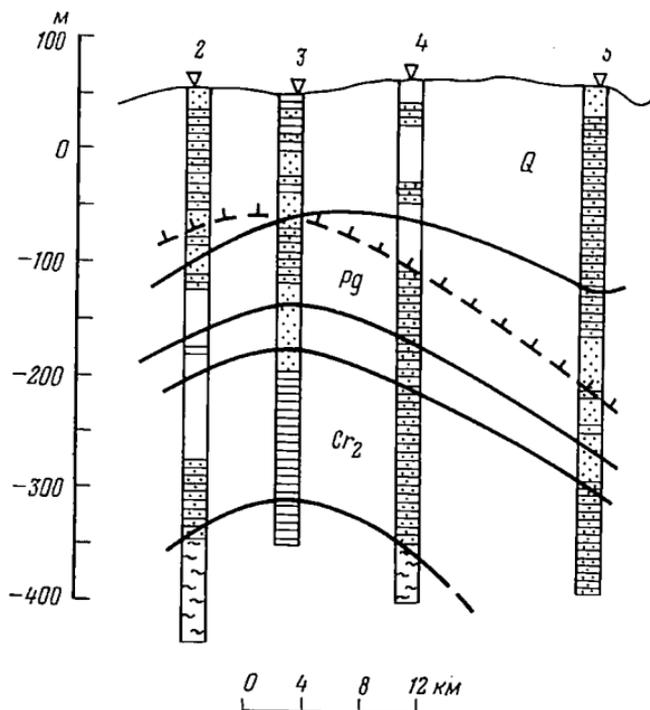


Рис. 10. Положение наружной границы толщи мерзлых пород над тектоническим поднятием в соротинской структурной террасе (по В. В. Баулину, 1967, стр. 92)

летней криолитозоны (Дьяконов, 1958; Баулин, 1967). Об этом уже шла речь в главе II этой монографии. В той же главе было отмечено решающее влияние верхнемеловых глинистых свит на положение нижней поверхности многолетней криолитозоны. Выясним несколько подробнее происхождение этого геотермического явления, несомненно, важного для понимания закономерностей формирования многолетней криолитозоны в некоторых блоках Западно-Сибирской плиты.

Как сообщает В. В. Баулин (1967, стр. 91), западнее Ярудейской структуры, упомянутой в главе II, рядом колонковых скважин вскрыт профиль соротинской структурной террасы, в котором — верхнемеловые и частично палеогеновые глинистые отложения, слои которых образуют антиклинальную складку (рис. 10). Все скважины пройдены в сходных геоморфологических условиях — на водоразделе рек Таноича и Ярудей. «Нижняя граница мерзлых пород здесь также следует за кровлей мезозойских отложений. Мощность мерзлой толщи с востока на запад резко уменьшается от 280 до 100—120 м (скв. 2 и 3). Разница в глубинах залегания подошвы мерзлых пород на крыльях и в сводовой части структуры превышает 150 м (Баулин, 1967).

В южной части п-ова Ямал вскрыто поднятие кровли верхнемеловых глинистых отложений. Нижняя поверхность толщи мерз-

лых пород, как и в предыдущих случаях, повторяет рельеф поверхности свиты верхнемеловых образований. На профиле не видна какая-либо связь изменения мощности толщ мерзлых пород с изменением поверхностных условий теплообмена литосферы с почвой и атмосферой, но хорошо выражено влияние геотектонического плана участка.

Приведенные здесь и в главе II примеры ясно показывают, что генерация тепла в процессе катагенеза толщ палеогеновых и верхнемеловых глинистых образований не закончилась еще в пределах Западно-Сибирской плиты. Началась она в палеогене и максимального своего развития достигла, по мнению В. С. Вышемирского, «скорее всего в конце палеогена — начале неогена, когда завершилось накопление мощных толщ мезокайнозоя и происходило интенсивное уплотнение их». Температура на глубине 3000 м местами могла достигать и даже превышать 200° (Вышемирский, 1963, стр. 186). Но если она достигала даже 150° С (423° К), то и этого геотемпературного условия было бы достаточно для нефтеобразования. Результатом же катагенеза мезокайнозойских глинистых образований, саморазогревшихся до такой температуры, представляются месторождения нефти в Западно-Сибирской плите. Это суждение соответствует выводу Ф. Г. Гурари, Ю. Г. Зимина и Ю. Н. Карагодина (1972) о том, что большинство нефтяных залежей приурочено к ярусам осадочного чехла с температурами $325\text{--}400^{\circ}$ К и с давлениями $15 \cdot 10^5\text{--}19 \cdot 10^5$ кг/м². Такой вывод геологи-нефтяники сделали после анализа большого статистического материала по нефтегазовым месторождениям Западной Сибири.

