



А.Е. Гуревич

ПРАКТИЧЕСКОЕ  
РУКОВОДСТВО  
ПО ИЗУЧЕНИЮ  
ДВИЖЕНИЯ  
ПОДЗЕМНЫХ ВОД  
ПРИ ПОИСКАХ  
ПОЛЕЗНЫХ  
ИСКОПАЕМЫХ

НЕДРА

**А. Е. Гуревич**

**ПРАКТИЧЕСКОЕ  
РУКОВОДСТВО  
ПО ИЗУЧЕНИЮ  
ДВИЖЕНИЯ  
ПОДЗЕМНЫХ ВОД  
ПРИ ПОИСКАХ  
ПОЛЕЗНЫХ  
ИСКОПАЕМЫХ**



**Ленинград „Недра“  
Ленинградское отделение  
1980**

**Гуревич А. Е.** Практическое руководство по изучению движения подземных вод при поисках полезных ископаемых. — Л.: Недра, 1980. — 216 с.

В книге изложены разработанные к настоящему времени методы поисковой геофлюидодинамики. При описании методов основной упор сделан на их существо, на их физический смысл, определяющий и область применения каждого метода. Подробные сведения даны о принципах построения математических моделей. Приведены основные черты природных течений флюидов и их геологическая обусловленность. Рассмотрены некоторые вопросы геофлюидодинамических аналогий. Дан ряд рекомендаций по обработке материала, а также по выбору методов в зависимости от наличия фактического материала и стадии поисковых исследований. Кроме того, в книге в краткой и доступной форме изложены основные сведения из математики и термодинамики неравновесных процессов, необходимые для решения задач поисковой геофлюидодинамики.

Книга предназначена для геологов и гидрогеологов, занятых прогнозом и поиском полезных ископаемых.

Табл. 1, ил. 50, список лит. 122 назв.

Для познания действительности необходим метод.

Р. Декарт

Полевые наблюдения и исследования... продолжают оставаться важным источником геологической информации. Но полноценная интерпретация этих данных геологом может быть дана лишь в том случае, если в его образе мышления будут присутствовать элементы, свойственные мышлению физиков и химиков.

Дж. Ферхуген, Ф. Тернер, Л. Вейс и другие

...Способ изучения явлений неотделим от понимания их природы.

Е. А. Богоявленский, Д. Б. Богоявленская

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Геологические исследования, связанные с поисками, разведкой и добычей полезных ископаемых, делятся на два этапа — до и после открытия месторождения. Целью первого, поискового, этапа является обнаружение промышленной залежи полезного ископаемого, целью второго, разведочно-эксплуатационного, — его добыча. Цели и задачи геологических исследований на разных этапах принципиально различны. Сказанное полностью относится и к изучению динамики флюидов — подземных вод, нефтей, газов.

На поисковом этапе основной интерес представляет изучение различных сторон природных процессов, в том числе и движения флюидов, приводящих к формированию скоплений полезных ископаемых и образованию геохимических ореолов. Изучением процессов миграции флюидов занимается *г е о ф л ю и д о д и н а м и к а*, которая рассматривает миграцию флюидов как составную часть общего процесса геологического развития. Область геофлюидодинамики, исследующая миграцию подземных вод, получила название *г е о г и д р о д и н а м и к и*. Этот термин стал общеупотребительным. Главное внимание в книге уделено подземным водам, но учитываются и другие флюиды. Многие положения имеют общий для всех флюидов характер. Поэтому автор счел возможным пользоваться более общим термином «геофлюидодинамика».

В период поисков основной круг вопросов, связанных с динамикой флюидов, лежит

в области геофлюидодинамики. С открытием залежи или месторождения вопросы динамики флюидов принимают инженерную направленность и переходят на разведочно-эксплуатационном этапе в область подземной газогидромеханики и гидрогеомеханики. Естественно, что между комплексами методов этих дисциплин, равно как и между этапами геолого-инженерного изучения месторождений и их окружения, нет резкой границы.

Место геофлюидодинамических исследований и геофлюидодинамической информации на поисковом этапе определяется следующими соображениями.

1. На каждой стадии поисковых исследований (в иерархии их детальности) комплекс эмпирических исследований и трактовка их результатов направлены на то, чтобы дать заключение (прогнозы) о наличии залежи полезного ископаемого в пределах некоторой территории, о ее размерах (запасах), о пространственной локализации искомой залежи в плане и в разрезе, о минимуме горнотехнических характеристик, необходимых для определения экономической целесообразности поиска, и об очередности опосредования различных участков территории.

2. Решение геофлюидодинамических задач ориентировано на выявление и учет не динамики флюидов вообще, а лишь тех ее черт, которые существенны для процесса открытия залежи данного ископаемого.

3. Геофлюидодинамические сведения при поисковых исследованиях значимы лишь в системе сведений о всех сторонах опосредуемой территории: тектонике, литологии, геохимии, динамике флюидов и т. д.

4. Эмпирическая геофлюидодинамическая информация (измерение давлений, скоростей) принципиально отлична от литологической, тектонической, литохимической и флюидохимической, ибо носит мгновенный, дифференциальный, характер в противоположность кумулятивному, интегральному по времени, характеру остальных данных и не содержит предыстории. Для решения же поисковых задач нужны именно кумулятивная, интегральная, информация или характеристики, заданные для геологически значимых периодов времени. Для поискового этапа характерна низкая детальность опробования по сравнению с детальностью полей давлений и скоростей флюидов.

С учетом этих соображений и должны определяться круг и характер задач геофлюидодинамических исследований и построений при поисках полезных ископаемых.

Еще недавно, а во многом и сейчас еще подход к вопросам динамики флюидов при поисках полезных ископаемых (главным образом нефти и газа) определялся эмпирической традицией: искать пространственные корреляции залежей и геофлюидодинамических характеристик, получать геофлюидодинамические «поисковые критерии» и затем пользоваться ими непосредственно. Этот подход не учитывал ни специфики геофлюидодинамической информации, ни того,

что поисковую значимость она приобретает лишь в совокупности, в системе с другими геологическими сведениями. Поэтому он оказался малопродуктивным. Новый же подход только развивается. Конечно, составление «Практического руководства» в такой ситуации связано со значительными трудностями. Вместе с тем именно в такой обстановке оно, пусть не очень совершенное, весьма необходимо. «В книге подобного рода потребность ощущалась уже давно. Однако время шло, а книга не появлялась, и в конце концов я решился написать ее сам, хотя вовсе не считал, что смогу это сделать лучше других» [101].

