

В. И. ЛЯЛКО, М. М. МИТНИК

**ИССЛЕДОВАНИЕ
ПРОЦЕССОВ
ПЕРЕНОСА
ТЕПЛА
И ВЕЩЕСТВА
В ЗЕМНОЙ
КОРЕ**

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

В. И. ЛЯЛЬКО, М. М. МИТНИК

ИССЛЕДОВАНИЕ
ПРОЦЕССОВ
ПЕРЕНОСА
ТЕПЛА
И ВЕЩЕСТВА
В ЗЕМНОЙ
КОРЕ

2349

КИЕВ «НАУКОВА ДУМКА» 1978



УДК [556.34: (536.24: 550.461)].001

Исследования процессов переноса тепла и вещества в земной коре.
Лялько В. И., Митник М. М. К., «Наук. думка», 1978. 152 с.

В монографии изложены количественные методы оценки и прогноза процессов переноса тепла и вещества в подземных водах, в том числе применительно к решению прямых и обратных задач гидрогеотермии и гидрогеохимии (прогнозирование и палеореконструкция температурных и концентрационных полей в водонапорных системах, определение фильтрационных, теплофизических и диффузионных параметров водонапорных систем), а также методики определения кинетических параметров взаимодействия в системе раствор — порода для некоторых типов гидрогеохимических процессов. Эти разработки были опробованы при решении геолого-гидрогеологических задач в юго-западной части Восточно-Европейской платформы.

Рассчитана на геологов, гидрогеологов, геохимиков и геофизиков, занимающихся проблемами взаимодействия в системе вода — порода.

Ил. 31. Табл. 14. Список лит.: с. 136—148.

Ответственный редактор *И. Е. Жернов*

Рецензенты *В. В. Гордиенко, С. Т. Звольский*

Редакция литературы о Земле

ВВЕДЕНИЕ

Развитие промышленного производства в последние годы приводит во всем мире к увеличивающемуся дефициту минеральных ресурсов и загрязнению недр. В связи с этим возникает необходимость теоретического и экспериментального изучения процессов, участвующих в формировании месторождений полезных ископаемых и загрязнении недр, особенно подземных вод. Эти процессы имеют в своей основе единый физический механизм — они обусловлены переносом вещества и энергии в земной коре.

Перенос вещества в течение геологического времени и избирательное локальное накопление его отдельных компонентов привели к образованию аномальных концентраций химических элементов в земной коре, которые могут рассматриваться как месторождения полезных ископаемых.

В то же время особенности распределения концентраций и температур в верхних слоях земной коры дают возможность получить сведения о глубинных процессах, что имеет большое поисковое значение, позволяя разработать способы глубинной разведки полезных ископаемых с использованием данных, полученных в сравнительно неглубоких скважинах или непосредственно на земной поверхности. Разработка мероприятий по охране недр требует изучения процессов транспортировки в земной коре различных компонентов, механизма их взаимодействия с горными породами и природными растворами, факторов, определяющих особенности протекания различных процессов и реакций в системе вода — горная порода.

В связи с этим уже недостаточно описывать качественную сторону формирования месторождений полезных ископаемых, переноса растворенного вещества подземными водами или процессов формирования термальных вод — необходимы количественные методы для строгого прогнозирования или палеорекострукции сложных природных процессов, протекающих в недрах.

Количественное описание процессов переноса тепла и вещества подземными водами возможно на основе теории тепломассопереноса.

Природные водонапорные системы отличаются значительной сложностью распределения фильтрационных, физико-химических и тепловых свойств, сложностью связей водоносных горизонтов, геометрии и гидродинамических характеристик границ области.

Процессы фильтрации подземных вод, тепло- и массопереноса в природных условиях протекают взаимосвязанно. Так, поле скоростей фильтрации влияет на распределение температур и концентраций растворенного в подземных водах вещества. В то же время перенос растворенного вещества и его взаимодействие с вмещающими породами зависят от температуры. В свою очередь эти процессы влияют на изменение фильтрационных свойств пород и вследствие этого на распределение скоростей движения подземных вод.

Решение подобных задач тепломассопереноса для условий, близких к реальным, возможно только с применением современных вычислительных устройств.

Цель настоящего исследования — разработка и систематизация схем и методов количественного описания и расчета тепло- и массопереноса в недрах подземными водами с использованием АВМ и ЭЦВМ, применение разработанных методов для изучения глубинной гидродинамики, процессов инфильтрационного рудообразования и формирования состава подземных вод, а также экспериментальное определение кинетических параметров взаимодействия в системе вода — порода для расчета математических моделей гидрогеохимических процессов.

Разработанные методы применены для практических расчетов по конкретным геолого-гидрогеологическим регионам Украинской ССР.

Данная работа является развитием предыдущих исследований, выполненных в отделе тепломассопереноса в земной коре Института геологических наук АН УССР.

ТЕПЛОПЕРЕНОС В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Изучение процесса теплопереноса в земной коре — комплексная проблема, связанная с такими сложными явлениями, как генерация тепла в недрах, распределение и интенсивность источников тепла, перенос тепла кондукцией и конвекцией, что в свою очередь зависит от движения подземных вод.

Развитие геотермических исследований в Советском Союзе связано с именами В. И. Вернадского (роль тепла в геологических процессах), И. М. Губкина (роль тепла при образовании нефти), С. А. Красковского (региональная геотермия), А. Н. Тихонова (теоретическая геотермия), В. Н. Дахнова, Д. И. Дьяконова, Г. М. Сухарева (геотермия нефтяных месторождений), А. Н. Огильви, Ф. А. Макаренко (гидрогеотермия) и др.

Современные представления о тепловом режиме глубинных частей Земли, его формировании и результаты исследований теплового режима земной коры в СССР изложены в работе «Термика Земли и Луны» (Любимова, 1968) и коллективной монографии «Тепловой режим недр СССР» (1970).

Вопросам формирования геотермических условий различных регионов Советского Союза были посвящены работы многочисленных авторов, вошедшие в сборники трудов Первого («Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли», 1959, 1961), Второго («Геотермические исследования и использование тепла Земли», 1966; «Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР», 1967) и Третьего («Изучение и использование глубинного тепла Земли», 1973) всесоюзных совещаний, а также в сборник «Термальные воды в СССР и вопросы их теплоэнергетического использования» (1963).

ПРОЦЕССЫ ТЕПЛОПЕРЕНОСА И ИХ СХЕМАТИЗАЦИЯ

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕПЛОВЫХ ПОТОКОВ
В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ИСТОЧНИКИ ТЕПЛА

Геотермический режим участка земной коры характеризуется полем тепловых потоков и температур. Он зависит от распределения и интенсивности источников тепла, процессов теплопереноса и условий на границах участка.

Тепловые процессы, протекающие в земной коре, можно приближенно представить следующим образом*. Гидродинамическая система, состоящая из водоносных и слабопроницаемых пластов, прогревается тепловым потоком глубинного происхождения и частично источниками тепла, находящимися в толщах водоносных и слабопроницаемых пород. При движении вода прогревается или охлаждается, влияя на направление и величину теплового потока.

Кроме того, поле теплового потока и температур в верхних частях земной коры (зона интенсивности водообмена) зависит от формы рельефа, климатических условий и распределения горных пород с различными коэффициентами теплопроводности. Влияние рельефа уменьшается до практически незаметного на глубине, в пять раз превышающей перепад отметок поверхности. В горных районах на глубине 100 м искажение градиента температуры в недрах вследствие влияния рельефа поверхности может достигать 3—6% (Кутас, 1965; Гордиенко, 1967). Воздействие оледенения на тепловой режим недр убывает с глубиной. Если на глубине 200 м относительное изменение градиента температуры, вызванное оледенением, которое окончилось 10 тыс. лет назад, составляет 9—17%, то на глубине 1500 м — 1% (Любимова, 1968).

Таким образом, при исследовании геотермического режима ниже зоны интенсивного водообмена в первом приближении можно не учитывать рельеф дневной поверхности и климат. Глубина залегания нижней границы зоны весьма замедленного водообмена определяется мощностью осадочных толщ артезианского бассейна — ориентировочно 5—10 км. Поэтому влияние подкоровых процессов на теплоперенос в изучаемых интервалах глубин может не рассматриваться.

Измерения температур в верхних слоях земной коры дали возможность установить, что энергия Солнца в пределах годовой цикличности определяет тепловое состояние небольшого поверхностного слоя, распространяющегося до глубин 20 м. На этих глубинах отмечается зона постоянных годовых температур — «нейтральный слой». На больших глубинах температурный режим определяется глубинным потоком тепла. Если выше нейтрального слоя тепловой режим зависит от времени, то ниже может рассматриваться как установившийся или почти установившийся (Тихонов, 1937; Огильви, 1959; Фролов, 1966, 1968). Ниже нейтрального слоя с увеличением глубины температура горных пород, как известно, повышается в среднем на 3° С каждые 100 м. Наличие температурного градиента объясняется существованием глубинного теплового потока, направленного к поверхности Земли.

Установлено, что среднее арифметическое значение теплового потока (10^{-6} кал/см²·с) по всем континентам мира равно 1,43 (Lee, Uyeda, 1965), среднее арифметическое значение теплового потока по Мировому океану — 1,62 (Любимова, 1968).

* Здесь и далее рассматриваются процессы тепло- и массопереноса, протекающие в подземной гидрофизической зоне полного водонасыщения (Лялько, 1974).

Распределение теплового потока на поверхности Земли подчиняется определенной закономерности. Средняя величина теплового потока (10^{-6} кал/см²·с) на континентах повышается от древних структур к молодым: от 0,61—1,33 при среднем 0,9 на докембрийских щитах до 1,2—3,49 при среднем 2,19 в областях кайнозойского вулканизма (Поляк, Смирнов, 1970). Различие величин теплового потока в разных тектонических областях, постоянство его значений внутри каждой тектонической области, корреляция теплового поля со многими геологическими и геофизическими параметрами свидетельствуют о генетической связи теплового поля литосферы с процессами, происходящими в верхних оболочках Земли (Поляк, Смирнов, 1966, 1970; Деменецкая, 1967; Смирнов, 1967; Кутас, Гордиенко, 1971). Средняя величина теплового потока для континентов и океанов, определенная с учетом площадей геотермически различных тектонических областей, равна соответственно 1,19 и 1,17 (Поляк, Смирнов, 1970).

Подземные воды, обладая большой теплоемкостью, при движении перераспределяют тепловой поток, вызывая тепловые аномалии (Овчинников, 1940, 1947, 1961; Макаренко, 1948; Огильви, 1959; Макаренко, Поляк, Сугробов, 1970; Поляк, Смирнов, 1970, и др.).

Рассмотрим условия формирования теплового режима, которые определяют источники тепла и процессами теплопереноса.

В настоящее время общепризнана гипотеза о радиогенном происхождении глубинного теплового потока (Любимова, 1966, 1968; Mac Donald, 1959, 1965; Clark, 1961; Берч, 1966).

Количество радиоактивных элементов в процессе распада уменьшается, поэтому оценка количества выделенного тепла зависит от допущений о возрасте Земли. Необходимо также знать распределение радиоактивных элементов в недрах. Уверенно судить об этом можно для интервала глубин, доступных бурению. Поэтому определение количества тепла, генерированного на протяжении геологической истории Земли, дает приближенную величину.

Учитывая вероятный возраст Земли, принимаем, что существенный вклад в генерацию подземного тепла на современном этапе термической истории Земли могут внести лишь долгоживущие изотопы радиоактивных элементов, период полураспада которых соизмерим с возрастом Земли. Значительный тепловой эффект (кал/г·год) производят за геологическое время следующие элементы: ²³⁸U с удельной энергией распада 0,71; ²³²Th — 0,2, ⁴⁰K — 0,2 и природный калий — $2,7 \cdot 10^{-5}$ (Уэзерилл, 1969). Породы различного состава в зависимости от содержания радиоактивных элементов характеризуются различным удельным выделением тепла.

При расчетах генерации тепла литосферу условно разделяют по сейсмическим данным на «гранитный» и «базальтовый» слои, предполагая, что распределение радиоактивных элементов в глубинных слоях соответствует их содержанию в поверхностных гранитах и базальтах. Проведенные расчеты для земной коры континентального типа показали, что тепловой поток при указанных

допущениях генерируется в основном в земной коре. Кора океанического типа в отличие от континентальной тоньше, и в ней нет «гранитного» слоя. Поэтому ожидалось, что генерация тепла в ней окажется меньше. Однако измерения теплового потока через дно океана дали почти ту же среднюю величину, что и на континентах (Bullard, 1956; Von Herzen, 1959, 1964; Смирнов, 1966). Поэтому есть основание допустить, что часть теплового потока образуется в подкоровых частях Земли (Любимова, 1968; Джамалова, Зверев, Поляк, 1970); часть генерируется при распаде радиоактивных элементов, находящихся в осадочных толщах и может достигать 10—20% теплового потока, замеренного у поверхности (Джамалова, 1967; Боганик, 1970).

За время существования Земли, которое принято $4,5 \cdot 10^9$ лет, количество тепла, выделенное при распаде долгоживущих изотопов, составляет $(0,6 - 2) \cdot 10^{38}$ эрг (Любимова, 1966). Земля не является абсолютно твердым телом, кора разбита на блоки. Под действием притяжения Солнца и Луны происходит деформация Земли, так называемые земные приливы. Вертикальные смещения при этом могут достигать 0,5 м. Силы тяготения, вызывающие приливы, дают пару сил, тормозящих вращение Земли (Парийский, 1963). Расчеты, проведенные Е. Л. Рускол (1963, 1965), показали, что наблюдаемое замедление вращения Земли, равное $3,10^{-22} \text{ с}^{-2}$, происходит из-за расхода энергии на увеличение орбитальной энергии Луны и рассеивание в недрах Земли. Эта часть энергии превращается в тепло и равна $3,6 \cdot 10^{37}$ эрг за время существования Земли, составляя 20—30% величины радиогенного тепла. Таким образом, ротационное тепло не может определять геотермический режим Земли. Однако при выделении тепла в локальных зонах, наиболее благоприятных для диссипации энергии, этот источник может создать тепловые аномалии. Такими зонами интенсивного выделения тепла могут быть зоны разломов, по которым происходит относительное перемещение блоков земной коры (Одинец, 1963).

Оценки энергии тектонических процессов, проведенные Н. А. Огильви (1959), У. Файфом, Ф. Тернером и Дж. Ферхугеном (1962), В. П. Зверевым и Б. Г. Поляком (1970), показали, что влияние этих процессов на тепловой поток в основном незначительно, а некоторый искажающий эффект может наблюдаться в районах землетрясений и т. п.

На основании анализа опубликованных работ принимаем, что для зоны замедленного и весьма замедленного водообмена в земной коре тепловой поток имеет глубинное происхождение и величина его по вертикали и в плане по территории для тектонически однородного района сохраняется неизменной; влиянием рельефа и палеоклиматических условий на тепловой поток с незначительной погрешностью можно пренебречь.

При детальном изучении геотермических условий на небольших участках земной коры необходимо учитывать генерацию тепла в осадочных пластах и в залежах некоторых полезных ископаемых.

Например, процессы, происходящие в месторождениях нефти и газа, полиметаллических сульфидных и радиоактивных руд, могут заметно изменять величину теплового потока. Это явление служит физической основой для разработки методики тепловой разведки месторождений полезных ископаемых.

ОСОБЕННОСТИ РЕГИОНАЛЬНОЙ ДИНАМИКИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И СХЕМАТИЗАЦИЯ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

Как известно, водонапорные пластовые системы представляют сложный комплекс напорных горизонтов подземных вод, разделенных слабопроницаемыми пластами, с определенными условиями создания напора, движения и разгрузки. Залегание различных водоносных пластов в большинстве случаев сходно и характеризуется обычно слабым наклоном. Вместе с тем часто наблюдаются локальные нарушения залегания пластов в виде складок, сбросов, флексур.

Гидродинамически связанные водоносные горизонты объединяются в водоносные комплексы, каждый из которых имеет свою область питания и разгрузки, свою пьезометрическую поверхность. Области питания водоносных комплексов зоны интенсивного водообмена обычно приурочены к положительным формам рельефа (инфильтрационные водонапорные системы). В районе разгрузки поток подземных вод может вытекать непосредственно на земную поверхность или в водоемы, или попадать в другой водоносный комплекс. При глубоком расположении водоносных комплексов, особенно в зонах замедленного и весьма замедленного водообмена (элизионные водонапорные системы), часто встречаются участки глубинного питания и разгрузки (Карцев, 1972). В этом случае область разгрузки данного водоносного комплекса является областью питания для другого комплекса с меньшим приведенным напором. Таким образом, кроме внешних областей питания и разгрузки могут быть области питания и разгрузки, находящиеся внутри бассейна подземных вод, обусловленные переливом вод из смежных комплексов по трещиноватым или разломным зонам, или в местах повышенной проницаемости разделяющих пластов.

В работах Н. Б. Вассоевича (1958), В. Д. Ломтадзе (1959), С. А. Шагоянца (1959), А. Е. Бабинца (1960), Ю. В. Мухина (1965) и других показана значительная роль процессов отжатия вод из глин в формировании гидродинамического режима водоносных комплексов ниже зоны интенсивного водообмена. Следовательно, в определенных условиях глинистые слабопроницаемые пласты могут быть источниками питания для водоносных горизонтов. Слабопроницаемые пласты между водоносными горизонтами не являются абсолютными водоупорами, что допускает некоторое перетекание подземных вод. С. Дэвис и Р. де Уист (1970) отмечают, что слабопроницаемый пласт пропускает количество воды, которое необходимо учитывать при изучении региональной миграции подземных вод, но недостаточное для обеспечения дебита отдельных скважин. В настоящее время считается доказанной гидравлическая связь между

водоносными пластами через водоупоры (Гиринский, 1947; Мятнев, 1948; Полубаринова-Кочина, 1952).

Поток подземных вод, реагируя на конфигурацию областей питания и разгрузки, распределение фильтрационных параметров горных пород на территории бассейна, распределение напоров, участвует в сложном трехмерном движении.

Согласно гипотезе Мятнева — Гиринского (Гиринский, 1947; Мятнев, 1948), можно принять, что в хорошо проницаемых водоносных пластах горизонтальная скорость фильтрации гораздо больше вертикальной, а в слабопроницаемых пластах вертикальная скорость гораздо больше горизонтальной. Это позволяет рассматривать с достаточной точностью движение в водоносном пласте как плоское, двумерное в плане, а в слабопроницаемом пласте как вертикальное одномерное. Скорости фильтрации в зонах замедленного и весьма замедленного водообмена, в которых преимущественно содержатся термальные воды, могут изменяться от метров до миллиметров в год (Бабинец, 1961; Швай, 1963; Терещенко, 1966; Гуревич, 1969).

Движение подземных вод происходит в направлении падения приведенных напоров: вдоль водоносных пластов, между смежными водоносными горизонтами по слабопроницаемым пластам, а также в уплотняющихся глинистых слабопроницаемых пластах при отжатии вверх и вниз от горизонта нулевой скорости к водоносным пластам (Мухин, 1965). В разломной зоне с повышенной проницаемостью поток может быть направлен по разлому.

Таким образом, гидродинамика в бассейнах подземных вод платформенного типа приближенно сводится к движению воды в горизонтальных или слабо наклоненных водоносных пластах, которые связаны гидравлически между собой. В результате этой гидравлической связи через слабопроницаемые пласты отмечается перетекание через кровлю и подошву водоносных горизонтов (рассредоточенное питание и разгрузка).

Фильтрационные свойства пластов меняются произвольно. Форма области фильтрации бывает весьма сложной. Поэтому весь артезианский бассейн можно представить состоящим из небольших элементарных участков, которые включают несколько водоносных и разделяющих их слабопроницаемых пластов с постоянными фильтрационными свойствами.

Из изложенного следует, что в общем случае движение подземных вод в недрах является пространственным процессом и описывается трехмерным нестационарным уравнением фильтрации. При этом на границах изучаемого района надо задать условия, учитывающие влияние прилегающей к району, но не рассматриваемой в задаче территории.

Эти условия характеризуют конкретные особенности процесса фильтрации на контуре области. Рассматриваемая область может быть ограничена: а) водоемом с постоянным напором или с напором, зависящим от времени (границные условия первого рода); б) текто-

ническими разломами или глинистыми толщами, непроницаемыми для флюидов; полупроницаемыми пластами, скорость фильтрации через которые зависит от времени (граничные условия второго рода); в) зоной, расположенной перед областью с постоянным напором, например, перед областью питания или морем, в этом случае расход флюида через границу зависит от величины напора на этой границе (граничное условие третьего рода). Кроме того, необходимо задать распределение напоров во всей области в начальный момент времени (начальные условия), что учитывает предысторию процессов. Обычно фильтрация в водонапорных пластовых системах рассматривается как двумерная в водоносных горизонтах и как одномерная в слабопроницаемых пластах.

Разбивая бассейн подземных вод на элементарные ячейки с постоянными параметрами вдоль ленты тока, гидродинамические условия можно представить следующими схемами: движение воды в слабопроницаемом пласте, в наклонном и субгоризонтальном участках водоносного пласта. Процесс фильтрации внутри элементарной ячейки может описываться одномерным дифференциальным уравнением, допускающим в большинстве случаев получение аналитического решения.

ПРОЦЕССЫ ТЕПЛОПЕРЕНОСА И СХЕМАТИЗАЦИЯ ГИДРОГЕОТЕРМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

В верхних слоях земной коры тепло переносится посредством теплопроводности и конвекции (Любимова, Люсова, Фирсов, 1964; Магницкий, 1965; Любимова, 1970; Тимарева, Смирнов, Поляк, 1970). Если теплоперенос теплопроводностью происходит повсеместно при наличии градиента температур, то конвективный перенос тепла может осуществляться только при движении теплоемких масс, в частности флюидов.

Принимая условия мгновенного выравнивания температуры между скелетом породы и фильтрующей жидкостью (Чарный, 1953, 1963), незначительности температурных изменений объемов, тепловых свойств жидкости и скелета породы, незначительности тепловых эффектов перераспределения давлений, уравнение теплопереноса для изотропной среды записываем в следующем виде (Карслоу, Ереп, 1964; Stallman, 1963; Магницкий, 1965):

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda \frac{\partial U}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\lambda \frac{\partial U}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial U}{\partial z} \right) - \rho c v_x \frac{\partial U}{\partial x} - \rho c v_y \frac{\partial U}{\partial y} - \rho c v_z \frac{\partial U}{\partial z} + P(x, y, z, t) = \rho_0 c_0 \frac{\partial U}{\partial t}, \quad (1.1)$$

где U — температура; x, y, z — пространственные координаты; t — время; λ — коэффициент теплопроводности водонасыщенной породы; v_x, v_y, v_z — проекции скорости фильтрации на координатные оси; ρ, c и ρ_0, C_0 — плотность, теплоемкость воды и водонасыщенной породы соответственно; $P(x, y, z, t)$ — интенсивность источников тепла.

Решение дифференциального уравнения, описывающего конкретный процесс теплопереноса, однозначно определяется, если известно, что происходит на границах исследуемой области. Информация о процессах теплопереноса на границе области задается в виде граничных условий и отражает влияние сопредельных с изучаемой областью, но не рассматриваемых районов.

При неустановившемся режиме граничные условия должны быть заданы на всем изучаемом интервале времени, а в начальный момент задается распределение температуры во всей области, что позволяет учесть особенности процесса до начала исследования.

Рассматриваемая область в большинстве случаев может быть ограничена: а) зоной известной температуры — поверхность земли, крупный водоем (граничное условие первого рода); б) зоной с известной величиной теплового потока (граничное условие второго рода); в) зоной, где тепловой поток через границу пропорционален разности температур на границе и в окружающей среде, например, поверхность Земли с учетом теплоотдачи в воздух (граничное условие третьего рода).

В соответствии с принятыми допущениями полагаем, что генерацией тепла внутри рассматриваемого интервала глубин можно пренебречь, т. е. $\dot{P}(x, y, z, t) = 0$.

Зависимости коэффициента теплопроводности от состава породы, размера зерен, пористости и влажности, температуры и давления исследовали в своих работах В. Н. Кобранова (1962), Е. А. Любимова, А. Н. Люсова, Ф. В. Фирсов (1964), Е. А. Любимова, Г. Н. Старикова, А. П. Шушпанов (1964), У. И. Моисеенко, Л. С. Соколова, В. С. Истомин (1970), У. И. Моисеенко, Л. С. Соколова, Н. А. Алиева (1970) и др.

Величина коэффициента теплопроводности в естественных условиях значительно изменяется (10^{-3} кал/см · с · град): от 0,1 — для углей до 26,5 — для железных руд. Изучение теплопроводности более чем 1500 образцов позволило С. В. Тимаревой, Я. Б. Смирнову, Б. Г. Поляку (1970) показать, что в 80% случаев коэффициент теплопроводности равен 3—7, а наибольшая вероятность соответствует значениям 3—4. Коэффициент теплопроводности осадочной горной породы зависит от размера зерен и вида цемента. Глинистый цемент имеет меньшую теплопроводность, чем кварцевый или карбонатный. В поликристаллических агрегатах и слоистых породах коэффициент теплопроводности зависит от ориентировки кристаллов или плоскости напластования. Породы с беспорядочным расположением зерен изотропны, т. е. величина коэффициента теплопроводности не зависит от направления.

Пористость и влажность влияют на теплопроводность горной породы. Сухие и пористые породы обладают меньшим коэффициентом теплопроводности, чем монолитные и влажные. Наличие в порах пород движущейся жидкости изменяет механизм теплопереноса, добавляя к кондуктивному конвективный теплоперенос.

Рост температуры вызывает уменьшение коэффициента тепло-

проводности горных пород, а повышение давления влечет за собой его увеличение (Любимова, Старикова, Шушпанов, 1964; Моисеенко, Соколова, Алиева, 1970). Экспериментальные данные показывают, что величина коэффициента теплопроводности значительно изменяется даже для одних и тех же пород (Джамалова, 1967).

В верхней части континентальной коры, охватывающей первые 5—10 км, роль конвективного теплопереноса может иметь решающее значение в формировании геотермического режима (Огильви, 1959; Макаренко, Поляк, Сугробов, 1970). Конвективным переносом тепла подземными водами можно объяснить изменение кондуктивного теплового потока в вертикальном направлении и образование тепловых аномалий в недрах.

Проекция суммарного теплового потока на ось z , т. е. поток за счет теплопроводности и конвекции, по направлению z определяется по формуле (Карслоу, Егер, 1964; Огильви, 1959)

$$q_{\text{сум}} = \rho c v_z U - \lambda \frac{\partial U}{\partial z} . \quad (1.2)$$

Как видно из приведенной зависимости, в первый член, который выражает конвективную составляющую теплового потока, входит абсолютное значение температуры, а во второй, кондуктивный, — градиент температур. Таким образом, с увеличением глубины, а следовательно и температуры, роль конвективной составляющей потока должна увеличиваться. Если в рассматриваемом интервале глубин нет источников тепла, пласты залегают горизонтально, и движение воды происходит только в вертикальном направлении, то величина суммарного теплового потока по вертикали должна быть постоянной. Направление кондуктивного теплового потока определяется градиентом температуры, а конвективного — направлением скорости движения воды.

Региональные процессы теплопереноса с учетом движения подземных вод представим как двумерные в водонесном горизонте с переносом тепла через кровлю и подошву. В естественных условиях эти процессы рассматриваются как стационарные, а при действии возмущающих факторов — как нестационарные.

Для оценки теплопереноса внутри однородных участков, характеризующихся постоянной скоростью фильтрации, рассматриваются более простые схемы процесса теплопереноса: в слабопроницаемом пласте направление движения воды и теплового потока совпадают в вертикальном направлении; в горизонтальном водоносном пласте с водонепроницаемой кровлей и подошвой; в водоупорах, расположенных сверху и снизу пласта, теплоперенос осуществляется только кондукцией (в вертикальном направлении), в водоносном пласте — кондукцией и конвекцией (в горизонтальном направлении); в горизонтальном водоносном пласте со слабопроницаемыми породами кровли и подошвы теплоперенос осуществляется в основном водоносном пласте конвекцией (в горизонтальном направлении), в перекрывающих и подстилающих породах — кондукцией и конвекцией (в вертикальном направлении); в наклонном

водоносном пласте, который перекрывается и подстилается водоупорными породами; теплоперенос в водоносном пласте осуществляется конвекцией и кондукцией (вдоль пласта), а в водоупорах — только кондукцией (в вертикальном направлении).

МЕТОДЫ РАСЧЕТА ТЕПЛОПЕРЕНОСА ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Процесс распространения тепла в пористой среде, насыщенной жидкостью, описывается уравнением теплопроводности (Рубинштейн, 1948; Чарный, 1953; Stallman, 1963, и др.).

Принимаем, что коэффициент межфазного теплообмена бесконечно велик, т. е. температуры скелета породы и жидкости равны (Чарный, 1953); тепловые эффекты перераспределения пластовых давлений пренебрежимо малы, и протекающие процессы не сопровождаются изменением фазовых состояний. Тогда теплоперенос в водонапорных системах может быть описан следующим уравнением (Stallman, 1963; Карслоу, Ереп, 1964):

$$\frac{\partial}{\partial x}(q_x) + \frac{\partial}{\partial y}(q_y) + \frac{\partial}{\partial z}(q_z) + P(x, y, z, t) = c_0 \rho_0 \frac{\partial U}{\partial t}, \quad (1.3)$$

$$\left. \begin{aligned} q_x &= -\lambda \frac{\partial U}{\partial x} + c \rho v_x U, \\ q_y &= -\lambda \frac{\partial U}{\partial y} + c \rho v_y U, \\ q_z &= -\lambda \frac{\partial U}{\partial z} + c \rho v_z U, \end{aligned} \right\} \quad (1.4)$$

где q_x, q_y, q_z — проекции теплового потока на оси координат; λ — коэффициент теплопроводности водонасыщенной породы; U — температура; t — время; v_x, v_y, v_z — проекции скорости фильтрации флюида на оси координат, $P(x, y, z, t)$ — интенсивность источников тепла; c, ρ и c_0, ρ_0 — удельная теплоемкость и плотность жидкости и горной породы.

Из уравнений (1.3) и (1.4) видно, что для их решения необходимо знать распределение скоростей фильтрации, для чего следует дополнить приведенные выражения уравнениями фильтрации («Основы гидрогеологических расчетов», 1969; Бэр и др., 1971)

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial H}{\partial z} \right) + \varepsilon = \beta \frac{\partial H}{\partial t}, \quad (1.5)$$

$$\left. \begin{aligned} v_x &= -k \frac{\partial H}{\partial x}, \\ v_y &= -k \frac{\partial H}{\partial y}, \\ v_z &= -k \frac{\partial H}{\partial z}, \end{aligned} \right\} \quad (1.6)$$

где k — коэффициент фильтрации; H — напор; ϵ — интенсивность источников жидкости; β — коэффициент упругоёмкости водонасыщенных пород.

Конкретные особенности задачи, обеспечивающие однозначность решения, учитываются краевыми условиями, которые накладывают дополнительные ограничения на искомую функцию H или U . Обозначив эту функцию (H или U) через φ , эти условия записываются в следующем виде:

а) граничные условия первого рода

$$\varphi_L = f_1(t), \quad t > 0;$$

б) граничные условия второго рода

$$\left. \frac{\partial \varphi}{\partial n} \right|_L = f_2(t), \quad t > 0;$$

в) граничные условия третьего рода

$$\left(\alpha \varphi + \beta \frac{\partial \varphi}{\partial n} \right)_L = f_3(t), \quad t > 0;$$

г) начальные условия

$$\varphi(x, y, z, 0) = f_4(x, y, z), \quad t = 0.$$

Здесь L — граница области; n — нормаль к границе.

Решение сводится к нахождению функции U , которая удовлетворяет приведенным условиям. Решение такой системы трехмерных уравнений для неоднородной области произвольной формы даже с использованием ЭЦВМ в настоящее время связано с серьезными трудностями. Это объясняется большими массивами исходных данных, описывающих задачу, ограниченностью памяти существующих вычислительных машин и их быстродействием.

Задачу теплопереноса в водонапорных пластовых системах можно значительно упростить, если учесть их гидродинамические особенности. В соответствии с проведенной выше схематизацией принимаем, что процесс, происходящий в водоносном пласте, можно рассматривать как двумерный, пренебрегая изменением температуры по высоте (по оси z) внутри пласта. Теплоперенос в слабопроницаемых породах, ограничивающих водоносные горизонты, считается кондуктивным. Тогда система уравнений (1.3—1.6) может быть представлена в таком виде:

а) теплоперенос в водоупорных породах, ограничивающих водоносный пласт,

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda_i \frac{\partial U}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\lambda_i \frac{\partial U}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_i \frac{\partial U}{\partial z} \right) = c_i \rho_i \frac{\partial U}{\partial t}, \quad (1.7)$$

при $i = 1$ рассматриваются перекрывающие породы, при $i = 2$ — подстилающие;

б) теплоперенос в водоносном пласте $\left(-\frac{m}{2} < z < \frac{m}{2} \right)$.

Из уравнений (1.3) и (1.4) получим

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda m \frac{\partial U}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\lambda m \frac{\partial U}{\partial y} \right) - \frac{\partial}{\partial x} (m c \rho v_x U) - \frac{\partial}{\partial y} (m c \rho v_y U) + q_{z1} - q_{z2} = m c_0 \rho_0 \frac{\partial U}{\partial t}, \quad (1.8)$$

где q_{z1} и q_{z2} — тепловые потоки через кровлю и подошву пласта.

Уравнение фильтрации для двумерного случая записывается в виде (Шелкачев, Лапук, 1949)

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(T \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T \frac{\partial H}{\partial y} \right) - (v_{z1} - v_{z2}) + m \varepsilon = \beta m \frac{\partial H}{\partial t}, \quad (1.9)$$

v_{z1} и v_{z2} — скорость фильтрации через кровлю и подошву пласта; $T = km$ — коэффициент водопроницаемости; m — мощность пласта.

Уравнение (1.8) можно переписать

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda m \frac{\partial U}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\lambda m \frac{\partial U}{\partial y} \right) - c \rho m \left(v_x \frac{\partial U}{\partial x} + v_y \frac{\partial U}{\partial y} \right) - c \rho m U \left(\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} \right) = c_0 \rho_0 m \frac{\partial U}{\partial t}. \quad (1.10)$$

При условии несжимаемости жидкости и горных пород и отсутствии перетекания через кровлю и подошву уравнение (1.10) упрощается

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda m \frac{\partial U}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\lambda m \frac{\partial U}{\partial y} \right) - c \rho m \left(v_x \frac{\partial U}{\partial x} + v_y \frac{\partial U}{\partial y} \right) = c_0 \rho_0 m \frac{\partial U}{\partial t}. \quad (1.11)$$

При упругом режиме уравнение (1.10) с учетом уравнения (1.9) можно записать

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda m \frac{\partial U}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\lambda m \frac{\partial U}{\partial y} \right) - c \rho m \left(v_x \frac{\partial U}{\partial x} + v_y \frac{\partial U}{\partial y} \right) - c \rho U \left(\beta m \frac{\partial H}{\partial t} - v_{z1} + v_{z2} - m \varepsilon \right) + q_{z1} - q_{z2} = c_0 \rho_0 m \frac{\partial U}{\partial t}. \quad (1.12)$$

На границе водоносного пласта и водоупорных пород задаются условия непрерывности температурного поля и теплового потока.

Система уравнений (1.7), (1.8) и (1.9) с краевыми условиями, которые определяются при постановке конкретной задачи, представляет математическую модель процесса нестационарного теплопереноса в пластовой водонапорной системе. Эта модель отражает влияние изменяющихся гидродинамических условий на формирование геотермического режима.

Если теплообмен между водоносным пластом и слабопроницаемыми толщами учесть с помощью членов, характеризующих тепловой поток через кровлю и подошву (q_{z1} , q_{z2}), то распределение температур в водоносном пласте может быть получено решением системы уравнений (1.9) и (1.12).

Решение такой задачи с помощью вычислительной техники рассматривается в специальном разделе. При известном установившемся распределении скоростей фильтрации задача сводится к решению уравнений (1.7) и (1.11).

Задача в большой степени упрощается, если принять, что водоносный пласт однородный, постоянной мощности, залегает бесконечно глубоко; теплофизические свойства пород, покрывающих и подстилающих пласт, одинаковы; скорость фильтрации постоянна, и процесс теплопереноса может рассматриваться как одномерный.

Пусть водоносный пласт мощностью m ограничен плоскостями $z = \pm \frac{m}{2}$. Тогда в связи с допущением о совпадении теплофизических характеристик пород, подстилающих и перекрывающих водоносный пласт, температурное поле будет симметрично относительно середины пласта.

Х. А. Ловерье (1955) рассмотрел расчетную схему, в которой породы, окружающие пласт, имеют конечную теплопроводность в вертикальном направлении и не проводят тепло в горизонтальной плоскости. Теплопроводность водоносного пласта по вертикали бесконечно велика, вследствие чего температура пласта не меняется по высоте и равна нулю в горизонтальной плоскости.

Процесс теплопереноса при этом описывается системой уравнений

$$\lambda_1 \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = c_1 \rho_1 \frac{\partial U}{\partial t}; \quad \frac{m}{2} < |z| < \infty; \quad 0 < x < \infty; \quad t > 0; \quad (1.13)$$

$$-c_0 m v_x \frac{\partial U}{\partial x} + \lambda_1 \frac{\partial U}{\partial z} \Big|_{z=\frac{m}{2}} = c_0 \rho_0 m \frac{\partial U}{\partial t}; \quad |z| \leq \frac{m}{2};$$

$$0 < x < \infty; \quad t > 0. \quad (1.14)$$

Н. А. Авдонин (1964) предложил схему процесса теплопереноса, которая отличается от схемы Х. А. Ловерье тем, что в ней учитывается кондуктивный теплоперенос в водоносном пласте по горизонтали, т. е. теплопроводность пласта в горизонтальном направлении имеет конечное значение. Тогда вместо уравнения 1.14 должно рассматриваться уравнение

$$\lambda m \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} - c_0 m v_x \frac{\partial U}{\partial x} + \lambda_1 \frac{\partial U}{\partial z} \Big|_{z=\frac{m}{2}} = c_0 \rho_0 m \frac{\partial U}{\partial t}. \quad (1.15)$$

Распределение температуры только в водоносном пласте может быть получено решением уравнения типа

$$\lambda m \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} - c_0 m v_x \frac{\partial U}{\partial x} + q_z + P(x, t) = c_0 \rho_0 m \frac{\partial U}{\partial t}. \quad (1.16)$$

Здесь q_z учитывает теплообмен водоносного пласта с окружающими породами.

Если движение жидкости в пласте определяется работающей скважиной с радиусом r_c , течение является осесимметричным, и

уравнение теплопереноса проще записать в цилиндрических координатах. Вместо уравнений (1.7) и (1.11) запишем (Шейнман и др., 1969)

$$\frac{\partial^2 U}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial r} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = \frac{c_1 \rho_1}{\lambda_1} \frac{\partial U}{\partial t}; \quad 0 < r < \infty; \\ \frac{m}{2} < |z| < \infty; \quad (1.17)$$

$$\frac{\partial^2 U}{\partial r^2} + \left(1 - \frac{g_{cp}}{2\pi m \lambda}\right) \frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial r} + \frac{q_z}{\lambda m} = \frac{c_0 \rho_0}{\lambda} \frac{\partial U}{\partial t}; \quad (1.18) \\ r_c < r < \infty; \quad |z| < \frac{m}{2},$$

где $q_z = -\lambda \frac{\partial U}{\partial z} \Big|_{z=\frac{m}{2}}$ — тепловой поток через кровлю и подошву водоносного пласта, q — дебит скважины.

Для условий схемы Х. А. Ловерьё система уравнений (1.17) и (1.18) принимает вид

$$\lambda_1 \frac{\partial^2 U}{\partial r^2} = c_1 \rho_1 \frac{\partial U}{\partial t}; \quad 0 < r < \infty; \quad \frac{m}{2} < |z| < \infty; \quad (1.19)$$

$$\frac{g_{cp}}{2\pi m} \frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial r} + q_z = c_0 \rho_0 \frac{\partial U}{\partial t}; \quad 0 < r < \infty; \quad |z| < \frac{m}{2}. \quad (1.20)$$

Расчетная схема Н. А. Авдонина («неполная схема сосредоточенной емкости») отличается тем, что вместо уравнения (1.20) используется уравнение, учитывающее кондукцию в водоносном пласте (1.18).

Процессы теплопереноса, протекающие в естественных условиях, приближенно могут считаться установившимися, и распределение температуры в пласте зависит от температуры смежных пластов или поверхности Земли. В этих условиях допущение о бесконечно глубоко залегании пласта оказывается слишком грубым. Поэтому в разделе о стационарных задачах рассматривается схема с учетом этих положений.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ РАСЧЕТА НЕСТАЦИОНАРНОГО ТЕПЛОПЕРЕНОСА

Большинство известных работ по аналитическому решению задачи теплопереноса посвящено исследованию кондуктивных процессов (Гребер, Эрк, 1936; Карслоу, Егер, 1964; Лыков, 1967, и др.).

Задача теплопереноса с учетом конвекции исследована в меньшей степени, и аналитические решения получены для некоторых упрощенных расчетных схем. Обзор состояния вопроса, анализ различных решений, сопоставление с экспериментальными данными и оценка влияния различных упрощающих допущений приводятся в работах А. Б. Шейнмана, Г. Е. Малофеева и А. Н. Сергеева «Воз-

действие на пласт теплом при добыче нефти» (1969) и Л. И. Рубинштейна «Температурные поля в нефтяных пластах» (1972).

Рассмотрим некоторые аналитические решения, которые могут быть использованы при исследовании процессов теплопереноса подземными флюидами.

Если теплообмен пласта с окружающими породами можно считать независимым от координат и времени, то

$$\frac{1}{m} (q_{z1} - q_{z2}) = q, \quad P(x, y, t) = 0,$$

и решение уравнения при краевых условиях

$$\begin{aligned} U &= U_0 + ax, \quad x > 0, \quad t = 0; \\ U &= U_1 + bt, \quad x = 0, \quad t > 0 \end{aligned} \quad (1.21)$$

имеет вид (Карслоу, Егер, 1964)

$$\begin{aligned} U &= U_0 + ax + \frac{\kappa q t}{\lambda} - aVt + \frac{U_1 + U_0}{2} \left\{ \operatorname{erfc} \left(\frac{x - Vt}{2\sqrt{\kappa t}} \right) + \right. \\ &+ e^{\frac{Vx}{\kappa}} \operatorname{erfc} \left(\frac{x + Vt}{2\sqrt{\kappa t}} \right) \left. \right\} + \frac{1}{2V} \left(b + aV - \frac{\kappa q}{\lambda} \right) \left\{ (x + Vt) e^{\frac{Vx}{\kappa}} \times \right. \\ &\times \operatorname{erfc} \left(\frac{x + Vt}{2\sqrt{\kappa t}} \right) + (Vt - x) \operatorname{erfc} \left(\frac{x - Vt}{2\sqrt{\kappa t}} \right) \left. \right\}, \quad (1.22) \\ &\text{где } \kappa = \frac{\lambda}{c_0 \rho_0}; \quad V = \frac{c\rho}{c_0 \rho_0} v. \end{aligned}$$

Если начальная температура изолированного пласта постоянна

$$U = U_0, \quad x > 0, \quad t = 0,$$

а на границе кондуктивный тепловой поток зависит от температуры $\frac{\partial U}{\partial x} - \beta U = 0$; $x = 0$; $t > 0$, то решение может быть представлено в виде

$$\begin{aligned} U &= U_0 - \frac{U_0}{2} \left\{ \operatorname{erfc} \left(\frac{x - Vt}{2\sqrt{\kappa t}} \right) + \frac{\kappa \beta}{\kappa \beta - V} e^{\frac{Vx}{\kappa}} \operatorname{erfc} \left(\frac{x + Vt}{2\sqrt{\kappa t}} \right) \right\} + \\ &+ \frac{U_0}{2} \frac{(2\kappa \beta - V)}{(\kappa \beta - V)} e^{[\beta x - \beta t(V - \kappa \beta)]} \operatorname{erfc} \left[\frac{x + (2\kappa \beta - V)t}{2\sqrt{\kappa t}} \right]. \quad (1.23) \end{aligned}$$

Если на границе теплоизолированного пласта $x = 0$ температура меняется по закону $U = U_0 \cos(\omega t + \theta)$, то стационарное решение, ограниченное при $x \rightarrow \infty$, может быть

$$\begin{aligned} U &= U_0 \exp \left\{ \frac{Vx}{2\kappa} - x \sqrt{\left(\frac{V}{2\kappa} \right)^4 + \left(\frac{\omega}{\kappa} \right)^2} \cdot \cos \frac{\varphi}{2} \right\} \times \\ &\times \cos \left(\omega t - x \sqrt{\left(\frac{V}{2\kappa} \right)^4 + \left(\frac{\omega}{\kappa} \right)^2} \sin \frac{\varphi}{2} + \theta \right), \quad (1.24) \end{aligned}$$

где $\varphi = \arctg \frac{4\omega \kappa}{V^2}$.

В случае радиального течения в теплоизолированном пласте, что происходит при работе скважины, процесс теплопереноса описывается уравнением (1.18).

Решение уравнения (1.18) при нулевой начальной температуре и граничном условии $U = U_0$; $r = a$ может быть записано так:

$$U = U_0 + \frac{2U_0}{\pi} \left(\frac{r}{a}\right)^{\nu} \int_0^{\infty} \frac{e^{-\kappa v^2 t} [J_{\nu}(vr)Y_{\nu}(va) - Y_{\nu}(vr)J_{\nu}(va)] dv}{\nu [J_{\nu}^2(va) - Y_{\nu}^2(va)]}, \quad (1.25)$$

где $\nu = \frac{q}{4\pi m \kappa}$; J_{ν} , Y_{ν} — функции Бесселя первого и второго рода соответственно.

Рассматривается теплоперенос в ограниченном участке водоносного пласта $0 < x < l$ с нулевой начальной температурой $U = 0$, $t = 0$; на границе с окружающими породами, имеющими нулевую температуру, происходит теплообмен, коэффициент теплообмена α .

Тепловой поток через единицу площади кровли и подошвы пласта

$$q_z = \alpha U,$$

граничные условия

$$\begin{aligned} U &= 0, & x &= 0; \\ U &= U_1, & x &= l. \end{aligned} \quad (1.26)$$

Тогда решение уравнения (1.16) с учетом (1.26) имеет вид

$$\begin{aligned} U &= U_1 \frac{\operatorname{sh} \left[\frac{x}{2\kappa} (V^2 + 4\kappa\nu)^{1/2} \right]}{\operatorname{sh} \left[\frac{l}{2\kappa} (V^2 + 4\kappa\nu)^{1/2} \right]} \exp \left[\frac{V(x-l)}{2\kappa} \right] + \frac{2U_1\pi}{l^2} \exp \left[\frac{V(x-l)}{2\kappa} \right] \times \\ &\times \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^n n \sin \left(n\pi \frac{x}{l} \right)}{\left[\frac{\nu}{\kappa} + \left(\frac{V}{2\kappa} \right)^2 + \left(\frac{n\pi}{l} \right)^2 \right]} \exp \left\{ - \left[\nu + \frac{V}{4\kappa} + \frac{\kappa n^2 \pi^2}{l^2} \right] t \right\}, \quad (1.27) \end{aligned}$$

где $\nu = \frac{\alpha}{\rho_0 c_0 m}$.

Решения (1.22), (1.23), (1.24), (1.25) и (1.27) приводятся по Г. Карслоу, Д. Егеру (1964).

Если тепловой поток через кровлю и подошву может быть выражен соотношением

$$q_z = -\alpha U + A \quad (1.28)$$

и краевые условия имеют вид

$$\begin{aligned} U &= U_0, & x &> 0, & t &= 0; \\ U &= U_1, & x &= 0, & t &> 0, \end{aligned}$$

решение, полученное З. М. Шпортюк, записывается в виде

$$\begin{aligned} U &= \left(U_0 - \frac{A}{\alpha} \right) \exp \left[- \frac{\alpha t}{m c_0 \rho_0} \right] \left\{ \left[\exp \left(- \frac{Vx}{2\lambda} \right) \operatorname{erfc} \left(\frac{x}{2\sqrt{\kappa t}} - \right. \right. \right. \\ &\left. \left. \left. - \frac{V}{2\lambda} \sqrt{\kappa t} \right) + \operatorname{erfc} \left(\frac{x}{2\sqrt{\kappa t}} + \frac{V}{2\lambda} \sqrt{\kappa t} \right) \right] \left(- \frac{1}{2} \right) + 1 \right\} + \frac{A}{\alpha} + \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& + \frac{1}{2} \left(U_1 - \frac{A}{\alpha} \right) \left\{ \exp \left[\left(-\frac{V}{2\lambda} - \sqrt{\frac{V^2}{4\lambda^2} + \frac{\alpha}{\lambda}} \right) x \right] \times \right. \\
& \times \operatorname{erfc} \left(\frac{x}{2\sqrt{\kappa t}} - \sqrt{\left(\frac{V^2}{4\lambda^2} + \frac{\alpha}{\lambda} \right) \kappa t} \right) + \exp \left[\left(-\frac{V}{2\lambda} + \right. \right. \\
& \left. \left. + \sqrt{\frac{V^2}{4\lambda^2} + \frac{\alpha}{\lambda}} \right) x \right] \cdot \operatorname{erfc} \left(\frac{x}{2\sqrt{\kappa t}} + \sqrt{\left(\frac{V^2}{4\lambda^2} + \frac{\alpha}{\lambda} \right) \kappa t} \right) \right\}. \quad (1.29)
\end{aligned}$$

Для краевых условий

$$\left. \begin{aligned}
\frac{\partial U}{\partial x} = 0; \quad x = 0 \\
U = U_1; \quad x = l
\end{aligned} \right\} t > 0; \quad U = U_0 + ax, \quad x > 0; \quad t = 0$$

подобную задачу решил В. Г. Ткаченко (1970).