Большинство месторождений нефти и газа приурочено к местным (локальным) поднятиям слоев осадочного чехла и поверхности фундамента плиты, расположенным, как правило, в глубоких и обширных впадинах с мощными толщами мезокайнозойских глинистых образований. Замечательна в этом отношении обширная Ханты-Мансийская впадина глубиной от 3 до 4 тыс. м в рельефе поверхности фундамента плиты. Она включает богатые месторождения нефти и участки с ярко выраженными положительными аномалиями, которые не связаны, как было показано в главе II, с глубинными потоками внутриземного тепла. Они сформировались в процессе катагенеза глинистых толщ мезокайнозойского возраста; этот процесс не завершился до сих пор и заметно сказывается еще на геотермической обстановке в плите. То же можно сказать и о Верхне-Васюганской впадине и других глубоких депрессиях в рельефе фундамента плиты. Сходная с этими впадинами Обско-Тазовская синеклиза глубиной более 4000 м на Усть-Енисейском участке слабо еще изучена в геотермическом отношении.

Выводы

I. Центральным частям мезозойско-кайнозойских нефтеносных бассейнов типа Скифской плиты Предкавказья с Терско-Кумской впадиной, Предкавказского передового прогиба и Западно-Сибирской внутренней впадины отвечают ярко выраженные положительные геотермические аномалии. Эти аномалии в эпигерцинских плитах и впадинах с мощным осадочным чехлом представляются не местными и локальными, свойственными кайнозойским вулканическим очагам, разломам и осям мелких антиклинальных складок, а региональными. Границы их совпадают с границами таких глубоких впадин, как Ханты-Мансийская в палеозойском фундаменте и Терско-Кумская.

II. Попытки связать происхождение и современное существование таких геотермических аномалий с одними чисто тектоническими явлениями типа частых и глубоких разломов фундамента, проникающих в толщи кайнозойских образований, не завершились какими-либо глубокими и достаточно широкими теоретическими построениями, доказывающими поступление по таким разломам тепловой энергии в количествах, достаточных для наблюдаемого разогрева осадочного чехла на всей площади впадины. Да и самих горячих разломов под осадочным чехлом и в нем самом не было обнаружено. То же самое можно сказать о предполагаемой связи положительных аномалий в осадочном чехле Терско-Кумской или Ханты-Мансийской впадины с медленным восходящим движением горячей глубинной воды по песчаным и глинистым породам чехла, т. е. конвективным переносом глубинного внутриземного тепла через толщи слабо проницаемых пылевато-глинистых образований. На самом деле конвективная проводимость тепла в таких образованиях меньше кондуктивной, что доказано теоретическими и экспериментальными работами теплофизиков (Чудновский, 1962). Что касается влияния гидротерм, восходящих по трещинам разломов фундамента и по разрывам сплошности осадочного чехла, то на границах с массивами и блоками капиллярно-пористых пород оно может быть значительным, но существенного распространения его, как и проникновения самой горячей или теплой воды в окружающие породы, быть не может (Огильви, 1959).

III. Плотности кондуктивных глубинных потоков внутриземного тепла (из фундаментов впадин) в мезокайнозойский осадоч-

ный чехол в большинстве мест таких впадин, как Терско-Кумская и Ханты-Мансийская, наполовину или даже в два раза меньше тех, которые зафиксированы в кайнозойских осадочных образованиях этих геоструктурных форм на глубинах 500—1000 м. В главе II приведены значения плотностей глубинных потоков тепла в Ханты-Мансийской впадине, которые не выходят за пределы средних для докембрийских платформ; преобладают величины, меньшие $42 \cdot 10^{-3}$ вт/м² (10^{-6} кал/см² · сек).