Как по содержанию, так и по характеру изложения книга адресована совершенно определенному читателю — специалисту, занятому прогнозом и поисками полезных ископаемых и имеющему традиционную компетенцию геологического плана. Характер подготовки читателя и специфичность современного состояния геофлюидодинамики обусловили некоторые черты содержания настоящего руководства.

Сегодняшняя геофлюидодинамика переживает период бурного развития, а комплекс геофлюидодинамических методов исследования при прогнозе и поисках полезных ископаемых еще ограничен и находится в стадии становления. В этой обстановке степень разработанности разных приемов, методов, подходов широко варьирует. Одни доведены до алгоритмизованных процедур, другие только намечены. В книге приводятся не только хорошо отработанные методы, но и различные соображения по использованию новых подходов, лишь формирующихся сейчас, но уже так или иначе применяемых в практике прогнозных и поисковых работ. Вполне естественно, что подобные соображения не окончательны и со временем набор их пополнится и в чем-то изменится, ибо можно предполагать в ближайшие годы интенсивное развитие методов поисковой геофлюидодинамики. Однако на сегодня они помогают реализовывать эти подходы на практике наиболее эффективно, а временами и просто элементарно грамотно.

Круг вопросов, в которых сегодня должен быть обязательно компетентен специалист, решающий практические задачи прикладной геофлюидодинамики, за последнее время резко изменился. В учебную и справочную геологическую литературу, к сожалению, не включаются сведения из области математики, термодинамики, гидромеханики и т. д., необходимые специалисту. В специальной же литературе они приводятся в труднодоступной для геолога форме и к тому же разбросаны по разным книгам. В этой ситуации автор счел рациональным, чтобы «Практическое руководство» служило одновременно и пособием по дополнительным разделам знаний, обладая тем самым достаточной автономией.

Особое внимание уделено существованию процессов и физическому смыслу формул и методов. Это связано как с тем, что природные ситуации плохо поддаются стандартизации и требуют творческого подхода на основе глубокого понимания рассматриваемых явле-

ний, так и с тем, что в геофлюидодинамические построения сейчас приходит логический строй точных наук, столь отличающийся от привычных, традиционных, часто умозрительных способов геологических построений.

Геофлюидодинамические построения при прогнозировании и поисках месторождений в разной степени используются сегодня для разных ископаемых: нефти и газа, руд металлов, нерудных материалов и веществ. Книга в этом отношении в основном отражает сложившуюся на сегодня ситуацию.

Для того чтобы изложить методы эмпирических исследований с полнотой, отвечающей современному положению геофлюидодинамики, потребовался бы вдвое больший объем книги. Естественно, что при отборе материала, включенного в данное руководство, автору не всегда удавалось принимать решения без влияния субъективных оценок.

Автор искренне признателен проф. В. А. Мироненко, рецензировавшему книгу, за критические замечания и ряд позитивных рекомендаций. Автор выражает также свою благодарность Г. Л. Фурсикову, указавшему на неточность в тексте программы, Г. П. Ульяновой, помогавшей в оформлении рукописи, С. С. Чельшеву, взявшему на себя техническую сторону отладки исправлений программы. Понимая, что книга далека от совершенства, автор будет благодарен читателям, приславшим замечания по поводу содержания книги и характера изложения.

В заключение хотелось бы выразить уверенность, что через несколько лет кто-нибудь возьмет на себя труд создать новое практическое руководство, учтя опыт настоящего издания и накопившиеся к тому времени новые разработки.

## **ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ ПОИСКОВОЙ ГЕОФЛЮИДОДИНАМИКИ**

В последние годы идет процесс слияния всех вопросов природного массопереноса флюидов и его геологической эволюции в единую дисциплину — геофлюидодинамику. Это объединение направлено на превращение эклектики разрозненных решений и представлений о различных частных случаях динамики флюидов, методов их изучения, эмпирических данных в единое органичное целое. Идущее становление геофлюидодинамики, поиск ею собственного лица и собственного места в геологической теории и практике сопряжены с решением сложных теоретических и методологических вопросов, из которых отдельные не ставились ранее в геологии, с пересмотром многих традиционных воззрений и подходов.

Возникновение геофлюидодинамики как самостоятельной дисциплины совпало, а во многом и было вызвано процессом интенсивного смещения применяемых в ней способов формирования теории и построения методов теоретических и эмпирических исследований, т. е. всего того, что можно назвать в совокупности стилем профессионального мышления, в сторону точных наук. Это придало специфические черты становлению и развитию геофлюидодинамики в последние годы. Она оказалась одной из первых геологических дисциплин, где с такой очевидностью привычная в геологии идея всемогущества и исключительности эмпирического подхода натолкнулась на непреодолимые препятствия, в существенной мере обусловленные спецификой геофлюидодинамической информации. Все это привело к пересмотру соотношения между теорией и эмпирией при изучении и прогнозировании природных объектов и повлекло за собой необходимость более четко и рационально определить и задачи геофлюидодинамических исследований и построений в общей системе работ геологопоискового процесса.

Прежде чем обратиться непосредственно к целям и задачам поисковой геофлюидодинамики, полезно привести некоторые общие соображения.