Решение системы уравнений (1.13), (1.14) для расчетной схемы Ловерье в прямоугольных координатах записывается (Шейнман, Малофеев, Сергеев, 1969):

для водоносного пласта

$$\frac{U - U_0}{U_1 - U_0} = \operatorname{erfc} \left[\frac{\xi}{2 \sqrt{\frac{c_0 \rho_0}{c_1 \rho_1} (\tau - \xi)}} \right] \sigma^* (\tau - \xi); \quad |z| < \frac{m}{2}; \quad (1.30)$$

для окружающих пород

$$\frac{U - U_0}{U_1 - U_0} = \operatorname{erfc} \left[\frac{\xi + |\eta| - 1}{2 \sqrt{\frac{c_0 \rho_0}{c_1 \rho_1} (\tau - \xi)}} \right] \sigma^* (\tau - \xi); \quad |z| > \frac{m}{2}. \quad (1.31)$$

$$\text{Здесь } \sigma^* (\tau - \xi) = \begin{cases} 0 & \text{при } \tau - \xi \leq 0; \\ 1 & \text{при } \tau - \xi > 0; \end{cases}$$

$$\xi = \frac{4\lambda x}{m^2 c_0 \rho_0}; \quad \tau = \frac{4\lambda t}{m^2 c_0 \rho_0}; \quad \eta = \frac{2z}{m};$$

U_0 — начальная температура пласта; U_1 — температура на входе в пласт при $x = 0$.

По Г. Е. Малофееву (1960), выражения (1.30) и (1.31) при условии

$$\xi = \frac{4\pi\lambda r^2}{mqc\rho}$$

справедливы для радиального течения и удовлетворяют системе (1.19), (1.20).

Решение системы уравнений (1.13) и (1.15), описывающих теплоперенос для расчетной схемы «неполной сосредоточенной емкости» Н. А. Авдонина (1964), для линейного течения при краевых условиях

$$\begin{aligned}
U = U_0; \quad 0 < x < \infty; \quad 0 < z < \infty, \quad t = 0; \\
U = U_1; \quad x = z = 0; \quad \lim_{x^2 + z^2 \rightarrow \infty} U \rightarrow U_0, \quad t > 0
\end{aligned}$$

имеет вид

$$\frac{U-U_0}{U-U_1} = \frac{b\xi}{4\pi} \int_0^t \exp \left[- \left(\gamma \sqrt{s} - \frac{\xi}{2\sqrt{s}} \right)^2 \right] \frac{ds}{s} \int_s^t \exp \left[- \frac{b^2 s^2}{4(\tau-s)} \right] \times \\ \times \operatorname{erfc} \left(\frac{\eta}{2a\sqrt{t_1-\tau}} \right) \frac{d\tau}{(\tau-s)^{3/2}}. \quad (1.32)$$

Формула для определения температуры в водоносном пласте имеет более простой вид

$$\frac{U-U_0}{U_1-U_0} = \frac{\xi}{\sqrt{\pi t_1}} \int_0^1 \exp \left[- \left(\gamma \sqrt{t_1 s} - \frac{\xi}{2\sqrt{t_1 s}} \right)^2 \right] \times \\ \times \operatorname{erfc} \left(\frac{b\sqrt{t_1}}{2} \frac{s^2}{\sqrt{1-s^2}} \right) \frac{ds}{s^2}, \quad (1.33)$$

где $\xi = \frac{2x}{m}$; $\eta = \frac{2z}{m}$; $t_1 = \frac{4\lambda t}{c_0 \rho_0 m^2}$; $\gamma = \frac{vcpm}{8\lambda}$;

$$a^2 = \frac{\lambda_1 c_0 \rho_0}{\lambda c_1 \rho_1}; \quad \alpha = \frac{\lambda_1}{\lambda}; \quad b = \frac{\alpha}{a}.$$

Для радиального течения решение системы уравнений (1.18) и (1.19) при краевых условиях

$$U = 0, \quad 0 < r < \infty, \quad 0 < z < \infty, \quad t = 0;$$

$$U = U_1, \quad z = r = 0, \quad \lim_{z^2+r^2 \rightarrow \infty} U = U_0; \quad t > 0$$

может быть представлено в виде

$$\frac{U-U_0}{U_1-U_0} = \frac{2}{\Gamma(v)} \left(\frac{b^2 \xi^2}{2} \right)^v \int_0^{b^2 t} \operatorname{erfc} \left(\frac{\eta}{2a\sqrt{t_1-\tau}} \right) d\tau \times \\ \times \int_0^\tau \frac{s \cdot \exp \left[\frac{-s^2}{4(\tau-s)} \right] \cdot \exp \left(\frac{b^2 \xi^2}{4s} \right) ds}{2\sqrt{\pi} (\tau-s)^{3/2} \cdot 2s^{v+1}}; \quad (1.34)$$

где $\xi = \frac{2r}{m}$; $v = \frac{Qcp}{4\pi m \lambda}$; Q — дебит скважины; $\Gamma(v)$ — гамма-функция; остальные обозначения те же, что и к формуле (1.33).

Распределение температуры в водоносном пласте определяется формулой

$$\frac{U-U_0}{U_1-U_0} = \frac{1}{\Gamma(v)} \left(\frac{r^2}{4t_1} \right)^v \int_0^1 \exp \left(\frac{\xi^2}{4ts} \right) \operatorname{erfc} \left(\frac{b\sqrt{t_1 s}}{2\sqrt{1-s}} \right) \frac{ds}{s^{v+1}}. \quad (1.35)$$

Как показали Г. Е. Малофеев (1959) и Н. А. Авдонин (1964), схема Ловерье и «неполная схема сосредоточенной емкости» дают удовлетворительные результаты при расходах, применяемых в

практике. В то время как «неполная схема сосредоточенной емкости» применима всюду, схема Ловерье дает значительные погрешности вблизи нагнетательной скважины. Учитывая, что в реальных водоносных системах скорость фильтрации гораздо ниже скорости жидкости, нагнетаемой в пласт, роль кондуктивного переноса имеет весомое значение. В связи с этим «неполная схема сосредоточенной емкости» является более строгой и дает возможность приблизиться к природным условиям теплопереноса подземными водами.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ РАСЧЕТА СТАЦИОНАРНОГО ТЕПЛОПЕРЕНОСА И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ В ГИДРОГЕОЛОГИИ

Решения задач теплопереноса выполняются в соответствии с проведенной схематизацией природных условий. Полученные зависимости распределения температур и тепловых потоков используются для определения скорости фильтрации и оценки воздействия движения флюидов на тепловое поле недр.

Слабопроницаемый однородный пласт

Исходные положения. Принимается гипотеза Мятиева — Гиринского (Гиринский, 1947; Мятиев, 1948) о преимущественном движении воды в водоносных пластах в горизонтальном направлении, а в относительных водоупорах, разделяющих водоносные пласты, преимущественно в вертикальном направлении. Предполагается, что источниками тепла внутри пласта можно пренебречь; что температура воды и скелета горной породы в каждой точке совпадает; теплообмен в горизонтальной плоскости пренебрежимо мал.

Внутри пласта происходит фильтрация воды вдоль вертикальной оси z с постоянной скоростью. Пласт прогревается тепловым потоком. Ось z направлена вниз.

Влияние гидродинамических условий на формирование геотермического режима

Уравнение теплопереноса с учетом конвекции при установившемся режиме может быть записано (Любимова и др., 1964; Огильви, 1959)

$$\frac{d^2U}{dz^2} - \frac{\rho c}{\lambda_1} v_z \frac{dU}{dz} = 0. \quad (1.36)$$

Решение этого уравнения при условии однозначности

$$z = z_1, \quad U = U_1; \quad z = z_2, \quad -\lambda \frac{dU}{dz} = q_2; \quad (1.37)$$

с учетом того, что обычно $q_2 < 0$ и сделана подстановка $q_1 = -q_2$, имеет вид (Кутас, Лялько, Митник, 1967; Лялько, Митник, 1970):

$$U = U_1 + \frac{q_1}{p\lambda} e^{\rho(z_1-z_2)} [e^{\rho(z-z_1)} - 1], \quad (1.38)$$

а при условиях однозначности

$$z = z_1, \quad U = U_1; \quad z = z_2, \quad U = U_2, \quad (1.39)$$

решение уравнения (1.36) может быть записано

$$U = U_1 + (U_2 - U_1) \frac{e^{\rho(z-z_1)} - 1}{e^{\rho(z_2-z_1)} - 1}, \quad (1.40)$$

где U — температура на глубине z , $\rho = \frac{\rho cv z}{\lambda_1}$.

Для сокращения не будем писать индекс z при v .

Полученные выражения (1.38) и (1.40) дают возможность определить изменение температуры с глубиной в зависимости от величины скорости вертикальной фильтрации. Решение уравнения (1.36) при $z = 0$ выполнено Н. А. Огильви (1959), который указал на зависимость величины теплопроводного теплового потока от глубины.

С помощью полученных значений температуры определим величину теплопроводного теплового потока

$$q_T = -\lambda_1 \frac{dU}{dz}. \quad (1.41)$$

Из выражения (1.38) получаем

$$q_T = -q_1 e^{-\frac{\rho cv}{\lambda_1} (z-z_2)}. \quad (1.42)$$

Из выражения (1.40) следует

$$q_T = \rho cv (U_2 - U_1) \frac{e^{-\frac{\rho cv}{\lambda_1} (z-z_1)}}{1 - e^{-\frac{\rho cv}{\lambda_1} (z_2-z_1)}}. \quad (1.43)$$

Скорость фильтрации необходимо подставлять с учетом знака. Соотношения (1.42) и (1.43) дают возможность найти изменение величины теплопроводного теплового потока в зависимости от глубины (z) и величины скорости фильтрации.

При отсутствии вертикальной фильтрации термограмма (график изменения температуры с глубиной) изображается прямой, а при ее наличии — кривой линией. Поэтому применяемая для определения градиента температур конечно-разностная замена производной при наличии вертикальной фильтрации может привести к определенной погрешности. Обычно при геотермических измерениях теплопроводный тепловой поток определяется по зависимости (Любимова, 1968)

$$q_1 = \lambda_1 \frac{\Delta U}{\Delta z} = \lambda_1 \frac{U(a) - U(-a)}{2a}. \quad (1.44)$$

Пусть истинное значение теплопроводного теплового потока в точке $z = 0$ равно q , а температура U_1 , т. е. в одной точке $z = 0$ известны температура и тепловой поток. В обозначениях граничных условий (1.37) это значит $z_1 = z_2$. Учитывая эти положения, подставим значения температуры (1.38) в точки $\pm a$ в уравнение (1.44):

$$q_1 = \frac{q}{ap} \operatorname{sh}(ap). \quad (1.45)$$

Отсюда величина относительной ошибки, которая при существующей методике определения градиента температуры может быть внесена из-за вертикальной фильтрации флюида,

$$\begin{aligned} \delta &= \frac{q_1 - q}{q} \cdot 100\% = \\ &= \left(\frac{\operatorname{sh}(ap)}{ap} - 1 \right) \cdot 100\%, \end{aligned} \quad (1.46)$$

где a — половина расстояния между точками замера температуры;

$$\rho = \frac{\rho c v}{\lambda_1}.$$

Проведенный расчет показывает, что погрешность может достигнуть значительной величины в зависимости от соотношения скорости вертикальной фильтрации, коэффициента теплопроводности и расстояния между точками замера температуры.

С помощью уравнения (1.46) строим сдвоенный график $\delta = f(x)$ и $v = f_1(x)$ с общей осью x (рис. 1), где $x = \frac{\rho c}{2\lambda_1} (z_2 - z_1) v$. На нижней части графика проведены лучи $v = f_1(x)$ для различных значений $b = \frac{\rho c}{\lambda_1} (z_2 - z_1) \frac{c}{\text{см}}$. По номограмме можно легко найти возможную ошибку в определении теплопроводного теплового потока. Из номограммы видно, что при скорости фильтрации $2 \cdot 10^{-7}$ см/с (6 см/год) ошибка в определении теплопроводного теплового потока в случае $b = \frac{\rho c}{\lambda_1} (z_2 - z_1) = 10^7$ с/см, что соответствует $z_2 - z_1 = 100$ м и $\lambda_1 = 10^{-3}$ кал/см · с · град), равна 18%, а при скорости фильтрации $6 \cdot 10^{-7}$ см/с (19 см/год) достигает 230%. С увеличением скорости вертикальной фильтрации ошибка резко увеличивается, с уменьшением расстояния между точками замера

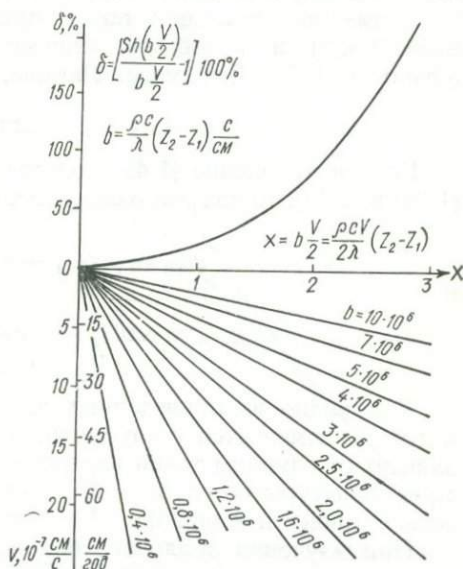


Рис. 1. Влияние скорости фильтрации на погрешность определения теплопроводного теплового потока.

температуры и с ростом коэффициента теплопроводности горных пород — уменьшается.

В связи с большой ролью конвекции при определении выноса тепла из недр необходимо учитывать не только кондуктивный (теплопроводный) тепловой поток, но и конвективный.

Суммарный тепловой поток при совместном действии теплопроводности и конвекции описывается известным выражением (Огильви, 1959; Любимова, Люсова, Фирсов, 1964)

$$q_{\text{сум}} = \rho c v U - \lambda_1 \frac{dU}{dz}. \quad (1.47)$$

Если в уравнение (1.47) подставить значение U из уравнения (1.38) и (1.40), то получаем соответственно

$$q_{\text{сум}} = \rho c v U_1 - q_1 e^{\frac{\rho c v}{\lambda_1} (z_1 - z_2)} \quad (1.48)$$

и

$$q_{\text{сум}} = \rho c v U_1 - \rho c v \frac{U_2 - U_1}{e^{\frac{\rho c v}{\lambda_1} (z_2 - z_1)} - 1}. \quad (1.49)$$

Как видно из приведенных выражений, суммарный тепловой поток не изменяется с глубиной, а теплопроводная составляющая зависит от глубины точки измерения. Поэтому усреднение градиента температуры по глубине при наличии вертикальной фильтрации может привести к ошибке.

При изучении теплового баланса недр необходимо учитывать конвективную составляющую. При скорости вертикальной фильтрации 5 мм/год величина конвективного теплового потока на глубине с температурой 30° С равна $0,5 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с, что соответствует 40% средней величины теплового потока.

Определение скорости вертикальной фильтрации по геотермическим данным

Сведения о распределении температур и величин теплового потока в однородных слабопроницаемых пластах, полученные с помощью измерений, выполненных в скважинах, дают возможность рассчитать такие важные и трудноопределимые параметры, как перетекание между смежными водоносными горизонтами, разделенными слабопроницаемыми пластами, и коэффициент фильтрации этих пластов.

Если скорость вертикальной фильтрации в слабопроницаемом пласте равна нулю, теплоперенос осуществляется только теплопроводностью. Температура линейно зависит от глубины, и термограмма (рис. 2) может быть описана уравнением

$$U_T - U_1 = \frac{q}{\lambda_1} (z - z_1), \quad (1.50)$$

где U_T — температура, обусловленная механизмом теплопроводности в точке z ; U_1 — температура в точке z_1 .

Уравнение (1.38) при условии, что температура и теплопроводный поток измерен в одной точке ($z_1 = z_2$), может быть записано в виде

$$U_K - U_1 = \frac{q}{\rho \lambda_1} [e^{\rho(z-z_1)} - 1]. \quad (1.51)$$

U_K — температура, обусловленная механизмом конвекции в точке z .

Разделив уравнение (1.51) на (1.50), получим (Лялько, Митник, 1968, 1970)

$$\frac{U_K - U_1}{U_T - U_1} = \frac{e^{\rho(z-z_1)} - 1}{\rho(z-z_1)}. \quad (1.52)$$

Построим график (рис. 3)

$$\frac{U_K - U_1}{U_T - U_1} = f[\rho(z-z_1)],$$

по которому по замеру температуры U_1 и теплопроводного теплового потока в точке z_1 , температуры U_K , измеренной в точке z , можно найти параметр $\rho(z-z_1)$, а следовательно, и величину скорости фильтрации, так как $\rho = \frac{\rho c v}{\lambda_1}$. Для определения

($U_T - U_1$) по формуле (1.50) необходимо знать величину q . Однако приборы, непосредственно измеряющие величину теплопроводного теплового потока, недостаточно совершенны, а нахождение градиента температур с помощью конечно-разностной замены производной может привести к погрешностям.

Рассмотрим способ определения скорости вертикальной фильтрации по уравнению (1.40). В этом случае необходимо измерить температуру на трех различных глубинах и коэффициент теплопроводности пласта.

При отсутствии конвекции все три точки термограммы лежат на одной прямой (рис. 4)

$$U_T - U_1 = (U_2 - U_1) \frac{z - z_1}{z_2 - z_1}. \quad (1.53)$$

Отклонение точки (U, z) от прямой, проведенной через точки (U_1, z_1) и (U_2, z_2), характеризует фильтрацию. Обозначив температуру на глубине z при наличии фильтрации через U_K , из уравнений (1.40) и (1.53), получим

$$\frac{U_K - U_1}{U_T - U_1} = m \frac{e^{\rho(z-z_1)} - 1}{e^{m\rho(z-z_1)} - 1}, \quad (1.54)$$

где $m = \frac{z_2 - z_1}{z - z_1}$.

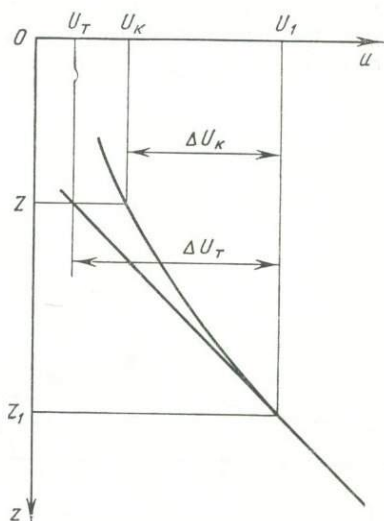


Рис. 2. Термограмма при граничных условиях (1.37).

С помощью графика функции (1.54) (рис. 5) по известному соотношению $\frac{U_K - U_1}{U_T - U_1}$ и заданной величине m можно найти $p = \frac{\rho c v}{\lambda_1}$, а следовательно, и величину скорости фильтрации. Обычно температура в скважине замеряется через равные интервалы, и величина $m = 2$.

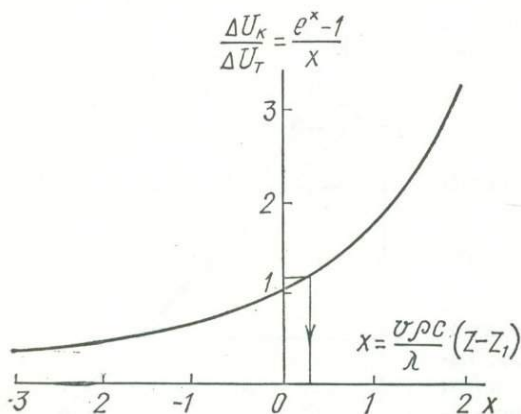


Рис. 3. График для определения скорости вертикальной фильтрации по замерам теплового потока и температур (граничные условия (1.37)).

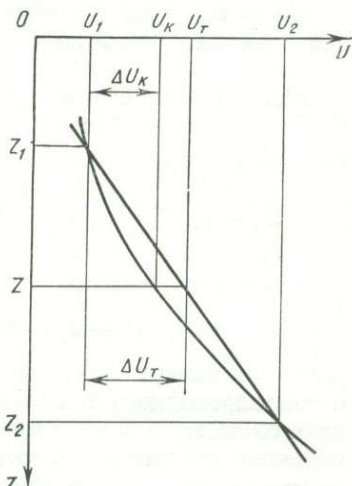


Рис. 4. Термограмма при граничных условиях (1.39).

Анализ графика (см. рис. 5) при $m = 2$ показывает, что в интервале $0,5 < \frac{U_K - U_1}{U_T - U_1} < 1,5$ зависимость (1.54) хорошо аппроксимируется прямой. Это позволяет приблизительно определить скорость вертикальной фильтрации по простой формуле (Лялько, Митник, 1970)

$$v = \frac{2\lambda_1}{\rho c (z - z_1)} \left(1 - 2 \frac{U_K - U_1}{U_2 - U_1} \right). \quad (1.55)$$

Расчеты показали, что применение этой формулы ведет к дополнительной погрешности около 5%.

Если не происходит отжим поровых вод в слабопроницаемом пласте и известны напоры в ограничивающих его водоносных горизонтах, определив скорость вертикальной фильтрации, можно по формуле Дарси найти величину коэффициента фильтрации пласта.

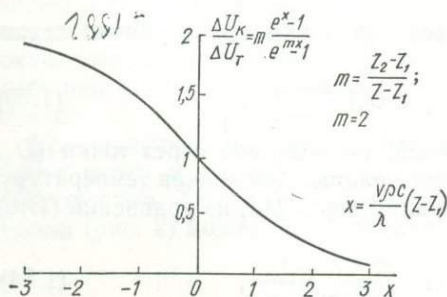


Рис. 5. График для определения скорости вертикальной фильтрации по замерам трех температур (граничные условия 1.39).

Необходимо иметь в виду, что небольшие погрешности в измерении температуры могут вызвать значительные ошибки в определении скорости. Для нахождения величины относительной ошибки определения скорости фильтрации, вносимой погрешностью термометра, воспользуемся формулой (1.55). Величина этой ошибки равна

$$\delta_v = \frac{2\varepsilon_U (\Delta U_T + \Delta U_K)}{\Delta U_T (\Delta U_T - \Delta U_K)} \cdot 100\%, \quad (1.56)$$

где ε_U — абсолютная погрешность термометра.

$$\Delta U_T = U_T - U_1 = \frac{1}{2} \times (U_2 - U_1), \quad \Delta U_K = U_K - U_1.$$

Как видно из (1.56), величина погрешности определения скорости прямо пропорциональна ошибке термометра и тем больше, чем меньше разница между ΔU_T и ΔU_K , т. е. чем меньше скорость фильтрации. Используя выражения (1.55) и (1.56), запишем

$$\delta_v = \frac{2\varepsilon_U}{\Delta U_T} \left(\frac{4}{\frac{\rho c v}{\lambda_1} (z - z_1)} - 1 \right). \quad (1.57)$$

Для оценки влияния различных факторов на погрешность определения по уравнению (1.57) построена номограмма (рис. 6), состоящая из двух графиков с одной общей осью координат. Верхний график представляет собой зависимость

$$\delta_v = f \left[\frac{\rho c v}{\lambda_1} (z - z_1) \right],$$

при $\varepsilon_U = 0,01^\circ \text{C}$ и различных значениях $\Delta U_T = U_T - U_1 = (z - z_1) \text{ grad } U$; нижний — зависимость $\frac{\rho c v}{\lambda_1} (z - z_1)$ от скорости фильтрации v при различных $\frac{\lambda_1}{z - z_1}$. Из номограммы видно, что с ростом $z - z_1$, градиента температур и скорости фильтрации погрешности резко падают. С увеличением коэффициента теплопроводности увеличивается погрешность. При значениях комплекса $\frac{\rho c v}{\lambda_1} (z - z_1) < 0,2$ кривая погрешности резко поднимается. Если фактическая погрешность термометра ε_{U_ϕ} отличается от $0,01^\circ \text{C}$,

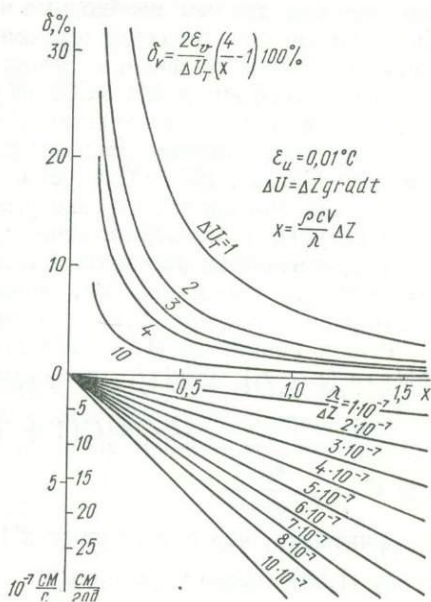


Рис. 6. Влияние теплофизических свойств пласта и величины скорости на ошибку определения скорости вертикальной фильтрации.

то величину, найденную по номограмме (см. рис. 6), нужно умножить на коэффициент $\frac{\varepsilon_{\Phi}}{\varepsilon_U}$.

Таким образом, для определения скорости фильтрации по геотермическим данным необходимо использовать точные термометры. Скважинные электрические термометры с точностью $0,01^\circ \text{C}$ разработаны в Институте физики Земли АН СССР (Шушпанов, 1966), Институте геофизики АН УССР (Кутас, Гордиенко, 1970); термометры с относительной точностью $0,001\text{--}0,003^\circ \text{C}$ разработаны в Казанском университете (Непримеров, Пудовкин, Марков, 1968; Марков, Неткач, 1975). Следует отметить, что величина погрешности определения скорости резко уменьшится, если измерять не сами температуры, а непосредственно разницу температур. Учитывая, что с уменьшением расстояния между точками замера температуры погрешность увеличивается, найдем величину $z - z_1$, задаваясь допустимой погрешностью определения скорости.

Решая уравнение (1.57) относительно $z - z_1$ с учетом того, что $\Delta U_T = (z - z_1) \text{ grad } U$, получим

$$z - z_1 = C \left(1 + \sqrt{1 + \frac{8\lambda}{\rho c v C}} \right), \quad (1.58)$$

где $C = \frac{\varepsilon_U}{\delta_v \text{ grad } U}$.

Учитывая, что при скоростях 10^{-6} см/с параметр $\frac{8\lambda}{\rho c v C} \gg 1$, формулу (1.58) можно упростить

$$z - z_1 \approx \sqrt{\frac{8\lambda \varepsilon_U}{\rho c v \delta_v \text{ grad } U}}, \quad (1.59)$$

при $v = 10^{-7}$ см/с; $\delta_v = 0,4$; $\lambda_1 = 3 \cdot 10^{-3}$ кал/см \cdot с \cdot град; $\varepsilon_U = 0,01^\circ \text{C}$, $\text{grad } U = 3 \cdot 10^{-4}$ град/см; расстояние между точками замера температуры должно быть не менее 45 м.

Слабопроницаемый слоистый пласт

Исходные положения. Слабопроницаемый слоистый пласт состоит из горизонтальных слоев различной теплопроводности. Основные исходные допущения приняты те же, что и в предыдущем разделе при рассмотрении однородного слабопроницаемого пласта.

Влияние гидродинамических условий на формирование геотермического режима в двухслойном пласте

Предположим, что замеры температур U_1 и U_2 выполнены на глубинах z_1 и z_2 соответственно. Глубина z_T определяет границу пластов с коэффициентами теплопроводности λ_1 и λ_2 . Допустим, что в точке z_2 известна величина теплопроводного теплового потока. Тогда, используя формулы (1.38) и (1.42), выразим температуру

на глубине z_1 через U_2 . Температура на границе пластов

$$U_{\Gamma} = U_2 + \frac{q}{\rho c v} \left[e^{\frac{\rho c v}{\lambda_2} (z_{\Gamma} - z_2)} - 1 \right]. \quad (1.60)$$

Теплопроводный тепловой поток на границе пластов

$$q_{\Gamma} = q e^{\frac{\rho c v}{\lambda_2} (z_{\Gamma} - z_2)}. \quad (1.61)$$

Используя (1.60) и (1.61), запишем

$$U_1 = U_2 + \frac{q}{\rho c v} \left[e^{\frac{\rho c v}{\lambda_2} (z_{\Gamma} - z_2)} - 1 \right] + \frac{q}{\rho c v} e^{\frac{\rho c v}{\lambda_2} (z_{\Gamma} - z_2)} \left[e^{\frac{\rho c v}{\lambda_1} (z_1 - z_{\Gamma})} - 1 \right].$$

Откуда после несложных преобразований получим

$$U_1 = U_2 + \frac{q}{\rho c v} \left\{ 1 - \exp \left[\frac{\rho c v}{\lambda_1} (z_2 - z_1) (\alpha n - \alpha - n) \right] \right\}, \quad (1.62)$$

где $\alpha = \frac{\lambda_1}{\lambda_2}$; $n = \frac{z_{\Gamma} - z_1}{z_2 - z_1}$.

С помощью полученной формулы можно построить термограмму в пласте, состоящем из двух слоев разных теплопроводностей. Из выражения (1.62) определим величину теплопроводного теплового потока

$$q = \rho c v (U_2 - U_1) \frac{\exp \left[\frac{\rho c v}{\lambda_1} (z_2 - z_1) (\alpha + n - \alpha n) \right]}{\exp \left[\frac{\rho c v}{\lambda_1} (z_2 - z_1) (\alpha + n - \alpha n) \right] - 1}. \quad (1.63)$$

Относительная ошибка, допускаемая из-за неоднородности пласта, может быть найдена с помощью выражений (1.43) и (1.63)

$$\delta = \frac{1 - \exp \left[\frac{\rho c v}{\lambda_1} (z_1 - z_2) (1 - K_1) \right]}{1 - \exp \left[\frac{\rho c v}{\lambda_1} (z_1 - z_2) \right]} \cdot 100\%, \quad (1.64)$$

где $K_1 = \alpha + n - \alpha n$.

Проведенный расчет для $\frac{\rho c v}{\lambda_1} (z_1 - z_2) = 1$ и для различных значений параметра K показал, что отклонение его величины от 1 до 0,05 и до 4 вызывает погрешность, достигающую соответственно 92 и 55%.

Следовательно, неучет слоистости пласта приводит к значительной ошибке в определении теплового потока.

Определение скорости вертикальной фильтрации по геотермическим данным

Известные способы определения скорости вертикальной фильтрации по геотермическим замерам исходят из условия однородности слабопроницаемой толщи (Огильви, 1959; Bredhoeft, Papado-

puilos, 1965; Лялько, Митник, 1968). В действительности такая картина встречается крайне редко. Обычно слабопроницаемая толща представляет собой переслаивание различных пород с различными теплофизическими свойствами.

Измерения температуры для определения скорости вертикальной фильтрации должны выполняться через равные интервалы в смежных пластах точными термометрами. Пусть координаты z_1 , z_2 и z_3 определяют точки замеров температуры U_1 , U_2 и U_3 в смежных пластах с коэффициентами теплопроводности λ_1 , λ_2 и λ_3 соответственно, которые граничат между собой в точках $z_{Г1}$ и $z_{Г2}$. Обозначим температуру и теплопроводный тепловой поток на координате $z_{Г1}$ — $U_{Г1}$, q_1 , а на координате $z_{Г2}$ — $U_{Г2}$ и q . Выразим температуру в точках z_1 , z_2 и z_3 через температуру и тепловой поток, определенные на границе между пластами с коэффициентами теплопроводности λ_2 и λ_3 , уравнением (1.38)

$$U_1 = U_{Г2} + \frac{q}{\rho cv} \left\{ \exp \left[\frac{\rho cv}{\lambda_2} (z_{Г1} - z_{Г2}) + \frac{\rho cv}{\lambda_1} (z_1 - z_{Г1}) \right] - 1 \right\}; \quad (1.65)$$

$$U_2 = U_{Г2} + \frac{q}{\rho cv} \left\{ \exp \left[\frac{\rho cv}{\lambda_2} (z_2 - z_{Г2}) \right] - 1 \right\}; \quad (1.66)$$

$$U_3 = U_{Г2} + \frac{q}{\rho cv} \left\{ \exp \left[\frac{\rho cv}{\lambda_3} (z_3 - z_{Г2}) \right] - 1 \right\}. \quad (1.67)$$

Эти уравнения приводим к следующему виду:

$$\text{где } \frac{U_3 - U_2}{U_2 - U_1} = \exp [X(1 + \alpha n - n)] \frac{\exp [X(\beta - \beta m + \alpha m)] - 1}{\exp [X(1 + \alpha n - n)] - 1}, \quad (1.68)$$

$$X = \frac{\rho cv}{\lambda_1} (z_2 - z_1); \quad \alpha = \frac{\lambda_1}{\lambda_2}; \quad \beta = \frac{\lambda_1}{\lambda_3};$$

$$m = \frac{z_{Г2} - z_2}{z_2 - z_1}; \quad n = \frac{z_2 - z_{Г1}}{z_2 - z_1}.$$

Обозначим $X[1 + \alpha n - n] = Y$ и

$$\frac{\beta - \beta m + \alpha m}{1 + \alpha n - n} = K,$$

тогда уравнение (1.68) можно переписать

$$\frac{U_3 - U_2}{U_2 - U_1} = e^Y \frac{e^{KY} - 1}{e^Y - 1}. \quad (1.69)$$

Прологарифмировав это выражение, получаем

$$\ln \frac{U_3 - U_2}{U_2 - U_1} = Y + \ln \frac{e^{KY} - 1}{e^Y - 1}. \quad (1.70)$$

С помощью графика этого уравнения (1.70), построенного для значений K от 0,1 до 8 (рис. 7), можно по величине $\ln \frac{U_3 - U_2}{U_2 - U_1}$ и

К найти значение Y , а следовательно, и скорости вертикальной фильтрации

$$v = \frac{Y\lambda_1}{\rho c (1 + \alpha n - n) (z_2 - z_1)} \quad (1.71)$$

Уравнение (1.70) можно решить методом последовательных приближений.

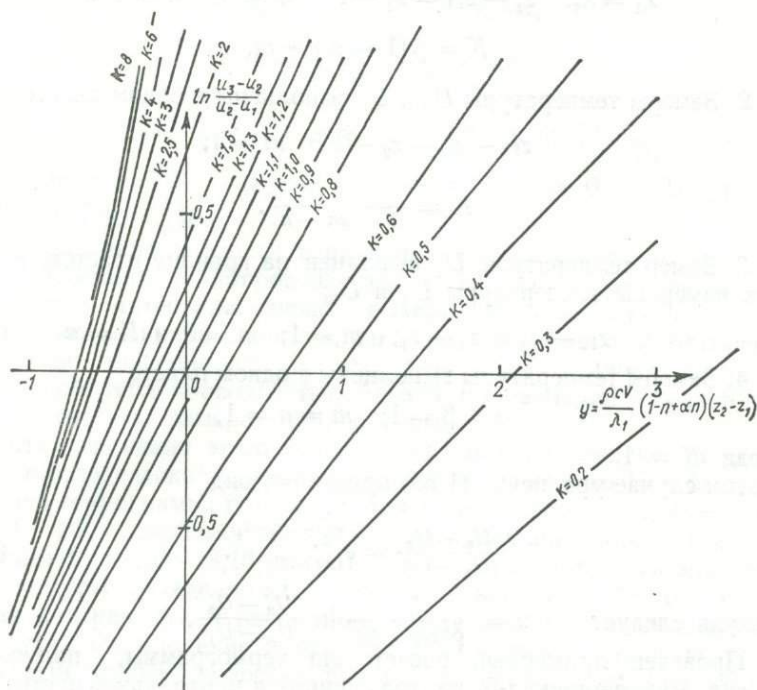


Рис. 7. График для определения скорости вертикальной фильтрации в слоистых пластах.

В качестве нулевого приближения принимаем

$$Y_{(0)} = \ln \frac{U_3 - U_2}{U_2 - U_1}.$$

Полученное решение подставляем в уравнение (1.70)

$$Y_{(1)} = Y_{(0)} - \ln \frac{e^{KY_{(0)}} - 1}{e^{Y_{(0)}} - 1}.$$

Если $Y_{(1)}$ существенно отличается от $Y_{(0)}$, то операция повторяется

$$Y = \ln \frac{U_3 - U_2}{U_2 - U_1} - \ln \frac{e^{KY_{(1)}} - 1}{e^{Y_{(1)}} - 1}.$$

Этот процесс продолжается до тех пор, пока разница между двумя последующими приближениями значений Y не достигнет допустимой величины.

Рассмотрим некоторые частные случаи.

1. Замеры температуры U_1 и U_2 выполнены в одном пласте

$$\lambda_1 = \lambda_2; \quad z_2 - z_{Г1} = z_2 - z_1; \quad \alpha = 1; \quad n = 1 \text{ и}$$

$$K = \beta(1 - m) + m. \quad (1.72)$$

2. Замеры температуры U_2 и U_3 выполнены в одном пласте

$$z_{Г2} - z_2 = z_2 - z_1; \quad m = 1;$$

и

$$K = \frac{\alpha}{1 + \alpha n - n}. \quad (1.73)$$

3. Замер температуры U_2 выполнен на границе пластов, в которых измерены температуры U_1 и U_3 ;

$$z_2 - z_{Г1} = 0, \quad z_{Г2} - z_2 = z_2 - z_1; \quad m = 1; \quad n = 0 \text{ и } K = \alpha. \quad (1.74)$$

4. Замеры температуры выполнены в одном пласте

$$\alpha = \beta = 1; \quad m = n = 1,$$

тогда $K = 1$.

В этом случае уравнение (1.69) принимает вид

$$\frac{U_3 - U_2}{U_2 - U_1} = e^{\frac{\rho c v}{\lambda_1} (z_2 - z_1)}. \quad (1.75)$$

Откуда следует
$$v = \frac{\lambda_1}{\rho c (z_2 - z_1)} \ln \frac{U_3 - U_2}{U_2 - U_1}. \quad (1.76)$$

Проведен примерный расчет для термограммы, полученной на скв. Руновщинская-5, расположенной в центральной части Днепровско-Донецкой впадины. Коэффициенты теплопроводности (кал/см · с · град) взяты частично по усредненным данным для Днепровско-Донецкой впадины, а для интервала 1400—1410 м по керну.

$$z_1 = 1400; \quad U_1 = 44,2^\circ \text{C}; \quad \lambda_1 = 6,8 \cdot 10^{-3};$$

$$z_2 = 1500; \quad U_2 = 46,1^\circ \text{C}; \quad \lambda_2 = 4,6 \cdot 10^{-3};$$

$$z_3 = 1600; \quad U_3 = 47,68^\circ \text{C}; \quad \lambda_3 = 5 \cdot 10^{-3};$$

$$z_{Г1} = 1410; \quad z_{Г2} = 1520.$$

Рассматривая весь интервал как однородный с коэффициентом теплопроводности, равным усредненной величине, получим по формуле (1.76) значение скорости вертикальной фильтрации $v = -0,9 \cdot 10^{-7}$ см/с. Знак «—» означает, что скорость направлена вверх.

Если учесть неоднородность интервала

$$\alpha = \frac{\lambda_1}{\lambda_2} = \frac{6,8}{4,6} = 1,89; \quad \beta = \frac{\lambda_1}{\lambda_3} = \frac{6,8}{5} = 1,36;$$

$$n = \frac{z_2 - z_{Г1}}{z_2 - z_1} = 0,9; \quad m = \frac{z_{Г2} - z_2}{z_2 - z_1} = 0,82;$$

$$K = \frac{\beta - \beta m + \alpha m}{1 + \alpha n - n} = 0,81$$

по графику (см. рис. 7) для $K = 0,81$ и $\ln \frac{U_3 - U_2}{U_2 - U_1} = -0,186$,

получим $Y = \frac{\rho c v}{\lambda_1} (z_2 - z_1) (1 + \alpha n - n) = 0,5$. Тогда $v = + 1,9 \cdot 10^{-7}$ см/с.

Определение скорости вертикальной фильтрации по усредненным значениям теплопроводности, т. е. пренебрежение неоднородностью интервала, может вызвать значительную ошибку не только по величине скорости, но и по направлению. Это положение имеет значение для тех случаев, когда мощность пластов с различной теплопроводностью близка по размерам к расстоянию между точками замеров температуры.

Для выяснения этого вопроса был выполнен следующий расчет. Для литологической колонки с пластами мощностью 10 м была рассчитана термограмма при условии, что на отметке $z = 0$; $U = 30^\circ \text{C}$, $q = 1 \cdot 10^{-6}$ кал/см²с. Скорость вертикальной фильтрации была принята 10^{-7} см/с (3,15 см/год). Затем по рассчитанным значениям температуры определялась величина скорости. Расчет выполнялся для различных расстояний между точками определения температуры. Расхождение между заданной и определенной по температурным данным скоростью фильтрации увеличивается с уменьшением отношения расстояния между точками замера температуры к мощности пропластков. Характер чередования и величины коэффициентов теплопроводности соответствуют таковым, определенным для литологических колонок скважин Днепровско-Донецкой впадины: Старая Покровка-2 (колонка I) и Миролюбовская-9 (колонка II) (Кутас, Гордиенко, 1968).

Определение скорости фильтрации для колонки I выполнялось на $z_2 = 1080$ м, для колонки II — на $z_2 = 1090$ м. Интервал $z_1 - z_3$ рассматривался как однородный с усредненным коэффициентом теплопроводности. Расчеты выполнялись для $z_2 - z_1$, равным $10 \div 90$ м. Мощность однородных пропластков принята постоянной — 10 м. Кроме основного расчета при $v = 10^{-7}$ см/с для колонки II выполнен расчет при $v = 10^{-6}$ см/с (табл. 1).

Увеличение отношения расстояния между точками замеров температуры к мощности однородного пропластка $\frac{z_2 - z_1}{m}$ и увеличение скорости фильтрации ведет к уменьшению погрешности определения скорости фильтрации.

Если рассматриваемый интервал разбить на два однородных участка и воспользоваться формулами (1.70) с учетом (1.74), то максимальная погрешность определения скорости уменьшится до 40—30%. Таким образом, в тех случаях, когда отношение расстояния между точками замеров температуры к мощности однородного пласта более 6, весь интервал $z_1 - z_3$ можно рассматривать как од-

Таблица 1. Относительная ошибка определения скорости вертикальной фильтрации в зависимости от степени слоистости пласта

Колонка I			Колонка II			
$\frac{z_2 - z_1}{m}$	$v' \cdot 10^{-7}$ см/с	$\frac{\delta = v - v'}{v} \times 100\%$	$v' \cdot 10^{-7}$ см/с	$\frac{\delta = v - v'}{v} \times 100\%$	$v' \cdot 10^{-6}$ см/с	$\frac{\delta = v - v'}{v} \times 100\%$
1	9,7	870	5	400	0,75	25
2	2,15	115	6,7	570	1,5	50
3	2,5	150	5	400	1,2	20
4	2,8	180	3,7	270	1,06	6
5	1,6	60	3,2	220	1,09	3
6	1,35	35	2,8	180	1,04	4
7	0,8	20	2,9	190	1,1	10
8	1	0	1,8	80	1,01	1
9	—	—	1,48	48	0,94	6

нородный с усредненным значением коэффициента теплопроводности и для определения скорости фильтрации можно пользоваться формулой (1.76).

Для определения скорости вертикальной фильтрации можно воспользоваться законом сохранения энергии, который в данном случае заключается в том, что при горизонтальном залегании пластов, постоянной скорости вертикальной фильтрации и отсутствии источников тепла суммарный тепловой поток не изменяется с глубиной.

Используя для пачки смежных однородных пластов выражение суммарного теплового потока (1.48), получим отношение кондуктивных составляющих теплового потока в различных пластах

$$\frac{q_n}{q_1} = e^{\rho c v \sum_1^n \frac{\Delta z_l}{\lambda_l}}, \quad (1.77)$$

откуда величина скорости вертикальной фильтрации

$$v = \frac{\ln \frac{q_n}{q_1}}{\rho c \sum_1^n \frac{\Delta z_l}{\lambda_l}}, \quad (1.78)$$

где Δz_i и λ_i — мощность и коэффициент теплопроводности пластов, лежащих между точками определения теплопроводного теплового потока в пластах I и n.

В тех случаях, когда теплопроводный тепловой поток и температура определялись в одной и той же точке, т. е. $z_2 = z_1$, уравнение (1.48) упрощается

$$q_{\text{сум}} = \rho c v U_1 - q_1. \quad (1.79)$$

Используя это уравнение, можно найти величину скорости вертикальной фильтрации по двум парам геотермических определений теплопроводного теплового потока и температуры в двух различных пластах, между которыми могут залежать горизонтальные пласты с неизвестными теплофизическими свойствами. Записывая выражение суммарного теплового потока для двух пластов (1.79) и приравнявая их, получим

$$v = \frac{q_1 - q_2}{\rho c (U_1 - U_2)}. \quad (1.80)$$

Горизонтальный водоносный пласт, ограниченный водоупорами

Исходные положения. Рассматривается горизонтальный водоносный пласт, ограниченный сверху и снизу водоупорами. Скорость движения воды постоянна. Водоупорный пласт, перекрывающий водоносный горизонт, имеет постоянную мощность и неизменный коэффициент теплопроводности. Принимаем, что температура нейтрального слоя и величина теплового потока через подошву пласта постоянны. Предполагаем, что направления движения воды и градиента температур в пласте совпадают, т. е. процесс теплопереноса можно считать одномерным, а температура водоносного пласта по высоте не изменяется.

Влияние гидродинамических условий на формирование геотермического режима

Алгебраическая сумма теплового потока через подошву водоносного горизонта (q_1) и теплового потока через кровлю может рассматриваться как источник с интенсивностью

$$q_1 - \frac{\lambda_1}{\Delta z} (U - U^*), \quad (1.81)$$

где λ_1 и Δz — коэффициент теплопроводности и мощность перекрывающего водоупорного пласта; U — температура водоносного пласта; U^* — температура нейтрального слоя (рис. 8).

Тогда процесс теплопереноса теплопроводностью и конвекцией в пласте может быть описан уравнением (Митник, 1970)

$$m\lambda \frac{d^2 U}{dx^2} - m\rho c v \frac{dU}{dx} + q_1 - \frac{\lambda_1}{\Delta z} (U - U^*) = 0, \quad (1.82)$$

где x — горизонтальная ось координат; λ и m — коэффициент теплопроводности и мощность водоносного пласта; ρ , c — плотность и теплоемкость воды; v — скорость фильтрации воды вдоль оси x .

Решение уравнения (1.82) при граничных условиях

$$\begin{aligned} x = 0, \quad U &= U_0; \\ x = \infty, \quad U &\text{ — ограничена,} \end{aligned}$$

может быть записано в следующем виде:

$$U = \left(U^* + q_1 \frac{\Delta z}{\lambda_1} \right) (1 - e^{nx}) + U_0 e^{nx}. \quad (1.83)$$

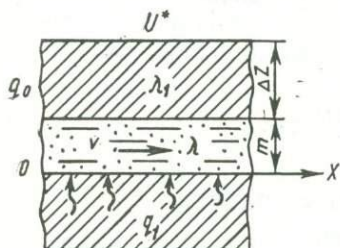


Рис. 8. Схема теплопереноса в горизонтальном пласте:

1 — слабопроницаемый пласт; 2 — водоносный пласт; 3 — направления движения воды; 4 — направление глубинного теплового потока.

При одновременном действии теплопроводности и конвекции, т. е. $v \neq 0$, $\lambda \neq 0$ (реальный процесс)

$$\begin{aligned} n &= n_1 = \frac{\rho c v}{2\lambda} \times \\ &\times \left[1 - \sqrt{1 + \frac{4\lambda\lambda_1}{\Delta z \cdot m (\rho c v)^2}} \right]; \end{aligned} \quad (1.84)$$

при действии только конвекции $v \neq 0$, $\lambda = 0$

$$n = n_2 = - \frac{\lambda_1}{m \Delta z \rho c v}; \quad (1.85)$$

при действии только теплопроводности $v = 0$, $\lambda \neq 0$

$$n = n_3 = - \sqrt{\frac{\lambda_1}{\lambda \cdot m \cdot \Delta z}}. \quad (1.86)$$

Выражение, стоящее в скобках уравнения (1.83)

$$U^* + q_1 \frac{\Delta z}{\lambda_1} = U_p, \quad (1.87)$$

представляет собой температуру равновесия, т. е. температуру пласта, обусловленную глубинным тепловым потоком, тепловым сопротивлением перекрывающих пород и температурой нейтрального слоя. Это та температура, которую имеет горизонтальный пласт на заданной глубине. После того как в точке $x = 0$ появится вода с температурой, отличной от U_p , температура в пласте установится в соответствии с уравнением (1.83). Как видно из графика (рис. 9) изменения температуры в водоносном пласте, рассчитанного при следующих исходных данных: $v = 2 \cdot 10^{-7}$ см/с (6,3 см/год); $U_0 = 100^\circ \text{C}$; $U_p = 40^\circ \text{C}$; $\Delta z = 10^5$ см; $\lambda = \lambda_1 = 4 \cdot 10^{-3}$ кал/см \cdot с \times град; $m = 10^3$ см; $\rho c = 1$ кал/см $^3 \cdot$ град, выбор механизма теплопереноса и расчетной схемы имеет большое значение при изучении теплового режима. Для оценки правильности выбора схемы был

выполнен расчет коэффициента n для всех трех процессов теплопереноса (1.84), (1.85) и (1.86) и различных значений скорости фильтрации. Приняты следующие исходные данные: $\lambda = \lambda_1 = 4 \cdot 10^{-3}$ кал/см \cdot с \cdot град, $\rho c = 1$ кал/см³ \cdot град, $\Delta z = 10^5$ см, $m = 10^3$ см (рис. 10). По результатам расчета найдены значения относительной ошибки определения « n », обусловленной схематиза-

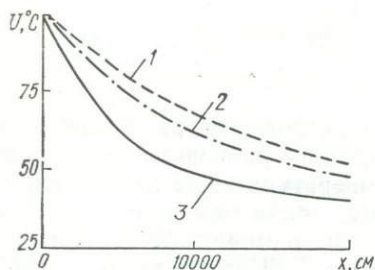


Рис. 9. Изменение температуры вдоль водоносного пласта:

1 — совместный процесс теплопроводности и конвекции; 2 — теплопроводность; 3 — конвекция.