IV. Аномально большие плотности потоков внутриземного тепла на глубинах 500—1000 м в пределах названных впадин, как правило, больше $6,3 \cdot 10^{-3}$ вт/м² ($1,5 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · сек), и высокие температуры пород уже на глубинах 1000—2000 м — от 310 до 340° К на первой глубине и от 350 до 380° К на второй лишь в малой мере (на 1—5%) обусловлены радиогенным теплом, выделяемым самими толщами глинистых пород кайнозойского и верхнемезозойского возраста.

V. Решающее значение для увеличения плотности потоков внутриземного тепла в пределах верхнего яруса осадочного чехла впадин Скифской платформы в Предкавказье и Западно-Сибирской плиты имеют три экзотермических литогенных процесса.

1. Адиабатный процесс компрессионной консолидации (диагенеза) осадка на глубинах от 100 до 500—600 м, сопровождающийся не только уплотнением скелета, но и трением частиц его друг о друга, особенно интенсивным при наличии касательных напряжений, например на крутых склонах и у подножий кайнозойских впадин типа Средне-Каспийской (Дербентской).

2. Процесс дальнейшей компрессионной консолидации и значительной уже физико-химической конденсации пылевато-глинистых частиц в интервале глубин от 500—600 до 1000—1200 м, т. е. в зоне, переходной от зоны диагенеза осадка к катагенезу пород.

3. Физико-химическая конденсация пылевато-глинистых частиц — процессы превращения алевролитов в алевролиты и пелитов в аргиллиты в интервале глубин от 1000—1200 до 300—3500 м, т. е. в зоне катагенеза, где решающую роль в генерации тепла играет переход поверхностной энергии частиц, освободившейся после удаления воды (кроме «воды углов и сколов поверхности кристаллической решетки», составляющей гигроскопическую влажность) за счет гравитационной энергии — работы давления вышележащих толщ.

VI. Природной моделью современного развития всех трех литогенных экзотермических процессов является Дербентская впадина в Каспийском море — конечном водоеме стока с огромного водосборного бассейна. Дно этой новейшей впадины, весьма небольшой по площади, характеризуется потоками внутриземного тепла, плотность которых оказалась по предварительным измерениям больше плотностей потоков, восходящих от кайнозойских вулканических очагов. Эта впадина — богатейшая кладовая не только терригенного пылевато-глинистого материала и заключенного в

нем органического вещества, но огромных запасов поверхностной энергии солнечного происхождения. Эта энергия, превращаясь под действием потенциальной гравитационной энергии в тепловую, как отмечено в 2 и 3 предыдущего пункта, значительно, иногда в 1,5—2 раза, увеличивает плотность потоков глубинного тепла. Терригенные толщи пылевато-глинистых пород в пределах таких впадин на глубинах 1000—3500 м оказываются не только нефтеобразующими, но и теплообразующими. Необходимая для нефтеобразования температура 373—473° К (100—200 °С) создается самими нефтеобразующими толщами в указанных интервалах глубин от поверхности дна впадин типа Дербентской.

VII. Такими же были в верхнем миоцене, плиоцене, а возможно, и в нижнем антропогене толщи терригенных глинистых образований майкопской серии в Терско-Кумской впадине и других сходных геоструктурных формах Предкавказья, в верхнем палеогене и нижнем неогене; толщи глин верхнемелового и нижнепалеогенового возраста в Ханты-Мансийской и других впадинах Западно-Сибирской плиты. В них и сейчас еще продолжается поздний категенез, сопровождающийся выделением значительных количеств тепла, чем и объясняется большое увеличение плотности потоков глубинного тепла на пути восхождения его в интервале глубин 500—3000 м.

VIII. В плане решения затронутых в этой монографии вопросов генерации тепла толщами терригенных глинистых осадков и пород в стадиях соответственно диагенеза и катагенеза необходимо заняться всесторонними геотермическими исследованиями под акваторией Дербентской впадины. Нельзя не присоединиться к высказыванию М. В. Муратова о том, что о земной коре Каспия и идущих в ней физико-геологических процессах мы знаем значительно меньше, чем известно о них в некоторых глубоких частях океанов.