Любое свойство материального субстрата обычно неодинаково в разных точках занимаемого им объема пространства. Фактически вместо реальных природных объектов мы всегда рассматриваем пространственные распределения (поля) значений тех свойств, которые наиболее информативны (аспектны) с позиций целей и задач ведущегося изучения. Морфология неоднородностей такого поля есть структура субстрата по данному свойству. Таким образом, субстрат обладает столькими (не обязательно совпадающими) структурами, сколько его свойств может

быть указано и описано в пространстве, и вне указания определенного свойства беспредметно и бессмысленно говорить о структуре субстрата. Строго говоря, свойством обладает субстрат, а структурой — пространственное распределение значений характеристики этого свойства. Так, тектонические структуры отражают морфологию неоднородностей литологического состава толщ пород, вызванных либо ходом седиментогенеза, либо наложенными изменениями пород, либо магматической деятельностью и т. д. Действительно, все структурные карты строятся по поверхности перехода от одной литологической и литофацальной разности к другой, а пространственные элементы тектонической структуры выделяются по морфологическим характеристикам совокупности таких поверхностей для всей расследуемой толщи. Характеристика структуры, т. е. морфология неоднородности какого-либо свойства, в свою очередь также является свойством и также обладает структурой. Практически этот ряд не бесконечен: он прерывается, когда «очередное свойство» оказывается достаточно однородно распределенным в рассматриваемом объеме пространства, т. е. диапазон изменений его значений пренебрежимо мал с точки зрения решаемой задачи. Вообще говоря, значения характеристик субстрата изменчивы в пространстве и во времени, поэтому можно говорить о пространственной и о временной морфологиях. Соответствующие ряды характеристик морфологий отвечают последовательным осреднениям фактического поля значений данного свойства субстрата.

Аспектные свойства не обязательно непосредственно измеримы с помощью существующих сегодня устройств и методов. Теоретическим анализом существа процессов может быть установлено, что аспектным для решаемой задачи является свойство природного субстрата, либо не изучавшееся или не измерявшееся ранее, либо определяющееся как результат совокупного действия нескольких других («простых») свойств. В последнем случае значение характеристики аспектного свойства может быть вычислено как суперпозиция значений характеристик «простых» свойств.

Неоднородности полей значений свойств геологического субстрата — твердого и флюидного — нередко обладают определенной иерархией: мелкие группируются в пространстве в более крупные, те в свою очередь в еще более крупные. При рассмотрении протяженных геологических объектов естественно использовать такие характеристики, которые обладают достаточной степенью пространственной обобщенности для данного масштаба. Иерархическое членение объема субстрата с отвечающим ему выделением иерархии характеристик принимает объективный характер только в том случае, если оно отвечает цепочке уровневых переходов количества в качество. Такие переходы происходят, когда увеличение элементарного, т. е. оцениваемого в целом, объема субстрата в некоторых диапазонах приводит к возникновению нового качества, смене модели, описывающей среду или процесс.

В способах описания природных процессов удобно выделить два уровня, различающихся степенью обобщения пространственной неоднородности сред и монопроцессов: термодинамический и геологический. На первом уровне явление описывается на языке термодинамических характеристик, на втором — на языке геологических. В пределах каждого уровня описания могут быть дополнительно выделены разные степени обобщения. Весьма важным является определенное соответствие между решаемой в каждом конкретном случае задачей и выбираемым для этого уровня описания модели природного явления, поскольку такой выбор ограничивает «различимые» при выбранном способе обобщения пространственные размеры деталей морфологии поля значений различных задаваемых и получаемых при решении характеристик. Это означает, что для каждого уровня обобщения существует свой круг задач. Задачи же, не входящие в этот круг, в принципе не могут быть решены при использовании характеристик его уровня общности.

Работы поискового этапа проходят ряд стадий. Вначале заключение о перспективах обнаружения искомого полезного ископаемого и возможных его запасах (прогноз) делается на базе уже имеющегося материала. Затем начинают проводиться полевые исследования, направленные на обнаружение месторождений, и прогнозы опираются уже на данные этих специально

проводимых работ. Заканчивается поисковый этап обнаружением месторождения полезного ископаемого. Эта схема достаточно упрощена и условна, но она отражает существенную черту поискового процесса: весь ход поиска можно представить себе как ряд шагов в получении эмпирического материала возрастающей детальности и отвечающий ему ряд прогнозов, каждый раз более детальных и точных, служащих основанием для направления последующего шага эмпирических исследований.

Каждый прогноз опирается на всю совокупность сведений о тех чертах строения и геологического развития района, которые существенны, значимы с точки зрения как теоретико-генетических представлений, так и эмпирических закономерностей, известных для данного вида полезного ископаемого. Вполне понятно, что не может быть прогноза только по тектоническим, литологическим, геофлюидодинамическим или любым другим данным в отдельности. Прогнозные (поисковые) критерии и показатели, на основе которых для изучаемого участка делается заключение о наличии месторождений, их запасах и т. д., должны строиться из характеристик всех важных в поисковом отношении сторон геологического объекта таким образом, чтобы:

а) максимально отразить аспектную, т. е. значимую именно в аспекте поисков данного полезного ископаемого, геологическую информацию об изучаемом природном объекте;

б) исключить дублирование аспектной информации разными геологическими характеристиками, т. е. обеспечить минимальность набора используемых (и эмпирически определяемых) характеристик с учетом их взаимозаменяемости;

в) использовать наиболее просто получаемые, наиболее интер- и экстраполируемые по площади и наиболее «дешевые» на каждой данной стадии исследования характеристики.

С этих позиций понятно, что для каждой стороны геологического объекта (его тектоники, литологии, динамики флюидов и т. д.) необходимо точное знание того, какая аспектная информация содержится только в тех или иных отражающих их характеристиках или их комбинациях, а какая может быть выражена и другими. Это позволяет оценить незаменимость или взаимозаменяемость различных частных характеристик и отобрать из них те, совокупность которых дает достаточную информацию и вместе с тем наиболее проста и «дешева». Поэтому для каждой области исследований — тектоники, геофлюидодинамики и т. д. — должно быть четко определено свое место в поисковом процессе. Для геофлюидодинамики такой целенаправленный анализ был начат лишь недавно [24, 26].