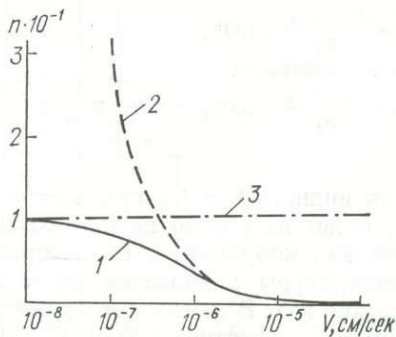


Рис. 10. Влияние скорости фильтрации и процесса теплопереноса на величину коэффициента n :

1 — совместный процесс конвекции и теплопроводности; 2 — теплоперенос конвекцией; 3 — теплоперенос кондукцией.

цией, т. е. заменой реального процесса теплопереноса (n_1) конвективным (n_2) или кондуктивным (n_3) при различных значениях скорости фильтрации (табл. 2).

Как следует из таблицы 2, при скорости фильтрации меньше 3 см/год выбор кондуктивного процесса влечет ошибку в коэффициенте n не более 14%. При скорости более 30 см/год можно принимать конвективный механизм теплопереноса, ошибка в коэффициенте n также не будет превышать 14%. Внутри указанного диапазона скоростей процесс теплопереноса необходимо рассматривать как процесс совместного действия теплопроводности и конвекции. Точка пересечения кривых $n = f(v)$ для теплопроводности и конвекции определяет границу зон преобладающего влияния теплопроводности и конвекции.

Этот вывод справедлив для конкретных исходных данных. В каждом случае необходимо проводить подобный анализ.

Тепло, внесенное водой с температурой U_0 (в точке $x = 0$), искажает исходную температуру пласта U_p и тепловой режим окружающих пород на ограниченном участке пути движения воды. Определим величину этого пути, необходимую для охлаждения или нагрева воды до температуры равновесия U_p , т. е. до температуры, которая была до внедрения в пласт воды с температурой U_0 .

Уравнение (1.83) можно привести к виду

$$\frac{U - U_p}{U_0 - U_p} = e^{nx}. \quad (1.88)$$

Таблица 2. Относительная ошибка определения коэффициента n , допускаемая при упрощении реального процесса теплопереноса

Вид теплопереноса	Скорость фильтрации, см/год							
	1,5	2,3	3	6	15	22	30	300
Конвекция $\delta = \frac{n_2 - n_1}{n_1} \cdot 100\%$		525	325	156	44	25	14	0
Теплопроводность $\delta = \frac{n_3 - n_1}{n_1} \cdot 100\%$	7	9	14	28	82	125	186	

Как видно, $U = U_p$ при $x = \infty$, т. е., строго говоря, воздействие U_0 будет незаметно на $x = \infty$. Координату равновесия x_p определим как координату, на которой температура воды отличается от температуры равновесия на величину, соизмеримую с точностью термометра. В настоящее время известны термометры, точность которых (ε_U) достигает $0,01^\circ\text{C}$ (Шушпанов, 1964; Гордиенко, 1967; Непримеров и др., 1968).

Принимая, что $U - U_p = \varepsilon_U$ из (1.88), определим расстояние x_p

$$x_p = \frac{1}{n} \ln \frac{\varepsilon_U}{U_0 - U_p}. \quad (1.89)$$

Таблица 3. Расстояние, необходимое для достижения потоком температуры равновесия x_p (см)

Вид теплопереноса	Скорость движения воды, см/год				
	0,3	3	30	300	3000
Конвекция					
Совместное действие конвекции и теплопроводности	$1,75 \cdot 10^3$	$1,75 \cdot 10^4$	$1,75 \cdot 10^5$	$1,75 \cdot 10^6$	$1,75 \cdot 10^7$
Теплопроводность	$7,1 \cdot 10^4$	$7,8 \cdot 10^4$	$2 \cdot 10^5$	$1,75 \cdot 10^6$	$1,75 \cdot 10^7$
Теплопроводность	$7 \cdot 10^4$	$7 \cdot 10^4$	$7 \cdot 10^4$	$7 \cdot 10^4$	$7 \cdot 10^4$

Для случая $\varepsilon_U = 0,01^\circ\text{C}$ и $U_0 - U_p = 10^\circ\text{C}$ были определены значения x_p для различных процессов теплопереноса и различных скоростей движения воды (табл. 3).

С возрастанием скорости движения воды и мощности водоносного пласта увеличивается путь (x_p), необходимый для достижения водой температуры равновесия.

Как видно из (1.83) и (1.89), если температура воды (U) в какой-либо точке горизонтального пласта отличается от температуры равновесия (U_p), то по мере перемещения воды U будет приближаться к U_p . Охлаждаясь, вода отдает тепло, увеличивая тепловой поток над

водоносным горизонтом; нагреваясь, поглощает тепло, идущее из недр, уменьшая тепловой поток над водоносным горизонтом.

Принято, что в перекрывающих пластах теплоперенос осуществляется только кондукцией, поэтому величина теплового потока над водоносным горизонтом определяется по известной формуле

$$q = \lambda_1 \frac{U - U^*}{\Delta z}. \quad (1.90)$$

Таблица 4. Величина теплового потока над водоносным горизонтом (10^{-6} кал/см²·с)

Вид теплопереноса	x, см		
	10 ³	10 ⁴	5 · 10 ⁴
Конвекция	3,44	2,45	1,54
Совместное действие конвекции и теплопроводности	3,48	2,71	1,64
Теплопроводность	3,39	2,28	1,51

Подставив в выражение (1.90) значение температуры (1.83), получим

$$q = q_1 + (q_0 - q_1) e^{nx}, \quad (1.91)$$

где $q_0 = \lambda_1 \frac{U_0 - U^*}{\Delta z}$ — плотность теплового потока через кровлю водоносного горизонта в точке $x = 0$; q_1 — плотность теплового потока через подошву горизонта.

Полученное выражение дает возможность определить влияние горизонтального движения воды на величину теплового потока над водоносным пластом. Выполнен расчет $q(x)$ для $q_1 = 1,5 \times 10^{-6}$ кал/см²·с; $q_0 = 3,6 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с; $v = 5 \cdot 10^{-7}$ см/с ~ 15 см/год; $m = 10^3$ см; $\Delta z = 10^5$ см; $\lambda_1 = \lambda = 4 \cdot 10^3$ кал/см \times с · град (табл. 4).

Таким образом, из (1.91) следует, что увеличение скорости фильтрации воды и мощности водоносного горизонта увеличивает зону искаженного теплового потока. Выбор расчетной схемы процесса теплопереноса определяет правильность полученного результата и должен быть обоснован с учетом скорости фильтрации.

Определение скорости горизонтальной фильтрации по геотермическим данным

Распределение температуры воды в горизонтальном пласте и теплового потока над водоносным пластом зависит от коэффициента n , а следовательно, от скорости фильтрации (1.83) и (1.91).

Из выражения (1.88) следует

$$n = \frac{1}{x} \ln \frac{U - U_p}{U_0 - U_p}. \quad (1.92)$$

Таким образом, коэффициент n можно получить на основании непосредственных измерений U , U_0 и U_p . При этом температура U измеряется на расстоянии x , а U_p — на расстоянии большем, чем x_p , ориентировочно определенном по (1.89) от точки измерения U_0 .

Из выражений (1.84) и (1.92) определяется значение скорости фильтрации жидкости в водоносном пласте

$$v = \frac{1}{\rho c} \left[\frac{\lambda}{x} \ln \frac{U_0 - U_p}{U - U_p} - \frac{\lambda_1 x}{m \Delta z \ln \frac{U_0 - U_p}{U - U_p}} \right]. \quad (1.93)$$

Скорость фильтрации можно найти по известным величинам тепловых потоков над водоносным горизонтом. Из уравнения (1.91) и (1.92) получим

$$v = \frac{1}{\rho c} \left[\frac{\lambda}{x} \ln \frac{q_0 - q_1}{q - q_1} - \frac{\lambda_1 x}{m \Delta z \ln \frac{q_0 - q_1}{q - q_1}} \right]. \quad (1.94)$$

Предлагаемый способ определения величины скорости фильтрации воды в горизонтальном водоносном пласте представляет интерес особенно в тех случаях, когда неизвестны величины напоров. При известных напорах этот способ дает возможность определить коэффициент фильтрации пласта.

Водоносный пласт, ограниченный слабопроницаемыми породами

Исходные положения. Рассматривается горизонтальный пласт, ограниченный сверху и снизу слабопроницаемыми породами. Принимается гипотеза Мятлева — Гириного. Предполагаем, что теплоперенос вдоль пласта осуществляется конвекцией, а теплоперенос через слабопроницаемые породы — конвекцией и теплопроводностью.

Влияние гидродинамических условий на формирование геотермического режима

Выделим участок, на котором суммарный тепловой поток через подошву $q_{\text{сум}1}$ и через кровлю $q_{\text{сум}2}$ можно считать постоянным (рис. 11).

Составим уравнение теплового баланса рассматриваемого участка (Кутас, Лялько, Митник, 1967)

$$F(q_{\text{сум}1} - q_{\text{сум}2}) = QU_1\rho c - (Q + v_z F)U_2\rho c, \quad (1.95)$$

где Q — расход воды в начале участка; U_1 , U_2 — температура воды в начале и в конце участка; v_z — алгебраическая сумма скоростей вертикальной фильтрации через подошву и кровлю горизонта; $F = \Delta S \Delta l$ — площадь участка в плане; ΔS и Δl — длина и ширина участка соответственно.

Отсюда соотношение суммарных тепловых потоков через кровлю и подошву водоносного горизонта может быть записано

$$q_{\text{сум1}} - q_{\text{сум2}} = \frac{\rho c}{F} [QU_1 - (Q + v_2 F) U_2]. \quad (1.96)$$

По уравнению (1.96) можно определить величину температуры в конце рассматриваемого участка.

В системе n водоносных горизонтов суммарный тепловой поток через кровлю нижележащего водоносного горизонта равен суммар-

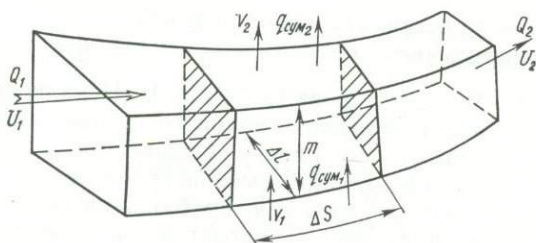


Рис. 11. Схема потоков тепла в элементарной ячейке гидродинамической сетки.

ному тепловому потоку через подошву вышележащего водоносного горизонта, поэтому

$$q_{\text{сум1}} - q_{\text{сумn}} = \frac{\rho c}{F} \sum_{i=1}^n [Q_i (U_{i1} - U_{i2}) - F v_{2i} U_{i2}], \quad (1.97)$$

где $q_{\text{сум1}}$ и $q_{\text{сумn}}$ — суммарный тепловой поток через подошву нижнего и кровлю верхнего горизонтов; i — индекс пласта.

Приведенные уравнения дают возможность определить влияние гидродинамических условий на геотермические параметры.

Определение скорости горизонтальной фильтрации по геотермическим данным

Решая уравнение (1.96) относительно Q_1 и учитывая, что скорость горизонтальной фильтрации

$$v_x = \frac{Q}{m \Delta l}, \quad (1.98)$$

где m — мощность водоносного пласта, получим

$$v_x = \frac{\Delta S (q_{\text{сум1}} - q_{\text{сум2}} + \rho c v_2 U_2)}{m (U_1 - U_2) \rho c}. \quad (1.99)$$

Если известна разница напоров на участке длиной ΔS , то с помощью (1.99) и уравнения Дарси можно найти коэффициент фильтрации водоносного пласта.

Наклонный водоносный пласт

Исходные положения. Рассматривается наклонный водоносный пласт, который перекрывается и подстилается водупорными породами. Скорость фильтрации воды по пласту принимается постоянной. Теплоперенос по пласту осуществляется теплопроводностью и конвекцией, теплоперенос в перекрывающих и подстилающих породах — только теплопроводностью. Величина теплового потока через подошву пласта постоянна.

Влияние гидродинамических условий на формирование геотермического режима

В работах Н. М. Кругликова (1963), Э. Б. Чекалюка (1965) приводятся методы расчета аномалии теплового потока, вызванной движением воды по наклонному пласту. Однако эти решения предполагают известное распределение температуры в водоносном пласте.

В данном случае предлагается приближенный метод расчета температуры наклонного водоносного пласта и теплового потока над водоносным пластом.

Наклонный пласт условно заменим горизонтальными ступенями. Каждая ступень характеризуется глубиной залегания и длиной. Глубина ступени принимается равной средней глубине участка водоносного пласта, который заменяется ступенью. Таким образом, движение воды по наклонному пласту заменяется движением по ступенчатому пласту, состоящему из горизонтальных и вертикальных участков. Предполагается, что вода охлаждается или нагревается при движении по горизонтальным участкам ступени, приближаясь к температуре U_p , а при движении по вертикальным — температура остается неизменной. Каждая ступень характеризуется своей температурой равновесия (U_p), которая обуславливается тепловым потоком через подошву пласта, тепловым сопротивлением перекрывающих пород и температурой нейтрального слоя. Температура воды на входе в горизонтальный участок ступени равна температуре конца предыдущей ступени и поэтому отличается от температуры равновесия для расчетного участка. Величина разности этих температур определяется высотой вертикального участка ступени, а величина охлаждения или нагрева воды при движении по ступени — скоростью фильтрации и длиной ступени.

Изменение температуры при движении воды по горизонтальному участку ступени найдем с помощью уравнения (1.88), которое запишем

$$U = U_p + (U_0 - U_p) e^{nx}, \quad (1.100)$$

где x — путь, пройденный водой на данном горизонтальном участке; U_0 — температура воды на входе в горизонтальный участок; U_p — температура равновесия; коэффициент n определяется по формуле (1.84).

Выполняя расчет по формуле (1.100) для всех ступеней, получим распределение температур в наклонном водоносном пласте. Предполагая, что теплоперенос в перекрывающем пласте осуществляется только теплопроводностью, определим тепловой поток над водоносным пластом

$$q = \lambda_1 \frac{U - U^*}{\Delta z}, \quad (1.101)$$

где λ_1 — коэффициент теплопроводности перекрывающих пород; Δz — глубина ступени; U^* — температура нейтрального слоя; U — температура пласта.

Принимая, что тепловой поток над водоносным пластом не изменяется с глубиной, определим температуру на заданной глубине Δz_1

$$U = U^* + \frac{\Delta z_1}{\Delta z} (U - U^*). \quad (1.102)$$

По данному методу можно оценить влияние движения воды в наклонном пласте, угла наклона пласта, его мощности и других факторов на формирование геотермического режима в районе пласта.

Рассмотрим некоторые особенности воздействия движения подземных вод в наклонных пластах на формирование теплового поля локальных структур.

Положительная геологическая структура приподнимает водоносный пласт так, что вода при движении по одному крылу поднимается сначала к своду, затем опускается по другому крылу до горизонтального участка. Таким образом, гидродинамические условия в погребенной брахиантиклинальной складке, деформирующей горизонтальное залегание водоносного пласта, могут быть сведены к фильтрации воды в наклонных пластах.

Примем, что гипотетическая брахиантиклинальная структура имеет треугольный профиль, размер у основания которой на глубине 2000 м в направлении движения воды равен 9000 м. Выделим на этой структуре четыре профиля — I—I, II—II, III—III и IV—IV — с углами наклона водоносного пласта и положением вершины на глубине соответственно 20° и 500 м, 15° и 875 м, 10° и 1250 м, 5° и 1600 м. Коэффициенты теплопроводности водоносного пласта и перекрывающих пород $\lambda = \lambda_1 = 5 \cdot 10^{-3}$ кал/см · с · град. Величина теплового потока через подошву водоносного пласта $q = 1 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с, температура нейтрального слоя принята 10° С.

Наклонный пласт заменяется для удобства расчета ступенчатым, размер горизонтального участка ступеней равен 500 м, всего в пласте 18 ступеней (рис. 12). Температура воды на входе в первую ступень, т. е. в начале наклонного участка, равна температуре равновесия горизонтального водоносного пласта, расположенного на глубине 2000 м и определена по формуле (1.87): $U_0 = U_p = 50^\circ \text{С}$. Расчет температуры пласта в конце ступени ведется по изложенной

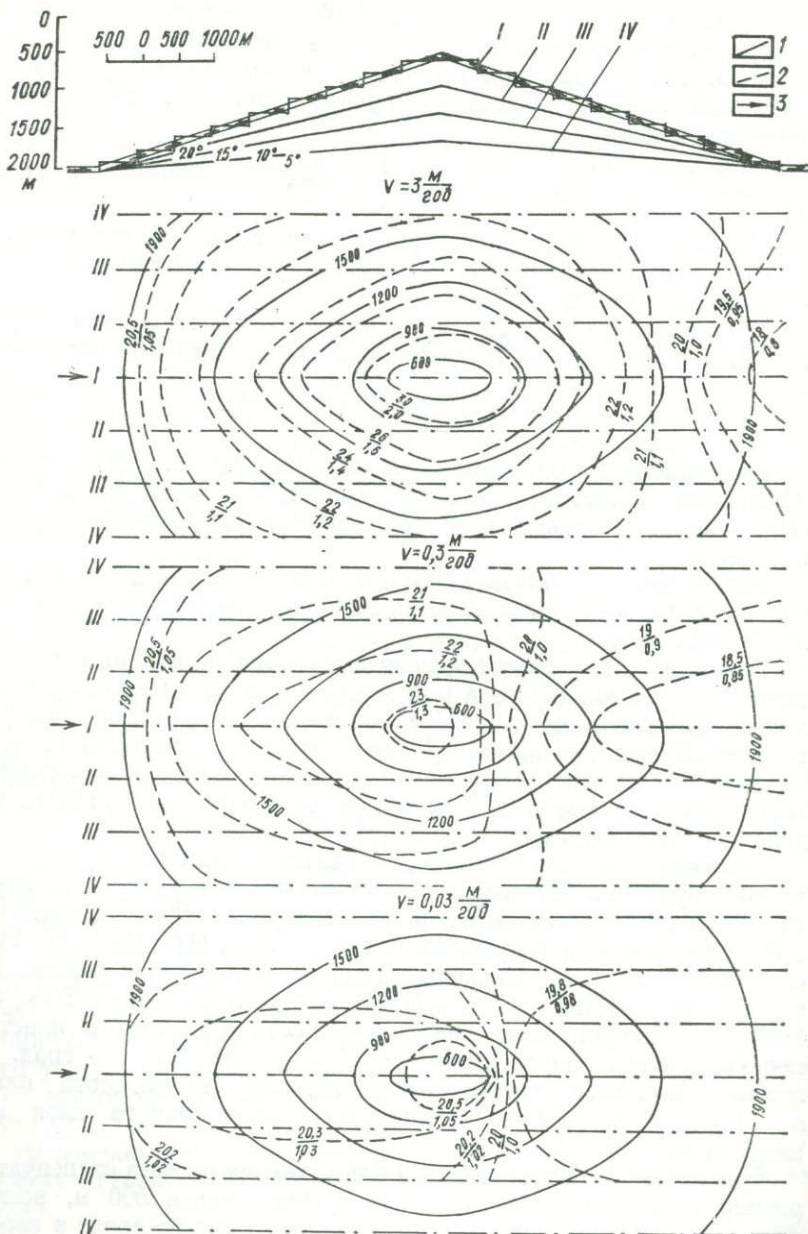


Рис. 12. Распределение теплового потока и температуры на глубине 500 м над структурой:

1 — изогипсы середины водоносного пласта; 2 — изогипсы (в числителе — температуры, °С, в знаменателе — тепловой поток над пластом, 10^{-6} кал/см² · с); 3 — направление скорости фильтрации.

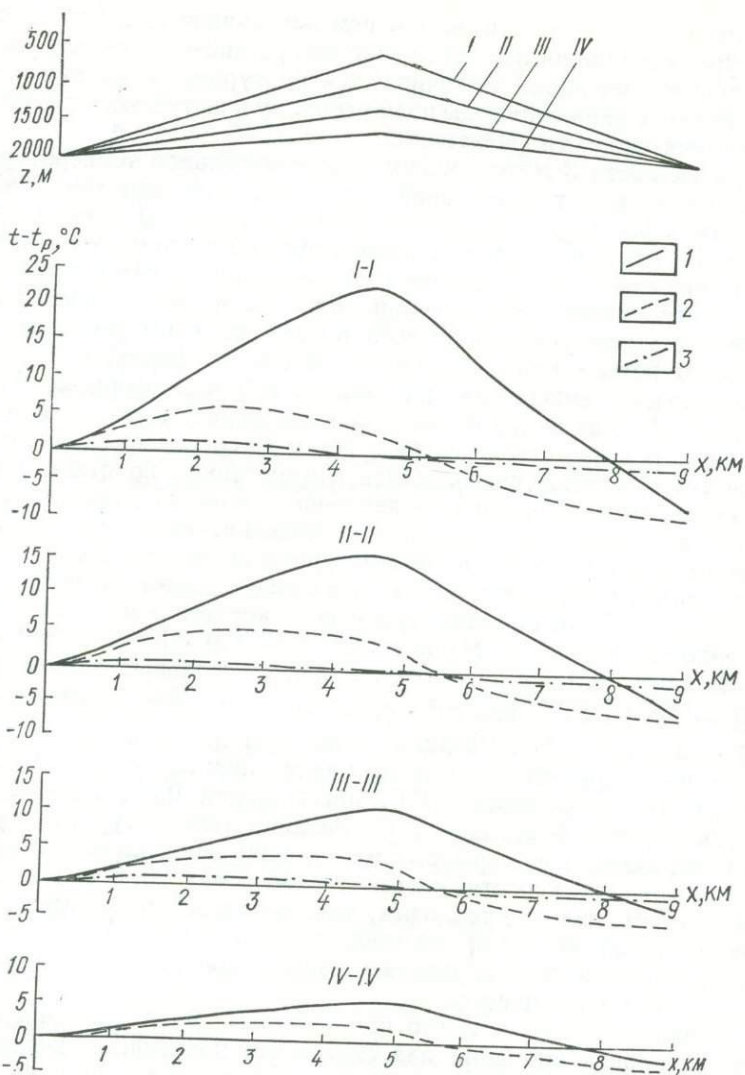


Рис. 13. Температурная аномалия по профилям I—IV в наклонных пластах локальных структур при различных скоростях фильтрации (м/год):

1 — 3,0; 2 — 0,3; 3 — 0,03.

выше методике по формуле (1.100). По результатам определения температуры водоносного пласта найдена величина температурной аномалии (рис. 13). Рассматривая величину температурной аномалии в пласте, т. е. разницу температуры пласта и температуры равновесия (фоновой) на данной глубине ($U_{пл} - U_p$), можно отметить тесную связь между температурой, скоростью фильтрации и углом

наклона пласта. Если при восходящем движении воды по крылу температурная аномалия положительна, то при нисходящем она уменьшается и меняет знак. Величина температурной аномалии отражает влияние движения воды по наклонному пласту и может служить для оценки скорости фильтрации.

При скорости 3 м/год максимум положительной температурной аномалии совпадает с вершиной структуры и по мере уменьшения скорости перемещается против течения от вершины к периферии. Интересно, что направление от положительной к отрицательной аномалии совпадает с направлением движения подземных вод и может быть использовано при изучении гидрогеологической обстановки.

Зная температуру водоносного пласта, находим распределение теплового потока над водоносным пластом по формуле (1.101) и распределение температуры на глубине 500 м по формуле (1.102) (см. рис. 12). Как видно из рис. 12, конфигурация изотерм тепловых потоков и изотерм на глубине 500 м не совпадает с изогипсами водоносного пласта, располагаясь асимметрично по отношению к структуре, вытягиваясь против движения потока. Над крылом структуры, где происходит восходящее движение воды, формируются положительная тепловая и температурная аномалии, а над крылом структуры, где осуществляется нисходящее движение воды, — отрицательные. Если над структурой при скорости 3 м/год отмечаются тепловые потоки в районе свода $(2,8-2,3) \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с, то при скорости 0,3 м/год в этих же точках тепловые потоки равны $(1,31-1,35) \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с, а при скорости 0,03 м/год — $1,04 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с. Разница температур на глубине 500 м над сводом и над крылом с восходящим движением по профилю I—I при скорости 0,3 м/год равна 18° С, при скорости 0,3 м/год — 3,6° С, при скорости 0,03 м/год — 1° С. Разница температур на глубине 500 м над сводом и над крылом с нисходящим движением по профилю I—I при тех же скоростях соответственно равна 20, 5 и 1,3° С. Таким образом, наличие тепловых, температурных положительных и отрицательных аномалий свидетельствует о движении воды в пласте и дает возможность определить направление движения и величину скорости фильтрации.

Необходимо отметить, что при скорости 3 см/год температурная и тепловая аномалии над структурой практически незаметны.

Образование отрицательной аномалии над крылом с нисходящим движением воды можно объяснить тем, что нисходящий поток воды, пришедший из холодной зоны, имеет температуру ниже температуры равновесия. При движении поток нагревается, поглощая часть глубинного теплового потока. Если положительная аномалия находится над структурой, то отрицательная выходит на горизонтальный участок пласта.

Таким образом, анализ распределения теплового потока над водоносным пластом или распределение температур на небольшой глубине позволяет обнаружить движение подземных вод в водоносных пластах локальных структур, определить направление дви-

жения, порядок величины скорости фильтрации. Так как при скорости 3 м/год вода на глубине 500 м охлаждается по сравнению с водой на глубине 2000 м всего на 5° С, возможно использование неглубоких скважин, расположенных в своде структурных поднятий для откачки высокотемпературных термальных вод.

При известной скорости фильтрации подземных вод с помощью подобного анализа можно уточнить положение структуры относительно изолиний температур и тепловых потоков.

В реальных условиях вертикальный разрез включает несколько водоносных пластов. Процессы в каждом из них при совпадении направления фильтрации ведут к образованию аномалий, и результирующий эффект может быть гораздо больше рассчитанного.

ЧИСЛЕННЫЕ МЕТОДЫ РАСЧЕТА ТЕПЛОПЕРЕНОСА С ПРИМЕНЕНИЕМ ВЫЧИСЛИТЕЛЬНОЙ ТЕХНИКИ

Методы расчета теплопереноса в водоносных пластах с применением электро моделирования

Решение фильтрационных задач на электронинтеграторах основано на аналогии между распространением электрического тока в проводниках и движением воды в пористых средах (Фильчаков, 1959). При этом соблюдаются следующие условия: модель должна быть геометрически подобна изучаемой области фильтрации; необходимо обеспечить физическое подобие между моделью и натурой за счет пропорциональности водопроводимостей природы электропроводностям модели, упругоёмкостей природы ёмкостям модели; следует выдержать динамическое подобие, которое заключается в линейной зависимости граничных условий модели и природы.

Для создания модели необходимо построить карту водопроводностей и перетеканий, что выполняется с помощью решения обратной задачи (Шнейдерман, 1963, 1970; Лялько, Шнейдерман, 1965; Гавич, 1972).

Способы моделирования детально описаны в работах П. Ф. Фильчакова, В. И. Панчишина (1961), Н. И. Дружинина (1966), И. Е. Жернова, В. М. Шестакова (1971) и в «Методическом руководстве по электрическому моделированию гидрогеологических задач» (Козьменко и др., 1970).

Использование аналоговых устройств для решения уравнения теплопроводности с учетом конвекции связано с необходимостью моделирования первой производной и перестройкой тепловой сетки в зависимости от решения фильтрационной модели.

Рассмотрим одномерное стационарное уравнение теплопереноса без источников

$$\frac{d^2U}{dx^2} - a \frac{dU}{dx} = 0. \quad (1.103)$$

Запишем его в конечно-разностной форме для сетки, где φ_i — потенциал на i -м узле сетки, аналог изучаемой функции, для узла 0

$$(\varphi_2 - \varphi_0) \left(\frac{1}{\Delta x^2} - \frac{a}{2\Delta x} \right) + (\varphi_1 - \varphi_0) \left(\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{a}{2\Delta x} \right) = 0, \quad (1.104)$$

для узла 1

$$(\varphi_0 - \varphi_1) \left(\frac{1}{\Delta x^2} - \frac{a}{2\Delta x} \right) + (\varphi_3 - \varphi_1) \left(\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{a}{2\Delta x} \right) = 0. \quad (1.105)$$

Поскольку полученные уравнения можно рассматривать как выражение закона Кирхгофа для данного узла сетки, коэффициенты при разнице потенциалов соответствуют электропроводности шага сетки.

Если из уравнения (1.104) следует

$$\frac{1}{R_1} = \frac{1}{\Delta x^2} + \frac{a}{2\Delta x}, \quad (1.106a)$$

то из уравнения (1.105) видно, что

$$\frac{1}{R'_1} = \frac{1}{\Delta x^2} - \frac{a}{2\Delta x}, \quad (1.106b)$$

т. е. одно и то же сопротивление между точками 0 и 1 изменяется в зависимости от направления расчета.

Эту задачу можно решить пересчетом сопротивлений (Карплюс, 1962) или с помощью метода квазианалогий, разработанного Г. Е. Пуховым (1961). Первый метод заключается в последовательном пересчете сопротивлений.

Уравнение (1.104) умножим на постоянную величину K_0 , а (1.105) на K_1 . Тогда, обозначая $\varphi_2 - \varphi_0 = \Delta\varphi_2$; $\varphi_1 - \varphi_0 = \Delta\varphi_1$; $\varphi_3 - \varphi_1 = \Delta\varphi_3$ и т. д., получим для узла 0

$$\Delta\varphi_2 \frac{K_0}{R'_2} + \Delta\varphi_1 \frac{K_0}{R_1} = 0,$$

для узла 1

$$\Delta\varphi_1 \frac{K_1}{R'_1} + \Delta\varphi_3 \frac{K_1}{R_3} = 0,$$

аналогично для узла 3

$$\Delta\varphi_3 \frac{K_3}{R'_3} + \Delta\varphi_5 \frac{K_5}{R_5} = 0.$$

Коэффициенты можно подобрать так, чтобы

$$\frac{K_0}{R_0} = \frac{K_1}{R'_1}; \quad \frac{K_1}{R_3} = \frac{K_3}{R'_3},$$

т. е. сопротивления не зависели бы от направления расчета. Вместо цепи сопротивлений R_0, R_1, \dots, R_n будет цепь, состоящая из сопротивлений

$$\frac{R_0}{K_0}; \quad \frac{R_1}{K_1}; \quad \frac{R_2}{K_2}.$$

Второй, квазианалоговый, метод заключается в том, что члены уравнения, содержащие первые производные, рассматриваются как источники.

В конечно-разностной форме уравнение теплопереноса можно записать в виде

$$\frac{\varphi_2 - \varphi_0}{\Delta x^2} - \frac{\varphi_0 - \varphi_1}{\Delta x^2} = \frac{\varphi_0 - \varphi_1}{\frac{\Delta x}{a}}.$$

Отсюда следует, что если к узлу 0 подать ток через третье сопротивление величиной $\frac{\Delta x}{a}$ от потенциала φ_1 , то уравнение будет смоделировано.

На дополнительных сопротивлениях устанавливается потенциал, равный по величине потенциалу соседнего узла. Это выполняется последовательными приближениями.

Устройства для автоматического уравнивания описаны в работах У. Карплюса (1962), А. В. Темникова (1966) и др. Устройство уравнивания с помощью катодных повторителей обеспечивает подачу на дополнительное сопротивление потенциала, равного потенциалу соседнего узла.

Н. А. Фридлендер (1965) предложил применить две связанные сетки. На одной сетке моделируется теплоперенос, на другой — массоперенос.

По способу Г. Либмана (1956) можно получить решение нестационарной задачи теплопереноса с помощью R -сетки. В каждый узел сетки подключаются два сопротивления, учитывающие конвекцию и шаг по времени. Такой метод дает возможность решить задачу дискретно, получая распределение потенциалов на заданный момент времени.

Распределение скоростей на заданный момент времени рассматривается как неизменное и используется для решения нестационарной задачи теплопереноса. В действительности поле скоростей непрерывно меняется. И погрешность полученного решения будет тесно связана с шагом по времени.

Детальное описание методики моделирования задач теплопереноса в подземных водах на аналоговых электрических моделях изложено в работах И. И. Крашина и др. (1974, 1976).

Решение задачи теплопереноса на аналоговых вычислительных устройствах, а тем более аналитически, связано со значительными трудностями, поэтому для исследования стационарного режима можно выбрать следующий путь (Лялько, Митник, Ткаченко, 1967).

Сначала с помощью аналоговых или цифровых вычислительных машин решается краевая задача фильтрации по уравнению (1.9), по результатам которой строится гидродинамическая сетка в прогнозных условиях. Затем, пренебрегая кондуктивным теплопереносом в водоносном пласте, составляем уравнение теплового баланса для отдельной ячейки гидродинамической сетки. Это уравнение является некоторым приближением уравнения (1.12) и позволяет определить температуру потока в конце ячейки. Применяя полу-

ченное выражение, можно провести расчет начиная от области известных температур до места расположения скважины.

С помощью гидродинамической сетки для естественных (нарушенных) условий вся водонапорная система разбивается по лентам тока на элементарные ячейки, для которых можно принять постоянство коэффициентов теплопроводности, водопроводности, скорости вертикальной фильтрации через кровлю и подошву пласта, и средней температуры для смежных водоносных пластов (рис. 14).

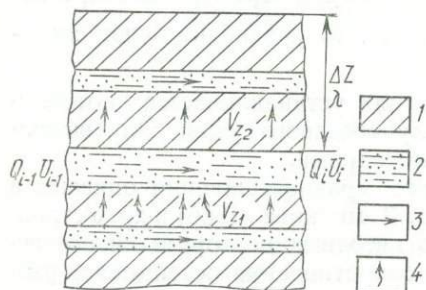


Рис. 14. Схема теплопереноса в водонапорных системах:

1 — слабopроницаемый пласт; 2 — водоносный пласт; 3 — направление фильтрации; 4 — направление геотермического потока.

Количество тепла, вносимое в ячейку гидродинамической сетки; λ , Δz — коэффициент теплопроводности и мощность пород, перекрывающих основной водоносный пласт.

Количество тепла, вносимое в ячейку водой по основному водоносному пласту,

$$\rho c Q_{i-1} U_{i-1}. \quad (1.107)$$

Количество тепла, вносимое в ячейку вертикальным потоком,

$$F q_{\text{сум}} = F (\rho c v_{21} U_1 + q_1). \quad (1.108)$$

Количество тепла, выносимое потоком воды по основному водоносному пласту,

$$\rho c Q_i U_i = \rho c (Q_{i-1} + v_{21} F - v_{22} F) U_i. \quad (1.109)$$

Количество тепла, выносимое вертикальным потоком,

$$F q_{\text{сум}2} = F (\rho c v_{22} U_2 + q_2). \quad (1.110)$$

Допустим, что поток воды, выходящий из ячейки в вертикальном направлении, имеет температуру, равную среднеарифметической между температурой в начале и в конце ячейки. Если между основным водоносным пластом и поверхностью водоносные пласты горизонтальны, то величина теплопроводного теплового потока через кровлю основного водоносного пласта может быть определена по формуле

$$q_2 = \frac{\lambda}{\Delta z} (U - U^*). \quad (1.111)$$

Тогда выражение (1.110) можно переписать

$$Fq_{\text{сум}2} = F \left[\rho c v_{z2} \frac{U_{i-1} + U_i}{2} + \frac{\lambda}{\Delta z} \left(\frac{U_{i-1} + U_i}{2} - U^* \right) \right]. \quad (1.112)$$

Для установившегося процесса теплопереноса должен соблюдаться баланс тепла для любой произвольно выбранной ячейки

$$\rho c U_{i-1} Q_{i-1} + F(\rho c v_{z1} U_1 + q_1) - \rho c U_i (Q_{i-1} + v_{z1} F - v_{z2} F) - \\ - \rho c v_{z2} F \frac{U_{i-1} + U_i}{2} - F \frac{\lambda}{\Delta z} \left(\frac{U_{i-1} + U_i}{2} - U^* \right) = 0, \quad (1.113)$$

откуда определяется температура воды на выходе из рассматриваемой ячейки

$$U_i = \frac{\rho c \frac{Q_{i-1}}{F} + (\rho c v_{z1} U_1 + q_1) - \rho c v_{z2} \frac{U_{i-1}}{2} - \frac{\lambda}{\Delta z} \left(\frac{U_{i-1}}{2} - U^* \right)}{\rho c \frac{Q_{i-1}}{F} + \rho c v_{z1} - \rho c \frac{v_{z2}}{2} + \frac{\lambda}{2\Delta z}}. \quad (1.114)$$

При отсутствии источников тепла внутри изучаемого интервала величина суммарного теплового потока при вертикальной фильтрации — величина постоянная. Поэтому выражение (1.108) можно определить не только для подошвы или кровли водоносного пласта, но и для любой точки ограничивающих пород.

Полученное выражение дает возможность определить температуру фильтрационного потока, выходящего из расчетной ячейки. Так как температура воды, выходящей из одной ячейки, равна температуре воды, входящей в следующую ячейку по этой же ленте тока, то можно выполнить последовательно расчет от ячейки к ячейке вдоль ленты тока в направлении движения воды от области питания к области разгрузки. Такой областью разгрузки в прогнозных условиях может быть эксплуатационная скважина (рис. 15). Температура воды на выходе из одной ячейки служит исходной величиной для расчета температуры воды в следующей ячейке. Расчет начинается от линии известных пластовых температур. Если к скважине подходит несколько лент тока с разными температурами, то температура в скважине определяется по формуле температуры смеси.

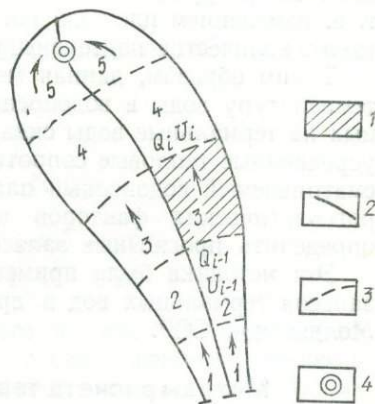


Рис. 15. Фрагмент прогнозной гидродинамической сетки для теплобалансовых расчетов:

1 — расчетная ячейка; 2 — линии тока; 3 — изолинии напоров; 4 — эксплуатационная скважина; цифры на рисунке — номер ячейки.

При подготовке исходных данных обычно неизвестны значения коэффициента теплопроводности пород, перекрывающих водоносный пласт. В этом случае, пользуясь картой изолиний температур, гидродинамической сеткой в ненарушенных условиях, данными о расходах по ячейке этой сетки, можно из уравнения (1.113) найти величину $\frac{\lambda}{\Delta z}$ для каждой ячейки гидродинамической сетки.

Таким образом, для расчета прогнозных температур нужны следующие исходные данные: ненарушенная и прогнозная гидродинамическая сетка с определенными скоростями перетекания и величинами расходов на границах ячеек планового потока и карты геоизотерм в водоносных пластах; распределения теплового потока из недр; глубины залегания водоносного горизонта.

Анализируя полученное выражение (1.114), можно оценить влияние отдельных гидрогеологических факторов на формирование поля температур в водоносном пласте.

Задача фильтрации должна решаться для нескольких значений расходов воды на скважинах, а затем при этих условиях необходимо выполнить теплорасчеты. На основании полученных данных можно найти оптимальный режим эксплуатации скважин, при котором их тепловая производительность будет наибольшей.

В прогнозных условиях возможно как понижение, так и повышение температуры на скважине. Это объясняется резким изменением конфигурации линий тока, подводящих воду к скважинам, т. е. изменением площади нагрева подземных вод теплом Земли, а также количества подтекающих вод из смежных горизонтов.

Таким образом, данная методика дает возможность рассчитать температуру воды в водоносном пласте при работе эксплуатационных на термальные воды скважин в прогнозных условиях; оценить усредненные тепловые сопротивления пластов, перекрывающих рассматриваемый водоносный пласт; оценить влияние различных гидрогеологических факторов на формирование поля температур; определить прогнозные запасы термальных вод.

Эта методика была применена для расчетов эксплуатационных запасов термальных вод в артезианских бассейнах Украинской и Молдавской ССР.

Методы расчета теплопереноса в водоносных пластах с применением ЭЦВМ

Решение задачи теплопереноса в водоносных пластах с учетом конвекции связано с необходимостью оценки глубинного теплоотбора из недр, прогнозирования температурного режима под воздействием закачки и откачки теплоносителя в пласт, что очень важно при разработке нефтяных месторождений, и изучения процессов формирования геотермического режима недр под влиянием гидрогеологических условий.

В соответствии с проведенной схематизацией, процессы фильтрации и теплопереноса в подземных водонапорных системах рассматриваются в водоносных пластах как двумерные и в слабопроницаемых породах как одномерные по вертикали.

Математически задача сводится к нахождению распределения функции U в неоднородной плоской области с границей, где коэффициенты λ , ρ , c_0 , m , T — произвольные функции координат, N — количество скважин, из которых одни (N_1) заданы напором, остальные (N_2) — расходом.

При условии упругого режима фильтрации, что связано с влиянием работы скважин на начальное установившееся поле напоров и температур, процесс теплопереноса в водоносном пласте описывается системой уравнений (1.9), (1.12), которые после учета действующих скважин могут быть представлены уравнением фильтрации

$$\beta m \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(T \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \omega + \sum_{i=1}^{N_2} Q_i \delta(M - M_i) dS, \quad (1.115)$$

начальные условия $H = H_0(x, y)$, $t = 0$;
условия на внешней границе

$$\left(\alpha \frac{\partial H}{\partial n} + \beta H \right)_L = \varphi(x, y);$$

условия на скважинах, заданных величиной напора,

$$H|_{M_i} = H_i(t); \quad i = 1, 2, 3 \dots N_1.$$

Уравнение теплопереноса, кроме того, должно отразить особенности теплообмена водоносного пласта с окружающими породами.

Принимаем, что в слабопроницаемых толщах процесс теплопереноса стационарный и величины суммарного теплового потока через подошву (q_{z_2}) и кровлю (q_{z_1}) могут быть записаны с помощью выражений (1.48) и (1.49). При этом считаем известными величину кондуктивного теплового потока (q), измеренного на глубине z_3 в подстилающей толще, и неизменную температуру (U_0) на глубине z_0 в перекрывающей толще (рис. 16).

Тогда

$$q_{z_2} = \rho c v_2 U_2 + \frac{q}{\rho c v_{z_2}} \exp \left[\frac{\rho c V_{z_2}}{\lambda_2} (z_2 - z_3) \right]; \quad (1.116)$$

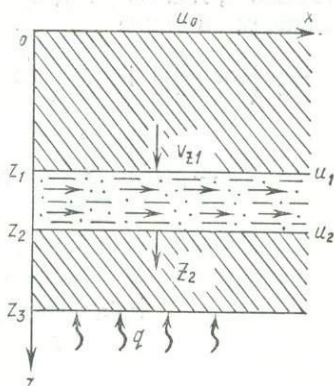


Рис. 16. Схема тепловых и фильтрационных потоков. Условные обозначения те же, что и на рис. 14.

$$q_{z_1} = \rho c v_{z_1} \left\{ U_1 - (U_1 - U_0) \frac{\exp \left[\frac{\rho c v_{z_1}}{\lambda_1} (z_1 - z_0) \right]}{\exp \left[\frac{\rho c v_{z_1}}{\lambda_1} (z_1 - z_0) \right] - 1} \right\}. \quad (1.117)$$

Учитывая, что температура в пласте предполагается постоянной по высоте, т. е. $U_1(x, y, z_1) = U_2(x, y, z_2)$, уравнение теплопереноса запишем в виде

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda m \frac{\partial U}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\lambda m \frac{\partial U}{\partial y} \right) + \rho c T \left(\frac{\partial H}{\partial x} \cdot \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial H}{\partial y} \cdot \frac{\partial U}{\partial y} \right) - \\ & - \rho c U \left[\sum_{i=1}^{N_s} \int_S Q \delta(M - M_i) dS + w - \beta m \frac{\partial H}{\partial t} + \right. \\ & \left. + v_{z_1} \frac{\exp \left[\frac{\rho c v_{z_1}}{\lambda_1} (z_1 - z_0) \right]}{\exp \left[\frac{\rho c v_{z_1}}{\lambda_1} (z_1 - z_0) \right] - 1} \right] + mP + \\ & + \rho c v_{z_1} U_0 \frac{\exp \left[\frac{\rho c v_{z_1}}{\lambda_1} (z_1 - z_0) \right]}{\exp \left[\frac{\rho c v_{z_1}}{\lambda_1} (z_1 - z_0) \right] - 1} - q \exp \left[\frac{\rho c v_{z_2}}{\lambda_2} (z_2 - z_3) \right] = \\ & = m \rho_0 c_0 \frac{\partial U}{\partial t}. \end{aligned} \quad (1.118)$$

Краевые условия

$$U = U^*(x, y); \quad t = 0; \quad (1.119)$$

$$\left(\alpha_1 \frac{\partial U}{\partial n} + \beta_1 U \right)_L = \psi_1(x, y, t), \quad (1.120)$$

где $w = v_{z_1} - v_{z_2}$ — результирующая величина перетекания в водоносном пласте; Q_i — расход на i -й скважине; M_i — точка расположения i -й скважины; $\delta(M - M_i)$ — двумерная δ -функция Дирака; $\lambda, \lambda_1, \lambda_2$ — коэффициент теплопроводности водоносного, перекрывающего и подстилающего пластов соответственно; z_0 — координата зоны постоянных температур U_0 ; z_1, z_2 — глубина кровли и подошвы водоносного пласта соответственно; U_1 и U_2 — температуры на глубинах z_1 и z_2 ; z_3 — глубина определения кондуктивного теплового потока q , остальные обозначения те же, что и в уравнениях (1.9) и (1.12).

Задача, описанная уравнениями (1.115), (1.118), может быть приближенно решена на ЭЦВМ с помощью конечно-разностных методов (Самарский, 1963). Для этого изучаемую область с непрерывным изменением параметров заменяем дискретной сеткой с переменным шагом h_x по оси x и h_k по оси y .

Решение задачи (1.115) заменяем решением задачи

$$\beta m \frac{\partial H_{i,k}}{\partial t} = \Lambda_x H_{i,k} + \Lambda_y H_{i,k} + W_{i,k}^*,$$

$$\alpha_s = \frac{H_{(i,k)s+1} - H_{(i,k)s}}{h_s} + \beta_s H_{(i,k)s} = \psi_s, \quad (1.121)$$

$$H_{i,k}^0 = H_0(x_i, y_k),$$

где $\Lambda_x H_{i,k}$ и $\Lambda_y H_{i,k}$ — конечно-разностные операторы (Лукович и др., 1974), заменившие в системе уравнений (1.115), (1.117) непрерывные операторы; s — граничная точка.

Условия на границе аппроксимируются односторонними конечными разностями, криволинейная граница заменяется прямой.

Задавая скважины расходом Q_i , величину расхода относим к площади прямоугольника, стороны которого пересекают середины отрезков, соединяющих данный узел со смежным.

Величина W^* определяется соотношением

$$W_{i,k}^* = \begin{cases} w_{i,k} + \frac{4Q_{i,k}}{(h_i + h_{i+1})(h_k + h_{k+1})} & \text{— на скважинах с} \\ w_{i,k} & \text{заданным расходом;} \\ & \text{— вне скважин.} \end{cases} \quad (1.122)$$

Скважина с заданным напором принимается как внутреннее краевое условие.

Решение задачи теплопереноса (1.118), (1.120) аналогично заменяется решением следующей задачи:

$$m\rho_0 c_0 \frac{\partial U_{i,k}}{\partial t} = \Lambda_x U_{i,k} + \Lambda_y U_{i,k} + \rho c (\Lambda_{1x} H_{i,k} \Lambda_{2x} U_{i,k} + \Lambda_{1y} H_{i,k} \Lambda_{2y} U_{i,k}) +$$

$$+ \rho c U_{i,k} \left(\beta m \frac{\partial H_{i,k}}{\partial t} + V_{1(i,k)}^* \right) + \rho c U_0 V_{1(i,k)} + A_{i,k}; \quad (1.123)$$

$$\alpha_{1s} = \frac{U_{(i,k)s+1} - U_{(i,k)s}}{h_s} + \beta_{1s} U_{(i,k)s} = \psi_{1s}; \quad U_{i,k}^0 = U_0(x_i, y_k),$$

где $\Lambda_x U_{i,k}$, $\Lambda_y U_{i,k}$, $\Lambda_{1x} H_{i,k}$, $\Lambda_{2x} U_{i,k}$, $\Lambda_{1y} H_{i,k}$; $\Lambda_{2y} U_{i,k}$ — конечно-разностные операторы, соответствующие непрерывным операторам в системе (1.118), (1.120); $V_{i,k}^*$ — определяется по соотношению (1.122) при условии замены $W_{i,k}$ на $V_{1(i,k)}$.

$$V_{1(i,k)} = v_{z_1}(x_i, y_k) \frac{1}{1 - \exp\left[-\frac{\rho c v_{1z}}{\lambda_1}(z_1 - z_0)\right]}; \quad (1.124)$$

$$A_{i,k} = mP(x_i, y_k) - q \exp\left[\frac{\rho c v_{2z}}{\lambda_2}(z_2 - z_3)\right]. \quad (1.125)$$

Система уравнений (1.121), (1.123) при изменении индексов по всем узлам области составляет полную систему для нахождения $H_{i,k}$, $U_{i,k}$. Уравнение (1.121) решается независимо, а уравнение (1.123) зависит от решения уравнения (1.121).