- Алиев С. А., Кравчинский З. Я.* Температурный режим Апшероно-Прибалханской зоны.— В сб. «Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР». М., «Наука», 1967.
- Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С.* Курс климатологии. Л., Гидрометеоздат, 1952.
- Алисов Б. П., Полтараус Б. В.* Климатология. Изд-во МГУ, 1962.
- Аммосов Н. И., Горшков В. И.* О литификации и нефтеносности осадочного чехла Западно-Сибирской низменности.— В кн. «Геология и нефтегазоспособность центральной части Западно-Сибирской низменности». М., «Наука», 1968.
- Арз А. Д., Демченко Р. Я.* Некоторые результаты многолетних наблюдений за протаиванием грунта в окрестностях Якутска.— В сб. «Экспериментальные исследования процессов теплообмена в мерзлых горных породах». М., «Наука», 1972.
- Баранов И. Я.* Мерзлота и первичные структуры горных пород.— Труды ин-та мерзлотоведения им. В. А. Обручева, 1952, т. IX.
- Баулин В. В.* Влияние тектонического строения на многолетнемерзлые породы.— В кн. «Геокриологические условия Западно-Сибирской низменности». М., «Наука», 1967.
- Белоусов В. В.* Основные вопросы теории геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Боганик Н. С.* К познанию закономерностей развития земной коры и геотермальных полей стратисферы. М., «Наука», 1970.
- Будыко М. И. и др.* Атлас теплового баланса подстилающей поверхности. Л., Гидрометеоздат, 1962.
- Варенцов М. И., Волков Э. В., Юшинская З. Н.* Тектоника и нефтегазоспособность Ханты-Мансийской впадины.— В кн. «Геология и нефтегазоспособность центральной части Западно-Сибирской низменности». М., «Наука», 1968.
- Вассоевич Н. Б.* Опыт построения типовой кривой гравитационного уплотнения глинистых осадков.— Новости нефтяной техники, серия геол., 1960, вып. 4.
- Вассоевич Н. Б., Корчагина Ю. И. и др.* Главная фаза нефтеобразования.— Вестник МГУ, серия IV — геология, 1969, № 6.
- Вернадский В. И.* Об областях охлаждения в земной коре.— Зап. Гос. гидр. ин-та, Л., 1933, т. 10.
- Вернадский В. И.* Очерки геохимии, 4-е изд. Л., 1934.
- Вернадский В. И.* Избранные сочинения, т. IV, кн. 2. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Воейков А. И.* Климаты Земного шара, в особенности России. СПб., 1884.
- Воейков А. И.* Кругооборот тепла в оболочке Земного шара. Сб. статей по физике памяти проф. Ф. Ф. Петрушевского. СПб., 1904.
- Воейков А. И.* Периодичны ли колебания климата и повсеместны ли они на Земле? СПб., 1909, см. Избр. соч., т. III. М., 1952.
- Вышемирский В. С.* Геологические условия метаморфизма углей и нефтей. Изд-во Саратовского гос. ун-та, 1963.