Постановка геофлюидодинамических (равно как и любых других) частных поисковых задач определяется учетом как общих поисковых целей и задач, так и специфики характера геофлюидодинамической информации и способов ее получения. В общие цели поисковых работ входят прежде всего определение принципиальной возможности существования залежи полезного ископаемого в пределах изучаемой территории, локализация мест возможного ее обнаружения и прогнозная оценка запасов. Одновременно решаются и менее значимые вопросы прогноза деталей геохимического облика полезного ископаемого и необходимого минимума горнотехнических условий. Поиск опирается на теоретически или эмпирически обоснованные характеристики, отражающие условия образования и сохранения залежи полезного ископаемого, с одной стороны, и на прямые признаки присутствия залежи — лито-, флюидо- и биохимические ореолы, аномалии электрического, магнитного, гравитационного, температурного, радиационного и других полей — с другой.

Геофлюидодинамическая информация принципиально отличается от геологической информации других видов. Связано это с тем, что собственно геофлюидодинамическая эмпирическая информация, т. е. непосредственно измеряемые величины, относится только к настоящему моменту времени, к моменту измерения, и не трактуема в исторической развертке, ибо не является накопительным итогом процесса во времени. Геофлюидодинамические же реконструкции во времени опираются на использование полей значений других

геологических величин и их реконструкций во времени. Из сказанного следует, что геофлюидодинамическая информация должна участвовать в геологических построениях поискового периода двояким образом [24, 26]. Во-первых, используется эмпирический материал — современные поля давлений и скоростей флюидов и их возможные экстраполяции в прошлое, непосредственно прилегающее к настоящему моменту. Во-вторых, геофлюидодинамика входит в поисковые построения своим теоретическим аппаратом. Дело в том, что флюидогенные месторождения полезных ископаемых тесно связаны с динамикой флюидов, которая во многом определяет их локализацию в пространстве, равно как и саму возможность их образования. Зная, какие черты геофлюидодинамики геологических объектов благоприятны для образования и сохранения залежей, а какие нет, мы можем с помощью геофлюидодинамической теории, рассматривающей обусловленность движения флюидов геологическими факторами, указать совокупности геологических характеристик, определяющие таким образом образование залежей и их локализацию. При таком способе участия геофлюидодинамики ее теория играет роль направляющего и организующего звена, благодаря которому удастся достичь большей целеустремленности в выборе комплекса поисково-прогнозных характеристик, контролировать его полноту и аспектность. В этом случае геофлюидодинамика дает своего рода правила отбора и компоновки геологических характеристик, сама же присутствует в прогнозах неявно.

Выбор геофлюидодинамических характеристик для непосредственного использования и элементов геофлюидодинамических полей для уточнения наборов геологических характеристик тесно связан с детальностью поисковых исследований. Иерархию характеристик и элементов пространственных полей удобнее привязывать не к стадиям геологопоискового процесса, а к степеням пространственной обобщенности прогнозов. Обусловлено это следующими причинами.

Трудно выделить в чистом виде стадии геологопоисковых работ. По мере ведения исследований растет количество эмпирического материала, его детальность в разных частях территории резко различна. Один и тот же материал ложится в основу прогнозов, составляемых для локального участка, крупной зоны и района в целом, причем эти прогнозы вновь и вновь повторяются, уточняясь по мере получения нового материала, роста его детальности. Сами методы геологических исследований по-разному соотносятся со степенью пространственного обобщения отражаемых ими свойств геологического субстрата. Одни методы дают сразу осредненную оценку свойств среды. Так, при проведении ВЭЗ, сейсмических методов получается оценка в целом объема пород, лежащего между точками «входа» и «выхода» электрического тока или сейсмических волн. При откачках из скважин получаемые значения проницаемости отвечают всему объему пород, охваченному депрессионной воронкой. Т. е. при таких методах опробуется сразу весь объем пород. При других методах само опробование носит «точечный», локальный характер, а детальность общей характеристики связана с пространственной интерполяцией «точечных» данных. Так, данные о разрезе толщи пород, получаемые с помощью скважин, шурфов, всегда локальны, «точечны» по отношению к изучаемой территории. Разная же степень пространственного обобщения получается в результате различных осреднений этого материала. Поэтому прямой связи между детальностью получаемого эмпирического материала и стадией работ нет.

В то же время все прогнозы неизбежно привязаны к пространственному членению изучаемой территории на элементы разного порядка. Это членение связано с неоднородностью геологического субстрата и производится на основе морфологии полей тех или иных его свойств, в той или иной степени объективно. Например, в нефтяной геологии пространственное дробление идет в основном на базе иерархии тектонических структур. При этом достаточно объективно выделяются три уровня пространственной обобщенности: локальный (месторождение, отдельная структура — ловушка), зональный (объединение локальных объектов), региональный (объединение зон). По-видимому, в той или иной мере такой принцип дробления приемлем и для

других полезных ископаемых. Прогнозы, даваемые по таким пространственным элементам, сохраняют степень обобщенности используемых характеристик при многократном повторении и уточнении по мере получения нового материала, поскольку она обусловлена не стадией работ, а иерархией неоднородности природных объектов.

Если для типизации степени обобщенности геофлюидодинамических характеристик, для создания их иерархии существует достаточно объективная основа, то для включения информации о динамике флюидов в общую систему данных при составлении прогнозов унификация, разработка шаблонов встречает большие трудности. Связано это с зависимостью рационального комплекса характеристик от специфики конкретной геологической ситуации и имеющегося фактического материала. Поэтому правильное определение соотношения данных о разных сторонах геологического объекта в составленном прогнозе является во многом делом творческим.

Вопрос о косвенном включении геофлюидодинамики в поисковый процесс кратко рассмотрен в § 14, а здесь мы укажем лишь используемые при поисках эмпирические данные о динамике флюидов, ибо они определяют и круг методов.

На сегодняшний день в широкой геологопоисковой практике применимы эмпирические сведения о современных полях давлений и скоростей движения флюидов, которые используются либо непосредственно для гидродинамических построений и оценок (гидродинамические ловушки, горнотехнические условия), либо в комплексе с флюидохимическими данными (трактовка ореолов рассеяния). Круг соответствующих методов определяется, с одной стороны, самой задачей, с другой — значениями природных скоростей флюидов и экономическими соображениями. Для глубоких подземных вод скорости обычно весьма малы, что ставит ограничения для чувствительности методов. Для вод неглубоких горизонтов, изучение движения которых связано с трактовкой ореолов, экономически нерациональны дорогие или трудоемкие методы.