Расчет ведется следующим образом. В момент времени $t = 0$ задаемся некоторым приращением τ_0 . По соотношениям (1.121) и начальным значениям $H_{i,k}^0$ находим $H_{i,k}^{(1)}$. По соотношениям (1.123), в которые входит $H_{i,k}^{(1)}$ и $U_{i,k}^0$, находим $U_{i,k}^{(1)}$. Затем к $t_1 = \tau_0$ прибавляем τ_1 и находим $H_{i,k}^{(2)}$ по (1.121) и $H_{i,k}^{(1)}$, после чего по $H_{i,k}^{(2)}$ и (1.123), используя $U_{i,k}^{(1)}$, находим $U_{i,k}^{(2)}$. Так повторяется до тех пор, пока t_{j+1} не достигнет заданного времени t_N .

Определения $H_{i,k}^{(j+1)}$ и $U_{i,k}^{(j+1)}$ по $H_{i,k}^{(j)}$ и $U_{i,k}^{(j)}$ выполняются с помощью явно-неявной схемы (Самарский, 1971).

При меняющихся со временем граничных условиях необходимо перед вычислением напоров и температур на новом временном слое дополнительно заслать в массивы начал и концов строк и столбцов соответствующие граничные условия.

Для решения задачи составлена программа на языке ФОРТРАН для машины БЭСМ-6 (Лукович и др., 1974). Детальное описание программы приводится в работе В. И. Лялько (1974).

В процессе отладки программы решения на ЭЦВМ задач фильтрации и теплопереноса были выполнены расчеты тестовых задач со строгими аналитическими решениями. На основании сопоставления результатов, полученных с помощью программы и аналитических решений, отработывалась методика расчетов, и в частности, выбор пространственных и временных шагов при численных расчетах. От величины шага по времени зависит длительность счета на ЭЦВМ, устойчивость счета и точность решения задачи, а от величины шага по пространственной координате — точность и длительность счета.

В качестве тестовых решались следующие задачи.

Одномерное уравнение фильтрации или теплопроводности

$$\left. \begin{aligned} a \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \omega &= \frac{\partial H}{\partial t}; & 0 < x < \infty; \\ H &= H_0, & 0 < x < \infty, \quad t = 0; \\ H &= H_1, & x = 0, \quad t > 0. \end{aligned} \right\} \quad (1.126)$$

Аналитическое решение этого уравнения имеет вид (Лыков, 1967)

$$\begin{aligned} H(x, t) = H_0 + (H_1 - H_0) \left[\operatorname{erfc} \frac{x}{2\sqrt{at}} + \frac{\omega t}{H_1 - H_0} - \right. \\ \left. - \frac{4\omega t}{H_1 - H_0} \left(i^2 \operatorname{erfc} \frac{x}{2\sqrt{at}} \right) \right]. \end{aligned} \quad (1.127)$$

По программе вычислялись значения функции H в прямоугольной области $0 < x < b$; $0 < y < l$ при дополнительных граничных условиях

$$\frac{\partial H}{\partial y} = 0; \quad \text{при } y = 0 \text{ и } y = l.$$

Кроме того, задавались значения функции $H = f(t)$ на коорди-

нате $x = b$, вычисленные по формуле (1.127). Расчеты выполнены для следующих исходных данных:

$$l = 10^5 \text{ м}; \quad b = 5 \cdot 10^3 \text{ см}; \quad H = 0; \quad H_1 = 100 \text{ м}$$

при трех значениях ω ($\omega_1 = 0$; $\omega_2 = 2,74 \cdot 10^{-6}$ м/сут; $\omega_3 = 1,37 \cdot 10^{-3}$ м/сут). Область аппроксимирована сеткой с постоянным шагом по оси y ($h_y = 1000$ м) и переменным по оси x ($h_x = 50, 100, 150, 200, 500, 1000, 3000, 5000, 7500, 7500 \dots$ м).

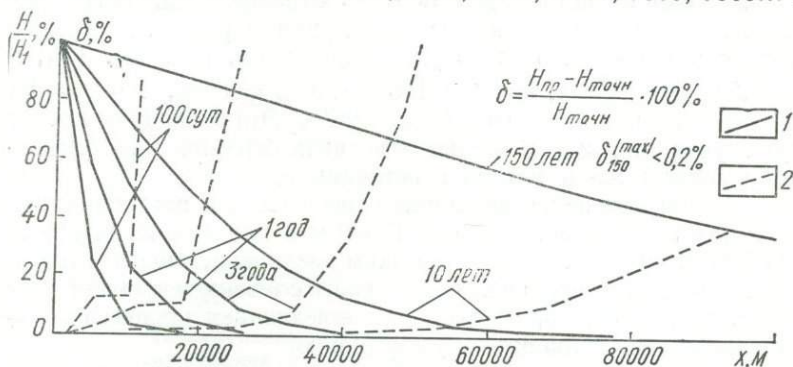


Рис. 17. Оценка погрешности численного решения на ЭВМ одномерного уравнения фильтрации или теплопроводности (1.126) по сравнению с аналитическим решением (1.127) при $\omega = 0$:

1 — изменение функции H/H_1 ; 2 — изменение погрешности δ .

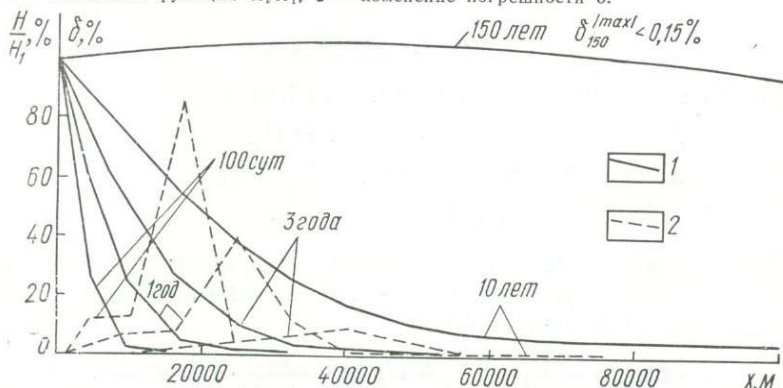


Рис. 18. Оценка погрешности численного решения на ЭВМ одномерного уравнения фильтрации или теплопроводности (1.126) по сравнению с аналитическим решением (1.127) при $\omega = 1,37 \cdot 10^{-3}$ м/сут. Условные обозначения те же, что и на рис. 17.

На основании сопоставления приближенного решения, полученного по программе ($H_{\text{пр}}$), и точного решения, полученного с помощью аналитического выражения (1.127), была определена величина относительной ошибки (δ) (рис. 17, 18).

Анализ полученных результатов дает возможность сделать следующие выводы. При отсутствии распределенных источников ($\omega =$

= 0) относительная погрешность растет с уменьшением абсолютного значения функции, превышая 10% при $\frac{H}{H_1} < 22\%$ и $t = 100$ сут, $\frac{H}{H_1} < 10\%$ и $t = 1$ год; $\frac{H}{H_1} < 2\%$ и $t = 3$ года; $\frac{H}{H_1} < 1\%$ и $t = 10$ лет. Максимальная относительная погрешность на момент $t = 150$ лет $\delta_{\max} < 0,2\%$.

При наличии источников ($w \neq 0$) относительная погрешность счета по мере уменьшения значения функции растет, достигая некоторого максимума, а затем уменьшается (см. рис. 18). Так, при $w = 1,37 \cdot 10^{-3}$ м/сут, при $t = 100$ сут, $\delta_{\max} = 85\%$, при $t = 1$ год $\delta_{\max} = 40\%$, а при $t = 3$ года $\delta_{\max} = 9,7\%$. Это отличие от предыдущего случая при $w = 0$ можно объяснить ограниченным уменьшением функции из-за влияния источников.

Резкое изменение величины относительной погрешности при $w = 0$ для $t = 100$ сут при $x = 10000$ м и для $t = 1$ год при $x = 17500$ м, видимо, связано с резким увеличением шага сетки.

Величина относительной погрешности с течением времени уменьшается, что, вероятно, обусловлено замедлением процесса по мере приближения к стационарному состоянию.

Следующая тестовая задача заключалась в решении двумерного уравнения вида

$$a \left(\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} \right) + w = \frac{\partial H}{\partial t}, \quad (1.128)$$

$$0 < x < b, \quad 0 < y < l;$$

при $w = 0$ задавались граничные условия I рода

$$\left. \begin{aligned} x = 0, \quad H = H_1; \quad y = 0, \quad H = H_1; \\ x = b, \quad H = f_1(t); \quad y = l, \quad H = f_2(t); \end{aligned} \right\} t > 0;$$

$$H(x, y) = H_0, \quad t = 0.$$

Аналитическое решение для области в виде квадранта с граничными условиями первого рода может быть записано (Основы гидрогеологических расчетов, 1969)

$$H(x, y, t) = H_1 - (H_1 - H_0) \operatorname{erf} \frac{x}{2\sqrt{at}} \cdot \operatorname{erf} \frac{y}{2\sqrt{at}}. \quad (1.129)$$

Вычисления выполнялись для прямоугольной области, при этом значения функции $H = f_1(t)$ при $x = b$ и $H = f_2(t)$ при $y = l$ определялись из выражения (1.129). Область разбита прямоугольной сеткой с шагом по оси x тем же, что и для одномерного уравнения, и постоянным шагом по оси y — $h_y = 10$ км. Приняты следующие значения параметров: $a = 10^5$ м²/сут; $H_0 = 0$; $H_1 = 100$ м; $b = 100$ км, $l = 40$ км.

Результаты сопоставления значений функции, вычисленных с помощью программы и из выражения (1.129), представлены для

$y = 20\,000$ м (рис. 19) и показывают, что через 1 год после начала процесса при значениях $\frac{H}{H_1} < 20\%$ величина относительной погрешности составляет более 10%, а через 25 лет максимальное значение ошибки не превышает 0,5%, которое уменьшается до 0,13% при $t = 50$ лет.

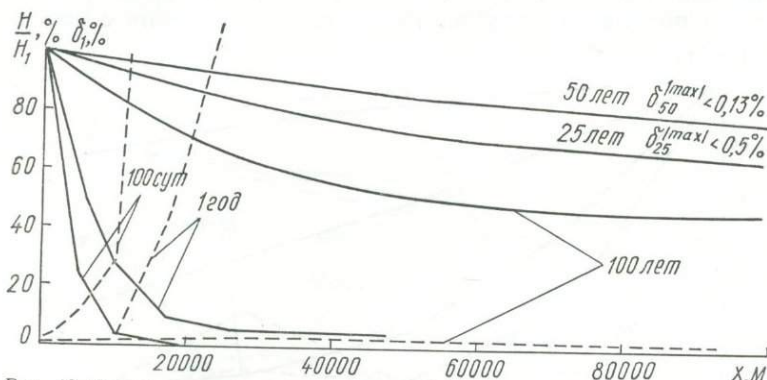


Рис. 19. Оценка численного решения на ЭВМ двумерного уравнения фильтрации и теплопроводности (1.128) по сравнению с аналитическим решением (1.129) при $\omega = 0$, $y = 20\,000$ м. Условные обозначения те же, что и на рис. 17.

При $\omega = 1,37 \cdot 10^3$ м/сут решалась задача для граничных условий I рода

$$\left. \begin{aligned} x = 0, \quad H = H_1; \quad y = 0, \quad H = H_1; \\ x = b, \quad H = H_1; \quad y = l, \quad H = f_1(t); \end{aligned} \right\} t > 0;$$

$$H(x, y) = H_0, \quad t = 0.$$

Решение уравнения (1.128) для полуограниченной области в виде пласта-полосы получено З. М. Шпортюк (ИГН АН УССР) в следующем виде:

$$\begin{aligned} H(x, y, t) = & H_1 - (H_1 - H_0) \frac{4}{\pi} \operatorname{erf} \frac{y}{2\sqrt{at}} \sum_{k=0}^{\infty} \exp \left[-a \frac{(2k+1)^2}{l^2} \pi^2 t \right] \times \\ & \times \frac{\sin(2k+1) \frac{\pi x}{l}}{2k+1} + \frac{\omega l x}{2a} \left(1 - \frac{x}{l} \right) - \frac{4\omega l^2}{a\pi^3} \sum_{k=0}^{\infty} \exp \left[-a \frac{(2k+1)^2}{l^2} \pi^2 t \right] \times \\ & \times \operatorname{erf} \frac{y}{2\sqrt{at}} \frac{\sin(2k+1) \frac{\pi x}{l}}{(2k+1)^3} - \frac{2\omega l^2}{a\pi^3} \sum_{k=0}^{\infty} \left\{ \exp \left[(2k+1) \frac{\pi y}{l} \right] \times \right. \\ & \times \operatorname{erfc} \left(\frac{y}{2\sqrt{at}} + \frac{(2k+1)\pi}{l} \sqrt{at} \right) + \exp \left[- (2k+1) \frac{\pi y}{l} \right] \times \\ & \left. \times \operatorname{erfc} \left(\frac{y}{2\sqrt{at}} - \frac{(2k+1)\pi}{l} \sqrt{at} \right) \right\} \frac{\sin(2k+1) \frac{\pi x}{l}}{(2k+1)^3}. \quad (1.130) \end{aligned}$$

Вычисление выполнялось для прямоугольной области, значение функции по границе $y = l$ находилось с помощью выражения (1.130) и задавалось в программу. Область разбита прямоугольной сеткой с шагом по оси x (h_x) (в км): 0,15, 0,15, 0,7, 4; 10 шагов по 8, 5, 4, 0,7, 0,15, 0,15 и постоянным шагом $h_y = 10$ км.

Принято, что $\omega = 1,37 \cdot 10^{-3}$ м/сут, остальные параметры те же, что и для предыдущей задачи. Результаты вычисления с помощью

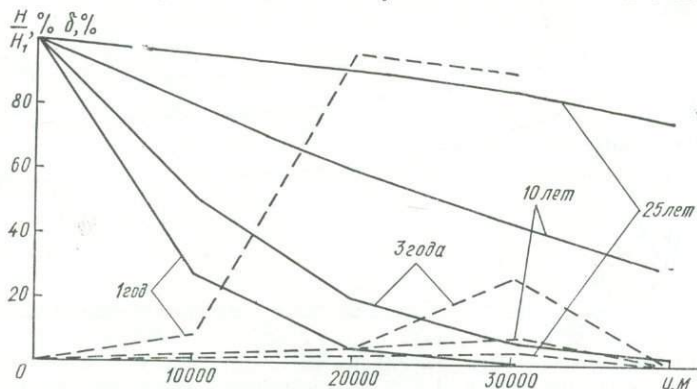


Рис. 20. Оценка погрешности решения на ЭВМ двумерного уравнения фильтрации или теплопроводности (1.128) по сравнению с аналитическим решением (1.130), при $\omega = 1,37 \cdot 10^{-3}$ м/сут, $x = 50\ 000$ м. Условные обозначения те же, что и на рис. 17.

программы приближенной величины искомой функции и относительной ошибки $\delta\%$ для $x = 50$ км, где отмечается наибольшая погрешность (рис. 20), показывают, что погрешность увеличивается с уменьшением значения функции и с удалением от границы области. Максимальное значение относительной погрешности изменяется от $\delta = 96\%$ при $t = 1$ год до $\delta = 4\%$ при $t = 25$ лет и $\delta = 0,7\%$ при $t = 75$ лет.

С помощью программы решалась и более сложная задача теплопереноса в полуограниченном однородном пласте-полосе при линейной одномерной фильтрации в направлении оси $0x$ и отсутствии теплообмена на границах, параллельных оси $0x$.

Процесс распространения тепла в таком пласте описывается уравнением

$$\rho_0 c_0 \frac{\partial U}{\partial t} = \lambda \left(\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} \right) + \rho c v \frac{\partial U}{\partial x} - \alpha U + A, \quad (1.131)$$

где v — скорость фильтрации; A — постоянный источник.

Решение этой задачи при условии постоянства температуры на левой границе $U = U_1$, $x = 0$ имеет вид (1.29).

Численно задача решалась в прямоугольнике: $0 < x < b$, $0 < y < l$.

На границе $x = b$ значения температур вычислялись на каждый момент времени по формуле (1.29).

Расчеты выполнены при следующих значениях параметров: $U_0 = 0$; $U_1 = 100$ град; $\alpha = 0$; $A = 0$; $v = 0,005$ м/сут; $\rho c = 1$ кал/м²; $\lambda = 10^5$ кал/м² · сут · град; $b = 20$ км; $l = 4$ км; $h_x = h_y = 1$ км (рис. 21).

Анализируя относительную погрешность на разные моменты времени, можно сказать, что, как и в предыдущих численных примерах, величина ее уменьшается (при фиксированной пространственной сетке) с течением времени по мере приближения к стационарному состоянию.

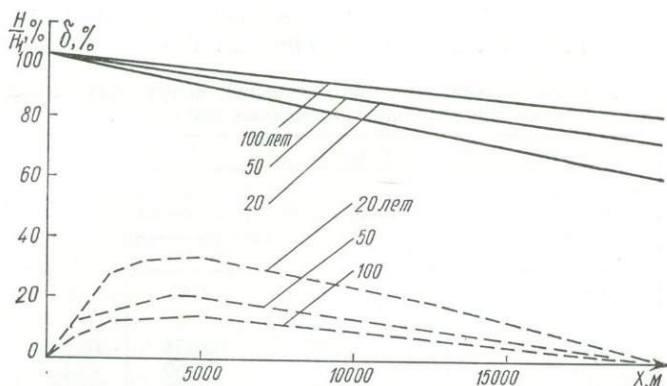


Рис. 21. Оценка погрешности численного решения на ЭВМ двумерного уравнения теплопереноса с учетом конвекции (1.131) по сравнению с аналитическим решением (1.29). Условные обозначения те же, что и на рис. 17.

При решении модельных задач оказалось, что явно-неявная схема переменных направлений (Лукович и др., 1974) не является безусловно устойчивой даже при отсутствии конвективных членов, если значения искомой функции (напоров или температуры) на границе расчетной области изменяются со временем. Поэтому большое внимание уделялось исследованию устойчивости конечно-разностных схем для уравнений теплопереноса (1.115), (1.118). В работе З. М. Шпортюк (1975) указаны достаточные условия устойчивости конечно-разностной схемы переменных направлений, являющиеся ограничениями на временной шаг τ и пространственные шаги h_x , h_y вида

$$\tau \leq \min \left\{ \min_{i,k} \frac{2\beta_{i,k} h_x^2}{a_{i+\frac{1}{2},k} + a_{i-\frac{1}{2},k}}, \min_{i,k} \frac{2\beta_{i,k} h_y^2}{a_{i,k+\frac{1}{2}} + a_{i,k-\frac{1}{2}}}, \right.$$

$$\left. \min_{i,k} \frac{2\gamma_{i,k}}{b_{i+\frac{1}{2},k} + b_{i-\frac{1}{2},k}}, \frac{\rho c M_1}{h_x^2} + \frac{\rho c M_1}{h_x} (a_{i+\frac{1}{2},k} - a_{i-\frac{1}{2},k}) \right\}$$

$$\left. \min_{i,k} \frac{2\gamma_{i,k}}{\frac{b_{i,k+\frac{1}{2}} + b_{i,k-\frac{1}{2}}}{h_y^2} + \frac{\rho c M_2}{h_y} (a_{i,k+\frac{1}{2}} - a_{i,k-\frac{1}{2}})} \right\}, \quad (1.132)$$

$$h_x \leq \min_{i,k} \frac{2b_{i+\frac{1}{2},k}}{\rho c a_{i+\frac{1}{2},k} M_1}; \quad h_y \leq \min_{i,k} \frac{2b_{i,k+\frac{1}{2}}}{\rho c a_{i,k+\frac{1}{2}} M_2}. \quad (1.133)$$

Здесь введены обозначения: $\beta_{i,k}$, $\gamma_{i,k}$ — разностные аппроксимации коэффициентов при производных по времени в уравнениях (1.115),

Таблица 5. Сопоставление численных решений, полученных на постоянной пространственной сетке при различных временных шагах

Координата, км	Момент времени $t = 10$ лет			Момент времени $t = 5$ лет		
	Численные решения при временных шагах		Аналитическое решение	Численные решения при временных шагах		Аналитическое решение
	0,5 сут	5 сут		0,5 сут	5 сут	
0	100	100	100	100	100	100
1	71,838	71,826	97,045	62,254	62,270	95,829
2	57,791	57,774	94,094	43,460	43,474	91,663
3	50,820	50,800	91,152	34,182	34,191	87,522
4	47,304	47,373	88,222	29,681	29,685	83,416
5	45,746	45,724	85,308	27,577	27,577	79,354
6	44,987	44,965	82,414	26,676	26,674	75,348
7	44,675	44,653	79,546	26,376	26,374	71,407
8	44,586	44,546	76,701	26,378	26,375	67,541
9	44,608	44,585	73,889	26,529	26,525	63,758
10	44,685	44,668	71,112	26,753	26,750	60,068
11	44,789	44,767	68,373	27,013	27,010	56,477
12	44,907	44,885	65,674	27,289	27,286	52,993
13	45,031	45,009	63,020	27,571	27,568	49,622
14	45,158	45,135	60,413	27,854	27,852	46,368
15	45,285	45,262	57,856	28,137	28,136	43,237
16	45,412	45,390	55,350	28,419	28,417	40,232
17	45,539	45,517	52,899	28,697	28,696	37,356
18	45,666	45,643	50,505	28,973	28,973	34,611
19	45,791	45,768	48,169	29,247	29,246	31,998
20	45,916	45,893	45,893	29,517	29,517	29,517

(1.118) соответственно; $a_{i,k+\frac{1}{2}}$, $b_{i+\frac{1}{2},k}$ — разностные аппроксимации коэффициентов T в (1.115) и λm в (1.118); M_1 , M_2 — максимальные по абсолютной величине значения градиентов напоров в направлении осей Ox и Oy .

Отметим, что ограничения (1.133) на пространственные шаги вызваны только наличием конвективных членов в уравнении (1.118) и существенны при больших скоростях фильтрации. Ограничения (1.132) гарантируют устойчивость конечно-разностной схемы, но

не являются необходимыми. Проведенные расчеты показали, что по мере приближения процесса к стационарному, счет может быть устойчивым и при временном шаге, не удовлетворяющем ограничению (1.132). При прогнозе на длительный период времени целесообразно выбирать очень малый по времени начальный шаг, так как точность решения при этом существенно не повышается, а время счета увеличивается значительно, особенно при большом количестве узлов в расчетной области.

Результаты численного решения одномерной тепловой задачи на периоды времени 5 и 10 лет с шагами по времени $\tau = 0,5$ сут и $\tau = 5$ сут приведены в табл. 5.

Решение задачи получено с помощью программы (Лялько, 1974) в области $0 < x < 20$ км, $0 < y < 4$ км при условиях $U = 100$ град при $x = 0$

$$\frac{\partial U}{\partial y} \Big|_{y=0} = \frac{\partial U}{\partial y} \Big|_{y=4} = 0.$$

На правой границе $x = 20$ км значение функции вычислялось в каждый момент времени по формуле (1.29) при следующих значениях параметров: $U_0 = 0$; $U_1 = 100$ град; $\lambda = 10^5$ км/м² сут · град; $w = 0$; $v = 0$; $\alpha = 0$; $h_x = h_y = 1$ км.

Таким образом, результаты решения тестовых задач позволяют сделать выводы об удовлетворительной (при определенном выборе сетки) точности численного решения, полученного с помощью данной программы. Уменьшение погрешности с течением времени (при фиксированной пространственной сетке), видимо, связано с замедлением изменения процесса по мере приближения к стационарному состоянию.

Условия устойчивости для явно-неявной схемы ограничивают выбор шага по времени, поэтому предпочтительнее использовать локально-одномерные неявные схемы А. А. Самарского, которые являются безусловно устойчивыми.

В дальнейшем представляет интерес исследование вопросов выбора оптимальных параметров сетки в зависимости от допустимой для данной задачи величины погрешности на прогнозируемый момент времени.

МАССОПЕРЕНОС В ЗЕМНОЙ КОРЕ

В понятие массопереноса применительно к геолого-гидрогеологическим задачам входят вопросы, связанные с гетерогенными процессами геохимической миграции, т. е. с перемещением вещества в природных водонапорных системах путем молекулярно-конвективной диффузии с фазовыми переходами в системе вода — порода, осуществляемыми в результате сорбции, ионного обмена, химических реакций, а также процессов кристаллизации — растворения.

Работы по теоретической гидрогеохимии связаны с именами В. И. Вернадского, А. Е. Ферсмана, В. М. Гольдшмидта, А. П. Виноградова, Д. С. Коржинского, С. С. Смирнова, О. А. Алекина, В. П. Посохова и многих других.

Обзор работ по динамике геохимических процессов и современное состояние теории и методов расчета подземного массопереноса приводятся в «Трудах I семинара по кинетике и динамике геохимических процессов» (кн.: «Кинетика и динамика геохимических процессов», 1971) и в книгах «Динамика эндогенного рудообразования» (Голубев, Шаратов, 1974), «Развитие исследований по теории фильтрации в СССР» (1969).

Схематизировано процессы массопереноса в водонапорной системе рассматриваются как происходящие плановые (двумерные) в водоносных пластах и одномерные (по вертикальной оси) — в слабопроницаемых пластах (Веригин, 1953; Шестаков, 1963; Бочев, Орадовская, 1966; Смирнов, 1971 и др.).

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ДИНАМИЧЕСКИХ И КИНЕТИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ МАССОПЕРЕНОСА

Подземные воды, являясь природными растворами, при их взаимодействии с породами выполняют три основные геохимические функции: мобилизацию элементов, их транспортировку и концентрацию. В результате этого, с одной стороны, происходит изменение

пород или образование новых, с другой — преобразование химического состава вод.

В основе сложнейших природных гидрогеохимических процессов лежат физико-химические процессы, происходящие в системе вода — порода: гидратация, растворение, гидролиз, диффузия, сорбция, ионный обмен, кристаллизация, различные химические реакции и др. В реальных условиях эти элементарные процессы взаимосвязаны, взаимопроникаемы, они являются отдельными звеньями единой системы взаимодействия вода — порода.

ОСНОВНЫЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ В СИСТЕМЕ ВОДА — ПОРОДА

Г и д р а т а ц и я. При растворении твердых веществ в жидкости частицы растворенного вещества сольватируются, т. е. взаимодействуют с некоторым количеством молекул растворителя. Если растворителем является вода, то процесс называется гидратация, а частицы — гидратированными. Степень гидратации (при прочих равных условиях) зависит от природы растворенного иона.

О. Я. Самойлов и Д. С. Соколов (1957) рассматривают явление гидратации как воздействие ионов на тепловое и прежде всего на трансляционное движение (активированные скачки) ближайших к ним молекул воды раствора. Различные ионы оказывают различное влияние на интенсивность трансляционного движения молекул воды, разделяясь на две категории: ионы, ослабляющие это движение, — большинство катионов, анионы HCO_3^- , CO_3^{2-} и ионы, усиливающие движение («отрицательная гидратация» — по Самойлову), — большинство анионов, избыточный протон H^+ и некоторые катионы.

При достаточно большой энергии гидратации по сравнению с энергией кристаллической решетки твердого вещества происходит растворение последнего, т. е. перераспределение его частиц между частицами растворителя.

Р а с т в о р е н и е. Движущей силой процесса растворения является различие величин химических потенциалов компонента в твердом состоянии и растворе.

Процесс растворения твердого вещества, погруженного в воду, состоит из разрушения кристаллической решетки твердого тела и перехода его частиц в раствор, массопереноса растворенных частиц через пограничный слой, примыкающий к поверхности твердой фазы, в объем растворителя.

Первая стадия процесса может рассматриваться как химическая реакция. Массоперенос растворенных частиц осуществляется путем молекулярной и конвективной диффузий.

Диффузионный пограничный слой представляется как область наиболее быстрого изменения концентрации растворенного вещества, прилегающая к поверхности твердой фазы, находящейся в потоке жидкости (Левич, 1959). В первом приближении закон изменения концентрации в пограничном слое считается линейным.

У поверхности твердой фазы обычно (для диффузионно-растворяющихся веществ) устанавливается концентрация, отвечающая насыщению, уменьшающаяся по мере удаления от поверхности до концентрации в массе раствора.

Величина диффузионного пограничного слоя приближенно определяется уравнением (Левич, 1959)

$$\delta = D^{1/3} \nu^{1/6} \sqrt{\frac{x}{v_0}}. \quad (2.1)$$

Из уравнения (2.1) видно, что толщина пограничного слоя уменьшается при увеличении скорости движения жидкости v_0 , растет пропорционально квадратному корню из расстояния от точки набегающего потока жидкости на тело, а также зависит от вязкости жидкости ν и коэффициента диффузии частиц в растворе D . Диффузионный пограничный слой не имеет четко выраженной границы. Толщина пограничного слоя зависит от природы диффузионного вещества. Каждому веществу с данным значением коэффициента диффузии отвечает свой пограничный слой, а при одновременной диффузии нескольких веществ существует несколько пограничных слоев.

Диффузионный пограничный слой аналогичен прандтлевскому, рассматриваемому в гидродинамике, и размер его определяется по формуле (Левич, 1959).

$$\delta_0 = 5,2 \sqrt{\frac{\nu x}{v_0}}. \quad (2.2)$$

Выделение прандтлевского пограничного слоя обусловлено возрастанием роли вязкости жидкости у поверхности твердой фазы по сравнению с основным объемом течения, выделение диффузионного слоя обусловлено возрастанием роли молекулярной диффузии.

Так как коэффициент диффузии D численно меньше кинематической вязкости примерно в 1000 раз, то по уравнениям (2.1) и (2.2) толщина диффузионного пограничного слоя должна быть значительно меньше толщины прандтлевского пограничного слоя.

Согласно диффузионно-кинетической теории растворения (Франк-Каменецкий, 1947; Здановский, 1956) кинетика процесса растворения описывается уравнением

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \gamma (C_n - C) s, \quad (2.3)$$

где $\frac{\partial C}{\partial t}$ — скорость изменения концентрации растворенного вещества в объеме раствора; γ — константа скорости растворения; C_n — концентрация насыщения; C — концентрация в объеме раствора; s — удельная площадь поверхности растворяемой твердой фазы.

Константа скорости растворения определяется уравнением

$$\gamma = \frac{1}{K} + \frac{1}{\beta}, \quad (2.4)$$

где K — константа скорости межфазового перехода; β — константа скорости диффузии.

Из этого уравнения видно, что существуют три типа растворения, характеризующиеся соотношением K и β : $K \gg \beta$, скорость растворения полностью определяется скоростью диффузии; $\beta \gg K$, скорость растворения полностью определяется скоростью межфазового перехода; $K \approx \beta$, скорость процесса определяется скоростями межфазового перехода и диффузии.

Процесс растворения твердого вещества в жидкости идет до установления динамического равновесия — состояния, когда скорость перехода частиц твердого вещества в раствор равна скорости перехода частиц из раствора на поверхность твердого вещества. Раствор, равновесный с растворяемым твердым веществом, является насыщенным при данных термодинамических условиях.

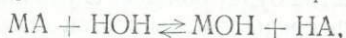
Способность твердого вещества к растворению зависит от состава и структуры поверхности твердой фазы (разные кристаллические модификации одного и того же вещества имеют различную растворимость), состава и структуры самих растворов, температуры, давления и других факторов, совместное проявление которых и определяет величину растворимости вещества в жидкости при данных термодинамических условиях (Самойлов, 1957).

Г и д р о л и з. Процессы обменного разложения веществ с водой объединяют под общим названием гидролиза. При этом наблюдается смещение равновесия диссоциации воды:



вследствие связывания одного или обоих ионов воды ионами растворенного вещества с образованием малодиссоциированных или труднорастворимых соединений.

Общую схему гидролиза солей можно выразить схемой



где M — катион, A — анион.

Степень гидролиза соли — отношение числа гидролизованных молекул к общему числу растворенных — зависит от химической природы составляющих данную соль ионов. Из-за обратимости гидролиза направление смещения равновесия зависит от степени диссоциации продуктов реакции по отношению к степени диссоциации воды. Например, при гидролизе соли, образованной сильной кислотой и сильным основанием (например, галит — NaCl), процесс практически не происходит, так как реакция смещена влево вследствие наличия в растворе лишь одного малодиссоциированного вещества — воды. Наиболее сильно равновесие смещается вправо, если получающиеся соединения труднорастворимы. Реакция растворов гидролизованных солей зависит от относительной силы кислоты и основания, образовавших соль. Соли слабого основания и сильной кислоты дают при гидролизе кислую среду. Соли

сильного основания и слабой кислоты (что чаще наблюдается среди минералов) дают при гидролизе щелочную среду.

Д и ф ф у з и я. Это процесс проникновения частиц одного вещества в среду другого, который обусловлен тепловым движением молекул, атомов и ионов. Диффузии частиц в системе, состоящей из одного вещества, называется самодиффузией. Посредством диффузии система стремится выравнять концентрации веществ во всех точках системы и перейти в состояние термодинамического равновесия. Таким образом, диффузия является самопроизвольным и необратимым процессом.

Процесс диффузии описывается уравнением

$$q = -D \frac{\partial C}{\partial x}. \quad (2.5)$$

Здесь q — диффузионный поток; D — коэффициент диффузии.

Коэффициент диффузии численно равен количеству вещества, диффундирующего в единицу времени через единицу поверхности, перпендикулярной к направлению диффузии, при градиенте концентрации, равном единице. Следовательно, коэффициент диффузии является удельной скоростью диффузии.

Порядки величин коэффициента диффузии для разных агрегатных состояний вещества следующие: для газов при нормальных условиях — $0,1$ — $1 \text{ см}^2/\text{с}$, для жидкостей — $1 \text{ см}^2/\text{сут}$, для твердых тел — от 1 см^2 в год до 1 см^2 в 100 лет.

Коэффициент диффузии зависит от массы и размеров молекул веществ, участвующих в процессе диффузии, от температуры и давления. Чем больше масса (или молекулярный вес) и размер молекул как вещества, в среде которого происходит диффузия, так и диффундирующего вещества, тем меньше коэффициент диффузии последнего. С повышением температуры растет средняя скорость теплового движения молекул, а следовательно, и коэффициент диффузии данного вещества будет больше. С увеличением давления увеличивается вязкость среды, уменьшаются скорость и коэффициент диффузии.

В гетерогенных системах, например в системе вода — порода, диффузия может происходить как из объема раствора к поверхности твердого вещества (или наоборот) — так называемая внешняя диффузия, так и в твердом веществе — так называемая внутренняя диффузия. Диффузия растворенных в воде частиц вещества к поверхности твердого тела — породы сопровождается процессами взаимодействия: сорбцией, химическими реакциями и ионным обменом.

С о р б ц и я. Сорбционными процессами являются процессы поглощения частиц газообразных или жидких веществ твердыми телами или жидкостями. Различают абсорбцию и адсорбцию. Под абсорбцией понимают процесс поглощения вещества всем объемом твердого тела, адсорбция — это процесс концентрирования какого-либо компонента из объема фазы на поверхность раздела фаз. В зависимости от характера взаимодействия между частицами адсорбируемого вещества (адсорбата) и частицами вещества, на поверх-

ности которого происходит адсорбция (адсорбента), различают несколько видов адсорбции.

Физическая адсорбция (или просто адсорбция) обусловлена силами молекулярного притяжения адсорбата (ван-дер-ваальсовские силы). Это сравнительно слабые силы, быстро уменьшающиеся с увеличением расстояния между молекулами адсорбента и адсорбата, уравниваются силами отталкивания, резко возрастающими при сближении молекул. Для процессов адсорбции характерно тесное сближение частиц адсорбата с частицами, находящимися на поверхности адсорбента, что аналогично процессам взаимодействия в конденсированных средах, где расстояния между частицами также очень малы. Вместе с процессом адсорбции протекает противоположный процесс — десорбция, вызванный стремлением частиц вещества к равномерному распределению вследствие теплового движения. В результате устанавливается динамическое адсорбционное равновесие между количеством адсорбируемых и десорбируемых в единицу времени частиц. Физическая адсорбция уменьшается с повышением температуры и увеличивается с повышением давления и концентрации частиц адсорбата. Адсорбция тем больше, чем больше поверхность раздела фаз.

Активированная адсорбция обуславливается проявлением действия сил химической связи. Часто возникают водородные связи между молекулой адсорбата и ионами (или группами) на поверхности адсорбента. Например, при адсорбции молекул воды на силикагеле образуются молекулярные комплексы с водородной связью. Характерным признаком этого вида адсорбции является увеличение количества адсорбируемого вещества с повышением температуры, что указывает на существование энергии активации в процессе адсорбции.

Химическая адсорбция (или хемосорбция) — процесс, проявляющийся в протекании химической реакции между частицами адсорбата и частицами поверхности адсорбента. Кристаллическая решетка адсорбента разрушается, и образуются новые поверхностные соединения. Хемосорбция — необратимый процесс, который может с поверхности распространяться на весь объем адсорбента.

Важнейшей количественной характеристикой адсорбционного равновесия является изотерма адсорбции, которая связывает зависимость количества адсорбированного вещества и равновесное давление или концентрацию раствора при постоянной температуре.

Адсорбция концентрированных растворов в большинстве случаев подчиняется изотерме адсорбции Лэнгмюра

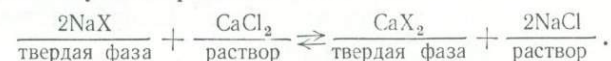
$$N = \frac{aC}{1 + bC}, \quad (2.6)$$

где N — количество адсорбированного вещества; C — концентрация раствора; a , b — постоянные.

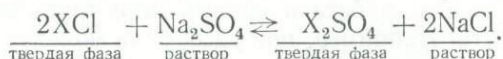
Для малых концентраций адсорбция подчиняется изотерме Генри $N = KC$, где K — константа адсорбционного равновесия.

Большое влияние на сорбционные процессы оказывают структура поверхности твердого тела и природа растворителя.

Ионный обмен. Процесс обмена ионов между адсорбентом и раствором называется ионным обменом. Ионный обмен происходит с участием ионитов — твердых веществ, способных поглощать из раствора электролита положительные или отрицательные ионы в обмен на эквивалентные количества других ионов, имеющих заряд того же знака (Гельферих, 1962). Способность ионита к ионному обмену определяется его строением. Схематически его можно представить в виде связанного валентными силами или силами кристаллической решетки каркаса. Последний обладает положительным или отрицательным зарядом, который компенсируется зарядом подвижных внутри каркаса ионов (так называемых противоионов). При помещении ионита в раствор электролита противоионы могут быть заменены ионами из раствора с зарядом того же знака. По знаку заряда противоионов различают катиониты (положительный заряд) и аниониты (отрицательный заряд). Примером катионного обмена может служить реакция



Примером анионного обмена может служить реакция



Существуют также иониты, способные одновременно осуществлять катионный и анионный обмен (так называемые аморфные иониты).

Различие между ионным обменом и адсорбцией заключается в том, что ионный обмен представляет собой стехиометрическое замещение (в отличие от адсорбции). Однако на практике часто трудно провести между ними четкую грань, так как ионный обмен почти всегда сопровождается адсорбцией.

Каждый ионит характеризуется обменной емкостью — величиной, определяемой плотностью заряда каркаса и не зависящей от природы противоионов (Гельферих, 1962).

Ионный обмен — обратимый процесс, подчиняющийся закону действия масс, константа равновесия которого слабо зависит от температуры. Интересным свойством ионного обмена, имеющим большое значение для гидрогеохимических процессов, является селективность, т. е. преимущественное поглощение ионитом противоионов одного сорта по сравнению с другими противоионами.

Таким образом, были рассмотрены основные физико-химические процессы, происходящие в системе водный раствор — порода. Различные сочетания их в зависимости от термодинамической обстановки, состава взаимодействующих систем, гидродинамических условий и других факторов обуславливают физико-химический механизм природных гидрогеохимических процессов.

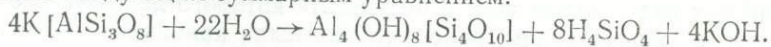
Процессы химического выветривания

По определению И. И. Гинзбурга (1957), выветривание представляет собой процесс приспособления коренных горных пород к термодинамическим и физико-химическим условиям земной поверхности, а также действию биогенных факторов. Химическое выветривание пород происходит в результате действия многочисленных процессов; среди тех, которые протекают с участием воды, можно выделить такие наиболее эффективные, как гидролиз, растворение, окисление, гидратация, комплексообразование, ионный обмен, карбонатизация, коллоидные процессы и диализ. Выветривание является самопроизвольным процессом, направленным к уменьшению свободной энергии системы. В результате процессов выветривания происходит преобразование минералов в наиболее устойчивые в поверхностных условиях соединения, раствор обогащается растворимыми веществами.

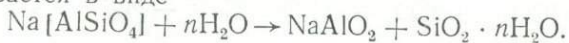
Конечные продукты химического выветривания силикатов могут быть различными и зависят от большого количества факторов: рН среды, температуры, состава и концентрации природных растворов, наличия растворенных газов (особенно углекислоты и кислорода) и многих других факторов (т. е. климата района, количества осадков, растительности и т. п.). Например, конечным продуктом выветривания щелочных полевых шпатов в условиях умеренного климата будут различные глины и каолины, а в условиях тропического климата — латериты.

Г и д р о л и з. В процессах выветривания гидролиз осуществляется в реакции между ионами H^+ и OH^- воды и элементами породы. Наиболее характерным процессом гидролиза в земной коре является гидролиз силикатов как основной массы породообразующих минералов.

Гидролиз полевых шпатов (на примере ортоклаза) можно представить следующим суммарным уравнением:



Нефелин выветривается по сложной схеме, его гидролиз упрощенно записывается в виде



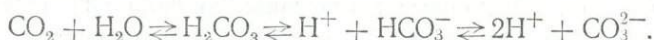
Процессы массопереноса при гидролизе силикатных пород протекают весьма медленно, видимые результаты их деятельности накапливаются в течение геологического времени. Ионы H^+ воды связываются в труднорастворимые алюмосиликаты, которые могут рассматриваться как слабые кислоты, а гидроксил-ионы вместе с катионами попадали в океан, вызывая увеличение его щелочности (Келлер, 1963).

Р а с т в о р е н и е. Растворение является одним из механизмов химического выветривания. В природе не существует абсолютно

нерастворимых веществ. Даже такие труднорастворимые природные соединения, как алюмосиликаты, в процессе выветривания выделяют в раствор Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} . Растворение пород в воде, а также растворение в воде труднорастворимых соединений, входящих в состав почв и пород, выщелачивание являются основными процессами, формирующими состав природных вод (Посохов, 1966). В зависимости от состава природных вод и растворяющихся пород могут происходить либо простой переход ионов из твердой фазы в жидкую (например, растворение галита NaCl в воде), либо процесс растворения сопровождается химическими реакциями с образованием новых малодиссоциированных или труднорастворимых соединений (например, растворение карбоната кальция). Оба явления одинаково распространены в природных условиях.

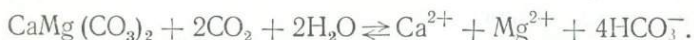
В щелочных растворах кальцит может растворяться совершенно иным образом, чем в кислых. В зоне выветривания широко распространены органические соединения: гумус, аминокислоты и др., являющиеся активными комплексообразователями. Ион Ca^{2+} связывается в прочные (обычно кольцевой структуры) комплексы и таким образом происходит его извлечение из кальцита. Этот процесс не сопровождается выделением углекислого газа, как при действии кислот на CaCO_3 (Келлер, 1963).

К а р б о н а т и з а ц и я. Процесс взаимодействия ионов CO_3^{2-} и HCO_3^- с породами называется карбонатизацией. Обычно путем карбонатизации выветриваются породы, содержащие Ca , Mg , Fe . Этот процесс протекает при активном участии угольной кислоты, образующейся в результате взаимодействия CO_2 с водой по схеме

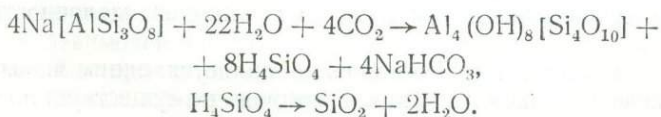


Основным источником CO_2 в природных водах являются биохимические процессы, далее следуют глубинные источники CO_2 , а также окисление колчеданов (Алекин, 1970; Посохов, 1966).

Примером карбонатизации может служить взаимодействие углекислых вод с доломитом, в результате которого доломит растворяется с образованием гидрокарбонатных кальциево-магниевых вод:



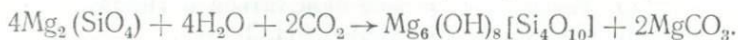
У г л е к и с л о т н о е в ы в е т р и в а н и е. При взаимодействии растворенной углекислоты с породообразующими силикатами происходит процесс углекислотного выветривания. Углекислотное выветривание полевых шпатов можно изобразить следующим уравнением (на примере альбита):



В результате этого процесса альбит превращается в каолинит, образуется гель SiO_2 и формируется гидрокарбонатный натриевый состав вод.

Биотит при углекислотном выветривании разлагается на глинистый минерал, бикарбонаты калия и магния, лимонит и кремнезем.

К процессам гидролитического разложения железисто-магнезиальных силикатов с участием растворенной углекислоты можно отнести также серпентинизацию, которая протекает не только в зоне гипергенеза, но и в более глубоких зонах под действием углекислых вод глубинного происхождения. Процесс серпентинизации особенно характерен для оливина (Лазаренко, 1971)



Гидратация. Это явление в гидрогеохимических процессах представляет собой включение воды в структуру породы или минерала. Термин не эквивалентен соответствующему физико-химическому термину, а отвечает его частной разновидности — так называемой гидратации с образованием твердых гидратов (Хомутов, 1961).

Вода в структуру минералов входит или в виде координационно связанных молекул (кристаллизационная вода), или в виде молекул, не принимающих непосредственного участия в структуре минерала (цеолитная вода).

Гидратация часто сопутствует гидролизу, карбонатизации, окислительно-восстановительным процессам. При гидратации минералы часто увеличивают свой объем. Например, при образовании гипса из ангидрита $\text{CaSO}_4 + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ объем увеличивается приблизительно на 30%, еще большим объемным эффектом (до 20—30 см³/моль H_2O) сопровождаются реакции цеолитизации. В литературе отмечается, что объемный эффект гидратации может быть или близким к нулю, или отрицательным (Зверев, 1974).

В земной коре широко развиты процессы гидратации, например: образование лимонита из гематита



образование манганита из браунита



Процесс гидратации — дегидратации обычно обратимый, причем повышение температуры сдвигает равновесие влево. Дегидратация кристаллогидратов требует больших энергетических затрат, чем выделение цеолитной воды, и сопровождается, в отличие от цеолитов, изменением структуры кристаллической решетки.

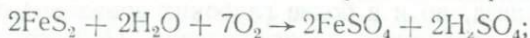
Окислительно-восстановительные реакции. Эти реакции происходят тогда, когда одни из атомов или ионов вещества теряют электроны (окисление), а другие присоединяют их (восстановление). Окисление в процессе выветривания обычно

осуществляется при воздействии свободного кислорода на выветривающееся вещество (в роли окислителей могут выступать и другие вещества).

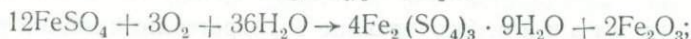
Рассмотрим окислительно-восстановительные реакции на примере окисления сульфидов железа (по Смирнову, 1955 и Келлеру, 1963).

При окислении FeS_2 и в результате сопутствующих процессов происходят следующие реакции:

1) одновременного окисления и гидратации марказита



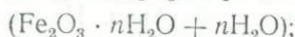
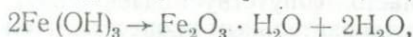
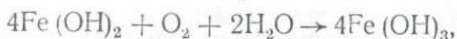
2) присоединения воды к FeSO_4 с образованием мелантерита $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. Мелантерит может окисляться и гидратироваться с образованием кокимбита $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$:



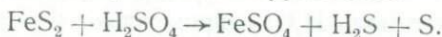
3) гидролиза FeSO_4 с образованием серной кислоты и геля гидроокиси железа



4) окисления гидроокиси железа до гидроокиси $\text{Fe}(\text{OH})_3$, которая теряет воду и переходит в лимонит (гидроокись железа неустойчива в окислительной обстановке, так как двухвалентное железо — сильный восстановитель)



5) серной кислоты с марказитом по уравнению

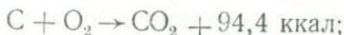
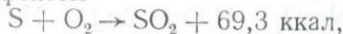


В результате этой реакции выделяется сероводород и молекулярная сера (которая может далее окисляться до SO_2);

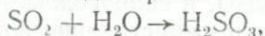
6) частичного окисления сероводорода с образованием серы



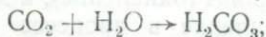
7) интенсивного окисления серы и угля, проходящего с большим экзотермическим эффектом



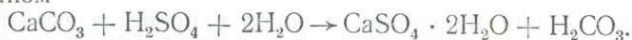
8) растворения двуокиси серы в воде с образованием сернистой кислоты, которая окисляется до серной



9) образования угольной кислоты из двуокиси углерода и воды



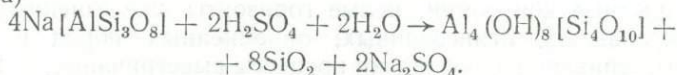
10) образования гипса при взаимодействии серной кислоты с известняком



Этот процесс сопровождается формированием сульфатных кальциевых вод;

11) сернокислых растворов с глинами и железосодержащими минералами с образованием алуниита (Na, K) Al₃(OH)₆ [SO₄]₂ и ярозита KFe₃(OH)₆ [SO₄]₂;

12) сернокислотного выветривания полевых шпатов (например, альбита)



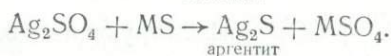
Альбит превращается в каолинит и образуются воды сульфатно-натриевого состава. Глубина сернокислотного выветривания определяется глубиной проникновения кислорода и продуктов сернокислотного выветривания. Она может достигать 600—1000 м.