- Геология СССР, т. 44. Западно-Сибирская низменность, ч. I. М., «Недра», 1964.
- Геотермическая карта СССР в масштабе 1:5 000 000 и объяснительная записка к ней. М., «Наука», 1972.
- Герсеванов Н. М. Основы динамики грунтовой массы. Л., Госстройиздат, 1933.
- Горшкова С. А. Удельная поверхность грунтов в зависимости от физико-химических особенностей.— В сб. «Основания, фундаменты и подземн. сооруж.». М., Госстройиздат, 1968.
- Горькова И. М. Структурные и деформационные особенности осадочных пород различной степени уплотнения и литификации. М., «Наука», 1965.
- Грунтоведение. Под ред. Е. М. Сергеева. Изд-во МГУ, 1971.
- Гурауш Ф. Г., Зимин Ю. Г., Карагодин Ю. Н. Термодинамические факторы дифференциального размещения нефтяных газовых залежей Западной Сибири.— Докл. АН СССР, 1972, т. 203, № 2.
- Девяткин В. Н., Мельников П. И. и др. Геотермические исследования в Центральной Якутии.— Геология и геофизика, 1972, № 12.
- Дерягин Б. В. К вопросу об определении понятия и величины расклинивающего давления и его роли в статике и кинетике тонких слоев жидкости.— Колл. ж., 1955, т. XVII, № 3.
- Дерягин Б. В. Учение о свойствах тонких слоев воды в приложении к объяснению свойств глинистых пород.— Труды совещания по инж.-геол. свойствам горных пород и методам их изучения. М., 1956, т. 1.
- Дерягин Б. В., Чураев Н. В. Изотерма расклинивающего давления пленок воды на поверхности кварца.— Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 3.
- Джамалова А. С. Тепловой поток и генерация радиогенного тепла в эпигерцинских структурах Дагестана.— Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 1.
- Джамалова А. С. Глубинный тепловой поток на территории Дагестана. М., «Наука», 1969.
- Дзержевский Б. Л. Проблема колебаний общей циркуляции атмосферы и климата. В сб. «А. И. Воейков и проблемы совр. климатологии». Л., Гидрометеоздат, 1956.
- Дзержевский Б. Л. Циркуляционные механизмы в атмосфере северного полушария в XX столетии. М., ВИНТИ, 1968.
- Дистлер Г. И., Кобзарева С. А. Дальнейшее действие поверхностных сил твердых тел.— В сб. «Исследования в области поверхностных сил». М., «Наука», 1967.
- Дроздов О. А. Некоторые вопросы методологии, климатологии.— Уч. зап. ЛГУ, № 342, серия геогр. наук, 1970, вып. 20.
- Дьяконов Д. И. Геотермия в нефтяной геологии. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Егоров М. М. Природа поверхности силикатов.— В сб. «Современное представление о связанной воде в породах». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Жуков М. М., Славин В. И., Дунаева Н. Н. Основы геологии. М., изд-во «Недра», 1970.
- Зимин Ю. Г., Конторович А. Э., Швидкова Л. И. Геотермическая характеристика мезозойских отложений Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна.— Геология и геофизика, 1967, № 5.
- Казанский Ю. П. Выветривание и его роль в осадконакоплении. М., «Наука», 1969.
- Каспийское море. М., Изд-во МГУ, 1969.
- Келлер В. Д. Основы химического выветривания.— В кн. «Геохимия литогенеза». М., ИЛ, 1963.
- Кириллова И. В., Сорский А. А., Люстих Е. Н., Хаин В. Е. Анализ геотектонического развития и сейсмичность Кавказа. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Киссин И. Г. Геотермический режим и величина теплового потока в Центральном и Восточном Предкавказье.— В сб. «Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР». М., «Наука», 1967а.
- Киссин И. Г. О типах гидравлического режима в подземной гидросфере.— Докл. АН СССР, 1967б, т. 175, № 5.

- Конюхов А. И., Теодорович Г. И. Об оптимальных глубинах нефтеобразования (на примере терригенной юры Восточного Предкавказья).— Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 2.
- Коржинский Д. С. Преувеличение роли солнечной энергии в энергетике земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 1.
- Коробанова И. Г., Копылова А. К., Ковалева А. П. К вопросу о формировании физико-механических свойств глинистых отложений Бакинского архипелага при их литификации.— Докл. АН СССР, 1963, т. 149, № 3.
- Корытнникова Н. Н. Влияние водного бассейна на тепловой режим прилегающего участка земной коры.— Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1940, № 1.
- Косыгин Ю. А., Магницкий В. А. О возможных формах геометрической и механической связи вертикальных движений, магматизма и складкообразования.— Бюлл. МОИП, 1948, № 3.
- Котов В. С., Матвиенко В. Н. Геотермическое условие и ресурсы термальных вод Азово-Кубанского нефтеносного бассейна.— Труды второго совещ. по геотермич. исследов. в СССР. М., 1967.
- Кругликов Н. М. Роль подземных вод в формировании и разрушении залежей углеводородов.— В кн. «Сравнительный анализ нефтеносности и тектоники Западно-Сибирской низменности и Турано-Скифской плиты». М., «Недра», 1965.
- Кудрявцев В. А. Температура верхних горизонтов вечномерзлой толщи в пределах СССР. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Кульчицкий Л. И. Особенности кристаллохимии поверхности глинистых минералов и их поверхностная диссоциация в водной среде.— Колл. ж., 1970, т. 32, № 4.
- Кульчицкий Л. И. Изучение природы связанной воды глин.— Колл. ж., 1971, т. 33, № 3.
- Ландау Л. Д., Ахиезер А. И., Лифшиц Е. М. Курс общей физики. М., «Наука», 1965.
- Лебедев А. Ф. Почвенные и грунтовые воды. Л.— М., Изд-во АН СССР, 1936.
- Лебедев В. И. Возможности поглощения солнечной энергии кристаллическим веществом земли.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 4.
- Лебедев В. И. Основы энергетического анализа геохимических процессов. Л., Изд-во ЛГУ, 1957.
- Литвинова Т. А. Определение удельной поверхности грунтов по изотермам адсорбции паров воды.— Вестник МГУ, серия биол., почвовед., геол. и геогр., 1958, № 4.
- Личков Л. В. Основы теории строения Земли. Л., Изд-во ЛГУ, 1965.
- Ломтадзе В. Д. Изменение состава, структуры, плотности и связности глин при уплотнении их большими нагрузками.— Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, 1955, № 12.
- Луцицкий П. В., Громин В. М., Ушаков Г. Д. Эксперименты по деформации горных пород в обстановке высоких давлений и температур. Новосибирск, «Наука», 1967.
- Любимова Е. А. Оценка распределения глубинного теплового потока для юга Европейской части СССР.— В кн. «Проблемы глубинного теплового потока». М., «Наука», 1966.
- Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., «Наука», 1968.
- Любимова Е. А., Люсова Л. Н., Фирсов Ф. В. Основы определения теплового потока из земных недр и результаты измерений.— В кн. «Геотермические исследования». М., «Наука», 1964.
- Маврицкий Б. Ф. Западно-Сибирский артезианский бассейн.— Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, 1962, т. 39.
- Маврицкий Б. Ф. Термальные воды складчатых и платформенных областей СССР. М., «Наука», 1971.
- Макаренко Ф. А., Смирнов Я. Б., Сергиенко С. И. Глубинный тепловой поток и тектоническое строение Предкавказья.— Докл. АН СССР, 1968, т. 183, № 4.