В итоге для широкой практики на сегодняшний день могут быть рекомендованы методы установления характеристик движения флюидов по распределениям давления и плотности, по искажению температурного поля, некоторыми косвенными способами. При условии стабильности геологической обстановки в ближайшем прошлом современное поле движения подземных вод может быть экстраполировано на этот период времени. Для этих случаев может быть рекомендовано математическое моделирование, если течение носит гравитационный характер. Математические методы могут быть применены для решения частных вопросов при анализе природы процессов, определяющих течение флюидов в конкретных случаях. Для описания более сложных конкретных природных ситуаций математическое моделирование чаще всего на поисковом этапе мало применимо из-за необеспеченности эмпирическими данными о распределении значений входящих в уравнения параметров. Поэтому для таких ситуаций перспективно развитие методов аналогий.

# ОБЩИЕ МАТЕМАТИЧЕСКИЕ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ

## § 1. МАТЕМАТИЧЕСКИЕ ПОНЯТИЯ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ В ГЕОФЛЮИДОДИНАМИКЕ

Сегодняшняя практика изучения движения флюидов немыслима без знания и применения математики. Геологи же и гидрогеологи нередко сторонятся ее. Чаще всего это происходит оттого, что свое отношение к математике они определяют как альтернативу «решать математические задачи или не решать». На самом деле это не так. Бóльшая часть математических задач достаточно сложна и не всегда рационально, чтобы их решением занимался сам гидрогеолог. При решении таких задач нужен не дилетант, эпизодически занимающийся математическими построениями, а профессионал-математик. Но гидрогеолог обязательно должен владеть математическим языком, видя в нем способ компактно и четко записать отношения между параметрами, отражающими различные стороны процесса. Он должен уметь сформулировать флюидодинамическую задачу на математическом языке. Нетрудно видеть, что между умением читать физический или гидрогеологический смысл математических формул и умением решать, например, дифференциальные уравнения «дистанция огромного размера». В этом параграфе приведены краткие сведения о значении математических величин, о том, каков их физический смысл применительно к динамике флюидов, как «прочитать» уравнение.

### Скаляр, вектор, тензор

При решении вопросов о движении флюидов приходится иметь дело с тремя видами величин: скалярами, векторами и тензорами. Скаляр, или скалярная величина, — это величина, значение которой может быть выражено одним числом. Таковы длина, площадь, объем, пористость, температура, вяз-

кость жидкости, плотность вещества, давление в жидкости, концентрация вещества в смеси, работа, энергия, приведенное давление и т. д.

**Вектор**, или векторная величина, — это величина, имеющая модуль (или длину) и направление. Векторами являются сила, скорость, градиенты температуры, давления и других скалярных величин. Вектор обычно обозначают буквами либо полужирного, либо обычного начертания, но с чертой или стрелкой над буквой:  $\mathbf{v}$ ,  $\vec{v}$ ,  $\overline{v}$ . Модуль вектора обычно обозначается соответственно  $|\mathbf{v}|$  или  $v$ .

Направление вектора задается углами, которые он образует с осями координат. В трехмерном случае направление вектора однозначно определяется заданием двух углов, в двухмерном — одного. Углы эти называются направляющими, а отвечающие им косинусы — направляющими косинусами. С их помощью могут быть определены проекции вектора на оси координат:

$$v_x = v \cos \alpha, \quad v_y = v \cos \beta, \quad v_z = v \cos \gamma,$$

где  $\alpha$ ,  $\beta$  и  $\gamma$  — углы между направлением вектора  $\overline{v}$  и положительными направлениями координатных осей  $x$ ,  $y$  и  $z$ . С помощью проекций на оси координат вектор может быть записан так:

$$(v_x, v_y, v_z) \text{ или } \begin{vmatrix} v_x \\ v_y \\ v_z \end{vmatrix}.$$

**Тензоры** в практических задачах геофлюидодинамики встречаются, по существу, только для описания проницаемости: фильтрационной, диффузионной, тепловой. Поэтому мы рассмотрим только этот вид тензора \*, его физический и геометрический смысл. Практически все породы анизотропны по проницаемости, т. е. по-разному пропускают поток, например тепла или фильтрующейся воды, в разных направлениях. Из-за анизотропии направление потока не совпадает с направлением вызвавшей его движущей силы: градиента температуры, давления, концентрации. Проницаемость и ее анизотропия отражаются тензором, который записывается в виде квадратной таблицы-матрицы.

Возьмем двухмерный случай. Из некоторой точки, как из центра, по всем направлениям отложим отрезки, равные проницаемости в этих направлениях. Концы этих отрезков образуют эллипс (в трехмерном случае — эллипсоид). Если главные оси эллипса совпадают с осями координат, то тензор проницаемости записывается как

$$\mathbf{K} = \begin{vmatrix} k_x & 0 \\ 0 & k_y \end{vmatrix},$$

где диагональные элементы — проницаемость вдоль направлений осей  $x$  и  $y$ , два других — нулевые. Если оси не совпадают, то все

---

\* Аффинный ортогональный тензор второго ранга.

четыре элемента — ненулевые, а их смысл не столь нагляден. В целом наиболее удобно и правильно рассматривать тензор как матрицу коэффициентов перехода, например от вектора движущей силы к вектору скорости потока, или, используя математическую терминологию, как преобразование поворота и растяжения.

### Производная, градиент, потенциал, интеграл

Если две величины связаны между собой, то изменение одной вызывает и изменение другой. Производной и называется предел отношения изменения  $\Delta y$  зависимой величины к вызывающему его изменению независимой  $\Delta x$  при стремлении последней к нулю. Поскольку это отношение может меняться от точки к точке, то ясно, что производная характеризует ситуацию в точке. Если независимая переменная — одна, то производная называется обыкновенной и обозначается либо  $y_x$  ( $y$  отвечает зависимой переменной,  $x$  — буква-индекс — независимой) \*, либо  $dy/dx$ . Если независимых переменных несколько, то производная по одной переменной при постоянных других называется частной производной и обозначается  $\partial y/\partial x$ . С понятием частной производной тесно связано понятие градиента. Оба понятия могут быть иллюстрированы следующим примером.