В зонах окисления сульфидов других металлов (например, Cu, Zn и др.) образование сульфатов можно выразить следующей схемой:

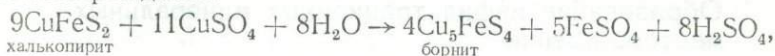


где M — двухвалентный катион.

В дальнейшем при просачивании сульфатных растворов из зоны окисления в зону первичных сульфидных руд образуются вторичные сульфиды:



Приведем некоторые другие реакции зоны окисления сульфидных месторождений:



Многие из реакций, протекающих в зоне окисления сульфидных месторождений, сопровождаются интенсивным выделением тепла, что можно использовать как поисковый признак при геотермической съемке.

Ионно-обменные реакции. В природных водах широкое распространение имеют ионно-обменные реакции с омываемыми породами.

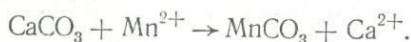
Для примера приведем типичную ионно-обменную реакцию, ведущую к образованию гидрокарбонатно-натриевых (содовых) вод:



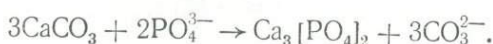
где П — почва или порода.

Сидерит (или сферосидерит) образует в карбонатных породах гнезда и пластообразные тела размером от нескольких сантиметров до метра.

Образование родохрозита



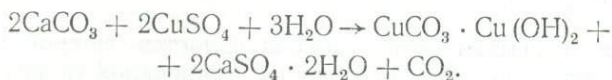
Фосфориты формируются в результате выветривания фосфатизированных пород. Ион PO_4^{3-} легко вымывается водами, содержащими гумусовые кислоты, а затем откладывается в виде фосфата кальция в известняках:



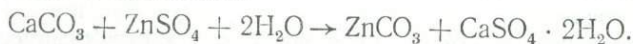
К этому же типу относятся месторождения вторичного сульфидного обогащения.

Приведем еще примеры реакций типа инфильтрационного метасоматоза, характерные для зоны окисления сульфидных месторождений.

Образование малахита



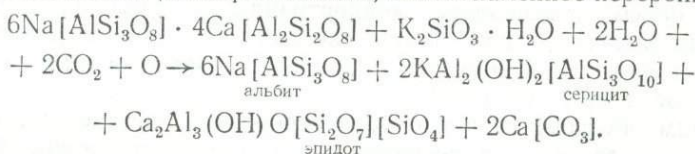
Образование смитсонита



Подобным путем образуются месторождения карнотита $\text{K}_2[(\text{UO}_2)_2\text{V}_2\text{O}_8] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, расколита $\text{KV}_2(\text{OH})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$, патронита $\text{V}(\text{Sr})_2$, барита $\text{Ba}[\text{SO}_4]$ и др. (Лазаренко, 1971).

Некоторые гидрогеохимические реакции, характерные для гидротермальных процессов и процессов метаморфизма.

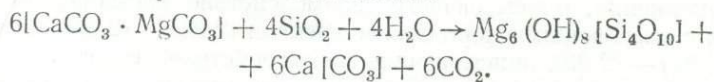
Альбитизация (деанортитизация, зеленокаменное перерождение)



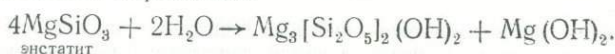
Серпентинизация



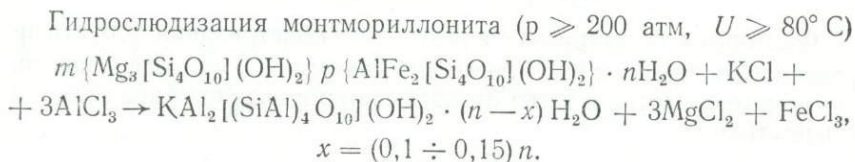
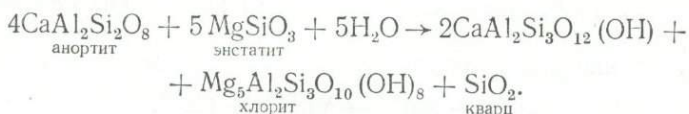
В доломитизированных известняках



Отальхование пироксенов



Хлоритизация



Этой реакцией, в частности, может быть описан процесс формирования вод пониженной минерализации в зоне весьма замедленного водообмена.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДИНАМИКИ И КИНЕТИКИ МАССОПЕРЕНОСА В ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ

Система подземная вода — порода является гетерогенной. Вещество в такой системе переносится конвекцией и диффузией в жидкой фазе, а также молекулярным взаимодействием на контакте между фазами*.

До настоящего времени почти во всех гидрогеохимических исследованиях система подземная вода — порода рассматривалась как термодинамически равновесная с использованием методов классической термодинамики. Система подземная вода — порода является термодинамически неравновесной системой, в которой протекают следующие, необратимые процессы: диффузия, тепловыделение, химические реакции. В такой системе параметры (давление, объем, температура, концентрация) и термодинамические функции зависят от координат и времени и характеризуют состояние системы в любой момент, т. е. динамику протекающих процессов (Гинзбург и др., 1971).

Таким образом, изучение массопереноса в системе природная вода — порода требует решения задач динамики геохимических процессов, заключающихся в определении функции распределения вещества в пространстве и во времени (Голубев, 1970). Эта цель может быть достигнута решением системы уравнений, состоящей из уравнения материального баланса (2.15), (2.30) движущегося вещества и уравнения, описывающего взаимодействие растворенного вещества с вмещающими породами во времени (2.31) — (2.35). Уравнения (2.31) — (2.35), описывающие взаимодействие вещества с вмещающими породами, являются уравнениями кинетики соответствующим

* Процессы биогеохимического переноса вещества в данной работе не рассматриваются, так как их изучение является самостоятельной проблемой.

шего физико-химического процесса (Лялько, 1974). Это обуславливает важность рассмотрения кинетики процессов, происходящих в системе вода — порода.

Задача химической кинетики — количественно связать непосредственные проявления химической реакции — направление химического процесса и его скорости — с теми факторами, от которых зависит химическая реакция (Дельмон, 1972).

Химическая кинетика включает следующие основные разделы: формальную кинетику — формально математическое описание скорости реакции без учета механизма самой реакции и теорию химической кинетики — учение о механизме химического воздействия.

Основные законы химической кинетики должны быть применимы независимо от характера реакций — гомогенных или гетерогенных, каталитических или некаталитических и т. д. (Киперман, 1964).

В процессах, протекающих в несколько стадий, скорость всего процесса в целом определяется наиболее медленной, так называемой лимитирующей стадией. Если последней является акт химического взаимодействия, а процессы переноса компонентов реакции не влияют на ее скорость, реакция протекает в кинетической области. В этом случае скорость процесса определяется кинетическими законами собственно химической стадии процесса. Если лимитируют процессы переноса вещества, то процесс протекает в диффузионной области. Может быть переходная область — когда скорость химического акта и скорость диффузии соизмеримы.

Химическая кинетика оперирует следующими основными понятиями и терминами.

Скорость реакции — величина, характеризующая изменение количества вещества (m) в единицу времени, отнесенная к единице объема (V) для гомогенных реакций или к единице поверхности (S) для гетерогенных

$$W = - \frac{\partial m}{\partial t} \cdot \frac{1}{V} = \frac{\partial C}{\partial t}, \quad (2.8a)$$

где C — концентрация исходного вещества или

$$W = - \frac{\partial m}{\partial t} \cdot \frac{1}{S}. \quad (2.8b)$$

Кинетическое уравнение — уравнение, выражающее в явной форме зависимость скорости реакции от концентраций реагирующих веществ

$$W = K C_1^{n_1} C_2^{n_2} \dots C_m^{n_m}. \quad (2.9)$$

Константа скорости K — коэффициент пропорциональности в кинетическом уравнении. При концентрациях реагирующих веществ, равных единице, константа скорости численно равна скорости реакции.

Размерность константы скорости зависит от вида кинетического уравнения, и сравнение численных значений констант скоростей разных реакций возможно лишь при одинаковом характере кинетически закономерностей реакций.

Показатели степени $n_1, n_2, n_3 \dots n_m$ в кинетическом уравнении (2.9) характеризуют порядок уравнения по данному компоненту. Алгебраическая сумма показателей степеней $n_1 + n_2 + \dots + n_m$ — составляет суммарный порядок реакции.

Молекулярность реакции соответствует общему числу молекул реагирующих веществ, участвующих одновременно в элементарном акте реакции. Она равна сумме минимальных стехиометрических коэффициентов уравнений реакции, выраженных целыми числами. В зависимости от стехиометрии различают моно-, би- и тримолекулярные реакции. Вероятность одновременной встречи большого количества частиц очень мала. Порядок и молекулярность реакции совпадают лишь для элементарных стадий процесса или элементарных реакций (одностадийных), идущих в соответствии с уравнением реакций. Как правило, даже у простых реакций порядок и молекулярность не совпадают. Это объясняется тем, что стехиометрическое уравнение не в состоянии отразить истинный механизм реакции, которая обычно протекает через ряд последовательных стадий (Захарьевский, 1963). Реакции могут быть нулевого, первого, второго, третьего, а также дробного порядка, тогда как молекулярность может выражаться только целым и положительным числом.

Кинетика гетерогенных процессов, к которым относятся процессы в системе вода — порода, отличается целым рядом особенностей. Это обусловлено тем, что химическое превращение в гетерогенных системах не может происходить во всем объеме системы, как в гомогенных процессах, а должно осуществляться в зоне контакта между фазами. Элементарная гетерогенная реакция между жидкой и твердой фазами включает не менее трех стадий: перенос вещества к поверхности из объема раствора; химический акт взаимодействия; перенос образовавшихся соединений в объем раствора. Природа актов взаимодействия на поверхности (адсорбция, десорбция, химические реакции) — химическая, остальные стадии — диффузионные (Киперман, 1964).

Общая скорость гетерогенного процесса зависит от скоростей химических актов на поверхности и скорости переноса вещества.

Область протекания процесса определяется как природой процесса, так и условиями его протекания: температурой, интенсивностью перемешивания и т. д. Одна и та же реакция в зависимости от условий ее проведения может протекать в различных областях. Так, повышение температуры способствует переходу процесса из кинетической в диффузионную область, а увеличение скорости потока раствора оказывает обратное влияние.

Наиболее существенными отличиями диффузионной области протекания процесса от кинетической являются (Захарьевский, 1963) малые величины энергии активации (в диффузионной области не

выше 7,5 ккал, в то время как в кинетической — не меньше 10 ккал); влияние перемешивания на скорость реакции в диффузионной области и отсутствие этого влияния в кинетической.

Так как макрокинетика реальных гидрогеохимических процессов во многих случаях определяется процессами переноса, особую важность при кинетическом изучении конкретных процессов приобретает изучение механизма процесса, выделение стадий, определение области протекания и лимитирующего звена процесса, скорость которого будет определять скорость всего процесса.

Известно большое количество экспериментальных работ по исследованию кинетики различных химических процессов, особенно в области гетерогенного катализа. В то же время таковых почти нет для исследования природных геохимических систем.

Наименее исследованным является вопрос определения констант скоростей гетерогенных геохимических процессов.

Методика полевых определений миграционных параметров пластов (коэффициента макродисперсии и эффективной пористости, учитывающей сорбционную емкость породы), заключающаяся в проведении нагнетаний — откачек индикаторных жидкостей в скважины с последующим расчетом зависимостей изменения концентрации индикатора во времени, приводится в ряде работ (Шестаков, 1963; Бочевер, Орадовская, 1966, 1969; Орадовская, 1969; Klinkenberg 1951; Aronovsky, Heller, 1957, и др.). Имеется краткий обзор (Голубев, Гарибянц, 1968; Гинзбург и др. 1971, Калинин, 1973) выполненных работ по динамике и кинетике геохимических процессов.

Экспериментальное исследование кинетики растворения кальцита проводилось рядом авторов (Гортиков, Пантелеева, 1937; Штернина, Флорова, 1952; Уэйл, 1960). Они изучали зависимость скорости процесса от различных факторов в условиях опыта. Е. Б. Штернина, Е. В. Фролова (1952) считают самой медленной стадией процесса растворения кальцита переход карбоната кальция в бикарбонат (критический разбор этого утверждения содержится в работе П. К. Уэйла). Исследования В. М. Гортикова, Л. И. Пантелеевой (1937), а также П. К. Уэйла (1960), который, расчленив процесс на отдельные стадии, при помощи оригинальной методики эксперимента изучал скорость каждой из них, показывают, что скорость растворения кальцита лимитируется процессами переноса. В. М. Гортиков, Л. И. Пантелеева (1937) изучали скорость растворения отдельных кристаллов кальцита, вращающихся в разбавленных растворах различных кислот. По их данным, скорость растворения кальцита зависит от рН, причем при одинаковом рН растворов различных кислот скорость растворения в слабых (менее диссоциированных) кислотах больше. С увеличением скорости вращения кристалла скорость растворения возрастала линейно. При растворении в воде, содержащей углекислоту, скорость асимптотически приближалась к величине 10^{-6} г/см³ · с. Авторы указанной работы считают, что при больших скоростях движения раствора

лимитирующей стадией становится стадия растворения CO_2 в воде. Все эксперименты проводились при атмосферном давлении и температуре 20—25° С. В рассмотренных выше исследованиях численные величины кинетических параметров процесса не определялись. Вопросы экспериментального исследования кинетики метасоматического замещения кальцита церусситом рассматриваются в статье (Michels, Bisque, 1963). Интересные кинетические исследования по единой методике проведены (Ames, 1961) для систем кальцит — виверит, кальцит — стронцианит, гипс — барит, гипс — целестин.

В ряде работ (Ames, 1961; Glover, Sippel, 1962; Pasquali, Bisque, 1963) исследуется кинетика метасоматического замещения кальцита флюоритом при атмосферном давлении и температуре от 20 до 90° С, E. D. Glover, R. F. Sippel (1962) экспериментально изучали кинетику замещения при обработке поверхностей спайности ромбического кальцита 1—50% плавиковой кислотой. При этом происходит послойное замещение кальцита более плотным флюоритом, но с сохранением макроскопической формы первоначального кальцита. Скорость роста пленки флюорита и ее структура изучались с помощью электронной дифракции. По мнению авторов, лимитирующим процессом является диффузия ионов через растущую пленку флюорита, причем скорость периодически скачкообразно меняется в связи с периодическими разрывами пленки, достигающей толщины 1000—1500 Å (для разных концентраций плавиковой кислоты).

Экспериментальное изучение кинетики замещения кальцита в щелочных фторсодержащих растворах описано в статье (Ames, 1961). Растворы прокачивались через колонку, заполненную кальцитом. Получены данные о влиянии температуры, концентрации иона фтора, pH, свободной поверхности кальцита и скорости потока раствора на скорость замещения, которые представлены в виде графических зависимостей отношения $\frac{C}{C_0}$ от различных параметров системы (C — концентрация иона фтора на выходе из колонки; C_0 — концентрация иона фтора на входе). E. D. Glover, R. F. Sippel (1962) и L. L. Ames (1961) предполагают сходный механизм замещения. По их мнению, позиция ионов Ca^{2+} кристаллической решетки кальцита сохраняется неизменной (или почти неизменной) в процессе его превращения во флюорит. Замещение происходит благодаря диффузии анионов. J. Z. Pasquali, R. E. Bisque (1963), изучавшие эту реакцию в области кислых растворов и при более низких концентрациях иона F^- , чем L. L. Ames (1961), считают, что ион Ca^{2+} также выходит в раствор, где и образуются зародыши кристаллов флюорита. Исследовалась зависимость скорости замещения от различных параметров эксперимента (pH, концентрации иона фтора, поверхности кальцита, ионной силы раствора). R. M. Garrels, R. M. Dreuer (1952) рассматривают общий механизм замещения известняка при нормальных условиях, который включает растворение CaCO_3 , перемещение как катионов, так и анионов и образование нового минерала. Говоря о многочисленных физико-химиче-

ских факторах, определяющих скорость процесса метасоматического замещения известняка, в качестве основных авторы выделяют рН среды.

В немногочисленных экспериментальных работах по кинетике гидрогеохимических процессов нет единого методического подхода с позиций химической кинетики к количественному анализу закономерностей между видимой скоростью процесса и факторами, ее определяющими. В частности, зависимости между скоростью и концентрацией реагирующих веществ не выражаются кинетическими уравнениями, не определяются кинетические константы, без чего невозможно построить полную количественную динамическую модель конкретных гидрогеохимических процессов.

Количественные характеристики скоростей химических реакций существенно зависят от геометрических параметров системы, ее реакционной поверхности, скорости потока (для диффузионной кинетики) и т. д. и поэтому являются специфическими для данной экспериментальной системы.

Авторами настоящей работы было выполнено экспериментальное кинетическое исследование процесса флюоритизации кальцита — одного из характерных гидрогеохимических процессов.

Как показывают термодинамические (Щербань, 1968, Рыженко, 1965) и рассмотренные выше экспериментальные исследования, процесс замещения кальцита флюоритом может происходить в широком диапазоне термодинамических и физико-химических условий. Процесс обусловлен двумя предельными механизмами: ион кальция фиксирован в узлах кристаллической решетки кальцита, массоперенос осуществляется перемещением анионов; кристаллическая решетка кальцита разрушается, в растворе перемещаются как анионы, так и катионы, флюорит образуется из раствора.

Конкретный механизм замещения определяется многими факторами, но в первую очередь — рН раствора и концентрацией ионов фтора. В щелочных растворах (Ames, 1961) и кислых растворах с концентрацией иона фтора не ниже 10 г/л (Glover, Sippel, 1962) преобладает первый механизм, в нейтральных и кислых растворах с концентрацией иона фтора не выше 0,2 г/л — второй (Pasquali, Bisque, 1963). Аналогичный результат получен в наших экспериментах. Следовательно, можно сделать вывод: при уменьшении кислотности раствора и увеличении концентрации F^- преобладает первый механизм, при увеличении кислотности и уменьшении концентрации F^- — второй. Кинетика процесса флюоритизации изучалась с целью разработки динамической модели образования флюоритовой минерализации Подольского Приднестровья. В связи с этим процесс рассматривался в следующем интервале параметров: температура 20—25° С; давление атмосферное, рН — 2,0—6,8; концентрация ионов фтора 10 мг/л — 100 мг/л; скорость потока раствора 10^{-2} см/с — 10^{-3} см/с.

Исследуемый процесс достаточно сложен, так как ион фтора вступает во взаимодействие с карбонатной системой — самой

фторсодержащими растворами (при данных параметрах процесса) может быть представлена следующим образом: растворение кальцита; образование динамического концентрационного фронта пересыщенного раствора CaF_2 , который перемещается на расстояние, обусловленное величиной так называемого инкубационного периода (Jensen, 1937), когда скорость кристаллизации пренебрежимо мала; кристаллизация основного количества флюорита вследствие увеличения скорости кристаллизации.

Суммарная скорость исследуемого процесса флюоритизации кальцита состоит из скоростей элементарных стадий процесса, описанных выше уравнениями реакций; скоростей переноса различных ионов и соединений в растворе путем диффузии и конвекции.

Кинетику кристаллизации CaF_2 из пересыщенных растворов детально изучил А. Т. Jensen (1937), показав зависимость величины инкубационного периода (т. е. времени образования зародышей кристаллов) и скорости кристаллизации от степени пересыщения раствора. Следовательно, определяющую роль в кинетике флюоритизации кальцита играет в данных условиях скорость процесса растворения кальцита.

Для определения кинетической области протекания процесса нами была проведена серия экспериментов. Методика их заключалась в следующем. В четыре стакана помещались навески по 1,0 г CaCO_3 (фракция 0,1—0,2 мм), промытые горячей дистиллированной водой и высушенные. В каждый стакан было налито по 100 мл раствора NaF с концентрацией иона фтора 10 мг/л и рН 3,05. Перемешивание производилось магнитной мешалкой с различными скоростями. Для каждого опыта были построены кривые изменения рН во времени (рис. 22).

Явная зависимость скорости выхода процесса на равновесие от скорости перемешивания может служить доказательством того, что исследуемый процесс определяется переносом (Захарьевский, 1963).

Процесс флюоритизации кальцита представляет собой систему обратимых реакций и протекает в диффузионной области, когда скорость реакции не зависит от истинной ее кинетики и определяется тем, как далеко система удалена от состояния термодинамического равновесия (Франк-Каменецкий, 1947). Когда система находится в условиях, далеких от состояния равновесия, скорость процесса может быть выражена зависимостью

$$W = \beta C, \quad (2.10)$$

где β — константа скорости диффузии (в диффузионной области протекания процесса играет роль константы скорости реакции); C — концентрация.

Уравнение (2.10) аналогично уравнению скорости необратимой реакции первого порядка. Для описания распределения концентраций в растворе при фильтрации фторсодержащих растворов через колонку с кристаллами CaCO_3 используем решение уравнения (2.30) при краевых условиях (2.36), учитывая, что это решение справедливо

в нашем случае лишь тогда, когда система далека от состояния равновесия.

В результате выполненных опытов получены выходные кривые $pH = f(t)$ и $F = F(t)$ на фиксированных расстояниях по длине колонки (рис. 23).

Наблюдая изменение скорости растворения $CaCO_3$ от концентрации иона фтора и pH , мы видим четко выраженное увеличение скорости с уменьшением pH и не обнаруживаем зависимости скорости от концентрации иона фтора (кривая 2 — $[F^-] = 10$ мг/л, кривая 3 — $[F^-] = 105$ мг/л) (см. рис. 23).

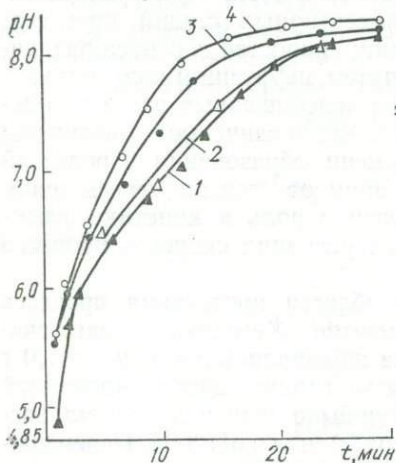


Рис. 22. Зависимость скорости выхода на равновесие процесса растворения кальцита во фторсодержащем растворе от скорости перемешивания. Кривые 1—4 соответствуют скоростям $v_1 < v_2 < v_3 < v_4$. Концентрация ионов фтора в исходном растворе 10 мг/л, $pH = 3,05$.

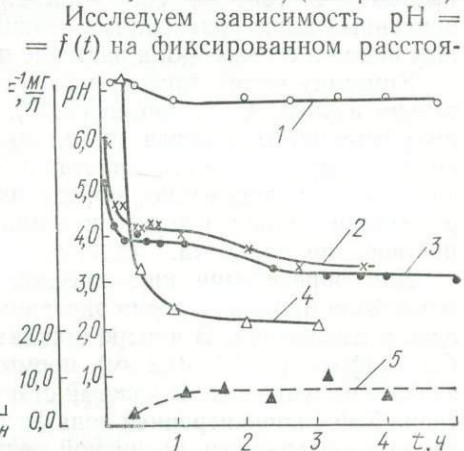


Рис. 23. Кривые изменения во времени pH (1—4) и концентрации иона фтора (5) в растворе на выходе из колонки при условиях на входе в колонку:

1 — $pH = 4$, $[F^-] = 10,0$ мг/л; 2 — $pH = 2,8$, $[F^-] = 10,0$ мг/л; 3 — $pH = 2,8$, $[F^-] = 105,0$ мг/л; 4 — $pH = 2,0$, $[F^-] = 10,0$ мг/л; кривая 5 показывает зависимость $[F^-]$ при $pH = 2,8$, $[F^-] = 10,0$ мг/л.

нии x по длине колонки (кривые 1—4, см. рис. 23). На кривых четко выделяются три разнохарактерных участка: резкое падение, переход в горизонтальный (или почти горизонтальный) участок и затем плавное понижение до pH исходного раствора. Участки резкого падения pH в самом начале фильтрации обусловлены тем, что раствор подается на сухой $CaCO_3$ и происходит растворение пылевидных частиц на поверхности кристаллов. Горизонтальный участок характеризует стационарную стадию процесса. Дальнейшее пологое падение кривой до pH исходного раствора показывает, что реакционная способность источников системы (кристаллов $CaCO_3$) начинает постепенно уменьшаться вследствие таких факторов, как уменьшение размеров кристаллов (и соответственно их реакционной поверхности), частичное экранирование поверхности кристаллов $CaCO_3$ выделяющимся при реакции газообразным CO_2 и пленкой образующегося

CaF₂. Выход кривой на величину, соответствующую рН исходного раствора, свидетельствует о прекращении реакции.

При расчете константы скорости реакции используем решение (2.38) для стационарной стадии процесса

$$\gamma_t = \frac{v}{x} \ln \frac{C_{0t}}{C}. \quad (2.11)$$

После подстановки численных величин в формулу (2.11) получим среднюю (по нескольким опытам) величину константы скорости процесса растворения кальцита во фторсодержащем растворе $\gamma = 1,1 \times 10^{-2} \text{ с}^{-1}$.

Константа скорости кристаллизации флюорита при $U = 18^\circ \text{ C}$ была рассчитана нами с использованием экспериментальных данных А. Т. Jensen (1937) по изучению удельной электропроводности растворов CaF₂ различной концентрации.

Предполагая линейную зависимость скорости кристаллизации относительно пересыщения, можно записать уравнение кинетики кристаллизации в виде

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -\gamma_k (C - C_n), \quad (2.12)$$

где C — концентрация CaF₂ в растворе; C_n — концентрация насыщенного раствора CaF₂.

Допустимость предположения о линейности уравнения кинетики кристаллизации CaF₂ подтверждается достаточным постоянством величины константы, рассчитанной по экспериментальным данным.

Интегрируя уравнение кинетики (2.12) и определяя константу интегрирования из условий $t = 0, C = C_0$, получим

$$\gamma_k = \frac{2,3}{t} \lg \frac{C_0 - C_n}{C - C_n}. \quad (2.13)$$

Известно, что для труднорастворимых солей удельная электропроводность в первом приближении пропорциональна концентрации соли в растворе. Поэтому можно записать

$$\gamma_k = \frac{2,3}{t} \lg \frac{x_0 - x_n}{x - x_n}, \quad (2.14)$$

где x — удельная электропроводность раствора CaF₂.

Расчет по экспериментальным данным (рис. 24) дает среднюю величину $\gamma = 3 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$.

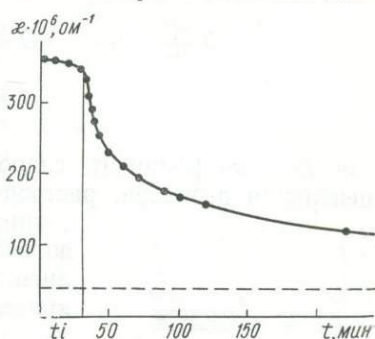


Рис. 24. Изменение удельной электропроводности пересыщенного раствора CaF₂ во времени при температуре 18° C; $C = 1,9 \cdot 10^{-3}$ моль/л (Jensen, 1937).

РАСЧЕТЫ ПРОЦЕССА МАССОПЕРЕНОСА
 В СЛОЖНЫХ ВОДОНАПОРНЫХ СИСТЕМАХ
 БАЛАНСОВЫЕ ОЦЕНКИ ПРОЦЕССОВ МАССОПЕРЕНОСА
 В ВОДОНАПОРНЫХ СИСТЕМАХ

Процесс массопереноса, происходящий в водоносном горизонте, рассматривается как двумерный в плане при постоянном значении параметров по высоте пласта, а процесс в слабопроницаемом пласте — как одномерный по вертикали. Такая схематизация основана на гипотезе Мятнева — Гириного (см. главу первую).

На основании этого процесс массопереноса может быть описан следующими уравнениями:

для водоносного пласта (Албул, 1969)

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D \frac{\partial C}{\partial y} \right) - \frac{\partial}{\partial x} (v_x C) - \frac{\partial}{\partial y} (v_y C) + \frac{A_1}{m} = n \frac{\partial C}{\partial t}, \quad (2.15)$$

где D — коэффициент гидродинамической дисперсии; C — концентрация вещества, растворенного в подземных водах; A_1 — источник (сток) растворенного вещества в водоносном пласте, который можно определить как сумму потоков вещества через кровлю и подошву водоносного пласта, а также потока, вызванного процессами сорбции и химических реакций в системе вода — порода, происходящими в самом водоносном пласте; v_x, v_y, v_z — проекции

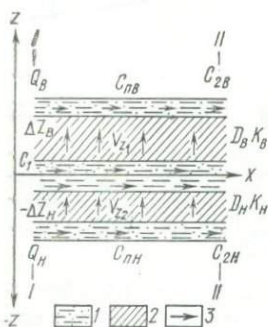


Рис. 25. Схема потоков в водонапорной пластовой системе:

1 — водоносный пласт; 2 — слабопроницаемый пласт; 3 — направление движения подземных вод.

скорости фильтрации на координатные оси; n — коэффициент пористости; m — мощность водоносного пласта;

для слабопроницаемого пласта

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial C}{\partial z} \right) - \frac{\partial}{\partial z} (v_z C) + A_2 = n \frac{\partial C}{\partial t}. \quad (2.16)$$

Здесь A_2 — источник растворенного вещества в слабопроницаемом пласте, который определяется процессами сорбции и химических реакций в системе вода — порода.

Полагаем, что массоперенос в водонапорных системах осуществляется преимущественно конвекцией в водоносных пластах и совместно диффузией и конвекцией — в слабопроницаемых, что обосновано работами многих исследователей (Веригин, 1953, Шестаков, 1963; Бочеве и Орадовская, 1966; Лялько и др., 1967, 1970, Смирнов, 1971).

Составим уравнение баланса растворенного в подземных водах вещества для элементарной ячейки в пределах ленты тока гидродинамической сетки основного водоносного пласта в пятислойной системе (рис. 25).

Принимаем, что внутри расчетной элементарной ячейки гидродинамической сетки мощность водоносного (m) и слабопроницаемого (Δz) пласта, коэффициент пористости (n), коэффициент гидродинамической дисперсии (D), коэффициент (K), учитывающий взаимодействие в системе вода — порода, скорость фильтрации через кровлю (v_{z_1}) и подошву (v_{z_2}) основного водоносного пласта постоянны.

Протекающие в естественных условиях процессы массопереноса можно рассматривать как стационарные, и принимая, что $A = KC$, запишем уравнение (2.16) в следующем виде (Албул, 1969):

$$D \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} - v_z \frac{\partial C}{\partial z} + KC = 0. \quad (2.17)$$

Слабопроницаемый пласт ограничен водоносными пластами, в которых можно определить концентрацию растворенного вещества, поэтому граничные условия запишем

$$z = 0, \quad C = C_0; \quad z = \Delta z, \quad C = C_{\Pi}. \quad (2.18)$$

Решение уравнения (2.17) при граничных условиях (2.18)

$$C = \frac{C_{\Pi} - C_0 e^{\eta_2 \Delta z}}{e^{\eta_1 \Delta z} - e^{\eta_2 \Delta z}} e^{\eta_1 z} - \frac{C_{\Pi} - C_0 e^{\eta_1 \Delta z}}{e^{\eta_1 \Delta z} - e^{\eta_2 \Delta z}} e^{\eta_2 z}, \quad (2.19)$$

где $\eta_{1,2} = \frac{v_z \pm \sqrt{v_z^2 - 4DK}}{2D}$.

Рассматриваем схему движения подземных вод, при которой вертикальная фильтрация совпадает с положительным направлением оси z . Начало координат совмещаем с основным водоносным пластом. Принимаем, что концентрация растворенного вещества по высоте водоносного пласта не изменяется. Координаты кровли и подошвы основного водоносного пласта совпадают и равны: $z = 0$, а координаты кровли и подошвы верхнего и нижнего водоносных пластов равны соответственно $z = \Delta z_{\text{в}}$ и $z = \Delta z_{\text{п}}$.

Количество растворенного вещества, проходящего через единицу площади в единицу времени (поток), можно определить уравнением

$$M = -D \frac{\partial C}{\partial z} + v_z C. \quad (2.20)$$

Подставляя в уравнение (2.20) выражение для C из уравнения (2.19), получаем

$$M = - \frac{(C_{\Pi} - C_0 e^{\eta_2 \Delta z}) (D\eta_1 - v_z)}{e^{\eta_1 \Delta z} - e^{\eta_2 \Delta z}} e^{\eta_1 z} + \frac{(C_{\Pi} - C_0 e^{\eta_1 \Delta z}) (D\eta_2 - v_z)}{e^{\eta_1 \Delta z} - e^{\eta_2 \Delta z}} e^{\eta_2 z}. \quad (2.21)$$

1. Используя полученное выражение потока вещества, найдем количество растворенного материала, проходящего в единицу

времени в элементарной ячейке гидродинамической сетки, имеющей в плане площадь F , через:

кровлю основного водоносного пласта ($z = 0, \Delta z = \Delta z_B$)

$$M_1 = -F \frac{(C_{пв} - C_0 e^{\eta_{2B} \Delta z_B}) (D_B \eta_{1B} - v_{z1})}{e^{\eta_{1B} \Delta z_B} - e^{\eta_{2B} \Delta z_B}} + F \frac{(C_{пн} - C_0 e^{\eta_{1B} \Delta z_H}) (D_B \eta_{2B} - v_{z1})}{e^{\eta_{1B} \Delta z_B} - e^{\eta_{2B} \Delta z_B}}. \quad (2.22)$$

Индекс в — означает принадлежность к верхнему слабопроницаемому пласту;

подшву основного водоносного пласта, при этом надо учесть, что вещество проходит через нижний слабопроницаемый пласт ($z = 0, \Delta z = -\Delta z_H$)

$$M_2 = -F \frac{(C_{пн} - C_0 e^{-\eta_{2H} \Delta z_H}) (D_H \eta_{1H} - v_{z2})}{e^{-\eta_{1H} \Delta z_H} - e^{-\eta_{2H} \Delta z_H}} + \\ + F \frac{(C_{пн} - C_0 e^{-\eta_{1H} \Delta z_H}) (D_H \eta_{2H} - v_{z2})}{e^{-\eta_{1H} \Delta z_H} - e^{-\eta_{2H} \Delta z_H}}; \quad (2.23)$$

подшву верхнего водоносного пласта ($z = \Delta z_B; \Delta z = \Delta z_B$)

$$M_3 = -F \frac{(C_{пв} - C_0 e^{\eta_{2B} \Delta z_B}) (D_B \eta_{1B} - v_{z1})}{e^{\eta_{1B} \Delta z_B} - e^{\eta_{2B} \Delta z_B}} e^{\eta_{1B} \Delta z_B} + \\ + F \frac{(C_{пв} - C_0 e^{\eta_{1B} \Delta z_B}) (D_B \eta_{2B} - v_{z1})}{e^{\eta_{1B} \Delta z_B} - e^{\eta_{2B} \Delta z_B}} e^{\eta_{2B} \Delta z_B}; \quad (2.24)$$

кровлю нижнего водоносного пласта ($z = -\Delta z_H, \Delta z = -\Delta z_H$)

$$M_4 = -F \frac{(C_{пн} - C_0 e^{-\eta_{2H} \Delta z_H}) (D_H \eta_{1H} - v_{z2})}{e^{-\eta_{1H} \Delta z_H} - e^{-\eta_{2H} \Delta z_H}} e^{-\eta_{1H} \Delta z_H} + \\ + F \frac{(C_{пн} - C_0 e^{-\eta_{1H} \Delta z_H}) (D_H \eta_{2H} - v_{z2})}{e^{-\eta_{1H} \Delta z_H} - e^{-\eta_{2H} \Delta z_H}} e^{-\eta_{2H} \Delta z_H}. \quad (2.25)$$

II. Количество растворенного вещества, проходящее в единицу времени через вертикальное сечение I—I на входе в ячейку основного водоносного пласта,

$$M_5 = QC_1, \quad (2.26)$$

где Q — количество воды, проходящее через сечение I—I в единицу времени; C_1 — концентрация растворенного вещества на входе в ячейку.

III. Количество растворенного вещества, проходящее через вертикальное сечение II—II на выходе из ячейки основного водоносного пласта,

$$M_6 = [Q_1 + F(v_{z2} - v_{z1})] C_2, \quad (2.27)$$

где C_2 — концентрация растворенного вещества на выходе из ячейки.

IV. Принимаем, что $C_0 \approx \frac{C_1 + C_2}{2}$.

Тогда уравнение баланса растворенного в воде вещества для элементарной ячейки гидродинамической сетки основного водоносного пласта будет

$$\begin{aligned}
 QC_1 - [Q + F(v_{z2} - v_{z1})]C_2 - F \frac{\left(C_{\text{пв}} - \frac{C_1 + C_2}{2} e^{\eta_{2\text{в}}\Delta z_{\text{в}}}\right) (D_{\text{в}}\eta_{1\text{в}} - v_{z1})}{e^{\eta_{1\text{в}}\Delta z_{\text{в}}} - e^{\eta_{2\text{в}}\Delta z_{\text{в}}}} + \\
 + F \frac{\left(C_{\text{пв}} - \frac{C_1 + C_2}{2} e^{\eta_{1\text{в}}\Delta z_{\text{в}}}\right) (D_{\text{в}}\eta_{2\text{в}} - v_{z1})}{e^{\eta_{1\text{в}}\Delta z_{\text{в}}} - e^{\eta_{2\text{в}}\Delta z_{\text{в}}}} - \\
 - F \frac{\left(C_{\text{пн}} - \frac{C_1 + C_2}{2} e^{-\eta_{2\text{н}}\Delta z_{\text{н}}}\right) (D_{\text{н}}\eta_{1\text{н}} - v_{z2})}{e^{-\eta_{1\text{н}}\Delta z_{\text{н}}} - e^{-\eta_{2\text{н}}\Delta z_{\text{н}}}} + \\
 + F \frac{\left(C_{\text{пн}} - \frac{C_1 + C_2}{2} e^{-\eta_{1\text{н}}\Delta z_{\text{н}}}\right) (D_{\text{н}}\eta_{2\text{н}} - v_{z2})}{e^{-\eta_{1\text{н}}\Delta z_{\text{н}}} - e^{-\eta_{2\text{н}}\Delta z_{\text{н}}}} = 0. \quad (2.28)
 \end{aligned}$$

Уравнение баланса растворенного вещества для элементарной ячейки верхнего водоносного пласта записывается в виде

$$\begin{aligned}
 Q_{\text{в}}C_{1\text{в}} - (Q + Fv_{z1})C_{2\text{в}} - F \frac{\left(C_{\text{пв}} - \frac{C_1 + C_2}{2} e^{\eta_{2\text{в}}\Delta z_{\text{в}}}\right) (D_{\text{в}}\eta_{1\text{в}} - v_{z1})}{e^{\eta_{1\text{в}}\Delta z_{\text{в}}} - e^{\eta_{2\text{в}}\Delta z_{\text{в}}}} e^{\eta_{1\text{в}}\Delta z_{\text{в}}} + \\
 + F \frac{\left(C_{\text{пв}} - \frac{C_1 + C_2}{2} e^{\eta_{1\text{в}}\Delta z_{\text{в}}}\right) (D_{\text{в}}\eta_{2\text{в}} - v_{z1})}{e^{\eta_{1\text{в}}\Delta z_{\text{в}}} - e^{\eta_{2\text{в}}\Delta z_{\text{в}}}} e^{\eta_{2\text{в}}\Delta z_{\text{в}}} = 0, \quad (2.29)
 \end{aligned}$$

где $Q_{\text{в}}$ — количество воды, проходящее через сечение I—I; $C_{1\text{в}}$, $C_{2\text{в}}$ — концентрация вещества на входе и выходе из ячейки верхнего водоносного пласта.

Аналогичный вид имеет уравнение баланса для ячейки нижнего водоносного пласта при условии подстановки параметров нижнего водоносного и слабопроницаемого пластов с учетом знака $\Delta z_{\text{н}}$. Изменение направления вертикального перетекания отражается в изменении знака при v_{z1} , v_{z2} .

Полученные уравнения распределения концентраций в слабопроницаемом пласте и баланса массы в водоносных пластах дают возможность определить значения гидродинамической дисперсии (D) для слабопроницаемых пластов.

Применяя зависимости (2.28) и (2.29) последовательно от ячейки к ячейке для каждой расчетной ленты тока, можно рассчитать поле концентраций в водоносном пласте.

Задачи массопереноса по степени учета влияния температуры могут подразделяться на изотермические (инфильтрационное рудообразование) и неизотермические (гидротермальное рудообразование), а по степени учета природной гидродинамической обстановки на одно-, дву- и трехмерные.

Основными процессами рудообразования из водных растворов являются химические реакции между раствором и вмещающими породами, между смешивающимися растворами, кристаллизация и сорбция в результате изменения термодинамических условий либо поступления природного раствора в зону геохимического барьера и т. п. Задача теории рудообразования состоит в нахождении на основе принятой модели рудообразующей системы поля концентраций рудных компонентов (в твердой и жидкой фазах) в пространстве и времени. Полагая, что количество вещества, переносимого молекулярной диффузией, значительно меньше, чем конвективным потоком, основные уравнения массопереноса для одномерной задачи в однородной среде с соответствующими краевыми условиями (2.36) можно записать в виде

$$-v \frac{\partial C_i}{\partial x} = n \frac{\partial C_i}{\partial t} + \frac{\partial N_i}{\partial t}, \quad (2.30)$$

где

$$\frac{\partial N_i}{\partial t} = \gamma_i C_i \text{ (необратимая реакция I порядка, } A_i \rightarrow B_i); \quad (2.31)$$

$$\frac{\partial N_i}{\partial t} = \gamma_i C_i - \gamma_i' N_i \text{ (обратимая реакция I порядка, } A_i \rightleftharpoons B_i); \quad (2.32)$$

$$\frac{\partial N_i}{\partial t} = \gamma_i C_i (N_0 - N_1 - N_2 \dots N_n) \text{ (необратимая реакция II порядка, } A_i + B \rightarrow F_i + \dots), \quad (2.33)$$

для разбавленных растворов уравнение (2.33) сводится к уравнению скорости необратимой реакции I порядка (2.31); для концентрированных растворов, пренебрегая изменением концентрации в жидкой фазе в процессе реакции, вместо (2.33) можно записать

$$\frac{\partial N_i}{\partial t} = \gamma_i C_{0i} (N_0 - N_1 - N_2 \dots N_n), \quad (2.34)$$

$$\frac{\partial N_i}{\partial t} = \gamma_i (C_i - C_{ni}) \text{ (реакция кристаллизации, обратимая реакция I порядка)} \quad A_i \rightleftharpoons B_i, \quad (2.35)$$

где γ_i и γ_i' — константы скорости прямой и обратной реакции i -го компонента с породой; A_i , B_i — обозначение вещества в жидкой и F_i — в твердой фазах; B — обозначение компонента породы,

реагирующего с i -ым компонентом раствора; N_0 — исходная концентрация активного компонента породы B ; C_{ni} — концентрация раствора, насыщенного i -ым компонентом.

Решения системы уравнений (2.30)–(2.35) при краевых условиях (2.36)–(2.41) получены В. С. Голубевым (1969) и В. И. Лялько, М. М. Митником, В. Г. Ткаченко (1970).

При краевых условиях

$$C_i(x, 0) = 0; \quad N_i(x, 0) = 0; \quad C_i(0, t) = C_{0i}, \quad (i = 1, 2 \dots n). \quad (2.36)$$

Для разбавленных растворов при необратимых реакциях I и II порядка

$$N_i(x, t) = \begin{cases} 0, & \left(t \leq \frac{x}{v}\right), \\ \gamma_i C_{0i} \left(t - \frac{x}{v}\right) \exp\left(-\frac{\gamma_i}{v} x\right), & \left(\frac{x}{v} \leq t \leq \tau_i + \frac{x}{v}\right), \\ N_{0i} \exp\left\{-\frac{\gamma_i}{v} \left[\left(1 + \frac{C_{0i}}{N_{0i}}\right)x - v \frac{C_{0i}}{N_{0i}} (t - \tau_i)\right]\right\}, & \left[\tau_i + \frac{x}{v} \leq t \leq \tau_i + \frac{x}{v} \left(1 + \frac{N_{0i}}{C_{0i}}\right)\right], \\ N_{0i}, & \left[t \geq \tau_i + \frac{x}{v} \left(1 + \frac{N_{0i}}{C_{0i}}\right)\right]; \end{cases} \quad (2.37)$$

$$C_i(x, t) = \begin{cases} 0, & \left(t < \frac{x}{v}\right), \\ C_{0i} \exp\left(-\frac{\gamma_i}{v} x\right), & \left(\frac{x}{v} \leq t < \tau_i + \frac{x}{v}\right), \\ \frac{C_{0i}}{N_{0i}} N_i(x, t), & \left(t \geq \tau_i + \frac{x}{v}\right). \end{cases} \quad (2.38)$$

Для концентрированных растворов при необратимых реакциях II порядка

$$C_i(x, t) = \begin{cases} C_{0i} - \frac{\gamma_i C_{0i}}{v} N_0 x \exp\left[-\sum_{i=1}^n \gamma_i C_{0i} \left(t - \frac{x}{v}\right)\right], & t \geq \frac{x}{v}, \\ 0, & t < \frac{x}{v}; \end{cases} \quad (2.39)$$

$$N_i(x, t) = \begin{cases} N_0 \frac{\gamma_i C_{0i}}{\sum_{i=1}^n \gamma_i C_{0i}} \left\{1 - \exp\left[-\sum_{i=1}^n \gamma_i C_{0i} \left(t - \frac{x}{v}\right)\right]\right\}, & t \geq \frac{x}{v}, \\ 0, & t \leq \frac{x}{v}. \end{cases} \quad (2.40)$$

Решение уравнения (2.30) для реакций (2.31, 2.33) при краевых условиях

$$C_i(x, 0) = C_i^0; \quad N_i(x, 0) = 0; \quad C_i(0, t) = C_{0i}, \quad (2.41)$$

можно записать

$$C_i(x, t) = \begin{cases} C_i \exp\left(-\frac{\gamma_i}{n} t\right), & t < \frac{x}{v} n, \\ C_{0i} \exp\left(-\frac{\gamma_i}{v} x\right), & t > \frac{x}{v} n, \end{cases} \quad (2.42)$$

где $\tau_i = \frac{N_{0i}}{\gamma_i C_{0i}}$ — имеет физический смысл времени достижения предельного концентрации N_{0i} в фиксированной точке среды $x = 0$ (Голубев, 1969).

Анализ решения (2.37) показывает, что в результате взаимодействия раствора и породы образуются метасоматические зоны различного минерального состава. Максимальное количество метасоматических минералов находится в первой зоне, а при переходе к следующим зонам их число уменьшается. Последняя зона — мономинеральная. Последовательность расположения зон определяется отношением концентраций компонентов в твердой и жидкой фазах.

Константы скоростей химических реакций (γ_i) определяются экспериментально (Голубев, Гарибянц, 1968; Пикаев, 1969, и др.).

Уравнения (2.37) ÷ (2.40) могут быть использованы также для задельного определения длительности протекания (t) соответствующего гидрогеохимического процесса, средней скорости движения подземных вод (v), начальной концентрации i -го компонента в жидкой (C_{0i}) и твердой (N_{0i}) фазах. Количество вещества, распределение которого описывается зависимостью (2.37), осевшего за время t на участке $x_1 - x_2$ водоносного пласта мощностью m , можно определить так:

$$M_i = m \int_{x_1}^{x_2} N_i dx = mvC_{0i} \left[\exp\left(-\frac{\gamma_i}{v} x_1\right) - \exp\left(-\frac{\gamma_i}{v} x_2\right) \right] \left(t - \frac{x}{v} \right). \quad (2.43)$$

Как известно, константы скоростей химических реакций зависят от температуры. Прогнозирование температур можно выполнять по зависимостям, приведенным в главе первой.

Прогнозирование поля температур дает возможность учесть влияние температуры на распределение содержаний рудоносной твердой фазы, выпадающей из раствора, в зависимости от изменения константы скорости реакции с температурой в системе раствор — порода, а также оценить время накопления рудоносного компонента.

Очевидно, при формировании рудной залежи наиболее интере-

сен участок пласта в интервале $x < \frac{c\rho}{c_0\rho_0} vt$, в пределах которого изменение температуры (U) не зависит от времени (при постоянной во времени скорости фильтрации).

Процесс осаждения твердой фазы из фильтрующегося рудосодержащего раствора посредством кристаллизации можно описать зависимостью (Жлялько, Митник, Ткаченко, 1970)

$$v \frac{\partial C_i}{\partial x} + n \frac{\partial C_i}{\partial t} + \gamma_i C_i = \gamma_i [C'_{in} + \alpha U_p + \alpha (U_0 - U_p) \exp(\eta x)], \quad (2.44)$$

решение которой при краевых условиях

$$C_i(0, t) = C_{i0}, \quad C_i(x, 0) = C'_i \quad (2.45)$$

имеет следующий вид:

$$C_i(x) = C'_{in} + \alpha U_p + \left[C_{i0} - C'_i - \alpha U_p + \frac{\alpha \gamma_i (U_0 - U_p)}{\eta v - \gamma_i} \right] \times \\ \times \exp\left(-\frac{\gamma_i}{v} x\right) - \frac{\alpha \gamma_i (U_0 - U_p)}{\eta v - \gamma_i} \exp(-\eta x); \quad \left(x < \frac{v}{n} t\right); \quad (2.46)$$

$$N_i(x) = \gamma_i t \left[C_{i0} - C'_i - \alpha U_p + \frac{\alpha \gamma_i (U_0 - U_p)}{\eta v - \gamma_i} \right] \exp\left(-\frac{\gamma_i}{v} x\right) - \\ - t \frac{\alpha \gamma_i \eta v (U_0 - U_p)}{\eta v - \gamma_i} \exp(-\eta x), \quad (2.47)$$

где $\eta = \frac{\lambda}{\Delta z \cdot m \cdot v \cdot \rho c}$, γ_i — константа скорости реакции кристаллизации — растворения i -го рудного компонента для расчетного интервала температур; C_{in} и C'_{in} — концентрации рудного компонента в насыщенном растворе при пластовой и нулевой температурах, соответственно; α — коэффициент, учитывающий характер изменения концентрации насыщения от температуры; C_i и N_i — концентрация жидкой и твердой фаз в момент времени t .