- Макеев З. А.* Инженерно-геологическая характеристика майкопских глин. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Маркевич В. П.* История геологического развития и нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. М., «Наука», 1966.
- Мехтиев М. Ф., Геодекан А. А.* и др. Влияние термодинамических параметров недр на распределение залежей нефти и газа в Южно-Каспийской впадине.— Изв. АН СССР, серия геол., 1973, № 2.
- Мельников П. И.* Итоги геокриологических, гидрогеологических и инженерно-геологических исследований в Центральной и Южной Якутии.— Изд-во АН СССР, М., 1963.
- Милло Жорж.* Геология глин (выветривание, седиментология, геохимия). Перев. с франц., Л., «Недра», 1968.
- Мушин Ю. В.* Процессы уплотнения глинистых осадков. М., «Недра», 1965.
- Мушкетов И. В.* Физическая геология, т. I. СПб., 1899; т. II, ч. 1, 1903.
- Мюллер Г.* Дипагенез (и катагенез) глинистых осадков. Перев. с англ. в кн. «Дипагенез и катагенез осадочных образований». М., «Мир», 1971.
- Наливкин Д. В.* Учение о фациях, т. II. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1956.
- Наливкин Д. В.* Геология СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962.
- Нерпин С. В., Дерягин Б. В.* Поверхностные явления и механика грунтов.— Сб. докладов на конфер. по поверхн. силам (1960). М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Нерпин С. В., Чудновский А. Ф.* Физика почвы. М., «Наука», 1967.
- Овнатанов С. Т., Тамразян Г. П.* Связь геотермических условий со структурными особенностями (на примере Апшеронского полуострова и прилегающего морского побережья).— В сб. «Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР». М., «Наука», 1967.
- Огильви Н. А.* Вопросы теории геотемпературных полей в приложении к геотермическим методам разведки подземных вод.— Проблемы геотермии и практического использования тепла земли, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Огильви Н. А., Чубаров В. Н.* Изучение динамики влаги и процессов ее конденсации в зоне аэрации. В кн. «Линзы пресных вод пустыни». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Осадки Каспийского моря. М., «Наука», 1973.
- Панюков П. Н.* Об энергетике геологических процессов (тезисы доклада).— Бюлл. МОИП, новая серия, Отд. геол., 1953, XXVIII, вып. 4.
- Петров В. П.* Основы учения о древних корях выветривания. М., «Недра», 1967.
- Покровский В. А.* Геотермические особенности основных геологоструктурных элементов на территории Европейской части СССР.— В кн. «Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР». М., «Наука», 1967.
- Пустовалов Л. В.* Вторичные изменения осадочных пород и их геологическое значение.— Труды ГИН АН СССР, 1956, вып. 5.
- Поль Р. В.* Механика, акустика и учение о теплоте. Перев. с нем. М., «Наука», 1971.
- Приклонский В. А.* Грунтоведение, ч. I. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Путилов К. А.* Термодинамика. М., «Энергия», 1971.
- Развитие исследований по теории фильтрации в СССР. М., «Наука», 1969.
- Ростовцев Н. Н., Нестеров И. И.* и др. Западно-Сибирская низменность — новая нефтяная база СССР.— Геология нефти и газа, 1965, № 7.
- Рудкевич М. Я.* Тектоника Западно-Сибирской плиты и ее районирование по перспективам нефтегазоносности. М., «Недра», 1969.
- Сауков А. А.* Геохимия. М., «Наука», 1966.
- Свелли Р. А.* Термодинамика твердого состояния. М., «Металлургия», 1968.
- Сергеев Е. М.* К вопросу уплотнения пылеватого грунта большими нагрузками.— Вестник МГУ, 1946, № 1.
- Сергеев Е. М.* Понятие об оптимальной нагрузке уплотнения грунтов.— Вестник МГУ, 1949, № 10.