Пусть имеется какая-либо скалярная функция  $z = f(x, y)$ , например рельеф местности. Возьмем его изображение на плане с помощью изогипс, проведенных через 1 м (рис. 1.1, а). (В качестве  $z$  можно было принять с равным успехом и любую другую скалярную величину, распределенную в плане: температуру, давление, концентрацию вещества и т. д.). Возьмем произвольную точку  $A$  и рассмотрим в ней скорость изменения рельефа. Производная есть характеристика точки, она меняется от точки к точке, поэтому применим следующий прием. Увеличим очень сильно в масштабе маленькую область вокруг точки  $A$ , выбрав масштаб так, чтобы при новом, более детальном сечении изогипс последние можно было бы в этой области в пределах точности считать параллельными и равноотстоящими (рис. 1.1, б). Тогда значения производных в этой области будут в пределах точности одинаковы. Теперь нетрудно определить уклон рельефа в этой точке вдоль осей  $x$  и  $y$ . Выбрав какую-либо изолинию  $k$ , отсчитаем изменение высоты рельефа  $\Delta z$  от нее до точки  $A$ . Теперь уклон рельефа вдоль оси  $x$ , т. е. при  $y = y_A$ , определится как  $\Delta z/\Delta x$ , а уклон вдоль оси  $y$ , т. е. при  $x = x_A$ , как  $\Delta z/\Delta y$ . Это и есть (в пределах принятой точности) частные производные от  $z$  по  $x$  и  $y$ :

$$\partial z/\partial x \approx \Delta z/\Delta x; \quad \partial z/\partial y \approx \Delta z/\Delta y.$$

---

\* Обратите внимание, что обозначения проекции вектора на ось и производной могут совпадать.

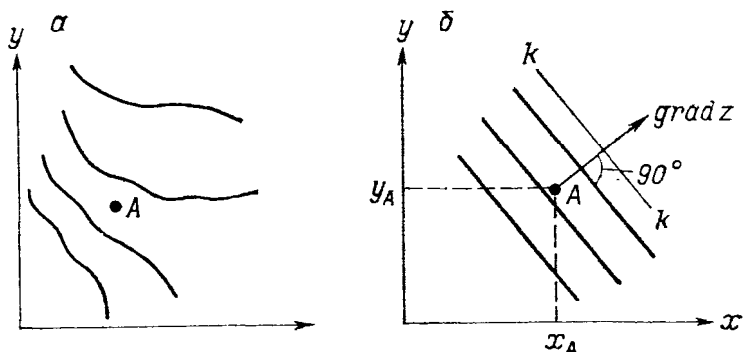


Рис. 1.1. Иллюстрация смысла градиента функции в макромасштабе (а) и микромасштабе (б).

Вполне естественно, что значение частной производной будет разным вдоль разных направлений, причем тем бóльшим, чем ближе это направление к перпендикуляру к изолинии. Вдоль этого перпендикуляра «скат рельефа», т. е. производная по этому направлению, будет максимальным. Вектор, имеющий направление быстрого увеличения  $z$  и равный по модулю производной по этому направлению, называется градиентом  $z$ . Он обозначается либо  $\text{grad } z$ , либо  $\nabla z$ . Нетрудно убедиться, что градиент и частные производные связаны между собой следующим образом (рис. 1.1, б):

$$(\partial z / \partial x) \bar{i} + (\partial z / \partial y) \bar{j} = \text{grad } z$$

(где  $\bar{i}$  и  $\bar{j}$  — единичные векторы, направленные вдоль осей  $x$  и  $y$  соответственно);

$$[(\partial z / \partial x)^2 + (\partial z / \partial y)^2]^{1/2} = |\text{grad } z|.$$

Направление градиента можно определить с помощью углов, которые он образует с осями  $x$  (угол  $\alpha$ ) и  $y$  (угол  $\beta$ ):

$$\cos \alpha = \frac{\partial z / \partial x}{|\text{grad } z|}; \quad \cos \beta = \frac{\partial z / \partial y}{|\text{grad } z|}$$

Производным и особенно градиенту здесь уделяется столько внимания не случайно. Во-первых, это «главные действующие лица» почти всех математических построений в динамике подземных вод. Во-вторых, в гидрогеологии укоренилось применение термина «градиент» для обозначения изменений давления, напора, температуры и т. п. вдоль какого-либо направления. Например, скорость изменения температуры с глубиной называют градиентом температуры, падение напоров по выбранному направлению — градиентом напора. Нетрудно видеть, что в математическом смысле это частные производные. Сейчас, когда в геологии интенсивно используются математические методы, подобная неоднозначность в терминологии нередко приводит к путанице (нужно помнить о различии этого термина). Лучше строго придерживаться математической термино-

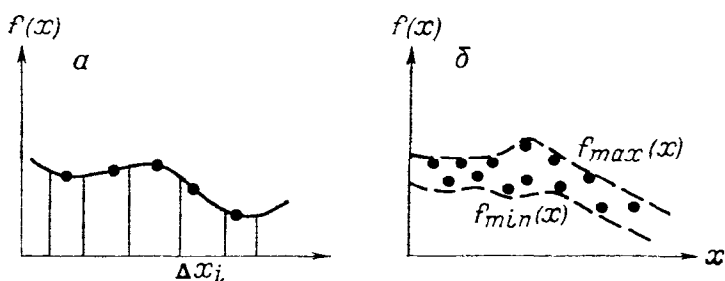


Рис. 1.2. Иллюстрация смысла интеграла.  
 а — для однозначной кривой, б — для облака точек.

логии, обеспечивая этим однозначность трактовки применяемых понятий, тем более что для падения напора вдоль направления существует термин «гидравлический (пьезометрический) уклон».

Выше для наглядности был разобран двухмерный случай. В трехмерном же случае независимых переменных будет три, перпендикуляр будет не к изолиниям, а к поверхностям равных величин зависимой (четвертой) переменной.