Оценочные расчеты для типовых значений параметров природных водонапорных систем показывают, что зависимости (2.46) ÷ ÷ (2.47) можно упростить, что не внесет существенных погрешностей в вычисления

$$C_i(x) = C'_{in} + \alpha U_p + \alpha (U_0 - U_p) \exp(-\eta x), \quad (2.48)$$

$$N_i(x) = \eta v \alpha (U_0 - U_p) \left(t_0 - \frac{n}{v} x\right) \exp(-\eta x), \quad (2.49)$$

где t_0 — продолжительность процесса кристаллизации в точке $x = 0$.

Выражение для количества осадка на определенном участке пласта следующее:

$$M = m \alpha (U_0 - U_p) \left[\left(v t_0 - \frac{n}{\eta} - x_1 n\right) \exp(-\eta x_1) - \right. \\ \left. - \left(v t_0 - \frac{n}{\eta} - x_2 n\right) \exp(-\eta x_2) \right]. \quad (2.50)$$

Процесс выделения осадка следует рассматривать, начиная с той точки, где начальная концентрация раствора C_{i0} превысит концентрацию насыщения, так как до этого процесс кристаллизации не начинается. Координату точки начала выпадения осадка вследствие кристаллизации находим по зависимости

$$x = -\frac{1}{\eta} \ln \frac{C_{i0} - C_{in} - \alpha U_p}{\alpha (U_0 - U_p)}. \quad (2.51)$$

Координату точки, где концентрация рудосодержащего компонента достигает заданной величины (контур рудной залежи), определяем по уравнению

$$x_2 = x_1 + \frac{1}{\eta} \left(\ln \frac{vt_0 - nx_2}{vt_0 - nx_1} - \ln \frac{N(x_2)}{N(x_1)} \right), \quad (2.52)$$

которое решается методом последовательных приближений.

Зависимость константы скорости фазовых переходов i -го компонента от температуры принимаем кусочно-постоянной на участках усредненных температур, для которых и следует выполнить приведенные выше расчеты. Степень ухудшения проницаемости пласта в процессе осадконакопления приближенно можно оценить по зависимости (Лялько и др. 1970)

$$k_t = k_0 \frac{V_n - V_T}{V_n}, \quad (2.53)$$

где k_0 — начальный коэффициент фильтрации; V_n — объем порового пространства; V_T — объем твердого осадка, который определяется через количество твердого осадка с помощью выражения (2.50), и плотность.

Как известно, в природных условиях скорости перемещения растворов и проницаемости пластов изменяются в пространстве и во времени. Поэтому для создания количественных моделей (палеорекопструкций) процессов инфильтрационно-о и гидротермального рудообразования в реальных водонапорных системах следует использовать расчеты с применением АВМ и ЭЦВМ (Лялько, 1974).

РОЛЬ ПРОЦЕССОВ МАССОПЕРЕНОСА В ФОРМИРОВАНИИ НЕКОТОРЫХ ТИПОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

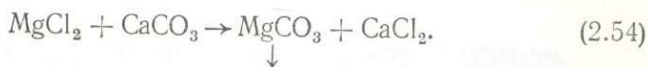
Установленная повсеместно взаимосвязанная глубинная гидродинамическая, гидрогеотермическая и гидрогеохимическая зональность подземных вод может быть количественно интерпретирована с помощью теории тепло- и массопереноса.

В частности, таким образом может быть описан механизм формирования в зоне весьма затрудненного водообмена седиментационно-эпигенетических хлоридных кальциево-натриевых рассольных вод при повышенных температурах и давлениях из магниевых морских вод в процессах вторичной доломитизации (Балашов, 1961; Гуревич, 1963; Лебедев, 1966; Капченко, 1969; Терещенко, 1968;

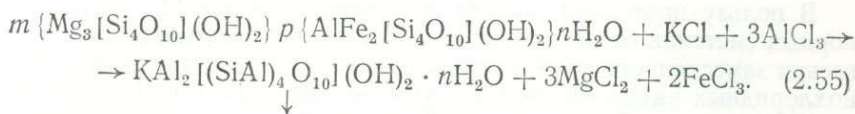
и др.) и альбитизации пород (Копелиович, 1965; Щербаков, 1968; Капченко, 1969, и др.), а также формирования в этой зоне вод пониженной минерализации, обусловленной процессами диффузионного рассоления (Смирнов, 1971) и дегидратации монтмориллонита, являющегося часто основным минералом глинистой части осадочных пород при его переходе в минералы группы гидрослюд. Последний процесс особенно эффективно происходит при температурах 80—150° С (глубина 2—5 км) и приводит к выделению в поровое пространство пресных вод в объеме 10—15% общего объема глинистых осадков (Powers, 1967; Burst, 1968; Jones, 1968, и др.).

Источником калия, необходимого для образования гидрослюд из монтмориллонита, могут служить захороненные морские воды и параллельно протекающие реакции альбитизации микроклина в этих же породах.

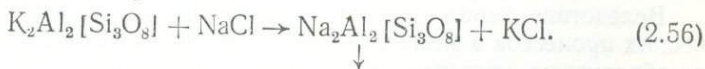
Доломитизация кальцита



Гидрослюдизация монтмориллонита



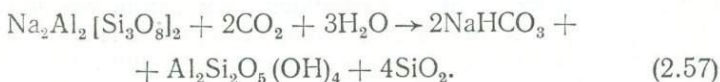
Альбитизация микроклина



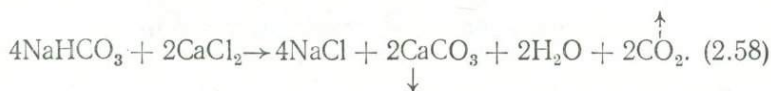
Подтверждением тому, что гидрослюдизация монтмориллонита происходит в природе, является замещение монтмориллонита гидрослюдами в глинистых минералах осадочных пород, залегающих на глубинах от 2—2,5 до 5 км и более (т. е. в зоне, где давления и температуры превышают необходимые для рассматриваемой реакции), параллельно с уменьшением степени минерализации подземных вод на этих же глубинах. Такие явления установлены для неогеновых отложений впадины Мексиканского залива (Jones, 1968), юрских отложений Виллюйской (Коссовская, 1962) и каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадин (Долуда и др., 1968; Лялько, Терещенко, 1973), меловых отложений Равнинного Крыма (Чупис, 1971).

Образовавшиеся вследствие дегидратации монтмориллонита пресные воды обладают повышенной (по сравнению с захороненными морскими водами) растворяющей способностью, вследствие чего могут перевести в раствор некоторые соединения из состава пород, в том числе и содержащееся в последних рассеянное органическое вещество. Последнее, взаимодействуя в виде растворенной в воде углекислоты с альбитовым цементом пород, образовавшимся по

реакции (2.56), будет способствовать дальнейшей метаморфизации седиментационных вод — образованию содовых вод с отложением каолинового и кварцевого цементов по реакции каолинизации и окварцевания альбита



Однако начало образования $\text{HCO}_3\text{—Cl—Na}$ типа подземных вод из хлоридных кальциево-натриевых седиментационно-эпигенетических вод становится возможным только после того, когда полностью будет выведен из жидкой фазы кальций с переводом его в кальцитовый цемент по реакции (2.58), что сопровождается общим возрастанием солености подземных вод в результате увеличения количества растворенного хлористого натрия



В пользу протекания подобных процессов в реальных водонапорных системах свидетельствует, в частности, обнаружение в зоне весьма замедленного водообмена соленых щелочных гидрокарбонатнохлоридных натриевых вод на участке Шаимского купола в Тюменской области (Толстикова, 1963), в бассейнах подземных вод Равнинного Крыма (Чупис, 1971) и Закарпатья (Радько, 1970).

Вследствие параллельного протекания указанных видов химических процессов в эпигенетическую стадию в системе вода — порода образуются сложные дериваты природных подземных растворов, которые иногда рассматриваются как современные гидрогеохимические аномалии зоны весьма замедленного водообмена.

Приведенные типы химических реакций (2.54) ÷ (2.58) описывают качественную сторону возможных процессов метаморфизации подземных вод. Для того чтобы оценить количественную сторону этих процессов, т. е. получить сведения об их длительности и интенсивности, исходной концентрации реагирующих растворов, скорости водообмена в рассматриваемой водонапорной системе и пр., следует использовать уравнение массопереноса (2.30) с учетом уравнений кинетики межфазовых переходов компонентов в системе раствор — порода (2.31) ÷ (2.35) для конкретных реакций, а также реконструировать палеогидродинамические условия водонапорной системы.

Химические реакции (2.54) ÷ (2.58) в термодинамических условиях, характерных для эпигенетической стадии метаморфизации седиментационных вод (температура 50—150° С, давление 100—1000 атм), являются необратимыми реакциями, соответственно: I порядка — реакции (2.55) ÷ (2.56) и II порядка — реакции (2.54), (2.57), (2.58). В этом случае прогнозирование изменения концентрации i -го компонента в растворе (C_i) и в твердой фазе (цемент

породы N_i) в зависимости от времени и координаты при одномерной фильтрации в однородной среде с постоянной скоростью может осуществляться по зависимостям, приводимым в работах В. С. Голубева (1969), В. И. Лялько и др. (1970).

Задачи количественной палеорекострукции гидрогеохимического режима реальных водонапорных систем для воссоздания процессов формирования некоторых типов подземных вод, целесообразно решать с помощью ЭЦВМ, используя предложенные программы расчета неизотермического массопереноса в подземных водах (Лялько, 1974).

ИССЛЕДОВАНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ТЕПЛОПЕРЕНОСА В ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЕ (НИЖЕ ЗОНЫ ИНТЕНСИВНОГО ВОДООБМЕНА)

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТИ ВЕРТИКАЛЬНОЙ ФИЛЬТРАЦИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ПО ГЕОТЕРМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Вертикальное движение подземных вод изучалось по методике, изложенной в главе первой, на следующих скважинах: Верхнеланная-51, Колонтаевская-9 и 13, Левенцовская-8, Миролюбовская-9, Руновщинская-1 и 5, Чернухинская-7, Чижевская-9, Шевченко—Близнецы-302, Шебелинская-84, 200, 316, 352 и 354. Были использованы термограммы, отражающие установившийся тепловой режим в скважинах, полученные термометрами, чувствительность которых равна в среднем $0,03^{\circ}\text{C}$ (Кутас, Гордиенко, 1971) и термограммы скважин Шебелинская-84, 200, 316, 352 и 354, полученные с помощью приборов, чувствительность которых достигает $0,001—0,003^{\circ}\text{C}$ (Непримеров и др., 1968).

Территория Днепроовско-Донецкой впадины сравнительно равномерно охвачена геотермическими измерениями (рис. 26). Интервал исследования ограничивался сверху глубиной 500 м, что диктовалось необходимостью исключить влияние поверхностных факторов, а снизу — максимальной глубиной измерения. Кроме того, не рассматривался интервал глубин, на котором залегают пласты соли. Это вызвано резкими изменениями значений коэффициента теплопроводности по разрезу соленосных пород, что может привести к ошибочным результатам. Для каждой скважины в соответствии с литологическим разрезом строилась колонка коэффициентов теплопроводности (Гордиенко, Кутас, 1969; Кутас, Гордиенко, 1971).

При расчете вертикальной скорости фильтрации использовались значения температур, замеренных по глубине с интервалом 50 и 100 м, что обеспечило величину относительной погрешности менее 30—40%.

Расчет выполнялся в два этапа: на первом этапе скорость вертикальной фильтрации определялась по формуле (1.76), для случая, когда три замера температуры произведены в пласте с постоянным коэффициентом теплопроводности. На втором этапе скорость определялась по формуле (1.70) и графику (см. рис. 7), при допущении о слоистости пласта, причем каждое измерение температуры произведено в пласте, который характеризуется своим коэффициентом теплопроводности (табл. 6; рис. 27).

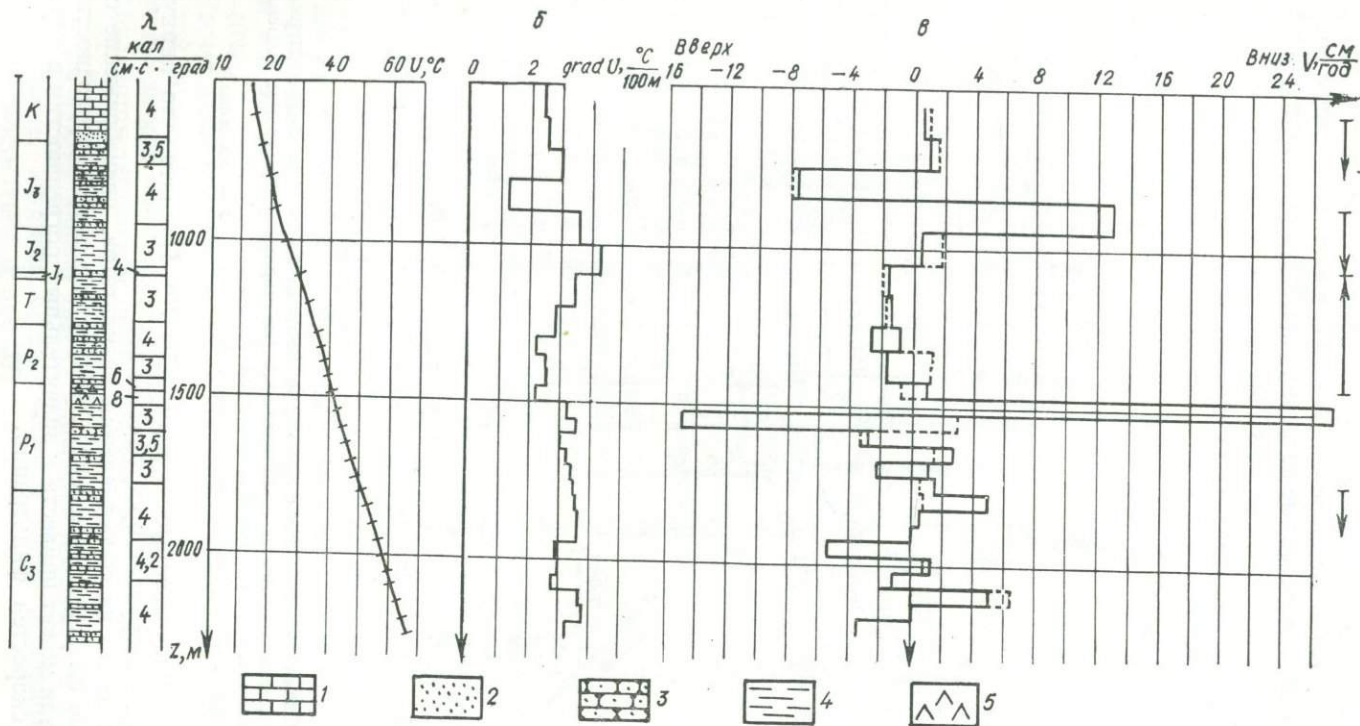


Рис. 27. Определение скорости вертикальной фильтрации по геотермическим данным. Скв. Шевченко-Близнецы 302:
 1 — мел; 2 — песок; 3 — песчаник; 4 — глина; 5 — ангидрит.

Анализируя полученные графики (см. рис. 27), отмечаем чрезвычайную сложность гидродинамических условий в рассматриваемых интервалах глубин. На каждом из приведенных графиков выделяются зоны постоянного направления скорости вертикальной фильтрации, зоны нулевых скоростей, зоны изменения направления скорости. В большинстве случаев зоны постоянного направления скорости приурочены к относительно однородным пластам или к толщам сложного чередования пород. Зоны изменения направления скорости соответствуют, как правило, пластам песчаников, алевролитов, т. е., вероятно, породам с хорошими коллекторскими свойствами. В этом случае пласт-коллектор может действовать как участок питания или разгрузки для смежных по вертикали менее проницаемых пород. Иногда зона изменения направления скорости совпадает с толщей глин, что можно объяснить отжимом поровых растворов или набуханием глин.

Зоны нулевой скорости обычно совпадают с пластами глин, а зоны частного изменения направления скорости — с участками переслаивания глин и песчаников. Так на скв. Миролубовская-9 в интервалах глубин 520—560 и 1520—1610 м в глинах триасового и пермского возраста соответственно отмечаются восходящие скорости в верхней части и нисходящие — в нижней части каждого пласта. Величина скорости около 5 см/год. В скв. Шевченко-Близнецы-302 в глинах пермского возраста, залегающих на глубинах 1370—1450 м, также установлены направленные в разные стороны скорости фильтрации около 1 см/год. Это явление можно интерпретировать как процесс отжима поровых вод из глин. В то же время в интервале глубин 960—1100 м на той же скважине в отложениях юрского возраста скорости направлены к одной точке, что можно, вероятно, объяснить набуханием глин при уменьшении нагрузки.

Описание процессов вертикального движения флюидов через слабопроницаемые пласты отжима поровых растворов из глинистых пластов дано в работах И. Г. Киссина (1964, 1967), Ю. В. Мухина (1965) и др.

Результаты наших исследований свидетельствуют о том, что величина и направление скорости вертикальной фильтрации не явно зависят от глубины, изменяясь в основном от 0 до 6 см/год и достигая в отдельных случаях 27 см/год (табл. 7).

Учитывая то, что сквозное вертикальное движение одного направления подземных флюидов через исследуемый участок осадочной толщи не обнаружено, можно выделить зоны преимущественного направления вертикального движения (см. рис. 26, 27).

На изученном интервале глубин зоны восходящего и нисходящего движения чередуются, разделяясь обычно участками пород с улучшенными коллекторскими свойствами, или участками, где можно допустить процессы отжима или набухания глин. Например, на скв. Руновщинская-5 выявлена зона восходящего движения подземных вод в интервале глубин 500—1600 м со скоростью

Таблица 6. Скорость вертикальной фильтрации, определенная по геотермиче

Глубина, м	Сква							
	Чернухин- ская-7	Чижегская-9	Колон- таевская-9	Колон- таевская-13	Рунов- шинская-1	Рунов- шинская-5	Верхнедан- ная-61	Шелебин- ская-352
500	3,2	0,6	—	0,8	—	—	—	—
550	—	—	—	—	—	—	—	—
600	3,6	1,1	0,16	-2,4	6,2	-5	-3,9	—
650	—	—	—	—	—	—	—	4,4
700	0,9	4,4	1,4	-4,1	0	-3,8	0,9	8,1
750	—	—	—	—	—	—	—	0
800	0,3	-8,8	-0,6	-1	9,8	4,7	3,3	3
850	—	—	—	—	—	—	—	—
900	-0,2	1,7	-8,6	5,2	-7	-1,8	-6	5,3
950	—	—	—	—	—	—	—	8,8
1000	-0,8	7,5	1,4	—	-1,35	-2,7	—	0,4
1050	—	—	—	—	—	—	—	-5,7
1100	0,3	9,8	—	—	-8	-0,55	—	-1,8
1150	—	—	0,9	—	—	—	-2,5	-3,3
1200	-2,7	-0,3	—	—	—	-2,8	-2,1	3,5
1250	—	—	—	—	—	—	-5	1,5
1300	-2,2	-3	0,2	—	—	-4,25	—	-4,9
1350	—	—	4,4	—	—	—	—	—
1400	3,1	0,52	2,3	—	—	6,8	0,3	-2
1450	—	—	0,5	—	—	—	—	—
1500	8,9	4,1	-5,6	—	—	-10,4	—	15,5
1550	—	1,8	8,8	—	—	-9,1	—	1,6
1600	-2,8	3,6	-3,2	0	—	15,2	9	1,1
1650	—	-18,8	-4,7	—	—	9,3	-16	-1,2
1700	-3,5	5	-2	3,9	—	0,2	2,2	—
1750	—	-3,1	-0,2	—	—	—	—	6,9
1800	2	—	6	-2	—	—	—	—
1850	—	—	-3,7	—	—	—	—	—
1900	-3,1	11,3	5,4	-3	—	—	—	—
1950	—	—	-14	—	—	—	—	—
2000	—	—	0	-3,1	—	-17	—	—
2050	—	—	23	—	—	17,4	—	—
2100	—	—	9,5	2	—	0,24	—	—
2150	—	—	7,5	—	—	-22	—	—
2200	—	—	3,8	-0,9	—	12,6	—	—
2250	—	—	2,1	—	—	1,4	—	—
2300	—	—	-0,4	0,3	—	3,1	—	—
2350	—	—	-7,9	—	—	-7,8	—	—
2400	—	—	—	—	—	1,4	—	—
2550	—	—	—	—	—	—	—	—
2700	—	—	—	—	—	—	—	-22,8
2750	—	—	—	—	—	—	—	0
2800	—	—	—	—	—	—	—	0,54

СКИМ ДАННЫМ

жизна								Средняя вертикальная скорость, см/год	
Шебелинская-200	Шебелинская-364	Шебелинская-84	Шебелинская-316	Миролобовская-9	Левинцовская-8	Шевченко-Елизанцы-302	Волвенковская	вверх	вниз
—	—	—1,6	—	—	3	—	—	1,6	1,53
3,5	2	7,5	7	—	—	—	—	0	5
—	8,3	8,9	—1,6	—5	0	0,6	—	3,6	3,58
2,3	—6,3	4,7	—2,3	—	—	—	—	4,3	3,77
—0,6	8,7	—8,5	2,5	4,1	4,2	1	—	4,25	3,28
—0,9	—2,3	—0,95	0,3	—	—	—	—	1,37	0,3
—2,3	4,1	—3,8	—	2,8	—1,3	—7,8	—	3,56	4
10,2	1,9	6,9	0,2	2,8	—	—	—3,8	3,8	4,4
—2,6	—5,7	—1,9	3,2	14,1	0	10,1	—	4,22	5,66
—2,6	—3,2	—6	—4,8	—1,4	—4,8	—	1,9	3,8	5,3
0,35	1,3	—4	—1	3,7	4	0,4	—	1,96	2,36
1	1,3	—0,6	0	—9,2	—4,2	—	—11,7	5,2	1,15
6,3	0	—3,3	4,2	1,1	—	—1,7	19	3,06	5,8
—	—1	—8,8	0	1,1	—	—	22	3,9	6
—	—2,1	—2,6	10	1,1	—	—1,6	—5	2,4	4,86
—	1,3	11	—6,5	1,8	—	—	—9,5	7	3,9
—	7,5	5,6	—1,2	—0,6	—	—0,7	6,3	2,4	4,9
—	—3,5	3,1	—6	—0,9	—	—1,8	—5,7	3,58	3,75
—	0,5	—8,1	—0,2	2,4	—	—1,8	—	3,03	2,27
—	—9,5	—4,8	—1,8	—2,6	—	0,9	—	4,7	0,7
—	—	2,6	—5,7	—0,5	—	27,4	—	5,5	14,6
—	—	—0,5	1,9	1,4	—	—15,1	—	8,2	3,1
—	2,6	1,2	—	1	—	—2,8	—	2,93	4,65
—	6,6	2,2	—	—5	—	2,5	—	7,6	4,6
—	—	—	—	9	—	—2,2	—	2,56	3,95
—	—	—	—	—17	—	1,5	—	6,8	4,46
—	—	—	—	14	—	5	—	2	6,75
—	—	—	—	—1,3	—	0,5	—	2,5	0,5
—	—	—	—	—1,5	—	0	—	2,53	5,55
—	—	—	—	0,5	—	—5,5	—	9,7	0,5
—	—	—	—	—6	—	1,3	—	6,5	1,3
—	0	—4,7	—	—3	—	—1,3	—	3,00	13,5
—	—0,75	—0,3	—	—1,5	—	6,3	—	3,0	2,85
—	—0,85	—4	—	12,3	—	0	—	9	6,6
—	1,2	0	—	—17	—	—3,5	—	7,1	4,4
—	2,6	0	—	—2	—	—	—	2	1,5
—	—8,8	—4	—	—2,2	—	—	—	3,85	1,7
—	9,1	0	—	—	—	—	—	7,85	4,55
—	—5,25	—	—	—	—	—	—	5,25	1,4
—7,5	—	—	—	—	—	—	—	7,5	—
—	—	—	—	—	—	—	—	22,8	—
—	—	—	—	—	—	—	—	0	0
—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,54
Среднее значение								4,6	3,9

Таблица 7. Вертикальные градиенты приведенных напоров

Площадь	Номер скважины	Бюджет	Глубина, м	Приведенный напор, м	Градиент	Направление	Литературный источник	Примечание
Рыбальская	2	C ₂	2350—2355	3320	$\frac{4}{180} = 0,02$	↓	Кривошея и др., 1966	Плоскость сравнения —3000 м
			2530—2535	3316	$\frac{33}{230} = 0,143$	↓		
			2758—2760	3283	$\frac{40}{70} = 0,58$	↑		
			2829—2834	3323				
	9	C ₂	2257—2262	3325	$\frac{26}{395} = 0,066$	↓		То же
			2656—2652	3299	$\frac{6}{77} = 0,085$	↓		
			2737—2727	3293				
Ичнянская	2	C	2473—2478	3359,8	$\frac{35,4}{142} = 0,25$	↓		
			2616—2614	3324,4	$\frac{12,3}{40} = 0,31$	↑		
			2657—2654	3336,7				
Гнединцевская	2	C	2964—2956	3341	$\frac{42}{230} = 0,181$	↑		
			3210—3168	3383	$\frac{30}{205} = 0,147$	↓		
			3396—3388	3353				
Голубовско-Ильичевская	22	C	2130—2140	3328,6	$\frac{2,3}{52} = 0,044$	↓		
			2184—2190	3326,3	$\frac{14,8}{90} = 0,158$	↓		
			2272—2280	3311,5	$\frac{10,6}{56} = 0,190$	↓		
			2328—2336	3300,9	$\frac{20}{126} = 0,159$	↑		
	1	C ₂	828—835	3275	$\frac{27}{65} = 0,415$	↑		
			891—900	3302	$\frac{21}{85} = 0,248$	↓		
			979—978	3281				
Кошелевская	204	C	2659—2664	3350,2	$\frac{20,6}{85} = 0,242$	↑	Терещенко, 1967	Плоскость сравнения —3000 м
			2743—2750	3370,0	$\frac{31,1}{62} = 0,5$	↓		
			2800—2813	3339,7				
Олишевская	5р	C	2505—2487	3658,9	$\frac{96,7}{83} = 1,16$	↓	Бушуев и др., 1966	Плоскость сравнения —3300 м
			2587—2580	3562,2	$\frac{49,5}{148} = 0,33$	↑		

Площадь	Номер скважины	Выраст	Глубина, м	Приведенный напор, м	Градиент	Направление	Литературный источник	Примечание	
Тванская	Iр	C ₁	2733—2729	3611,7	$\frac{100,9}{163} = 0,61$	↓	Гальченко, Осипов, 1966	Плоскость сравнения — 3300 м,	
			2897—2891	3510,8					
			2362—2356	3673,4	$\frac{98,9}{62} = 1,6$	↑			
			2423—2419	3772,3	$\frac{32,5}{67} = 0,49$	↓			
			2487—2488	3739,4	$\frac{2,3}{94} = 0,025$	↑			
Малодевичская	Iр	C ₂	2585—2577	3741,7	$\frac{101}{69} = 1,47$	↓	То же		
			2655—2645	3640,6					
			2382—2375	3701	$\frac{107,6}{57} = 1,89$	↓			
			2440—2431	3593,4	$\frac{76,4}{25} = 3,05$	↑			
			2464—2457	3669,8	$\frac{326,2}{65} = 5$	↓			
			2526—2522	3343,6	$\frac{353,5}{75} = 4,7$	↑			
		2595—2590							
			2610—2603	3696,1					

фильтрации 2—10 см/год, которая прерывается участками нисходящего движения на глубинах 750—850 и 1350—1450 м. На глубинах 2020—2120 и 2180—2320 м отмечается нисходящее движение со скоростью фильтрации 5—7 см/год.

На скв. Шебелинская-84 на глубине 550—700 м происходит нисходящее движение со скоростью фильтрации 5—6 см/год, в интервале 700—1230 м — восходящее движение со скоростью 1—10 см/год, на глубине 1230—1370 м воды движутся вниз со скоростью 3—11 см/год, в то время как в интервале 1370—1470 м движение направлено вверх со скоростью 5—8 см/год.

Реальность полученного распределения скоростей подтверждается исследованиями А. С. Бушуева, Т. К. Гальченко, В. Н. Осипова (1966), В. А. Кривошеи (1966), В. А. Терещенко (1967) и др. (см. табл. 7).

Полученные результаты свидетельствуют о сложности гидродинамических условий в зоне замедленного и весьма замедленного водообмена (500—2800 м), отсутствии единого вертикального направления движения вод через осадочную толщу и четкой зависи-

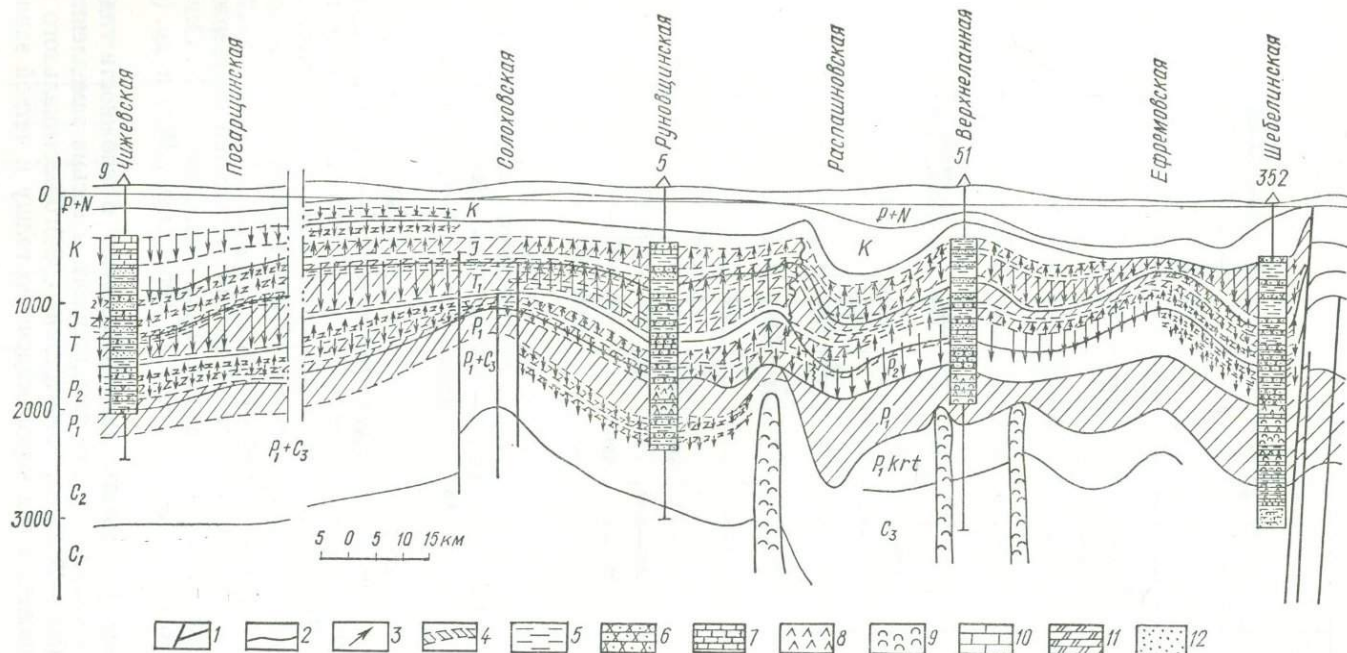


Рис. 28. Схема вертикального движения подземных вод в зоне замедленного водообмена по оси Днепроовско-Донецкого артезианского бассейна:

1 — тектонические нарушения; 2 — стратиграфические границы; 3 — направления движения воды; 4 — слабопроницаемые пласты; 5 — глина; 6 — песчаник; 7 — известняк; 8 — ангидрит; 9 — соль; 10 — мел; 11 — мергель; 12 — песок.

мости между величиной и направлением скорости вертикальной фильтрации, с одной стороны, и глубиной — с другой.

Использование полученных значений скорости вертикальной фильтрации дало возможность построить вероятные схемы вертикального движения подземных вод для центральной части Днепровско-Донецкой впадины и в пределах Шебелинской структуры (рис. 28, 29).

При построении схемы вертикального движения подземных вод для центральной части Днепровско-Донецкой впадины были использованы значения скоростей вертикальной фильтрации, определенные для скважин Чижевская-9, Руновщинская-5, Верхнеланная-51 и Шебелинская-352.

Весь разрез в соответствии с направлениями скоростей вертикальной фильтрации делится на зоны восходящей и нисходящей фильтрации. Вероятно, эта зональность зависит от распределения коллекторских свойств пород, литологических и тектонических особенностей строения района, а также — от распределения приведенных напоров, которое определяется гидрогеологическими особенностями района и процессами, связанными с неотектоникой.

Сопоставление распределения скоростей с литологическими колонками дало возможность выделить водоносные горизонты двух видов: первого — через кровлю и подошву которых происходит фильтрация вод, направленная внутрь пласта; второго — через кровлю и подошву которых происходит фильтрация, направленная из пласта.

Вероятно, водоносные горизонты, поглощающие воду, характеризуются хорошей связью с областью пониженных напоров, которая играет роль области разгрузки, и затрудненной — с областью питания, а горизонты, из которых фильтруется вода, очевидно, имеют хорошую связь с областью питания и затрудненную — с областью разгрузки.

Схема движения подземных вод в пределах Шебелинской структуры (см. рис. 29) была построена на основании изучения вертикального движения подземных вод в районах скв. 352, 200, 354 и 84.

Очевидно, на Шебелинской структуре движение воды в водоносных горизонтах направлено от крыльев к своду с одновременным перетеканием через слабопроницаемые толщи в пласты, имеющие хорошую связь с областью разгрузки.

В своде структуры отмечаются многочисленные дизъюнктивные нарушения (Баранов, 1965), которые могут связывать глубинные горизонты с областью разгрузки. Глубинные воды движутся к своду, где, переливаясь по нарушенным зонам в менее глубокие горизонты, дренируются в р. Северский Донец.

Наличие гидрохимической и температурной аномалии в своде структуры, гидрохимической аномалии в р. Северский Донец (Застежко, Терещенко, Лурье, 1967; Шевченко и др., 1967), а также изучение зоны восходящей фильтрации, определенной по гео-

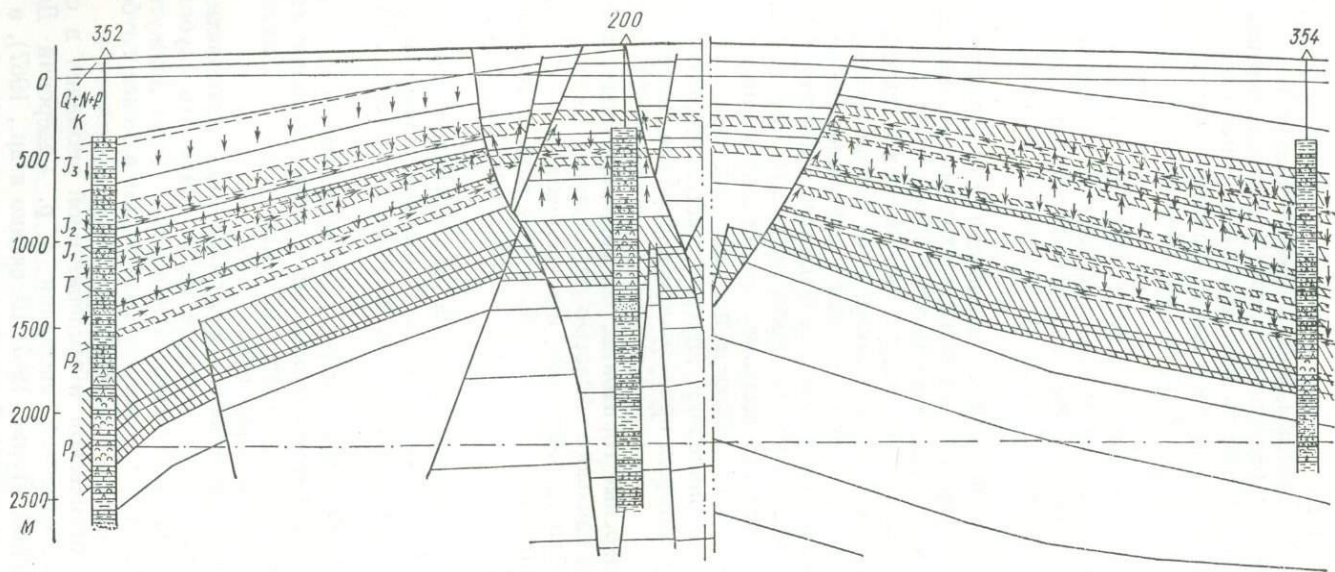


Рис. 29. Схема движения подземных вод Шебелинской структуры по данным интерпретации геотермических материалов:
 1 — тектонические нарушения; 2 — контур газоносности; 3 — стратиграфические границы; 4 — направление движения воды; 5 — слабопроницаемые пласты; 6 — глина; 7 — песчаник; 8 — глина песчанистая; 9 — известняк; 10 — ангидрит; 11 — соль; 12 — мел.

термическим данным в интервале глубин 700—1250 м на скв. Шебелинская-84, расположенной на берегу Северского Донца, подтверждают вероятность предлагаемой гидродинамической схемы.

Как видно из табл. 6 и 7, величина скорости вертикальной фильтрации изменяется от 0,3 до 27 см/год, что соответствует $(1 \div 70) \times 10^{-3}$ см/сут, а величина вертикальных градиентов напора равна $(0,02 \div 5)$.

Если допустить, что определенные нами величины скорости вертикальной фильтрации вызваны градиентами напора того же порядка, что и приведенные в табл. 7, то можно, найти величины коэффициентов фильтрации породы. Используя формулу Дарси, получаем, что величина коэффициентов фильтрации пород, в которых происходит вертикальное движение подземных вод, составляет $2 \cdot 10^{-6} \div 3 \cdot 10^{-2}$ м/сут.

ВЛИЯНИЕ ВЕРТИКАЛЬНОГО ДВИЖЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕЛИЧИНЫ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА

Измеренная величина кондуктивной составляющей теплового потока зависит от величины скорости вертикальной фильтрации. Рассмотрим график относительной ошибки (см. рис. 1), допускаемой при измерении теплового потока. Как видно, относительная ошибка более 10% возможна при скорости около 10 см/год и значениях параметра $\frac{\rho c}{\lambda} (z_2 - z_1)$ более $50 \cdot 10^5$ с/см, что соответствует при $z_2 - z_1 = 100$ м величине коэффициента теплопроводности горных пород $2 \cdot 10^{-3}$ кал/см · с · град. В большинстве случаев коэффициент теплопроводности горных пород изменяется в пределах $(2 \div 10) 10^{-3}$ кал/см · с · град, а величина расстояния между точками измерения температуры равна $10 \div 100$ м. Поэтому для наиболее часто встречающихся случаев параметр $\frac{\rho c}{\lambda} (z_2 - z_1)$ изменяется в диапазоне $10^5 \div 5 \cdot 10^6$ с/см. В указанном диапазоне изменения параметра $\frac{\rho c}{\lambda} (z_2 - z_1)$ при скорости вертикальной фильтрации менее 10 см/год величина относительной ошибки в определении теплопроводного теплового потока меньше 10%, что соизмеримо с погрешностью измерения, вызванной аппаратурой (см. рис. 1). С увеличением скорости вертикальной фильтрации погрешность определения кондуктивной составляющей теплового потока резко увеличивается и превышает 200% при скорости 40 см/год.

Рассматривая распределение вертикальных скоростей (см. табл. 6), можно отметить, что в большинстве случаев скорости вертикальной фильтрации не достигают величины 10 см/год. Поэтому для выяснения влияния движения воды на измерение тепловых потоков были рассмотрены интервалы глубин некоторых скважин, где скорость вертикальной фильтрации превышала 10 см/год. Для этих

интервалов определялись величины кондуктивного теплового потока (q_T), относительной погрешности (δ) суммарного теплового потока $q_{\text{сум}}$ (табл. 8). Ошибка в определении кондуктивной составляющей теплового потока изредка превышает 10%, несмотря на то что скорость вертикальной фильтрации почти во всех рассматриваемых случаях превышает 10 см/год.

Только для скв. Верхнеланная-51 в интервале 1400—1500 м, Чижевская-9 на глубине 1600—1700 м, Руновщинская-5 на глубине 2100—2200 м и Колонтаевская-9 на глубине 200—2100 м величина погрешности достигает или незначительно превышает 10%.

Полученные значения суммарного потока на отдельных интервалах в несколько раз, а иногда в несколько десятков раз превышают величину теплопроводного теплового потока (см. табл. 8). Направление суммарного теплового потока в данном случае определяется направлением скорости вертикальной фильтрации. Для скв. Руновщинская-5 в интервале глубин 2100—2200 м отмечается кондуктивный тепловой поток $1,15 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с и суммарный тепловой поток, направленный вверх и равный $42,1 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с при скорости восходящей фильтрации 22 см/год. Для скв. Колонтаевская-9 в интервале глубин 2000—2100 м величина кондуктивного теплового потока равна $0,81 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с, а суммарный тепловой поток при нисходящей скорости фильтрации 24 см/год достигает $41,7 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с и направлен вниз.

Таким образом, если влиянием вертикальной фильтрации на кондуктивный тепловой поток можно пренебречь в данном случае, то при изучении суммарного теплового потока ее необходимо учитывать. Примем, что критической скоростью вертикальной фильтрации, которую нужно учитывать, является скорость, определяющая величину конвективного теплового потока, равную половине кондуктивного теплового потока,

$$\rho c v U = 0,5 \cdot q_T. \quad (3.1)$$

Учитывая, что в среднем кондуктивный тепловой поток 10^{-6} кал/см² · с, запишем

$$v = \frac{0,5 \cdot 10^{-6}}{\rho c U} \frac{\text{см}}{\text{с}}.$$

Таким образом, величина скорости вертикальной фильтрации, начиная с которой необходимо учитывать конвективную составляющую теплового потока, тем меньше, чем выше температура подземных вод, т. е. с увеличением глубины величина этой критической скорости уменьшается. Так, если на глубине 700—800 м при температуре 30° С величина скорости, начиная с которой надо учитывать конвективный вертикальный тепловой поток, равна $0,16 \times 10^{-7}$ см/с или 0,5 см/год, то на глубине 3—4 км при температуре 100° С эта скорость равна $0,5 \cdot 10^{-8}$ см/с или 0,15 см/год.

При определении величины теплового потока следует учитывать гидрогеологические условия. На территории Днепроовско-Донец-

Таблица 8. Влияние вертикальной фильтрации вод на измерение кондуктивного теплового потока (q_T) и величину суммарного теплового потока ($q_{\text{сум}}$)

Площадь	Номер сква- жин	Глубина, м	Температура, °С	Коэффициент тепло- проводности, кал/см·с·град·10 ⁻³	Скорость, см/год, см/с·10 ⁻⁷	$\frac{\rho c}{\lambda} (z_2 - z_1)$ 10 ⁶	q_T 10 ⁻⁶ , кал/см ² × × с	Относи- тельная ошибка δ , %	$q_{\text{сум}}$ 10 ⁻⁶ , кал/см ² ·с
Верхнеланная	51	1400—1550	45,36—50,24	3,6	15/4,8	4,2	1,17	15	20,7
Чижевская	9	1550—1650	50,24—53,1	4,5	15/4,8	2,2	1,29	7	22,9
Шевченко-Близ- нецы	302	1600—1700	45,3—48,03	4	-19/-6	2,5	1,09	10	-28,2
		700—800	27,8—30,81	4	-8/-2,5	2,5	1,2	2	-5,75
Миролюбовская	9	900—1000	32,1—35,73	4	12/3,8	2,5	1,45	4	10,7
		800—900	29,29—31,67	5	13/4,1	2	1,19	2	10,8
		1000—1100	35,0—37,88	4,5	-10/-3,2	2,2	1,26	2	-12,56
		1400—1500	46,0—48,92	4,2	-19/-6	2,4	1,23	9	-29
		1700—1800	55,21—58,46	4	-17/-5,4	2,5	1,4	9	-31,4
Руновщинская	5	1800—1900	58,46—62,12	4	13/4,1	2,5	1,46	5	22,4
		2100—2200	58,64—61,43	4	-22/-7	2,5	1,15	14	-42,1
		1500—1600	46,11—47,68	4,5	-10/-3,2	2,2	0,705	2	-15,4
Шебелинская	84	700—800	27,66—30,61	3,5	10/3,2	2,85	1,03	3	7,8
		1100—1200	38,82—41,37	4	-10/-3,2	2,5	1,02	3	-13,4
Колонтаевская	9	1200—1300	41,37—43,0	4,5	11/3,5	2,2	0,735	2	13,7
		1900—2000	53,71—55,93	3,5	-14/-4,5	2,85	0,78	6	-25
		2000—2100	55,93—57,73	4,5	24/7,6	2,2	0,81	10	41,7

Примечание. «Минус» означает направление вверх.

кой впадины в интервалах глубин 500—2500 м погрешность определения теплопроводного теплового потока при неучете вертикального движения подземных вод в основном не превышает 10%. Скорость вертикальной фильтрации играет определяющую роль при формировании суммарного теплового потока, влияя не только на величину, но и на направление потока. Критическое значение скорости вертикальной фильтрации, выше которого необходимо учитывать конвективную составляющую теплового потока, уменьшается с 5 мм/год на глубине 700—800 м до 1,5 мм/год на глубине 3—4 км.

ИССЛЕДОВАНИЕ СВЯЗИ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ С ПРОЦЕССАМИ ТЕПЛОПЕРЕНОСА В НИЖНЕПЕРМСКО-ВЕРХНЕКАМЕННОУГОЛЬНОМ ВОДОНОСНОМ КОМПЛЕКСЕ

ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭКСПЛУАТАЦИОННЫХ ЗАПАСОВ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Расчет запасов термальных вод проводился в соответствии с методикой, изложенной в первой главе.

Для расчета выбран регионально выдержанный нижнепермско-верхнекаменноугольный водоносный комплекс как наиболее перспективный для глубинного теплоотбора. Данный комплекс ограничен сверху и снизу слабопроницаемыми толщами пород. Мощность комплекса изменяется от 50 до 3500 м, кровля его залегает на глубине от 1300 м на северо-западе впадины до 2600 м на юго-востоке.

Существенным препятствием для практического использования термальных вод является их высокая минерализация — 30—50 г/л, достигающая вблизи соляных штоков 300 г/л, и почти повсеместное отсутствие самоизлива.

Необходимо отметить, что в Киевском инженерно-строительном институте под руководством проф. Б. Н. Лобаева (1969) разработан способ использования тепла высококонцентрированных рассолов.

Динамика подземных вод резко осложняется разломами, локальными структурами и соляной тектоникой. Это обстоятельство заставляет учитывать возможность значительных вертикальных перетеканий в районах нарушений. Построенная гидродинамическая сетка отражает особенности гидродинамического режима. На сетке нанесены изолинии напоров водоносных горизонтов комплекса C_3 — P_1 , приведенных к плоскости сравнения — 3000 м, и линии тока. При построении карты приведенных напоров были использованы лишь те фактические точки, которые находятся в краевых частях антиклинальных поднятий. Представляется, что в таком случае линейная интерполяция напоров для межструктурных участков допустима. При построениях использованы основные положения гидродинамической схемы В. А. Терещенко (1966).

Анализ гидродинамической сетки свидетельствует о сложной гидродинамической обстановке в нижнепермско-верхнекаменноугольном комплексе.

Внешние области питания можно отметить на северо-востоке

Днепровско-Донецкой впадины — Воронежский кристаллический массив, на северо-западе — Украинский щит, а также Брагинско-Черниговский выступ и на юго-востоке — Донбасс. Питание палеозойских комплексов на склонах массивов происходит через покровные и подстилающие отложения (Терещенко, 1966).

Основная часть региональной разгрузки осуществляется переливом в более молодые литолого-стратиграфические комплексы и последующей разгрузкой в долину Днепра, примерно на участке Кременчуг — Днепропетровск. На крайнем юго-западе воды комплекса разгружаются в долину Самары.

Сложная солянокупольная тектоника Днепровско-Донецкой впадины обусловила локальные очаги скрытой разгрузки и питания, которые приурочены, как правило, к структурам, осложненным нарушениями или подверженным влиянию тектоники.

Локальные области питания рассматриваемого водоносного комплекса отмечаются в районах Прилукской, Чернухинской, Мироньевской, Северо-Волвенковской и Балаклеевской структур. Локальная разгрузка наблюдается на Адамовской, Ичнянской и к северо-востоку от Великобубновской структур.

Расчеты по взаимокорректировке (Лялько, Шнейдерман, 1965; Шнейдерман, 1970) позволили привести в соответствие величины коэффициентов водопроводимости и модулей перетекания.

На основании полученного распределения коэффициентов водопроводимости и гидродинамической сетки были выборочно определены градиенты напоров и скорости фильтрации (табл. 9). Величина градиента напоров изменяется в пределах $(0,14—10) \cdot 10^{-3}$, величина скорости от 0,12 до 36 см/год, что подтверждается работами В. А. Терещенко (1967). Если сопоставить данные, представленные в табл. 7, 8 и 9, можно отметить, что величина вертикальных градиентов приведенных напоров на 2—3 порядка больше, чем горизонтальных. Величины скоростей вертикальной и горизонтальной фильтрации по порядку величин совпадают, что можно объяснить резкими отличиями коэффициентов фильтрации коллекторов и слабопроницаемых пластов.

Модули перетекания, представляющие алгебраическую сумму скорости вертикальной фильтрации через кровлю и подошву комплекса, в основном равны 1—6, а в районах некоторых структур (Ичнянской) превышают 50 мм/год.