- Сергиенко С. П.* Гидрогеотермический режим недр Восточного Предкавказья. М., «Наука», 1971.
- Соколов В. А.* Вопросы генезиса нефти и газа.— Вестник АН СССР, 1968, № 4.
- Соловьев П. А.* Криолитозона северной части Лено-Амгинского междуречья. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Стейси Ф.* Физика Земли. Перев. с англ. М., Изд-во «Мир», 1972.
- Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Страхов Н. М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Сумгин М. И.* Вечная мерзлота почвы в пределах СССР. Владивосток, 1927.
- Сухарев Г. М.* Геотермические особенности Терско-Дагестанской нефтегазопроизводящей провинции. М., Гостоптехиздат, 1948.
- Тепловой режим недр СССР. М., «Наука», 1970.
- Титова Е. А.* О геотермическом градиенте в осадочном чехле Западно-Сибирской низменности.— Докл. IV конфер. молодых научн. сотр. и аспирантов ГИН АН СССР». М., «Наука», 1966.
- Федоров К. С.* Курс кристаллографии. 3-е перераб. изд. СПб., 1901.
- Фесенков В. Г.* К вопросу о ранней термической истории Земли.— Астроном. журн., т. 34, 1957, вып. 1.
- Флорин В. А.* Основы механики грунтов, т. I. М.—Л., Госстройиздат, 1959; т. 2, 1962.
- Фотгади Э. Э., Моисеенко У. И., Соколова Л. С.* О тепловом поле Западно-Сибирской плиты.— Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 2.
- Фролов Н. М.* Температурный режим геотермозоны. М., «Недра», 1966.
- Хаин В. Е.* Геотектонические основы поисков нефти. Баку, Азнефтеиздат, 1954.
- Хорн Р. А.* Морская химия (структура воды и химия гидросферы). М., «Мир», 1972.
- Хребтов А. И.* Природа внутреннего тепла нефтегазоносных площадей.— В сб. «Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Хуан У. Т.* Петрология. Перев. с англ., М., «Мир», 1965.
- Цытович Н. А.* Механика грунтов. Краткий курс. М., «Высшая школа», 1968.
- Черменский Г. А.* Влияние складчатого фундамента на тепловое состояние мезокайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1961, № 5.
- Черняговский А. Г.* Четвертичный элювий юго-западных районов Советской Азии и продукты его ближайшего переотложения.— В сб. «Генезис и литология континентальных антропогенных отложений». М., «Наука», 1965.
- Чудновский А. Ф.* Теплофизические свойства дисперсных материалов. М., Физматгиз., 1962.
- Шаблинская Н. В.* Разрывы в осадочном чехле эпигерцинских плит.— В кн. «Сравнительный анализ нефтегазоносности и тектоники Западно-Сибирской и Турано-Скифской плит». Л., «Недра», 1965.
- Шайдеров А. М.* Геотермические наблюдения в Новогрозненском районе. Азерб. нефт. хоз., 1929, № 4 (88).
- Шалмина Г. Г., Кренделев Ф. П.* и др. Радиоактивные элементы в корках выветривания гранитов среднего Урала.— В сб. «Геохимия и условия формирования руд золота и редких металлов». Новосибирск, «Наука», 1972.
- Шалобанов А. А.* Пропускает ли воду мерзлая почва.— «Почвоведение», 1903, № 3.
- Шарданов А. Н., Кузьменко Ю. Д.* Некоторые вопросы уплотнения глин и отжатия седиментационных вод в мезокайнозойском разрезе Западного Предкавказья.— Труды Краснодарского филиала Всесоюзн. нефтегаз. н.-и. ин-та, Краснодар, 1966, вып. 17.
- Шаров В. С.* Природа глины и ее отношения к воде и водным растворам.— В сб. «Гидрогеология и инженерная геология». М., «Госгеолиздат, 1940, № 5.