Величина  $z(x, y)$ , рассмотренная в примере, по отношению к  $\text{grad } z$  называется потенциалом. Любая скалярная величина, непрерывно распределенная в пространстве (в плане, вдоль линии), имеет градиент и является потенциалом. В практике нередко возникает необходимость обратной операции: не по скалярной функции найти ее градиент, а попытаться непрерывно меняющийся вектор представить как градиент некоторой скалярной функции. Такая возможность часто чрезвычайно упрощает математические выкладки. Однако существует она далеко не всегда, поскольку при этом к характеру изменения вектора предъявляются весьма жесткие требования. Например, при рассмотрении методов фильтрационной силы и приведенного давления (§ 2, 4) будет показано, что вектор  $\bar{\gamma}$  ( $\gamma$  — удельный вес воды) представим в виде градиента скалярной функции только в том случае, если его значение постоянно в каждой горизонтальной плоскости. Платой за это является повышенная громоздкость (неустраняемая!) расчетов по методу фильтрационной силы.

И наконец, что такое интеграл? Несколько погрешив против строгости определения, но сохранив неприкосновенным смысл вещей, можно сказать, что интеграл от какой-либо функции, например  $f(x)$ , есть сумма произведений длин бесконечно малых, последовательно и непрерывно расположенных отрезков  $\Delta x_i$  на значения функции  $f(x_i)$ , отвечающие значениям  $x_i$ , находящимся в пределах соответствующих отрезков  $\Delta x_i$  (рис. 1.2, а):

$$\sum f(x_i) \Delta x_i.$$

Очевидно, что сумма будет меняться в зависимости от положения точки  $x_i$  внутри отрезка  $\Delta x_i$ . Согласно строгой математической формулировке интеграл есть предел, к которому стремится сумма

при неограниченном уменьшении отрезков  $\Delta x_i$ . Если же такой предел не существует, то не существует и сам интеграл. Например, если вместо однозначной кривой эмпирические точки ложатся в пределах размытой полосы (рис. 1.2, б), то соответствующий интеграл не существует, так как сумма может быть определена лишь как число в диапазоне

$$\int f_{\min}(x) dx \leq \Sigma \leq \int f_{\max}(x) dx.$$

### Уравнения

При приближенном подходе зависимости между величинами записывают для отрезка, площади, объема в целом. Например, скорость фильтрации через трубку с грунтом записывают как

$$v = K(\Delta H / \Delta L) \omega,$$

где  $v$  — скорость фильтрации;  $K$  — коэффициент проницаемости всего объема грунта в трубке;  $\Delta H$  — перепад напора на концах трубки;  $\Delta L$  — длина трубки;  $\omega$  — площадь поперечного сечения.

Во многих случаях подобный подход вполне обеспечивает потребности, однако в еще большем числе случаев он недостаточен, поскольку огрубляет фактическую ситуацию, не учитывает изменчивости параметров в пределах рассматриваемой области. Поэтому уравнения процессов составляются для произвольной точки с использованием соответствующих параметров и их производных. Запишем, например, уравнение (закон) фильтрации для ньютоновской жидкости. Его физическую сущность можно сформулировать так: скорость фильтрации ньютоновской жидкости прямо пропорциональна проницаемости фильтрующей среды и приложенной силе, вызывающей фильтрацию. Формулой это выражается так:

$$\bar{v} = K\bar{F}.$$

Если может быть использовано понятие напора  $H$ , то уравнение будет выглядеть как

$$\bar{v} = -K\nabla H.$$

Градиент скалярной величины направлен в сторону ее возрастания, поэтому в формуле появляется минус перед правой частью: ведь скорость направлена противоположным образом — по падению напора.

Возьмем одномерный случай. По трубке с грунтом фильтруется вода с переменными скоростью и давлением. Для каждого элемента потока должно выполняться условие сохранения количества вещества. Это значит, что разница между массами воды, втекающей в элемент и вытекающей из него, должна быть равна изменению массы воды, содержащейся в выделенном элементе. Если  $\bar{v}$  — скорость фильтрации, а  $\rho$  — плотность воды, то массовая скорость будет  $\rho\bar{v}$ . Изменение массовой скорости в единичном элементе будет

равно производной по направлению  $x$ :  $\partial(\rho v_x)/\partial x$ . Если объем элемента постоянный, то масса элемента может измениться только за счет изменения плотности воды и пористости среды  $m$ :  $\partial(m\rho)/\partial t$ . Поскольку масса не возникает и не исчезает, эти изменения должны быть разнонаправленны и в сумме давать нуль:

$$\partial(\rho v_x)/\partial x + \partial(m\rho)/\partial t = 0.$$

Это уравнение называется обычно уравнением неразрывности. В двух- и трехмерном случаях, естественно, необходимо учесть изменения в массовых скоростях по всем осям, чтобы определить, какое количество массы задерживается в элементарном квадратики или кубике или выносится из него. Так, в трехмерном случае это количество

$$\partial(\rho v_x)/\partial x + \partial(\rho v_y)/\partial y + \partial(\rho v_z)/\partial z.$$

Сокращенно формула может быть представлена так:  $\text{div}(\rho \vec{v})$ .

Для того чтобы задача была однозначно определена, число искоемых величин должно быть равно числу уравнений. Поскольку мы имеем дело с производными, то кроме самих переменных в число неизвестных входят и их производные. Например, если уравнение

$$d^2p/dx^2 = 0 \tag{1.1}$$

(где  $p$  — искомая переменная), то неизвестных величин три:  $d^2p/dx^2$ ,  $dp/dx$ ,  $p$ . Значит, к имеющемуся уравнению необходимо добавить еще два. Такие добавочные уравнения составляются на основании ситуаций на краях рассматриваемой области. Так, если рассматриваемый отрезок начинается в точке  $x_1$ , а кончается в точке  $x_2$ , то необходимо задать либо давление, либо его производную. Понятно, что всего возможны четыре варианта:

$$\left. \begin{array}{l} p(x_1) = a \\ p(x_2) = b \end{array} \right\}, \quad \left. \begin{array}{l} dp/dx|_{x=x_1} = u \\ dp/dx|_{x=x_2} = w \end{array} \right\}, \quad \left. \begin{array}{l} p(x_1) = a \\ dp/dx|_{x=x_2} = w \end{array} \right\}, \quad \left. \begin{array}{l} dp/dx|_{x=x_1} = u \\ p(x_2) = b \end{array} \right\}. \tag{1.2}$$

Естественно, выбор варианта предопределен имеющейся информацией. Каждое из уравнений (1.2) называется **г р а н и ч н ы м у с л о в и е м**, а система уравнений, состоящая из уравнения (1.1), описывающего процесс, и какой-либо пары граничных условий (1.2), называется **г р а н и ч н о й з а д а ч е й**. Например:

$$\left. \begin{array}{l} d^2p/dx^2 = 0 \\ p(x_1) = a \\ p(x_2) = b. \end{array} \right\} \tag{1.3}$$

Система уравнений, в которой число уравнений равно числу неизвестных, т. е. в которой эти неизвестные определены однозначно, называется **з а м к н у т о й**.