Внутренние участки питания и разгрузки водоносного комплекса совпадают с геотермическими аномалиями в недрах Днепровско-Донецкой впадины. Так, местная область разгрузки в районе Буромской и Ичнянской структур совпадает с местным понижением изотермической поверхности $+50^{\circ}\text{C}$. Область питания в районе Чернухинской структуры соответствует подъему изотермической поверхности $+50^{\circ}\text{C}$.

Метод электромоделирования дает возможность определить влияние структурного эффекта на локальных поднятиях и соляных штоках на распределение температуры, а также оценить величину

скорости вертикальной фильтрации воды. Например, на Шебелинской структуре скорость вертикальной фильтрации по центру поднятия составляет 20 мм/год и направлена вверх (Лурье, Митник, 1970).

Анализ геологических и фильтрационных характеристик экранящих пластов, вертикальных градиентов напоров, приведен-

Таблица 9. Определение скорости фильтрации в нижнепермско-верхнекаменноугольном водоносном комплексе ДДВ (в ненарушенных условиях)

Район	Перепад напоров на ячейке, м	Длина ячейки, м 10^3	Градиент напора 10^{-3}	Коэффициент водопроницаемости, м ² /сут	Эффективная мощность, м	Скорость фильтрации, v	
						м/сут 10^{-5}	см/год
Чернигов	10	30	0,33	2	100	0,66	0,24
»	10	15	0,67	0,5	100	0,33	0,12
»	10	7,5	1,33	1,5	100	2	0,77
Ромны	10	17,5	0,57	40	125	18,3	6,7
Миргород	10	17,5	0,57	15	150	5,7	2,1
»	10	18,5	0,54	20	150	7,2	2,65
Прилуки	10	3,5	2,86	15	100	40	14,6
»	10	1	10	10	100	100	36,5
»	50	5	10	7	100	70	25,5
»	10	7,5	1,33	6	100	8	2,9
»	10	3	2,33	4	100	13,3	4,85
Полтава	1	7	0,143	26	150	2,5	0,91
»	1	7	0,143	40	150	3,8	0,84
Шебелинка	20	10	2	14	250	11,2	4,1
»	20	7,5	2,67	6	250	6,9	2,5
Балаклея	10	7,5	1,33	5	250	2,66	0,97
»	10	2,5	4	5	250	8	2,9
Чернухи	10	12,5	0,8	8	150	4,25	1,55
»	10	2,5	0,4	4	150	10,6	3,8
»	10	15	0,665	10	150	4,4	1,6

ных данных о тепловых аномалиях и геотермические методы определения вертикальной скорости фильтрации позволили перейти от величин распределенного питания к величинам скорости вертикальной фильтрации, необходимым для последующего прогнозирования температуры подземных вод при их эксплуатации.

Были выполнены работы по прогнозированию глубинного теплоотбора из нижнепермско-верхнекаменноугольного водоносного комплекса для выяснения возможной теплофикации городов Полтавы и Миргорода. Фильтрационная часть задачи решалась на сеточном электроинтеграторе УСМ-1. Фильтрационная расчетная схема составлялась в соответствии с геолого-тектоническими, литолого-фаціальными и гидрогеологическими особенностями района исследований и уточнялась в результате взаимокорректировочных расчетов.

Исследуемая область разбита на неравномерную сетку расчетных блоков (563 блока), расстояние между центрами которых изменя-

лось от 5 км вблизи прогнозируемых водозаборов до 35 км вдали от них.

Задача решалась методом суперпозиции (Аравин, Нумеров, 1953) при следующих граничных условиях: на всех групповых водозаборах задавалось понижение статического уровня в скважинах 500 м; в районах разгрузки в реки Днепр и Самару задавались граничные условия I рода, т. е. предполагалось постоянство напора; на юго-востоке на границе с Донбассом заданы граничные условия II рода (движение воды через контур не происходит); в остальных случаях задавались граничные условия III рода (скорость фильтрации пропорциональна градиентам напоров).

Каждый из групповых водозаборов аппроксимировался при моделировании одним узлом на сетке*. В соответствии с принятыми параметрами был получен следующий коэффициент подобия модели и природы: по сопротивлению $M_R = 5 \cdot 10^{-4}$ ом \cdot см²/с, по времени $M_t = 7 \cdot 10^{-13}$.

Согласно проведенным оценкам стационарный режим установится через 40—50 лет после начала эксплуатации месторождений термальных вод. Прогнозирование водопритока в эксплуатационные скважины выполнялось для условий установившейся фильтрации, что дало несколько заниженные результаты, обеспечивая некоторый запас.

В результате моделирования построена гидродинамическая сетка для прогнозных условий и определены расходы на групповых водозаборах (рис. 30).

Из анализа этой гидродинамической сетки следует, что эксплуатация Полтавского и Миргородского водозаборов с понижением статического напора на 500 м существенно повлияла на гидродинамику исследуемого водоносного комплекса. Подток подземных вод из областей питания значительно интенсифицировался, увеличился подток вод со стороны Украинского щита, а р. Днепр из дрены (в бытовых условиях) превратилась в область питания.

Расчеты показали, что в неискаженных (естественных) условиях скорость горизонтальной фильтрации изменяется от сотых долей сантиметра до нескольких сантиметров в год, а в прогнозных условиях она достигает десятков сантиметров в год, увеличиваясь до скорости, измеряемой метрами в год вблизи водозаборов.

Производительность Миргородского водозабора, согласно проведенным расчетам, равна 11,37 тыс. м³/сут, а производительность Полтавского водозабора равна 3 тыс. м³/сут, что связано с расположением его на участке пониженной водопроницаемости.

При решении тепловой задачи в прогнозных условиях следует задать распределение тепловых сопротивлений пород, перекрывающих основной водоносный комплекс. Для получения этих дан-

* При расчетах водоотбора использовались дополнительные сопротивления, подаваемые к узлам сетки интегратора для учета различий в радиусах реальных скважин (принимаемых совершенными) и размерах групповых водозаборов по методике В. М. Шестакова (1965).

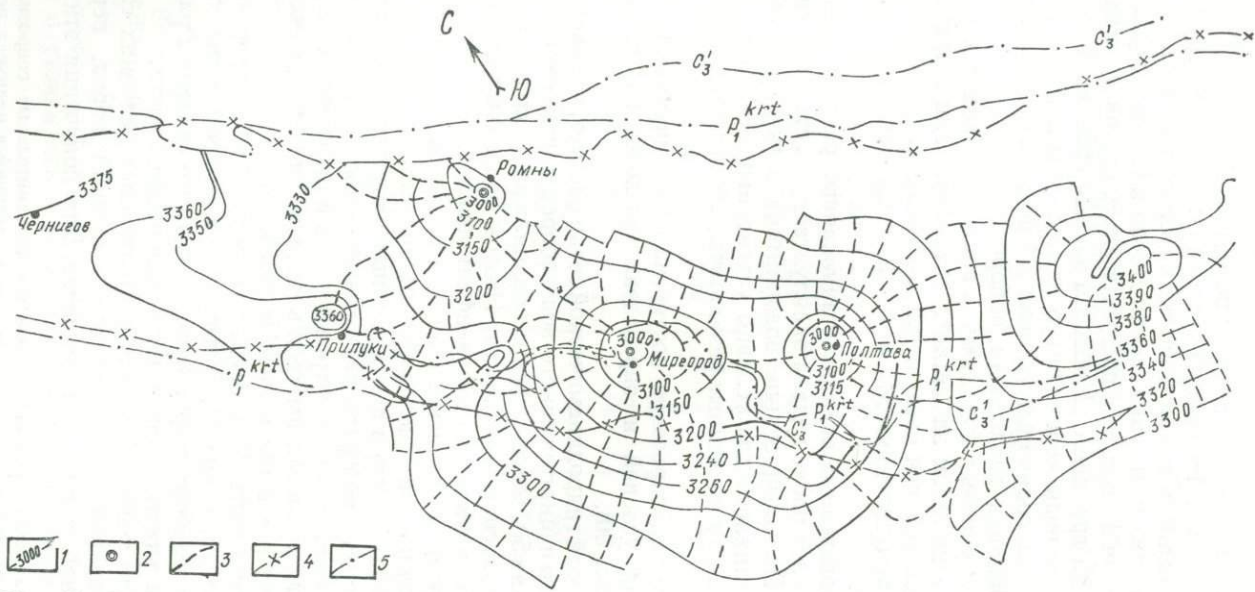


Рис. 30. Гидродинамическая сетка нижнепермско-верхнекаменноугольного водоносного комплекса Днепровско-Донецкой впадины (в прогнозных условиях):

1 — изолинии приведенных напоров в условиях установившегося режима эксплуатации, м; 2 — прогнозируемые групповые водозаборы на термальные воды; 3 — линии тока в условиях установившегося режима эксплуатации; 4 — краевые разломы; 5 — границы распространения водоносного комплекса.

ных необходимо решить уравнение теплового баланса для каждой ячейки в естественных условиях, при которых известны температуры и расход воды.

Строим карту температур водоносного комплекса, предполагая, что водоносный комплекс имеет постоянную по высоте температуру, соответствующую середине мощности комплекса. Исходными материалами при построениях служили схематические карты изопахит C_3^3 и P_1 (Баранов, 1965), тектоническая карта Днепроовско-Донецкой впадины под редакцией Н. А. Мартынова (1966) и термограммы 67-и скважин, полученные трестом «Укргеофизразведка» и Институтом геофизики АН УССР.

Температура поверхности середины водоносного комплекса $C_3 - P_1$ будет в среднем характеризовать все водоносные слои, находящиеся в данном комплексе. Сложность формы поверхности середины комплекса, обусловленная солянокупольной тектоникой, не дает возможности интерполировать между собой непосредственно значения замеренных температур. Поэтому пришлось предварительно построить карту глубины залегания поверхности середины комплекса, а затем по термограмме ближайшей скважины определить температуру для заданной глубины. В региональном плане температура середины водоносного комплекса повышается в юго-восточном направлении и от бортов к осевой части Днепроовско-Донецкой впадины. В местах, приподнятых структурами, температура понижается, а в межструктурных впадинах — повышается. Если в районе г. Чернигова температура в приподнятых частях имеет значения $37-35^\circ$, а в межструктурных пространствах достигает $45-50^\circ C$, то в районе г. Прилук на структурах температура равна $40-50^\circ$, а в межструктурных пространствах — $70^\circ C$.

Юго-западнее г. Ромен средняя температура составляет $90-110^\circ C$, а севернее Миргорода — $85^\circ C$. В юго-восточном направлении минимальные температуры в приподнятых частях составляют $55-60^\circ$ и только непосредственно в прибортовых частях в районе краевых разломов опускаются до $43-30^\circ C$. Закономерное повышение температуры в юго-восточном направлении и от бортов к оси впадины объясняется погружением поверхности пластов в этих направлениях. В районе г. Полтавы выделяется область высоких температур ($70^\circ C$), вблизи Шебелинской структуры большой район характеризуется температурами $90-110^\circ C$. Таким образом, можно выделить места с высокими значениями температур. Эти места определяют возможность прогрева подземных вод и должны рассматриваться как своего рода естественные котлы-подогреватели. По полученной карте можно выделить районы, перспективные на термальные воды определенной температуры, и предварительно определить места заложения скважин. В связи с тем что при откачке воды из эксплуатационных скважин резко меняется направление движения подземных вод, можно закладывать сравнительно неглубокие эксплуатационные скважины в приподнятых структурами частях водоносных пластов. При эксплуатации водоносного пласта

осуществится подтягивание более горячих вод из погруженных частей водоносного пласта, что обеспечит более высокую температуру в скважине, несмотря на то, что в естественных условиях в месте заложения скважины температура была более низкой.

Построенная карта температур в естественных условиях дала возможность рассчитать распределение коэффициентов теплопроводности пластов, перекрывающих водоносный комплекс.

Наличие прогнозной гидродинамической сетки, сведений о распределении вертикальных скоростей фильтрации через кровлю и подошву комплекса, тепловых потоков, температур водных потоков, тепловых сопротивлений, дает возможность составить уравнение теплового баланса для каждой ячейки прогнозной гидродинамической сетки и решить его относительно температуры на выходе из ячейки по зависимости (1.114). При этом считалось, что в связи с понижением напоров в основном водоносном комплексе из-за водоотбора отток воды через кровлю или подошву невозможен, и соответствующая скорость вертикальных перетоков принималась равной нулю.

Температура, определенная с помощью теплобалансового расчета в районе Миргородского водозабора, равна $66,4^{\circ}$, а в районе Полтавского водозабора — 62° С. Соответствующие температуры до включения водозаборов были равны 68 и 60° С. Величина прогнозного теплоотбора в районе Миргорода с учетом того, что температура сбрасываемой воды в среднем 15° С, равна $213 \cdot 10^9$ ккал/год, а в районе Полтавы $51 \cdot 10^9$ ккал/год, что соответствует $30,4 \cdot 10^3$ т/год и $7,3 \cdot 10^3$ т/год условного топлива.

Согласно опубликованным данным, расчетный максимум теплопотребления в городах составляет в среднем $6,25 \cdot 10^6$ ккал/год на человека (Колпаков, 1963). Следовательно, Миргородское месторождение термальных вод сможет обеспечить теплом население численностью около 34 000 человек, а Полтавское месторождение — не более 8 000 человек.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССА ТЕПЛОПЕРЕНОСА В НИЖНЕПЕРМСКО-ВЕРХНЕКАМЕННОУГОЛЬНОМ ВОДОНОСНОМ КОМПЛЕКСЕ

Исследование процесса теплопереноса в водоносном комплексе проводилось с помощью формул (1.84), (1.85), (1.86). Определялись коэффициенты n , характеризующие реальный, конвективный и кондуктивный процессы теплопереноса (табл. 10), при этом использовались найденные значения горизонтальной фильтрации (см. табл. 9).

В естественных условиях только в районе городов Чернигова и Полтавы, где отмечаются малые скорости фильтрации, коэффициент n_1 реального процесса теплопереноса приближается по величине к коэффициенту n_3 кондуктивного теплопереноса. Таким образом, на большей части Днепровско-Донецкой впадины, в нижнеперм-

Таблица 10. Исследование процесса теплопереноса в нижнепермско-верхнекаменноугольном водоносном комплексе ДДВ (в ненарушенных условиях)

Расчетная формула	Район							
	Чернигова	Ромен	Прилуки	Миргорода	Полтавы	Шебелинки	Балаклена	Чернухи
$v, \text{ см/с} \cdot 10^{-7}$	0,1	2	5	0,9	0,3	1	1	1
$m, \text{ см} \cdot 10^4$	1	1	1	1,5	1,5	2,5	2,5	1,5
$\Delta z, \text{ см} \cdot 10^6$	1,5	2	3	3	4	4	4	3
$n_1 = \frac{v}{2\lambda} \left(1 - \sqrt{1 + \frac{4}{m\Delta z} \times \left(\frac{\lambda}{v} \right)^2} \right), 10^{-5}$	-2,4	-0,85	-0,25	-0,81	-0,97	-0,35	-0,35	-0,7
$n_2 = \frac{\lambda}{m\Delta z v}, 10^{-5}$	-2,66	-1	-0,266	-1,1	-2,2	-0,4	-0,4	-0,9
$n_3 = \sqrt{\frac{4}{m\Delta z}}, 10^{-5}$	-2,58	-2,2	-1,83	-1,49	-1,3	-1	-1	-1,5

ско-верхнекаменноугольном водоносном комплексе процесс теплопереноса может считаться конвективным. В каждом конкретном случае необходимо выполнять такую оценку.

Подобный же расчет выполнен для прогнозных условий, т. е. для условий работы Миргородского и Полтавского водозаборов. Для этого предварительно были определены скорости фильтрации (табл. 11). Как видно, значения скорости значительно увеличились по сравне-

Таблица 11. Распределение скорости фильтрации в нижнепермско-верхнекаменноугольном водоносном комплексе Днепровско-Донецкой впадины (в прогнозных условиях)

Район	Перепад напоров на ячейке, м	Длина ячейки, м 10^3	Градиент напоров 10^{-3}	Коэффициент водопроводимости, $\text{м}^2/\text{сут}$	Эффективная мощность, м	Скорость фильтрации	
						м/сут 10^{-5}	см/год
Чернухи	20	3	6,7	8	150	36	13,1
	20	12,5	1,6	10		10,6	3,9
Миргород	50	7,5	6,7	15	150	67	24,5
	40	9	4,5	15		45	16,4
Полтава	100	5	20	2	150	27	9,9
	50	15	3,3	4		8,7	3,2
Шебелинка	20	6,5	3,1	20	250	25	9,1
	20	7,5	2,7	20		21,6	8

нию с начальными (ненарушенными) условиями. Так, в районе Чернухинской структуры скорости увеличились в среднем в четыре раза, в районе Миргорода — в 8—12, в районе Полтавы — в восемь, Шебелинки — в два-три раза.

Для рассмотренных случаев показатель n_1 реального процесса незначительно отличается от показателя n_2 конвективного процесса (табл. 12). Таким образом, при стационарном режиме работы

Таблица 12. Исследование процесса теплопереноса в нижнепермско-верхнекаменноугольном водоносном комплексе ДДВ (в прогнозных условиях)

Расчетная формула	Район			
	Миргорода	Полтавы	Шебелинки	Чернух
v , см/с, 10^{-7}	6,3	2	2,5	3
m , см, 10^4	1,5	1,5	2,5	1,5
Δz , см, 10^5	3	4	4	3
$n_1 = \frac{v}{2\lambda} \left(1 - \sqrt{1 + \frac{4}{m\Delta z} \left(\frac{\lambda}{v} \right)^2} \right)$, 10^{-5}	-0,15	-0,32	-0,156	-0,225
$n_2 = \frac{\lambda}{m\Delta z v}$, 10^{-5}	-0,13	-0,325	-0,16	-0,30
$n_3 = \sqrt{\frac{1}{m\Delta z}}$, 10^{-5}	-1,5	-1,3	-1	-1,5

водозаборов процесс теплопереноса в нижнепермско-верхнекаменноугольном комплексе Днепровско-Донецкой впадины с достаточной степенью точности может рассматриваться как конвективный.

ИЗУЧЕНИЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ЛОКАЛЬНЫХ СТРУКТУР ПО ГЕОТЕРМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Изучение геотермических условий нефтегазоносных районов дало возможность установить, что в сводах большинства положительных структур отмечаются температурные и тепловые положительные аномалии (Корценштейн, 1964; Застежко, Лурье, 1965; Борзасеков, 1969; Брайловский, Голиков, 1970). Перепад температур от свода к крыльям на одной и той же глубине изменяется от долей градуса до 20°C , а величина теплового потока над сводом может превышать фоновую в 1,5—2 раза, постепенно снижаясь над крыльями до фоновой (Сухарев, Власова, Тарануха, 1969). Аномалия закономерно уменьшается с приближением к поверхности Земли.

Рассматривая материалы геотермических исследований, можно отметить, что нет однозначной зависимости между величинами температурных и тепловых аномалий и геометрией складки.

Для выяснения роли гидродинамики в процессе формирования геотермического режима локальных структур была выполнена количественная оценка конвективного теплопереноса на Шебелинской площади (Лурье, Митник, 1970). Шебелинская структура имеет размеры 40×13 км и углы падения пластов от 12 до 26° . Центральная часть структуры осложнена многочисленными разломами, которые могут служить путями разгрузки глубинных вод (Козлов, 1962; Баранов, 1965). В зоне центральных поднятий Днепровско-Донецкой впадины, к которой относится Шебелинское месторождение, на региональном тепловом фоне выделяется несколько положительных геотермических аномалий. Одна из наиболее крупных аномалий приурочена к Шебелинскому месторождению.

На глубине контакта газ — вода (-2270 м) температура от периферии к своду возрастает на $18-19^\circ$ С. С уменьшением глубины в пределах структуры постепенно выравниваются температуры, и на глубинах менее 500 м аномалия становится незначительной.

Анализ причин аномального распределения температур на Шебелинской структуре, проведенный в работе Ю. С. Застежко и А. И. Лурье (1965), показал, что основными факторами могут быть форма структуры и восходящий конвективный теплоперенос. С этими же причинами связаны, по-видимому, аномалии и на некоторых других структурах Днепровско-Донецкой впадины.

По данным С. С. Ковнера (1947), аномалия температур на крупных структурах за счет изменения теплопроводности может достигать 4° С.

Необходимо отметить, что выяснение роли различных факторов, определяющих температурный режим на локальных структурах, приобретает особое значение в связи с проблемой поисков нефтяных и газовых месторождений.

Моделирование процесса стационарного теплопереноса в Шебелинской структуре проводилось на электронинтеграторе ЭГДА-9/60 с использованием результатов геотермических исследований института УкрНИИГаз.

Модель Шебелинской структуры представляет собой вертикальный разрез, выполненный из электропроводной бумаги в соответствии с теплопроводностью конкретных пластов (табл. 13). Величина электросопротивления бумаги подбиралась из условия постоянства коэффициента подобия.

Моделирование проводилось в три этапа. Каждый этап характеризуется своим нижним граничным условием.

На первом этапе предполагалось, что под структурой имеет место равномерно распределенный тепловой поток плотностью $1,1 \times 10^{-6}$ кал/см² · с. Снятая при этом система изолиний потенциалов показала, что нет совпадения модельных температур с натурными температурами ни по величине, ни по конфигурации изолиний. Изолинии потенциалов очень пологи и проходят гораздо ниже соответствующих натуральных изотерм. Очевидно, кондуктивный теплоперенос с учетом изменения теплофизических свойств залегающих

пород и геометрии складки, т. е. структурный эффект, не обеспечивает формирование наблюдаемого температурного режима при заданной плотности теплового потока.

На втором этапе уточнялось нижнее граничное условие. Предполагалось, что распределение теплового потока равномерное, но величина его подбиралась так, чтобы на скв. 74 в точке замера 70° С (на глубине 2600 м) был потенциал 30%. В этом случае также не было необходимого совпадения изолиний потенциалов и изотерм.

Таблица 13. Основные характеристики модели Шебелинской структуры (по скв. 200)

Интервал, м	Породы	Коэффициент теплопроводности, $\frac{\text{кал}}{\text{см} \cdot \text{с} \cdot \text{град}} \cdot 10^{-3}$	Электросопротивление квадрата бумаги, ом
25—102	Глинистые песчаники	4,8	13 640
102—600	Переслаивание глин песчаных, известковистых с глинистыми песчаниками	4,5	14 760
600—710	Глина	4,4	15 090
710—790	Песчаники	6,0	11 060
790—1080	Чередование песчаников и глин	5,00	13 370
1080—1520	Чередование ангидритов, глин и каменных солей	7,8	8551
1520—2010	Песчаники, глины	5,22	12 780
2010—4500	Песчаники, алевролиты, глины, аргиллиты	5,0	13 310

Остается допустить, что распределение теплового потока неравномерное.

На третьем этапе распределение плотности теплового потока на нижней границе, т. е. распределение силы тока на нижних шинах, подбиралось так, чтобы нижняя известная изотерма совпадала с соответствующей изолинией потенциалов. Полного совпадения получить не удалось, но наилучшее приближение достигалось, когда к одной центральной шине было подведено 430 мкА, к двум другим, к ней примыкающим — по 90, а к остальным — по 37 мкА. Отсюда можно сделать вывод, что фактическое распределение температур вызвано не структурным эффектом, а концентрированным подводом тепла по центру структуры, более интенсивным, чем на остальной площади. В природных условиях это может быть обусловлено или конвективным теплопереносом в вертикальном направлении, или наличием вертикального разлома, заполненного породой с увеличенным коэффициентом теплопроводности. Так как такой разлом не был обнаружен, то остается допустить существование вертикальной фильтрации флюида в центральной части Шебелинской структуры.

Тепловой поток на крыльях моделируется силой тока $i_T = 38$ мкА и может рассматриваться как кондуктивный. Тепловой поток в центре структуры моделируется силой тока $i_{\text{сум}} = 430$ мкА и рассматривается как суммарный, состоящий из конвективной и кондуктивной составляющих. Принимая, что кондуктивный тепловой поток под крыльями составляет $q_T = 0,91 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с и что температура в месте определения теплового потока равна 150° С, получим величину скорости вертикальной фильтрации (Лурье, Митник, 1970)

$$v = \frac{q_T}{\rho c U} \left(\frac{q_{\text{сум}}}{q_T} - 1 \right) = \frac{q_T}{\rho c U} \left(\frac{i_{\text{сум}}}{i_T} - 1 \right) = 6,3 \cdot 10^{-3} \text{ см/с}$$

или 2 см/год.

(3.2)

Таким образом, распределение температур, наблюдаемое на Шебелинской структуре, вероятно, объясняется вертикальной фильтрацией флюидов со скоростью 2 см/год по нарушениям, сосредоточенным в центральной части структуры. Разница между температурами в центральной и периферийной частях структуры уменьшается с приближением к поверхности. Учитывая, что температурная аномалия уменьшается с приближением к поверхности и на глубине менее 500 м почти незаметна, можно предположить, что восходящий поток подземных вод ограничен глубиной гораздо большей, чем 500 м.

Моделирование процесса стационарного теплопереноса на Шебелинской структуре показало, что влияние формы залегания слоев различной теплопроводности при условии изотропности каждого слоя не может обусловить наблюдаемые температурные аномалии. Наиболее вероятной причиной температурных аномалий могут быть вертикальные потоки флюидов, фильтрующиеся по зонам повышенной проницаемости.

Полученная величина скорости вертикальной фильтрации близка по порядку величин к скоростям, фиксируемым обычными методами гидродинамики в Днепровско-Донецкой впадине и других районах (Застежко, Лурье, 1965).

ИССЛЕДОВАНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ МАССОПЕРЕНОСА В ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКОМ ВОДОНОСНОМ КОМПЛЕКСЕ НА ЮГО-ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ УКРАИНСКОГО ЩИТА

КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Геологическими исследованиями, проведенными в данном районе в породах верхнедокембрийского (вендского) комплекса обнаружены многочисленные проявления флюорита, свинца, цинка и других полезных ископаемых. Возник вопрос о генезисе флюоритовой и полиметаллической минерализации, эффективных критериях и методах поисков месторождений этих полезных ископаемых.

В геологическом строении территории (Жовинский, 1969; Великанов, 1971; Нечаев, 1972 и др.), участвуют архей-раннепротерозойские метаморфические породы кристаллического фундамента, поверхность которого осложнена эрозионно-тектоническими поднятиями и впадинами с амплитудой до 50 м, отложения верхнедокембрийского (вендского) комплекса, меловой, неогеновой и четвертичной систем. Стратиграфически вендские отложения разделяются: на волынскую (мощность около 45 м) и валдайскую (мощность около 350 м) серии, представленные преимущественно грубозернистыми песчаниками, местами содержащими прослойки вулканитов (до 30 м). Валдайская серия содержит отложения могилевской, ярышевской, нагорянской и каниловской свит. В состав могилевской свиты входят ольчедаевские, ломозовские и ямпольские слои. К ольчедаевским и ямпольским слоям, представленным крупно- и разнозернистыми песчаниками русловой и прибрежно-морской фаций средней мощностью около 60 м, и приурочены, главным образом, флюоритовая и полиметаллическая минерализации. Известные в Подольском Приднестровье рудопроявления флюорита и сульфидов цинка и свинца в вендской толще находятся в полосе шириной до 30 км на расстоянии около 150 км вдоль границы щита. Подавляющая масса концентраций флюорита и полиметаллов относится к категории стратифицированных проявлений, представленных согласными с вмещающими породами пластовыми рудными телами, в которых рудные минералы входят в состав цемента.

Рудопроявления контролируются фациальными факторами, обусловленными палеотектоническими процессами и палеогеографией. Все проявления минерализации пространственно тяготеют к долинам и внешним (к щиту) частям поднятий доольчедаевского рельефа.

ефа. Сопряженные с депрессиями поднятия способствовали задержанию сносимых водным стоком со щита терригенных материалов и растворенных продуктов и отложению их в депрессиях.

Удаленные от береговой линии поднятия препятствовали быстрым течениям (в том числе и в подрусловых потоках подземных вод), создавали спокойную гидродинамическую обстановку, благоприятствуя развитию бактериальных процессов и сероводородному заражению участков морского бассейна (Великанов, 1971). Закономерности в распределении флюоритового и сульфидного оруденений свидетельствуют об их инфильтрогенной природе (Лазаренко, 1947). Источником рудных элементов (F, Pb, Zn) при этом могли быть разрушающиеся биотит, пироксены и амфиболы, играющие весьма значительную роль в породах этой части Украинского щита (Нечаев, 1972).

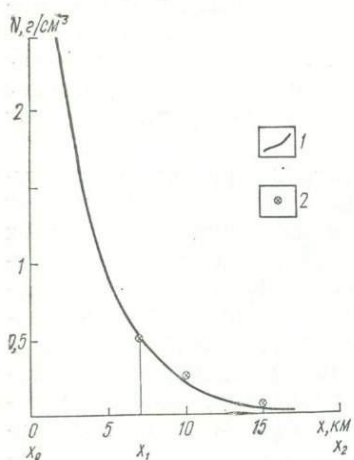
Современные гидрогеологические условия территории характеризуются принадлежностью вендского водоносного комплекса (как и залегающих выше верхнемелового и четвертичного водоносных горизонтов) к зоне интенсивного водообмена, содержащей преимущественно пресные воды щелочной реакции ($pH = 7-8$) гидрокарбонатного магнево-кальциевого состава. Внешняя область питания находится на периферии Украинского щита, местными областями питания являются участки водораздельных пространств. Разгрузка подземных вод всех водоносных горизонтов зоны интенсивного водообмена осуществляется главным образом в гидрографическую сеть, глубина эрозионного вреза которой для района весьма существенна (до 200 м). Хорошая обнаженность вендских пород района создает благоприятные предпосылки для постановки здесь гидрогеохимических поисков полезных ископаемых.

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЯ ПРОЦЕССА ФЛЮОРИТИЗАЦИИ ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД В ПОДОЛЬСКОМ ПРИДНЕСТРОВЬЕ

Палеогеографические условия могилевского времени, осадки которого, литифицированные последующими процессами, отличаются флюоритовым и сульфидным оруденением, на исследуемой территории характеризуются наличием прибрежной мелководной зоны моря, в которое со стороны Украинского щита впадало несколько крупных водотоков, обеспечивших снос со щита и отложение в мелководной зоне крупнозернистого песчанистого материала (Великанов, 1971). В диа- и эпигенетическую стадии преобразования этих осадков происходило заполнение их пор первичными (в основном глинистыми) и вторичными (кварцевыми, кальцитовыми, флюоритовыми, галенитовыми, сфалеритовыми) цементами. Согласно принятой гипотезе перенос цементообразующих элементов (фтора, свинца, цинка), выщелочившихся из пород Украинского

щита, мог осуществляться поверхностными водами или подрусловыми потоками (Нечаев, 1972).

Установленная на территории зональность (в направлении от щита) флюорит-галенит-сфалеритовой минерализации, наиболее четко выраженной в песчаниках могилевской свиты венда (Ткачук, Жовинский, 1970; Великанов, 1971; Нечаев, 1972 и др.), может быть объяснена различной миграционной способностью соединений фтора, свинца и цинка в растворах (Перельман, 1968). Ха-



актер изменения содержания флюорита в породах зоны флюоритовой минерализации может быть количественно интерпретирован путем исследования схематизированной динамической модели процесса конвективного массопереноса (Голубев, 1969; Лялько и др. 1970), отражающей условия миграции фтора в подрусловых водах, поступающих с Украинского

Рис. 31. Зависимость содержания фтора в песчаниках могилевской свиты Подольского Приднестровья от удаленности от границы Украинского щита:
1 — расчетная кривая; 2 — среднее значение фактических содержаний.

щита, и его взаимодействия с ранее отложенным в песчаниках кальцитовым цементом.

Поскольку предполагается, что фтор в воды, стекающие с Украинского щита, попадает вследствие выщелачивания кристаллических пород, концентрация фтора не превышает величины $n \cdot 10^{-1}$ мг/л (Крайнов, 1973), и наиболее вероятным представляется следующий механизм флюоритизации вендских песчаников. Слабокислые воды, поступающие из коры выветривания кристаллических пород Украинского щита, смещают карбонатное равновесие в подземных водах песчаников, содержащих кальцитовый цемент, в сторону увеличения концентрации иона Ca^{2+} . Пересыщенный раствор CaF_2 с ионным произведением $I = [Ca^{2+}][F^-]^2$ больше $n \cdot 10^{-11}$ фильтруется на расстояние, обусловленное величиной инкубационного периода (Jensen, 1937) для данного ионного произведения (I) и скоростью фильтрации. Затем происходит кристаллизация флюорита из раствора.

Для расчета длительности процесса флюоритообразования из водных растворов в вендских песчаниках Подольского Приднестровья используем концентрационный профиль (рис. 31), распределения флюорита в песчаниках, построенный по данным С. Н. Нечаева (1970).

Предположим, что распределение фтора в твердой фазе определяется зависимостью (2.30) для одномерной задачи в однородной среде

при граничных и начальных условиях (2.36), ось x направлена от Украинского щита нормально к нему вдоль направления движения древних подрусловых потоков, а уравнение скорости кристаллизации флюорита из водных растворов описывается зависимостью (2.35).

Анализ концентрационного профиля флюорита в вендских песчаниках (см. рис. 31) показывает, что процесс флюоритизации не достиг своего стационарного состояния.

Решение уравнений (2.30), (2.35), (2.36) для нестационарной стадии дает возможность найти по соотношению (2.37) содержание (концентрацию) фтора в твердой фазе (N) в составе цемента в любой точке (x) в зависимости от времени (t), прошедшего с начала процесса миграции, скорости движения подруслового потока воды (v), начального пересыщения ($\Delta C_0 = C_i - C_{\text{нл}}$) и константы скорости кристаллизации CaF_2 .

Учитывая, что $t \gg \frac{x}{v}$, уравнение (2.37) можно записать:

$$N(x, t) = \gamma \Delta C_0 t \exp\left(-\frac{\gamma}{v} x\right). \quad (4.1)$$

Принимая согласно существующего в данных природных условиях концентрационного профиля (см. рис. 31), что точка начала кристаллизации флюорита из фильтрующихся пересыщенных растворов удалена на 7 км от границы Украинского щита ($x_1 = 7$), рассчитаем теоретическую продолжительность периода образования флюоритового цемента в точке с координатой $x_2 = 10$ (т. е. удаленной от границы Украинского щита на 10 км). Выбираем исходные данные для расчета. Концентрация флюорита в породах для точки $x = x_2 - x_1 = 3$ км равна 20%. Согласно предполагаемой схеме процесса скорость движения подруслового потока принимаем равной 13 см/с при пористости вендских песчаных отложений $n = 0,20$. Константа скорости кристаллизации CaF_2 определена на основании экспериментальных данных (Jensen, 1937) $\gamma = 3 \cdot 10^{-4} \text{с}^{-1}$. Теоретическую длительность образования флюорита найдем на основании зависимости (4.1), принимая величину пересыщения ΔC_0 равной 0,1 мг/л ($10^{-5}\%$) (для пересчета этой величины на единицу объема породы, ее нужно умножить на пористость n')

$$t = \frac{N}{\gamma \cdot n \cdot \Delta C_0 \exp\left(-\frac{\gamma}{v} x\right)} = \frac{20}{3 \cdot 10^{-4} \cdot 0,2 \cdot 10^{-5} \exp\left(-\frac{3 \cdot 10^{-4} \cdot 3 \cdot 10^5}{13}\right)} = 3,66 \cdot 10^{13} \text{ с} = 1,16 \cdot 10^6 \text{ лет}. \quad (4.2)$$

Полученное значение длительности процесса образования флюорита является оценочным, так как для расчета были использованы усредненные по некоторой территории и времени исходные данные, при расчете не учитывались различные факторы, изменяющие скорость кристаллизации.

ОБОСНОВАНИЕ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПОИСКОВ ФЛЮОРИТА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ СЕТКИ

Исследования проводились на междуречье Жван — Батиг северо-западной г. Могилева-Подольского, где в 1962 г. в районе с. Бахтын в песчаниках ольчедаевских слоев были открыты рудопроявления флюорита. Для повышения эффективности поисковых работ на флюорит может быть применен в этом районе гидрогеохимический метод поисков с использованием гидродинамической сетки движения подземных вод (Лялько, 1974). С этой целью по результатам геологсъёмочных работ построена схематическая гидродинамическая сетка движения подземных вод в водоносном комплексе могилевской свиты, где сосредоточена основная флюоритовая минерализация. На построенную гидродинамическую сетку были нанесены величины содержания фтора в точках опробования подземных вод, а также поверхностных вод, дренирующих водоносный комплекс могилевской свиты. Хотя количество пунктов опробования явно недостаточно для окончательных выводов, все же особенности движения подземных вод в указанном комплексе и распределение в них концентраций фтора свидетельствуют о перспективности проведения более детальных гидрогеохимических и геологических поисков флюорита на выделенных участках.

Первый из таких участков расположен в северной части территории, в районе Бахтынского проявления флюорита. Второй участок, перспективный для поисков флюорита по гидрогеохимическим данным, находится в южной части междуречья Жван—Батиг, в районе с. Виноградного. Этапность гидрогеохимических поисков флюорита должна быть следующей: отбор проб воды на содержание фтора по лентам тока гидродинамической сетки на перспективных участках, начиная от нижнего контура каждого участка; построение откорректированных по методу распределенного баланса (Лялько, Шнейдерман, 1965) карт водопроводимостей и баланса воды исследуемого водоносного комплекса; прогнозирование максимальной концентрации фтора в пластовой воде на контакте с залежью флюорита по результатам натуральных определений в исследуемой ленте тока по зависимости (2.28).

Таким образом, по изолиниям максимальных (равновесных с омываемой флюоритсодержащей породой) концентраций фтора в подземных водах водоносного комплекса могилевской свиты могут быть оконтурены рудоносные залежи при существенно меньшем объеме поисковых работ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Образование и разрушение рудных инфильтрогенных и гидротермальных месторождений, месторождений нефти и газа, термальных вод, формирование геотермических, геохимических и гидродинамических особенностей бассейнов подземных вод, формирование химического состава подземных вод протекают в условиях движения подземных флюидов при тепло- и массообмене, происходящем между водой и вмещающими породами. Количественное изучение этих процессов во взаимной связи на основе применения методов теории тепломассопереноса дает возможность решать важные научные и практические вопросы, имеющие актуальное значение: оценка запасов и извлечение глубинного тепла Земли с помощью откачки термальных вод, разработка геотермических и гидрогеохимических методов поисков полезных ископаемых, прогнозирование мероприятий по охране недр и вод от загрязнения, количественная палеореконструкция процессов формирования и разрушения залежей полезных ископаемых.

Использование теории тепломассопереноса и проведенные экспериментальные исследования позволили получить зависимости, отражающие связь движения подземных вод с распределением температур и концентраций растворенного материала, а также потоков тепла и вещества в недрах, разработать методы определения скорости фильтрации по геотермическим измерениям, способы оценки влияния подземных потоков на геотермические и гидрогеохимические параметры.

Решение указанных задач для природных водонапорных систем, характеризующихся неоднородными фильтрационными, тепловыми и физико-химическими свойствами и сложными границами, возможно при условии применения современных быстродействующих вычислительных машин, в то время как аналитические решения используются только в наиболее простых частных случаях.

В отличие от известных работ по исследованию региональных процессов тепло- и массопереноса, рассматривавших обычно эти процессы изолировано друг от друга, в однородной среде без потоков, разработанная методика предусматривает использование

ЭВМ и учитывает взаимную связь процессов фильтрации, тепло- и массопереноса и наличие вертикальных потоков через кровлю и подошву водоносного пласта и охватывает много реальных случаев.

Для исследования регионального тепло- и массопереноса в водонапорных системах предложена определенная этапность и методика работ, суть которых заключается в решении на предварительном этапе обратных задач фильтрации, тепло- и массопереноса для определения и взаимной увязки соответствующих параметров (водопроницаемостей, перетеканий, теплопроводностей, коэффициентов гидродинамической дисперсии и т. п.), что необходимо для правильного построения моделей природных водонапорных систем.

Изучение процессов теплопереноса дало возможность разработать методы определения скорости фильтрации по геотермическим данным, учета влияния движения подземных вод на геотермические измерения и распределение тепловых потоков в водонапорных системах.

Для количественного изучения процессов регионального тепло- и массопереноса разработаны: методы балансовых расчетов по лентам тока гидродинамической сетки водоносных пластов в стационарных условиях; программы расчета двумерного тепло- и массопереноса для ЭЦВМ БЭСМ-6 в водонапорных системах. Эти программы позволяют количественно изучать процесс формирования геотермического режима, химического состава подземных вод, формирования и разрушения залежей определенных типов полезных ископаемых, прогнозировать охрану вод и недр от загрязнения с учетом особенностей движения подземных вод под влиянием естественных и искусственных факторов и геологического строения района. В отличие от существующих методов расчета тепломассопереноса в недрах, в которых поле скоростей фильтрации принимается постоянным, в разработанных программах учитывается движение воды по вертикали и изменение поля скоростей фильтрации во времени.

Разработана методика расчета процесса массопереноса в сложных водонапорных системах с учетом неизотермичности; математические и физико-химические модели инфильтрационного и гидротермального рудообразований.

Выполненные экспериментальные работы по исследованию динамики и кинетики массопереноса в гидрогеохимических процессах дают возможность количественно учесть влияние этих процессов на подземный тепло- и массоперенос в водонапорных системах.

Полученные теоретические и методические разработки были использованы для исследований процессов тепло- и массопереноса в недрах на примере Днепровско-Донецкого бассейна подземных вод и юго-западного склона Украинского щита.

В Днепровско-Донецком бассейне подземных вод впервые определены скорости вертикальной фильтрации на глубинах 500—2500 м по геотермическим данным и величины вертикального (кондуктивного и суммарного) теплового потока с учетом движения подземных

вод; проанализирован механизм теплопереноса в нижнепермско-верхнекаменноугольном водоносном комплексе и рассчитаны эксплуатационные запасы термальных вод с использованием вычислительной техники; проведено моделирование процесса теплопереноса во вскрытой части разреза Шебелинской структуры.

На юго-западном склоне Украинского щита выполнена количественная палеорекострукция процессов флюоритизации; обоснованы гидрогеохимические методы поисков флюорита с использованием гидродинамической сетки водоносного горизонта, проанализирована роль процессов массопереноса в формировании химического состава некоторых типов подземных вод.

Анализ теоретических, экспериментальных данных и материалов, полученных на исследуемых территориях (регионах) показал, что в интервале глубин 500—2500 м в Днепроовско-Донецкой впадине выделяются зоны восходящей и нисходящей фильтрации, средние скорости которой измеряются сантиметрами в год; величина суммарного конвективно-кондуктивного вертикального теплового потока в отдельных случаях в десятки раз превышает величину кондуктивного теплового потока, а погрешность определения кондуктивного теплового потока из-за неучета вертикальной фильтрации не превышает 15%; процесс теплопереноса в нижнепермско-верхнекаменноугольном водоносном комплексе Днепроовско-Донецкой впадины в горизонтальном направлении осуществляется в основном конвекцией; фактическое распределение температур на Шебелинской структуре можно объяснить вертикальной фильтрацией подземных вод в зоне разломных нарушений, в центральной части структуры со скоростью около 2 см/год; процессы дегидратации глинистых пород существенно влияют на формирование подземных вод в зоне начального эпигенеза на глубинах свыше 2000 м; процесс образования месторождения флюорита в отложениях могилевской свиты на юго-западном склоне Украинского щита длился 0,65—2 млн. лет.

Дальнейшие исследования тепло- и массопереноса в подземных водах должны быть направлены на разработку программы решения на ЭЦВМ прямых нелинейных задач нестационарного трехмерного взаимосвязанного тепло- и массопереноса с фазовыми переходами с учетом изменения параметров и обратных задач тепломассопереноса для определения координат расположения и параметров глубинного источника по имеющемуся распределению температур или концентраций в приповерхностных слоях, важных для геотермических и геохимических поисков полезных ископаемых; на экспериментальное массовое определение параметров, определяющих процессы взаимодействия в системе вода — порода, для основных природных гидрогеохимических реакций; на исследование физико-химических и микробиологических процессов, обуславливающих генерацию тепла в залежах полезных ископаемых; на изучение формирования теплового и температурного поля в приповерхностной зоне.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдонин Н. А.* О некоторых формулах для расчета температурного поля пласта при тепловой инъекции.— Изв. вузов. Нефть и газ, 1964, № 3, с. 37—41.
- Аверьянов С. Ф.* Рассоляющее действие фильтрации из каналов.— В кн.: Влияние орошения на режим грунтовых вод. М., 1959, с. 44—121.
- Аксельруд Г. А.* Кинетика сорбции из растворов.— Журн. физ. химии, 1963, 37, вып. 6, с. 1251—1257.
- Албул С. П.* Рудопоисковая гидрогеохимия. М., Изд-во ун-та Дружбы народов, 1969. 343 с.
- Алекин О. А.* Основы гидрохимии. Гидрометеониздат, 1970. 444 с.
- Амис Э.* Влияние растворителя на скорость и механизм химических реакций. М., «Мир», 1968. 328 с.
- Аравин В. И.* Расчеты и моделирование плановой фильтрации. М., Госэнергоиздат, 1963. 78 с.
- Аравин В. И., Нумеров С. Н.* Теория движения жидкостей и газов в недеформируемой пористой среде. М., Гостехиздат, 1953. 616 с.
- Астрахан Е. Д. и др.* О возможности рассмотрения длительности гидротермального рудообразования с использованием динамической модели процесса.— ЗВМО, 1971, 4, вып. 4, с. 377—387.
- Бабинец А. Е.* О роли поровых растворов в формировании подземных вод.— В кн.: Проблемы гидрогеологии, М., 1960, с. 144—150.
- Бабинец А. Е.* Подземные воды юго-запада Русской платформы. К., Изд-во АН УССР, 1961. 378 с.
- Бабинец А. Е., Лялько В. И., Митник М. М.* Геотермические условия и методы изучения геотермических полей и гидрогеотермических ресурсов земной коры.— В кн.: Тепло земли и его извлечение, К., 1974, гл. 1, с. 10—43.
- Балашов Л. С.* Роль смешения подземных вод в формировании их химического состава.— Труды Лаб. гидрогеол. проблем АН СССР, 1961, 36, с. 95—103.
- Баранов И. Г.* Формирование структур Днепровско-Донецкой впадины и их нефтегазоносность.— Труды УкрНИГРИ, М., 1965, вып. 12, 234 с.
- Барон В. А.* Динамика солевых растворов в грунтах при орошении.— В кн.: Вопросы гидротехники. Вып. 29. Баку, 1965, с. 175—178.
- Белаш П. М.* Основы вычислительной техники. М., «Недра», 1964. 329 с.
- Берч Ф.* Обзор некоторых теорий термальной истории Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 1, с. 39—56.
- Богомолов Г. В.* Вопросы геотермии на заседаниях ООН в Женеве.— В кн.: Геотермические исследования использования тепла Земли. М., 1966, с. 45—48.
- Бондарев Э. А., Николаевский В. И.* Конвективная диффузия в пористых средах с учетом явления адсорбции.— ПМТФ, 1962, № 5, с. 128—134.
- Бондарчук В. Г.* Геология Украины. К., «Наук. думка», 1959. 832 с.

- Боганик Н. С.** К познанию закономерностей развития земной коры и геотермальных полей стратиферы. М., «Наука», 1970. 92 с.
- Бочевер Ф. М., Орадовская А. Е.** К прогнозу изменения температуры подземных вод в водозаборах инфильтрационного типа.— Труды Ин-та ВОДГЕО, 1964, вып. 9, с. 67—81.
- Бочевер Ф. М., Орадовская А. Е.** Конвективная диффузия солей в радиальном потоке подземных вод в связи с защитой их от загрязненных стоков.— Труды Ин-та ВОДГЕО. Гидрогеология, 1966, вып. 13, с. 159—180.
- Бочевер Ф. М., Орадовская А. Е.** Некоторые вопросы фильтрации загрязненных промстоков в природных водоносных пластах.— Изв. АН СССР. Механика жидкости и газа, 1966, № 6, с. 196—202.
- Бочевер Ф. М., Хохлатов Э. М.** Рекомендации по применению ЭВМ для фильтрационных расчетов (программы и инструкции). М., 1971. 84 с.
- Брайловский Г. С., Голиков В. А.** Геотермические аномалии южной прибортовой зоны Днепровско-Донецкой впадины.— Нефтегазовая геология и геофизика, 1970, вып. 1, с. 30—34.
- Брусиловский С. А.** О миграционных формах элементов в природных водах.— В кн.: Гидрохимические материалы. Т. 35. М., 1963, с. 3—16.
- Бузельский Ю. Ю.** К вопросу о термодинамике гипергенной миграции рудных компонентов.— Труды Науч.-техн. совещ. по гидрогеологии и инж. геологии, М., 1970, вып. 3, с. 95—102.
- Бураковский В. Е., Гладкий В. Н., Глушко В. В. и др.** Тектоническая карта УССР и МССР.— Геол. журн., 1970, 30, № 5, с. 3—13.
- Бут Ю. С., Лялько В. И., Словацкий Ю. Г., Филиппов Ю. В.** Прогноз движения загрязнений в подземных водах с помощью электро моделирования.— Материалы респ. науч.-техн. совещ. «Охрана подземных вод УССР от загрязнения и истощения». К., 1970, вып. 1, с. 20—24.
- Буянова И. Я., Лялько В. И., Месяц И. А.** Термальные воды Западного Крыма и экспериментальное прогнозирование их запасов.— Геол. журн., 1968, 28, вып. 5, с. 44—55.
- Бэр Я., Заславски Д., Ирмеш С.** Физико-математические основы фильтрации воды. М., «Мир», 1971. 452 с.
- Валашко М. Г.** Единство природных вод и некоторые вопросы их геохимии.— В кн.: Генезис минеральных и термальных вод. М., 1968, с. 95—101.
- Васильев С. П.** О расчете гидрохимического режима подземных вод вблизи хранилищ промстоков.— Труды Ин-та ВОДГЕО, 1970, вып. 27, с. 82—88.
- Великанов В. А.** Стратиграфия и тектоника верхнекембрийских отложений Подольского Приднепровья и некоторые закономерности локализации флюоритового и свинцово-цинкового оруденения. Автореф. канд. дис. К., 1971. 26 с.
- Веригин Н. Н.** Некоторые вопросы химической динамики, представляющие интерес для мелиорации и гидротехники.— Изв. АН СССР, ОТН, 1953, № 10, с. 1369—1382.
- Веригин Н. Н.** О кинетике растворения солей при фильтрации воды в грунтах.— В кн.: Растворение и выщелачивание горных пород. М., 1957, с. 84—114.
- Веригин Н. Н.** Некоторые задачи конвективной теплопроводности в пористой среде.— Труды Ин-та ВОДГЕО, 1964, вып. 9, с. 54—66.
- Веригин Н. Н.** О геохимических методах поисков полезных ископаемых.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1968, № 12, с. 59—70.
- Веригин Н. Н., Шержуков Б. С., Шапинская Г. П.** К расчету промывания засоленных почв при действии дренажа.— Труды координац. совещ. по гидротехнике, М., 1967, вып. 35, с. 27—36.
- Веригин Н. Н., Шержуков Б. С.** Диффузия и массообмен при фильтрации жидкостей в пористых средах.— В кн.: Развитие исследований по теории фильтрации в СССР. М., 1969, с. 237—313.
- Веригин Н. Н., Шержуков Б. С.** Метод расчета закачки промышленных сточных вод в горные породы при различных свойствах нагнетаемой и пластовой жидкостей.— Труды Ин-та ВОДГЕО, М., 1970, вып. 27, с. 48—58.
- Вернадский В. И.** Очерки геохимии. Избр. соч. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954. 696 с.