- Швецов П. Ф.* Геокриологические вопросы при поисках нефти на субарктических низменностях.— Геология и геофизика, 1961, № 3.
- Швецов П. Ф., Запорожцева И. В.* Повторяемость и инженерно-геокриологическое значение двух-трехлетних повышенных температуры грунтов в Субарктике. «Проблемы Севера», вып. 7. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Швецов П. Ф.* О различии геотермических условий развития земной коры глубоководных областей океанов и суши.— В сб. «Гидрогеотермические условия верхних частей земной коры». М., «Наука», 1964.
- Швецов П. Ф.* К обоснованию литификационной гипотезы происхождения некоторых положительных геотермических аномалий. Геотермич. исследования и использование тепла Земли.— Труды Второго совещ. по геотермич. исслед. в СССР. М., «Наука», 1966.
- Швецов П. Ф.* Физическая геология и геотехника.— Сов. геология, 1970, № 9.
- Щербакова М. И.* Типы осадков мирового океана по данным глубоководного бурения.— Бюлл. МОИП, отдел. геол., 1972.
- Шулейкин В. В.* Краткий курс физики моря. Л., Гидрометеонадат, 1959.
- Adams N. K.* The physics and chemistry of surfakes. London, 1941.
- Alexandrov A. L., Lubimova E. A., Tomara G. A.* Heat flow through the bottom of the inner seas and lakes in the USSR.— «Geothermics», Pisa (Italy), 1972, v. 1, N 2.
- Athi L. F.* Density, porosity and compaction of sedimentary rocks. Amer. Assoc. Petrol.— Geol. Bull., 1930, 14, N 1.
- Braunauer S.* Surface energies of solids. Solid gas interface.— «Proc. 11 Intern. Cong. of Surface activity», v. 11. London, 1957.
- Friedman M., Handin J., Alani G.* Fracture-Surface Energy of Rocks. Int.— Journ. Rock. Mech. Min. Sci., 1972, v. 9.
- Hamilton E. L.* Thieckness and consolidation of deer-sea sediments.— Bull. Geol. Am., 70, 1959.
- Meade R. N.* Geol. Surv. Prozess. Papers, 497 B, 1964.
- Steinhauser F.* Die Zunahme der Intensität der direkten Sonnestrahlung mit Hohe Apengebiet...— «Met. Zeitschr., 1939, N 56.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Предисловие	3
Введение	5
Глава I. Особенности геотермической обстановки в Предкавказье	10
Глава II. Общие черты геотермической обстановки в Западно-Сибирской внутренней впадине и их особенности	29
Глава III. Энергообменные циклы в системе земная кора — атмосфера (и космос)	45
Глава IV. Солнечная радиация в энергетике процессов физического и химического выветривания	69
Глава V. Генерация тепла в толщах глин при постепенном погружении, уплотнении и последующей конденсации их	84
Глава VI. Локальные проявления генерации тепла толщами терригенных глинистых пород	95
Глава VII. Многолетняя криолитозона и генерация тепла толщами глинистых пород в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты	111
Выводы	122
Литература	125

Петр Филимонович Швецов

**Геотермические условия
мезозойско-кайнозойских нефтеносных бассейнов**

*Утверждено к печати Научным советом
по геотермическим исследованиям АН СССР*

Редактор издательства *О. М. Ванюкова*
Художественный редактор *С. А. Литвак*
Технические редакторы *Т. Д. Панасюк,*
Л. И. Курьянова

Сдано в набор 14/II 1974 г. Подписано к печати 15/III 1974 г. Формат 60×90^{1/16}. Бумага типографская № 2. Усл. печ. л. 8,25. Уч.-изд. л. 8,9. Тираж 650 экз. Т-01779. Тип. зак. 112.
Цена 90 коп.

Издательство «Наука».
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука»
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

xp-2

90 коп.

4 811-

Д4

27457



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·