- Вернадский В. И.* История минералов земной коры. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1960. 650 с. (Избр. соч. т. 4).
- Виноградов А. П.* Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967. 212 с.
- Виноградов А. П.* Результаты и прогнозы геологии.— В кн.: Успехи геологии и развития минерально-сырьевой базы за 50 лет Советской власти. М., 1969, с. 7—18.
- Войнаш В. М.* Гидростатический интегратор для решения уравнений переноса тепла в движущейся среде.— Изв. вузов. Черная металлургия, 1966, № 11, с. 177—183.
- Гавич И. К.* Оценка эксплуатационных запасов подземных вод методом моделирования. М., ВИЭМС. 1972. 98 с.
- Геология СССР.* Т. 5. М., «Недра», 1970. 1000 с.
- Геотермические* исследования и использование тепла Земли. М., «Наука», 1966. 430 с.
- Германов А. И.* Гидродинамические и гидрохимические условия образования некоторых гидротермальных месторождений.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 7, с. 79—98.
- Гидрогеология СССР.* Т.5, М., «Недра», 1971. 299 с.
- Гинзбург И. И.* Опыт разработки теоретических основ геохимических методов поисков. М., Госгеолтехиздат, 1957. 299 с.
- Гинзбург Н. И. и др.* Современное состояние теории динамики геохимических процессов.— В кн.: Кинетика и динамика геохимических процессов. М., 1971, с. 7—22.
- Гиринский Н. К.* Некоторые вопросы динамики подземных вод.— Вопр. гидрогеологии и инж. геологии, М., 1947, № 9, с. 3—100.
- Голева Г. А.* Гидрогеохимические поиски скрытого оруденения. М., «Недра», 1968. 291 с.
- Голубев В. С.* К теории динамики гидротермального процесса.— Геол. журн., 1969, 29, № 5, с. 38—47.
- Голубев В. С.* Динамика физико-химических и геохимических процессов. Автореф. докт. дис. М., 1970. 58 с.
- Голубев В. С., Беус А. А.* Теоретическая модель взаимодействия рудоносного раствора с вмещающими породами.— Геология рудных месторождений, 1968, 10, № 1, с. 68—78.
- Голубев В. С., Гарибянц А. А.* Гетерогенные процессы геохимической миграции. М., «Недра», 1968. 131 с.
- Голубев В. С., Шаронов В. Н.* Динамика эндогенного рудообразования. М., «Наука», 1974. 279 с.
- Гольдберг В. М., Язвин Л. С.* Методические указания по оценке эксплуатационных запасов подземных термальных вод. М., ВСЕГИНГЕО, 1966. 170 с.
- Гордиенко В. В.* Геотермические условия и тепловые свойства пород Крымского п-ва. Автореф. канд. дис. К., 1967. 18 с.
- Гордиенко В. В., Кутас Р. И.* Теплопроводность горных пород Украины.— В кн.: Геофиз. исследования на Украине. К., 1969, с. 159—172.
- Гортиков В. М., Пантелеева Л. М.* Кинетика растворения карбоната кальция.— ЖОХ, 1937, 7.
- Гребер Г., Эрк. С.* Основы учения о теплообмене. М.— Л., ОНТИ НКТП СССР, 1936. 327 с.
- Гримм Р. Е.* Минералогия глин. М., Изд-во иностр. лит., 1959. 452с.
- Гуревич А. Е.* Процессы миграции подземных вод, нефти и газов. Л., «Недра», 1969. 111с.
- Гуревич В. И.* К дискуссии о происхождении хлориднокальциевых рассолов (ответ проф. Е. В. Посохову).— Сов. геология, 1963, № 8, с. 150—157.
- Дельмон Б.* Кинетика гетерогенных реакций. М., «Мир», 1972. 554 с.
- Деменицкая Р. М.* Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1967. 279 с.
- Джамалова А. С.* Тепловой поток и генерация радиогенного тепла в эпигерцинских структурах Дагестана.— ДАН СССР, 1967, 176, № 1, с. 76—79.
- Джамалова А. С., Зверев В. П., Поляк Б. Г.* Планетарные источники тепла.— В кн.: Тепловой режим недр СССР. М., 1970, с. 19—24.
- Дилигенский Н. В.* Исследование подвижных температурных полей применитель-

- но к задачам теплофизики обработки металлов. Автореф. канд. дис. К., 1968. 41 с.
- Долуда М. Е., Литвин С. В., Харченко С. Д. Региональный эпигенез каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины и его влияние на коллекторские свойства.— Литология и полезные ископаемые, 1968, № 4, с. 144—147.
- Дружинин Н. И. Изучение региональных потоков подземных вод методом электрогидродинамических аналогий. М., «Недра», 1966. 336 с.
- Дубов Р. И. Математическое моделирование геохимических процессов.— В кн.: Математические методы в петрологии и геохимии. М., 1970, с. 145—148.
- Дэвис С. Р. Гидрогеология. М., «Мир», 1970. 254 с.
- Жернов И. Е., Шестаков В. М. Моделирование фильтрации подземных вод. М., «Недра», 1971. 224 с.
- Жовинский Э. Я. Петрография и постседиментационные изменения домезозойских осадочных пород Подольского Приднестровья. Автореф. канд. дис. К., 1969. 32 с.
- Жуховицкий А. А. и др. Физико-химические основы металлургических процессов. М., «Металлургия», 1973. 391 с.
- Застежко Ю. С., Лурье А. И. Некоторые особенности геотермических условий Шебелинского газового месторождения.— Нефть и газовая пром-сть, 1965. № 3, с. 8—11.
- Застежко Ю. С., Терещенко В. А., Лурье А. И. Геотермические условия и термальные воды Днепровско-Донецкой впадины.— В кн.: Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР. М., 1967, с. 70—75.
- Захарьевский М. С. Кинетика и катализ. Л., Изд. Ленингр. ун-та, 1963. 314 с.
- Зверев В. П. Гидрогеохимические исследования системы гипсы — подземные воды. М., «Наука», 1967. 99 с.
- Зверев В. П. Факторы, контролирующие содержание химических элементов в природных водных растворах.— В кн.: Миграция химических элементов в подземных водах СССР. М., 1974, с. 48—70.
- Зверев В. П., Поляк Б. Г. Роль геологических процессов в энергетике земной коры.— В кн.: Тепловой режим недр СССР. М., 1970, с. 25—44.
- Здановский А. Б. Кинетика растворения природных солей в условиях вынужденной конвекции.— Труды ВНИИГ, 1956, вып. 33. 219 с.
- Изучение и использование глубинного тепла Земли. М., «Наука», 1973. 315 с.
- Калинин Д. В. Механизм и кинетика гидротермальных реакций силикатообразования. Новосибирск, «Наука», 1973. 102 с.
- Каменский Г. Н. Вопросы формирования подземных вод.— Труды Лаб. гидрогеол. проблем АН СССР, 1958, 16, с. 7—26.
- Каменский Г. Н., Толстихина М. М., Толстихин Н. И. Гидрогеология СССР. М., Госгеолтехиздат, 1959. 366 с.
- Капченко Л. Н. Преобразование состава седиментационных вод в процессе литогенеза. Автореф. канд. дис. Л., 1969. 48 с.
- Карплюс У. Моделирующие устройства для решения задач теории поля. М. Изд-во иностр. лит., 1962. с. 477.
- Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. М., «Наука», 1964. 487 с.
- Карцев А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М., «Недра», 1972. 280 с.
- Келлер У. Д. Основы химического выветривания.— В кн.: Геохимия литогенеза. М., 1963, с. 85—195.
- Кинетика и динамика геохимических процессов.— Труды I семинара по кинетике и динамике геохим. процессов, М., 1971. 243 с.
- Киперман С. Л. Введение в кинетику гетерогенных каталитических реакций. М., «Наука», 1964. 607 с.
- Киссин И. Г. Гидродинамические аномалии в подземной гидросфере. М., «Наука», 1967. 135 с.
- Киссин И. Г., Пахомов С. И. О возможности генерации углекислоты в недрах при умеренно высоких температурах.— ДАН СССР. Сер. геол., 1967, 174, № 2, с. 451—454.

- Кобранова В. Н.* Физические свойства горных пород. М., Гостоптехиздат, 1962. 490 с.
- Ковнер С. С.* Качественный анализ термической аномалии антиклинали.— ДАН СССР, 1947, 55, № 7, с. 611—614.
- Козьменко А. П., Крашин И. И., Пересунько Д. И.* Методическое руководство по электрическому моделированию гидрогеологических задач. М., ВСЕГИНГЕО, 1970. 123 с.
- Кононов В. И.* Влияние естественных и искусственных очагов тепла на формирование химического состава подземных вод. М., «Наука», 1965. 146 с.
- Копелювич А. И.* Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М., «Наука», 1965. 312 с.
- Коржинский Д. С.* Теория метасоматической зональности. М., «Наука», 1969. 111 с.
- Кормилец Ю. С.* Взаимосвязь гидрогеохимической и литолого-геохимической зональности в палеозойских впадинах нефтегазоносных горизонтах Днепровско-Донецкой и Припятской впадин. Автореф. канд. дис. К., 1971. 23с.
- Корценштейн В. И.* Гидрогеология мезозойской водоносной системы Предкавказья.— Труды ВНИИГаз, М., 1964, вып. 22, с. 9—203.
- Корытникова Н. Н.* О связи глубинных температур с термическими коэффициентами горных пород и формой глубинных структур.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1943, № 3, с. 115—134.
- Косарев А. А.* Моделирование тепловых задач с конвекцией.— В кн.: Тепло и массоперенос. Вып. 6. Минск, 1966, с. 102—106.
- Котляр В. Н.* Основы теории рудообразования. М., «Наука», 1970. 463 с.
- Крайнов С. Р.* Геохимия редких элементов в подземных водах. М., «Недра», 1973. 295 с.
- Краткий справочник физико-химических величин.* Л., «Химия», 1967. 182 с.
- Крашин И. И.* Моделирование фильтрации и теплообмена в водоносных системах. М., «Недра», 1976. с. 157.
- Крашин И. И., Ганякин В. В., Орфанди Е. К.* Моделирование процессов тепло-массопереноса в подземных водах.— Труды ВСЕГИНГЕО, 1974, вып. 14, 91 с.
- Крашин И. И., Орфанди Е. К.* Моделирование на УСМ-1 для оценки запасов термальных вод Терско-Сунженской депрессии.— Труды ВСЕГИНГЕО, 1971, вып. 27, с. 67—78.
- Крашин И. И., Орфанди Е. К.* Применение сеток Либмана для моделирования процессов теплообмена в потоках подземных вод.— В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М., 1972, с. 111—119.
- Кругликов Н. М.* К вопросу о геотермической роли движения подземных вод.— Труды ВНИГРИ. Геолог. сборник, М., 1963, вып. 220, с. 260—273.
- Кутас Р. И.* Условия формирования геотермического режима земной коры. Автореф. канд. дис. К., 1965. 13 с.
- Кутас Р. И., Гордиенко В. В.* Тепловое поле Украины, К., «Наук. думка», 1971. 117 с.
- Кутас Р. И., Лялько В. И., Митник М. М.* Вплив гідрогеологічних факторів на результати геотермічних вимірів.— Допов. АН УРСР. Сер. Б. 1967, 5, № 12, с. 1077—1080.
- Кутасов И. М.* Восстановление температурного поля пород после бурения скважин.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1964, № 5, с. 134—142.
- Лазаренко Е. К.* О галените и халькопирите в фосфоритовых конкрециях Подолья.— Минералогический сборник, Львов, 1947, № 1, с. 86—89.
- Лазаренко Е. К.* Курс минералогии. М., «Выш. школа», 1971. 607 с.
- Лалишин Н. Н.* О моделировании уравнения конвективной диффузии и теплопроводности в потоках подземных вод.— Труды Ин-та ВОДГЕО. Инж. гидрогеология, М., 1969, вып. 22, с. 53—55.
- Лебедев В. И.* О седиментационно-диагенетической теории образования хлориднокальциевых вод.— Вестн. ЛГУ, 1966, № 6, с. 26—40.
- Левич В. Г.* Физико-химическая гидродинамика. М., Физматгиз, 1959. 699 с.
- Летников Ф. А.* Изобарные потенциалы образования минералов (химическое сродство) и применение их в геохимии. М., «Недра», 1965. 116 с.

- Лисицын А. К. О применении методов химической термодинамики при гидрогеохимических исследованиях.— Труды науч.-техн. совещ. по гидрогеологии и инж. геологии, М., 1970, вып. 3, с. 103—110.
- Лобаев Б. Н. Способ утилизации тепла геотермальных и промышленных минерализованных и агрессивных вод. А. С. № 1372849/24—6, приоритет от 23 сентября 1969 г. 4 с.
- Ломтадзе В. Д. Об исследовании формирования воды, отжатой из глинистых отложений различной степени их литофикации.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1959, № 9, с. 96—107.
- Лукович В. В., Лялько В. И., Митник М. М., Ткаченко В. Г. О решении задач планового тепло- и массопереноса в подземных водах с помощью ЭВМ.— Гидромеханика, 1974, № 28, с. 81—89.
- Лурье А. И., Митник М. М. Оценка с помощью электромоделирования роли конвективного теплопереноса в формировании геотермических аномалий локальных структур.— В кн.: Проблемы гидрогеологии и инженерного грунтоведения. К., 1970, с. 215—221.
- Лыков А. В. Теория теплопроводности. М., «Высш. школа», 1967. 599 с.
- Лыков А. В., Берковский Б. М. Конвекции и тепловые волны, М., «Энергия», 1974. 332 с.
- Лыков А. В., Михайлов Ю. А. Теория тепло- и массопереноса. М.— Л., Госэнергиздат, 1963. 535 с.
- Любимова Е. А. Оценка распределения глубинного теплового потока для юга европейской части СССР.— В кн.: Проблемы глубинного теплового потока. М., 1966, с. 47—73.
- Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., «Наука», 1968. 279 с.
- Любимова Е. А. Тепловые потоки и динамика земных недр.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 5, с. 3—17.
- Любимова Е. А., Александров А. Л., Дучков А. Д. Методика изучения тепловых потоков через дно океанов. М., «Наука», 1972. 176 с.
- Любимова Е. А., Люсова Л. Н., Фирсов Ф. В. Основы определения теплового потока из земных недр и результаты определений.— В кн.: Геотермические исследования. М., 1964, с. 5—104.
- Любимова Е. А., Старикова Г. Н., Шупанов А. П. Теплофизические исследования горных пород.— В кн.: Геотермические исследования. М., 1964, с. 115—174.
- Лялько В. И. Перспективы глубинного теплоотбора в Украинской ССР — В кн.: Проблемы гидрогеологии и инженерного грунтоведения. К., 1970, с. 222—236.
- Лялько В. И. Исследование особенностей тепло- и массопереноса в подземных водах юго-запада Русской платформы и сопредельных регионов. Автореф. докт. дис. К., 1972. 69 с.
- Лялько В. И. Баланс термальных вод Закарпатья и прогнозирование их запасов.— В кн.: Изучение и использование глубинного тепла Земли. М., 1973, с. 101—106.
- Лялько В. И. Методы расчета тепло- и массопереноса в земной коре. К., «Наук. думка», 1974. 129 с.
- Лялько В. И., Митник М. М. Определение скорости движения флюидов в недрах и проницаемости горных пород по геотермическим данным.— ДАН УССР. Сер. Б, 1968, № 5, с. 389—393.
- Лялько В. И., Митник М. М. Влияние вертикальной фильтрации воды в однородных слабопроницаемых пластах на геотермические параметры.— В кн.: Применение геофизических методов при гидрогеологических и инженерно-геологических исследованиях. М., 1970, с. 140—141.
- Лялько В. И., Митник М. М. Оценка величины вертикального перетока подземных вод и коэффициентов фильтрации слабопроницаемых пород с помощью геотермических методов.— Там же, с. 70—82.
- Лялько В. И., Митник М. М. О формировании запасов термальных вод Днепровско-Донецкой впадины.— В кн.: Изучение и исследование глубинного тепла Земли. М., 1973, с. 107—111.

- Лялько В. И., Митник М. М., Ткаченко В. Г. О методике расчета запасов термальных вод с применением электро моделирования. — Геол. журн., 1967, 27, вып. 6, с. 29—39.
- Лялько В. И., Митник М. М., Ткаченко В. Г. Об одной математической модели процесса гидротермального рудообразования. — В кн.: Проблемы гидрогеологии и инженерного грунтоведения. К., 1970, с. 237—249.
- Лялько В. И., Митник М. М., Ткаченко В. Г. Оценка теплопереноса в зоне затрудненного водообмена. — В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М., 1972, с. 105—110.
- Лялько В. И., Митник М. М., Ткаченко В. Г., Филиппов Ю. Ф. Об одном методе расчета ореолов загрязнения подземных вод. — Материалы респ. науч.-техн. совещ. «Охрана подземных вод УССР от загрязнения и истощения», К., 1970, с. 49—53.
- Лялько В. И., Терещенко В. А. Элементы гидрохимической инверсии в Днепровско-Донецкой впадине и механизм их формирования. — ДАН УССР. Сер. Б, 1973, с. 981—985.
- Лялько В. И., Шнейдерман Г. А. Формирование и прогноз ресурсов подземных вод засушливых районов. К., «Наук. думка», 1965. 187 с.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965. 379 с.
- Макаренко Ф. А. Некоторые результаты изучения подземного стока. — Труды Лаб. гидрогеол. проблем АН СССР, 1948, 1, с. 51—56.
- Макаренко Ф. А. Водные процессы распределения и выноса подземного тепла и формирования термоаномалий. М., «Наука», 1966. 66 с.
- Макаренко Ф. А., Поляк Б. Г., Сугробов В. Н. Конвективное перераспределение глубинного тепла в пределах земной коры. — В кн.: Тепловой режим недр СССР. М., 1970, с. 57—69.
- Максимов М. М., Петреску А., Тетельбаум И. М. Электрическое моделирование поршневого вытеснения нефти водой с учетом разных весомостей и вязкостей. — Науч.-техн. сборник по добыче нефти, 1965, № 26, с. 74—78.
- Малофеев Г. Е. Экспериментальное изучение нагрева пласта при закачке горячей воды. — Изв. вузов. Нефть и газ, 1958, № 12, с. 77—83.
- Малофеев Г. Е. О моделировании процесса нагревания пласта при закачке горячей жидкости. — Изв. вузов. Нефть и газ, 1959, № 9, с. 49—56.
- Малофеев Г. Е. К расчету распределения температур в пласте при закачке горячей жидкости в скважину. — Изв. вузов. Нефть и газ, 1960, № 7, с. 59—64.
- Марков А. И., Неткач А. Я. Аппаратура для термодинамических исследований пластов и скважин. — В кн.: Научно-техническое совещание по геотермическим методам исследований в гидрогеологии. М., 1975, с. 111—112.
- Мартынов Н. А. и др. Тектоническая карта Днепровско-Донецкой впадины. К., Изд-во Мингео УССР, 1966.
- Методические указания по изучению термальных вод в скважинах. — Труды ВСЕГИНГЕО, М., 1964, № 17. 140 с.
- Митник М. М. Стационарный тепловой режим горизонтального водоносного пласта. — В кн.: Проблемы гидрогеологии и инженерного грунтоведения. К., 1970, с. 253—269.
- Митник М. М. Определение скорости вертикальной фильтрации по геотермическим замерам в слоистых слабопроницаемых толщах. — В кн.: Проблемы гидрогеологии и инженерного грунтоведения. К., 1972, с. 107—111.
- Митник М. М. Исследование связи динамики подземных вод и геотермических условий в водонапорных пластовых системах. Автореф. канд. дис. М., 1973. 19 с.
- Моисеенко Ц. И., Соколова Л. С., Алиева М. А. Влияние влажности на теплопроводность горных пород. — Геология и геофизика, 1970, № 7, с. 114—117.
- Моисеенко У. И., Соколова А. С., Истомин В. С. Электрические и тепловые свойства горных пород. Новосибирск, «Наука», 1970. 67 с.
- Мухин Ю. В. Процессы уплотнения глинистых осадков. М., «Недра», 1965. 200 с.
- Мятев А. Н. Напорный комплекс подземных вод и колодцы. — Изв. АН СССР. ОН, 1948, № 31, с. 1069—1088.
- Непримеров Н. И., Пудовкин М. А., Марков А. И. Особенности теплового поля нефтяного месторождения. Изд-во Казан. ун-та, 1968. 162 с.

- Нечаев С. В. Зональность и некоторые вопросы генезиса флюоритового и свинцово-цинкового оруденения в Подольском Приднестровье.— *Геохимия и рудообразование*, К., 1972, № 1, с. 64—75.
- Николаев Н. С., Козлов Э. С., Подгородников Н. Н. Аналоговая математическая машина УСМ-1 М., Машгиз, 1962. 195 с.
- Овчинников А. М. Проблемы изучения терм.— *Труды МГРИ*, 1940, 20, с. 262—274.
- Овчинников А. М. Основные принципы применения гидрогеологических критериев к поискам месторождений полезных ископаемых.— В кн.: *Вопросы теоретической и прикл. геологии*, М., 1947, № 2, с. 3—16.
- Овчинников А. М. Водонапорные системы земной коры.— *Изв. вузов. Геология и разведка*, 1961, № 8, с. 85—90.
- Овчинников А. М. *Гидрогеохимия*. М., «Недра», 1970. 198 с.
- Огильви Н. А. Вопросы теории температурных полей в приложении к геотермическим методам разведки подземных вод.— В кн.: *Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли*. М., 1959, 1, с. 53—85.
- Огильви Н. А. Некоторые вопросы теории гидрогеохимических полей.— *Вопросы гидрогеологии и инж. геологии. Труды ВСЕГИНГЕО*, М., 1959, № 18, с. 3—25.
- Огильви Н. А. Термический метод прогноза приближения забоя горных выработок к обводненным зонам.— *Вопр. изучения и прогноза режима подземных вод. Труды ВСЕГИНГЕО. Новая сер.*, 1964, № 10, с. 99—105.
- Огильви Н. А. Нейтральный слой в геотемпературном поле и методы определения его температуры.— В кн.: *Геотермические исследования и использование тепла Земли*. М., 1966, с. 100—110.
- Огильви Н. А. Физические и геологические поля в гидрогеологии. Автореф. докт. дис. М., 1972. 34 с.
- Одинец Г. Ф. Ротационное тепло Земли и проблема термальных вод.— *Бюл. МОИП. Сер. геол.*, 1963, № 4, с. 142—143.
- Орадковская А. Е. Некоторые экспериментальные данные о коэффициенте диффузии (дисперсии) в горных породах.— *Труды Ин-та ВОДГЕО. Гидрогеология*, 1969, вып. 22, с. 99—102.
- Орадковская А. Е., Бочеввер Ф. М. Некоторые закономерности дисперсии и сорбции на грунтах при фильтрации загрязненных подземных вод.— *Гидрогеол. вопр. подземного захоронения пром. стоков. Труды ВСЕГИНГЕО*, 1969, вып. 14, с. 146—152.
- Основы гидрогеологических расчетов. М., «Недра», 1969. 367 с. Авт.: Ф. М. Бочеввер, И. В. Гармонов, А. В. Лебедев и др.
- Панченков Г. М., Лебедев В. П. *Химическая кинетика и катализ*. М., Изд-во Моск. ун-та, 1961. 551 с.
- Пампура В. Д., Кочергин В. Н., Балышев О. А. Физико-математические модели природных гидротермальных систем. М., «Наука», 1973. 122 с.
- Парийский Н. Н. Земные приливы и внутреннее строение Земли.— *Изв. АН СССР. Сер. геофиз.*, 1963, № 2, с. 193—215.
- Папковский И. С. Принципы оценки эксплуатационных запасов подземных вод крупных артезианских бассейнов. Автореф. канд. дис. М., 1967. 28 с.
- Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М., «Недра», 1968. 331 с.
- Перельман А. И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. М., «Недра», 1972. 228 с.
- Полевой С. Л., Ковшов И. П. Оценка прогнозных эксплуатационных запасов термальных вод в условиях водонапорных систем.— *Изв. вузов. Геология и разведка*, № 10, 1968, с. 79—85.
- Полубаринова-Кочина П. Я. Теория движения грунтовых вод. М., Гостехтеориздат, 1952. 676 с.
- Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б. Тепловой поток на континентах.— *ДАН СССР*, 1966, 168, № 1, с. 170—172.
- Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов.— *Геотектоника*. 1968, № 4, с. 3—12.
- Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б. Тепловой режим Земли.— *Природа*, 1970, № 5, с. 12—18.

- Посохов Е. В.* Формирование химического состава подземных вод. Л., Гидрометеиздат, 1966. 334 с.
- Радько Н. И.* Подземные воды области Закарпатского внутреннего прогиба. Автореф. канд. дис., К., 1970. 32 с.
- Развитие исследований по теории фильтрации в СССР.* М., «Наука», 1969. 545 с.
- Рачинский В. В.* Введение в общую теорию динамики сорбции и хроматографии. М., «Наука», 1964. 135 с.
- Региональная геотермия и распределение термальных вод в СССР.* М., «Наука», 1967. 315 с.
- Рошалл А. А., Шестаков В. М.* О миграции подземных вод в слоистых пластах.— Вopr. подземных захоронений промстоков. Труды ВСЕГИНГЕО, 1969, вып. 14, с. 43—55.
- Рубинштейн Л. И.* К вопросу о процессе распространения тепла в гетерогенных средах.— Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1948, 12, № 1, с. 557—560.
- Рубинштейн Л. И.* Об интегральной величине тепловых потерь при нагнетании горячей жидкости в пласт.— Изв. вузов. Нефть и газ, 1959, № 9, с. 41—48.
- Рубинштейн Л. И.* Температурные поля в нефтяных пластах. М., «Недра», 1972. 275 с.
- Рускол Е. Л.* Приливная эволюция системы Земля — Луна.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 2, с. 216—222.
- Рускол Е. Л.* О природе температурных неоднородностей в недрах Земли.— Изв. АН СССР. Сер. физика Земли, 1965, № 4, с. 1—8.
- Рыженко Б. Н.* Ионные равновесия в условиях гидротермального процесса.— В кн.: Геохимические исследования в области повышенных давлений и температур. М., 1965, с. 96—121.
- Самарский А. А.* Локально-одномерные схемы на неравномерных сетках.— Журн. вычислит. математики и мат. физики, 1963, 3, № 3, с. 431—466.
- Самарский А. А.* О монотонных разностных схемах для эллиптических и параболических уравнений в случае несамосопряженного эллиптического оператора.— Журн. вычислит. математики и мат. физики, 1965, 5, № 3, с. 548—551.
- Самарский А. А.* Введение в теорию разностных схем. М., «Наука», 1971, с. 552.
- Самойлов О. Я.* Современное представление о структуре воды и водных растворов.— В кн.: Растворение и выщелачивание горных пород. М., 1957, с. 11—22.
- Самойлов О. Я., Соколов Д. С.* О возможных причинах вертикальной гидрохимической зональности артезианских вод.— Изв. АН СССР. Отд. хим. наук, 1957, № 3, с. 257—262.
- Саульев В. К.* Интегрирование уравнений параболического типа методом сеток. М., Физматгиз, 1962. 324 с.
- Сидоренко А. В.* Советская геология за 50 лет.— В кн.: Успехи геологии и развития минерально-сырьевой базы за 50 лет Советской власти. М., 1969, с. 19—38.
- Силин-Бекчурин А. И.* Динамика подземных вод. Изд-во Моск. ун-та, 1965. 380 с.
- Смирнов С. И.* Происхождение солености подземных вод седиментационных бассейнов. М., «Недра», 1971. 215 с.
- Смирнов С. С.* Зона окисления сульфидных месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1955. 332 с.
- Смирнов Я. Б.* Об экстраполяции геотермических данных в глубокие горизонты земной коры.— Докл. на IV конф. мл. научных сотр. и аспирантов ГИН АН СССР, М., 1966, с. 55—57.
- Смирнов Я. Б.* Исследования генетических связей теплового поля со строением и развитием земной коры.— ДАН СССР, 1967, 177, № 1, с. 182—184.
- Смирнов Я. Б.* Тепловая энергия Земли и ее геологические проявления. — ДАН СССР, 1967, 177, № 2, с. 325—328.
- Соколов Д. С.* О связях между растворяющей способностью и структурой водных растворов.— В кн.: Растворение и выщелачивание горных пород. М., 1957, с. 22—30.
- Справочник физических констант горных пород.* М., «Мир», 1969. 543 с.
- Сухарев Г. М., Власова С. П., Тарануха Ю. К.* К вопросу о величинах тепловых потоков из недр нефтегазового месторождения Локбатан.— Нефтегазовая геология и геофизика, 1969, № 12, с. 19—23.

- Темников А. В. Квазианалоговый метод электро моделирования температурных полей, возникающих под действием подвижных источников тепла.— Изв. вузов. Приборостроение, 1966, № 5, с. 31—35.
- Тепловой режим недр СССР. М., «Наука», 1970. 221 с.
- Терещенко В. А. Динамика подземных вод палеозойских отложений северо-западной и средней части ДДВ и ее значение для процессов формирования газовых и нефтяных месторождений.— Труды ВНИИГАЗ, М., 1966, с. 162—171.
- Терещенко В. А. Гидрогеологические особенности размещения нефтяных и газовых месторождений на территории Днепровско-Донецкой и Припятской впадин.— Гидродинамика и гидрохимия нефтегазоносных бассейнов европ. части СССР. Труды ВНИГНИ, М., 1970, вып. 89, с. 78—84.
- Тимарева С. В., Смирнов Я. Б., Поляк Б. Г. Теплопроводность горных пород.— В кн.: Тепловой режим недр СССР. М., 1970, с. 45—56.
- Тихонов А. Н. О влиянии радиоактивного распада на температуру земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. Геогр. геофиз., 1937, № 3, с. 724—726.
- Тихонов А. Н., Самарский А. Н. Уравнения математической физики. М., «Наука», 1966. 724 с.
- Ткаченко В. Г. О температурном поле водоносного пласта, вскрытого эксплуатационной скважиной.— В кн.: Проблемы гидрогеологии и инженерного грунтоведения. К., 1970, с. 262—271.
- Ткачук Л. Г., Жовинский Э. Я. Эпигенетические процессы и образование некоторых месторождений полезных ископаемых Подольского Приднестровья.— Геол. журн., 1970, 30, вып. 5, с. 14—27.
- Удодов П. А., Онуфриенко И. П., Матусевич В. М. К вопросу формирования водных потоков рассеяния зон минерализации.— Труды науч.-техн. совещ. по гидрогеологии и инж. геологии. М., 1970, вып. 3, с. 73—80.
- Уист Р. Гидрогеология с основами гидрологии. М., «Мир», 1969. 312 с.
- Успехи геологии и развитие минерально-сырьевой базы СССР. М., «Наука», 1969. 76 с.
- Уэзерилл Дж. У. Константы и энергия радиоактивного распада.— В кн.: Справочник физических констант горных пород. М., 1969, с. 471—477.
- Уэйл П. К. Кинетика растворения кальцита.— В кн.: Термодинамика геохимических процессов. М., 1960, с. 137—157.
- Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., Изд-во иностр. лит., 1962. 441 с.
- Филчаков П. Ф., Панчишин В. И. Интеграторы ЭГДА. К., Изд-во АН УССР, 1961. 76 с.
- Франк-Каменецкий Д. А. Диффузия и теплопередача в химической кинетике. М., «Наука», 1947. 491 с.
- Фридендер Н. А. Метод комплексного моделирования нестационарных процессов массо- и теплопереноса.— ИФЖ, 1965, 9, № 5, с. 577—583.
- Фролов Н. М. Температурный режим геотермозоны. М., «Недра», 1966. 156 с.
- Фролов Н. М. Гидрогеотермия. М., «Недра», 1968. 316 с.
- Фролов Н. М. Геотермический метод определения скорости фильтрации подземных вод через разделяющие водоносные горизонты слон.— Гидрогеол. вопр. подземного захоронения пром. стоков. Труды ВСЕГИНГЕО, 1969, вып. 14, с. 103—108.
- Хлопин В. Г. Радиоактивность и тепловой режим Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1937, № 2, 207—222.
- Хомутов Н. Е. Гидратация.— Краткая химическая энциклопедия, 1961, с. 888—895.
- Цыбульский Г. П., Абрамова В. И. Анализ решений уравнения конвективной диффузии с помощью ЭВМ.— Труды ВНИИГНИ, 1966, вып. 47, с. 124—134.
- Чарный И. А. Метод последовательной смены стационарных состояний и его приложение к задачам нестационарной фильтрации жидкостей и газов.— Изв. АН СССР. ОТН, 1949, № 3, с. 323—342.
- Чарный И. А. Нагревание призабойной зоны при закачке жидкости в скважину.— Нефт. хоз-во, 1953, № 3, с. 29—32.

- Чарный И. А.* Подземная гидрогазодинамика. М., Гостоптехиздат, 1963. 396 с.
- Чекалюк Э. Б.* Термодинамика нефтяного пласта. М., «Недра», 1965. 238 с.
- Череманский Г. А.* Геотермия. М., «Недра», 1972. 269 с.
- Швецов П. Ф.* К обоснованию литификационной гипотезы происхождения некоторых положительных геотермических аномалий.— В кн.: Геотермические исследования и использование тепла Земли. М., 1966, с. 67—73.
- Шейнман А. Б., Малофеев Г. Е., Сергеев А. Н.* Воздействие на пласт теплом при добыче нефти. М., «Недра», 1969. 255 с.
- Шестаков В. И.* К теории фильтрации растворов в грунтах.— В кн.: Вопросы формирования химсостава подземных вод. М., 1963, с. 192—213.
- Шестаков В. М.* Теоретические основы оценки подпора, водопонижения и дренажа. Изд-во Моск. ун-та, 1965. 233 с.
- Шестаков В. М.* Динамика подземных вод. Изд-во Моск. ун-та, 1973. 327 с.
- Шнейдерман Г. А.* До питания прогнозу підпору при усталеній фільтрації з водосховища методом ЕГДА.— В кн.: Формування ресурсів підземних вод на Україні. К., 1963, с. 96—103.
- Шнейдерман Г. А.* О проведении распределенных балансовых расчетов основных гидрогеологических параметров с приближенным учетом геометрии гидродинамической сетки.— В кн.: Проблемы гидрогеологии и инженерного грунтоведения. К., 1970, с. 72—83.
- Шпортюк З. М.* Об устойчивости разностных схем при решении на ЭВМ задач подземного теплопереноса.— В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. К., 1975, с. 160—165.
- Штернина Е. Б., Фролова Е. В.* Растворимость кальцита в присутствии CO_2 и NaCl .— Изв. сектора физ.-хим. анализа, общ. и неорган. химии АН СССР, 1952, 21, с. 33—43.
- Шульцин Д. Ф., Абуталиев Ф. Б., Машаринов Р. И.* Численное решение на ЭВМ одной задачи по рассолению почво-грунтов орошаемого массива при применении вертикального дренажа. — В кн.: Применение вычислительной техники при гидрогеологических исследованиях. М., 1969, с. 211—217.
- Шушпанов А. П.* Анализ погрешностей электрических схем измерения температуры в глубоких скважинах.— В кн.: Геотермические исследования. М., 1964, с. 105—114.
- Шушпанов А. П.* Инструментальные погрешности термических изменений в скважинах.— В кн.: Геотермические исследования и использование тепла Земли. М., 1966, с. 154—159.
- Щелкачев В. Н., Лалук Б. Б.* Подземная гидравлика. М.—Л., Гостоптехиздат, 1949. 522 с.
- Щербаков А. В.* Геохимия термальных вод. М., «Наука», 1968. 234 с.
- Щербань И. П.* К вопросу об условиях образования флюорита в ассоциации с кремнеземом.— ДАН СССР, 1968, 178, № 1, с. 209—212.
- Щербань А. Н., Фурман Н. И.* Термоградиентные измерения в глубоких скважинах.— В кн.: Горная теплофизика. К., 1968, с. 85—92.
- Ames L. L.* Anion Metasomatic Replacement Reaction.— Econ. Geol., 1961, 56, N 3, p. 521—532.
- Ames L. L.* The Metasomatic Replacement of Limestones by Alkaline, Fluoride-Bearing Solutions.— Econ. Geol., 1961, 54, N 4, p. 730—740.
- Aronovsky J. S., Heller J. P.* A diffusion model to explain mixing of flowing fluids in porous media.— Trans. AIME, 1957, 210, N 12, p. 345—349.
- Banwell C. J.* Thermal Energy from Earth's Crust. Introduction and Part I Natural Hydrothermal Systems.— New Zealand. J. Geol. and Geophys. 1963, 6, N 1, p. 59—69.
- Banwell C. J.* Thermal Energy from the Earth's Crust. Part. 2. The efficient extractions of Energy from heated rock.— New Zealand J. Geol. and Geophys., 1964, 7, N 3, p. 585—593.
- Bredehoeft J. D., Llyth C. R., White W. A., Maxey G. B.* Possible mechanism for concentration of brines in subsurface formations.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1963, 47, N 2, p. 257—269.
- Bredehoeft J. D., Papadopoulos I. S.* Rates of Vertical Groundwater Movement

- Estimate from the Earth's thermal profile.— *Water Resour. Res.*, 1965, 1, N 2, p. 325—328.
- Brenner R.* The diffusion model longitudinal mixing in beds of finite length. Numerical values.— *Chem. Engng. Sci.*, 1962, 17, p. 229—243.
- Bullard E. C., Maxwell A. E., Reveller R., Burdine N. T.* Heat flow through the deep sea floor.— *Adv. Geophys.*, 1956, 3, p. 153—181.
- Burdine N. T.* Relative permeability calculations from pore size distribution data.— *Trans. AIME*, 1952, 198, N 1 p. 71—78.
- Burst J. R.* Diagenesis of Gulf Coast clayey sediments and its possible relation to petroleum migration.— *Amer. Assoc. Petrol. Bull.*, 1968, 50, N 3, p. 607.
- Cartwright K.* Thermal properties for ground water.— *Water Resour. Res.*, 1968, 4, N 2, p. 395—401.
- Childs E. C.* The ultimate moisture profile during infiltration in uniform soil.— *Soil Sci.*, 1964, 97, N 3, p. 322—328.
- Clark S. P.* Heat flow from a differentiated earth.— *J. Geophys. Res.*, 1961, 66, N 4, p. 1231—1234.
- Crank J. M.* The mathematics of diffusion. London — Oxford, Press, 1956, p. 347.
- Danckwerts P. V.* Continuous flow systems. Distribution of residence times.— *Chem. Eng. Sci.*, 1953, 2, N 1, p. 26—35.
- Garrels R. M., Dreyer R. M.* Mechanism of limestone replacement at low temperatures and pressures.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1952, 63, N 4, p. 325—380.
- Girdler R. W.* Earth Satellites, terrestrial heat flow, Mantle convection and the location of extensional and compressional features on the Earth's Surface.— *Proc. Geol. Assoc.* 1967, 78, N 1, p. 165—178.
- Glover E. D., Sippel R. F.* Experimental pseudomorphs: replacement of calcite by fluorite.— *Amer. Miner.*, 1962, 47, N 9—10, p. 1156—1165.
- Harleman D. R.* Dispersion-permeability correlation in porous media.— *J. Hydraul. Div. Proc. ASCE*, 1963, 89, N 9, p. 67—85.
- Helgeson H. C.* Complexing and Hydrothermal Ore Deposition. New York, Pergamon, 1964. 128 p.
- Jaeger J. C.* Application of the theory of heat conduction to geothermal measurements.— In: *Terrestrial heat flow*. Washington, 1965, p. 7—23.
- Jensen A. T.* Über die Ausscheidung von Calciumfluorid aus übersättigten Lösungen.— *Zs. physik. Chem.*, 1937, 180, S. 93—116.
- Johnson W. C. Alley R. E.* An Electrical Method for the Solution of Differential Equation. Rept. 330 NR Contract. Princeton, 1948.
- Jones P. H.* Hydrology of neogene deposits in the Northern Gulf of Mexico.— *U. S. Geol., Surv.*, 1968. 110 p.
- Lawverier H. A.* The transport of heat in an oil layer caused by the injection of hot fluid.— *Appl. Sci Res Section A*, 1955, 5, N 2-3, p. 145—150.
- Lee W. H. K., Uyeda S.* Review of heat data.— In: *Terrestrial Heat flow*, Washington, 1965, p. 87—190.
- Liebmann G.* Solution of some Nuclear Reactor Problems by the Resistance Network Analogue Method.— *J. Nucl Energy*, 1956, N 2, p. 169—185.
- Lovering T. S.* Temperatures in and near intrusions.— *Econ. Geol.*, 1955, 50, p. 249—281.
- Lyalko V. I.* A method of calculation of optimum removal of the Earth heat by thermal waters pumping applying modelling.— *Bull. Intern. Assoc. Sci. Hydrol.* 13, N 2, 1968, p. 85—91.
- Mac Donald G. I. F.* Geophysical Deductions from observations of heat flow.— In: *Terrestrial Heat flow*. Washington, 1965, p. 191—210.
- Mac Donald G. I. F.* Calculation on the thermal history of the Earth.— *J. Geophys. Res.*, 1959, 64, N 11, p. 1967—2000.
- Parsons M. L.* Groundwater Thermal Regime in Glacial Complex.— *Water Resour. Res.* 1970, 6, p. 1701—1720.
- Pasquali J. Z., Bisque R. E.* Aspect of the Calcite-Fluorite Reaction: a Laboratory Study.— *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 1963, N 73, p. 92.

- Pasquali J. Z., Bisque R. E.* Replacement of Calcite by Fluorite in Dilute Aqueous Solutions at Low Temperature and Pressure: Discussion of Mechanism.— *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 1963, N 73, p. 93.
- Powers M. C.* Fluid-release mechanisms in compacting marine mudrocks and their importance in oil exploration.— *Bull. AAPG*, 1967, 51, N 7, p. 1240—1254.
- Saffman R. J.* A theory of dispersion in porous media.— *J. Fluid. Mech.*, 1959, N 3, p. 321—349.
- Scheidegger A. E.* Stability conditions for displacement processes in porous media.— *Can. J. Phys.*, 1969, 57, N 2, p. 98—99.
- Stallman R. W.* Computation of groundwater velocity from temperature data. U.S. Geol.— *Survey Water Supply Pap.*, 1963, 1544-H. p. 36—46.
- Von Herzen R. P.* Heat flow values from the South Eastern Pacific.— *Nature*, 1959, 183, p. 882—883.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава первая. Теплоперенос в земной коре	5
Процессы теплопереноса и их схематизация. (М. М. Митник)	5
Особенности распределения тепловых потоков в земной коре и источники тепла	5
Особенности региональной динамики подземных вод и схематизация гидродинамических условий	9
Процессы теплопереноса и схематизация гидрогеотермических условий	11
Методы расчета теплопереноса	14
Постановка задачи (В. И. Лялько, М. М. Митник).	14
Аналитические методы расчета нестационарного теплопереноса (В. И. Лялько, М. М. Митник, З. М. Шпортыук)	18
Аналитические методы расчета стационарного теплопереноса и их использование в гидрогеологии (М. М. Митник)	23
Численные методы расчета теплопереноса с применением вычислительной техники (В. И. Лялько, М. М. Митник, З. М. Шпортыук)	49
Глава вторая. Массоперенос в земной коре	66
Некоторые особенности гидрогеохимических процессов и экспериментальное исследование динамических и кинетических параметров массопереноса (В. И. Лялько, Е. В. Добровольский).	66
Основные физико-химические процессы взаимодействия в системе вода — порода	67
Основные гидрогеохимические процессы взаимодействия в системе вода — порода	73
Экспериментальные исследования динамики и кинетики массопереноса в гидрогеохимических процессах	80
Расчеты процесса массопереноса в сложных водонапорных системах (В. И. Лялько, М. М. Митник)	90
Балансовые оценки процессов массопереноса в водонапорных системах	90
Математические и физико-химические модели инфильтрационного и гидротермального рудообразования (количественные палеорекострукции)	94
Роль процессов массопереноса в формировании некоторых типов подземных вод (В. И. Лялько)	98
Глава третья. Исследование особенностей теплопереноса в Днепровско-Донецкой впадине (ниже зоны интенсивного водообмена) (М. М. Митник)	102
Определение скорости вертикальной фильтрации подземных вод по геотермическим данным	102
Влияние вертикального движения подземных вод на определение величины теплового потока	113
	149

Исследование связи гидродинамических условий с процессами теплопереноса в нижнепермско-верхнекаменноугольном водоносном комплексе	116
Гидродинамические условия и определение эксплуатационных запасов термальных вод	116
Исследование процесса теплопереноса в нижнепермско-верхнекаменноугольном водоносном комплексе	122
Изучение гидрогеологических условий локальных структур по геотермическим данным	124
Глава четвертая. Исследование особенностей массопереноса в верхнедокембрийском водоносном комплексе на юго-западном склоне Украинского щита	128
Краткая геолого-гидрогеологическая характеристика (В. И. Лялько)	128
Количественная палеорекострукция процесса флюоритизации верхнедокембрийских пород в Подольском Приднестровье (В. И. Лялько, Е. В. Добровольский)	129
Обоснование гидрогеохимических методов поисков флюорита с использованием гидродинамической сетки (В. И. Лялько)	132
Заключение (В. И. Лялько, М. М. Митник)	133
Литература	136

Вадим Иванович Лялько, Марк Миронович
Митник

Исследования процессов переноса тепла и вещества в земной коре

Печатается по постановлению ученого совета Института геологических наук АН УССР

Редактор *Н. Я. Чехович*
Оформление художника *М. Н. Усова*
Художественный редактор *Г. И. Малинкович*
Технический редактор *Г. М. Терезюк*
Корректоры *Л. И. Лесько, Л. А. Пекуровская*

Информ. бланк № 1086.

Сдано в набор 7.07. 77. Подписано в печать 14.12. 77.
БФ 08445. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага типограф. № 1.
Лит. гарн. Выс. печ. Усл. печ. л. 9,5. Учетно-изд. л.
9,75. Тираж 1000. Заказ № 7—1882. Цена 1 руб 60 коп.

Издательство «Наукова думка», 252601, Киев—601,
ГСП, ул. Репина, 3.

Изготовлено Нестеровской городской типографией Львовского облполиграфиздата (г. Нестеров, ул. Горького, 8) с матриц Головного предприятия республиканского производственного объединения «Полиграфкнига» Госкомиздата УССР 252057, (г. Киев-57, Довженко, 3), зак. 873.

**В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКОВА ДУМКА»
В 1978 Г. ВЫЙДЕТ В СВЕТ:**

Слензак О. И. **Структуры пересечения парных метаморфических поясов докембрия.** Язык русский. 10 л. Цена 1 руб. 50 коп.

Рассматривается строение Украинского щита в свете закономерностей внутренней структуры складчатых дуг вихревых систем литосферы. Структура Украинского щита сформирована в ходе метаморфизма пород чарнокитового комплекса в сложных полях напряжений, обусловленных суперпозицией длительно развивающихся дисимметричных зон напряжений спиральных, радиальных и концентричных направлений вихревой системы Восточно-Европейской платформы, что привело к образованию сети пересекающихся парных метаморфических поясов и зон. Положение парных блоков и зон контролируется разломами. Ассоциации пород разных блоков щита сформированы в сложном поле напряжений единой геотектонической системы и выступают как элементы ее парных метаморфических поясов и зон и являются образованиями синхронными.

Рассчитана на широкий круг геологов, интересующихся вопросами тектоники, петрологии, стратиграфии и рудообразования фундамента.

Предварительные заказы на эту книгу принимают все магазины книготорга, потребительской кооперации, «Книга — почтой» и конторы «Академкнига». Наиболее продолжительное время заказы на эту книгу принимают магазины — опорные пункты издательства: магазин научно-технической книги № 19 (290000, Львов, пл. Рынок, 10), магазин научно-технической книги № 1 (Харьков, ул. Свердлова, 17), Дом книги (340000, г. Донецк, ул. Артема, 147-а) и книжный магазин издательства «Наукова думка» (252001, Киев-1, ул. Кирова, 4), который иногородним заказчикам высылает книги наложенным платежом.

1 руб. 60 коп.

2349

«НАУКОВА ДУМКА»