Уравнения и задачи, не содержащие производных по времени, называются **стационарными**, а имеющие их — **нестационарными**. Для нестационарных задач к граничным условиям, т. е. к условиям на границах рассматриваемого участка пространства, добавляется еще и **начальное** условие: задается значение искомой функции в некоторый момент времени, принимаемый в данной задаче за начальный. Поскольку таким образом задаются условия на краях пространственно-временного «объема», то их обычно называют **краевыми**. Краевой же называют и соответствующую задачу. Это наиболее часто встречающееся применение терминов «граничный» и «краевой», но в литературе они, по существу, используются как эквивалентные, равноправные.

## § 2. ПРОЦЕССЫ ПЕРЕНОСА И МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ИХ ЗАКОНОВ

Если взять горизонтальную трубку с грунтом и пропускать через нее воду, то варьируя перепад давлений  $\Delta p$  на концах трубки, мы получим разные значения потока  $q$ . В результате таких экспериментов мы можем построить график зависимости  $q$  и  $\Delta p$  (рис. 2.1). Вполне понятно, что из-за погрешностей, а также из-за каких-либо неучитываемых нами влияний точки лягут с некоторым разбросом. Тем не менее будет видно, что значения  $q$  и  $\Delta p$  пропорциональны. Обозначив через  $a$  коэффициент пропорциональности, равный тангенсу наклона средней линии, можем записать  $q = a\Delta p$ . Но это уравнение для образца с площадью поперечного сечения  $\omega$  и длиной  $\Delta L$ . Экспериментируя при постоянном  $\Delta p$  и переменной  $\Delta L$ , можно установить, что  $q$  пропорционально  $1/\Delta L$ . В результате придем к выводу, что

$$\begin{aligned} q &= \omega K (\Delta p / \Delta L); \\ v &= K (\Delta p / \Delta L). \end{aligned} \tag{2.1}$$

Здесь  $K$  — коэффициент пропорциональности для графика связи  $q/\omega$  и  $\Delta p/\Delta L$  (т. е. коэффициент  $a$  расчленен и заменен выражением  $\omega K/\Delta L$ ). Он есть уже характеристика среды — коэффициент фильтрационной проводимости. Вот так эмпирическим путем и вывел в 1861 г. французский инженер А. Дарси закон фильтрации, получивший впоследствии его имя. Аналогично были открыты закон Фурье для потока тепла (1822 г.), закон Ома для потока электричества (1827 г.). Закон Фика для диффузионного потока массы (1855 г.) был постулирован по аналогии с законом Фурье. Так что Дарси шел уже по проторенной дорожке.

Подобные законы, полученные на основе эмпирического установления связи между наблюдаемыми величинами, в данном случае между потоком и движущей силой, называются феноменологическими. Обратите внимание на чрезвычайно важную деталь: по-

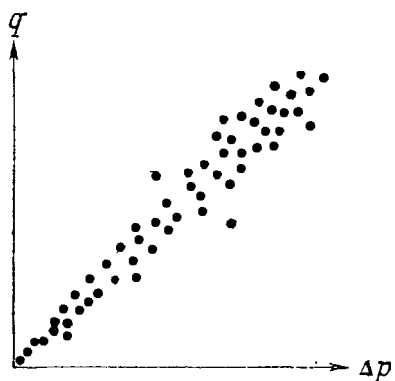


Рис. 2.1. График эмпирической зависимости расхода воды от перепада давления на концах образца.

строение феноменологического закона формально совершенно безразлично к природе описываемого процесса, оно не содержит, не использует непосредственно никакой внутренней сущности явления! Так, для фильтрации просто было установлено, что для каждого данного образца  $q$  пропорционально  $\Delta p$  — и только. Коэффициент же пропорциональности  $K$  определяется по данным опыта, как частное от деления  $q$  на площадь сечения образца  $\omega$  и на  $\Delta p / \Delta L$ , т. е. не имеет никакого изначального физического подтекста. Физический смысл процесса нередко анализи-

руется уже в последующем. Изучение процессов переноса подобным образом относится к компетенции феноменологической термодинамики неравновесных процессов.

«Термодинамический метод не опирается ни на какие модельные представления об атомно-молекулярной структуре вещества и является по своей сути методом феноменологическим. Это значит, что задачей термодинамического метода является установление связей между непосредственно наблюдаемыми (измеряемыми в макроскопических опытах) величинами» [83, с. 11]. Термодинамический метод прост и «ведет к решению целого ряда конкретных задач, не требуя никаких сведений о свойствах атомов или молекул. В этом заключается его неоценимое преимущество для решения задач технического характера... Однако наряду с этим термодинамический метод обладает и существенным недостатком, заключающимся в том, что при термодинамическом рассмотрении остается нераскрытым внутренний механизм явлений. По этой причине в термодинамике, как правило, бессмысленны вопросы «почему»?...» Молекулярно-кинетический «подход к исследованию явлений позволяет в принципе решить ряд задач, вообще неразрешимых в рамках термодинамического метода... позволяет, с одной стороны, дать строгое обоснование законов термодинамики, а с другой стороны — установить границы их применимости...» [83, с. 12].

Выше перечислялись феноменологические законы, выведенные на основе эмпирически установленных связей между основными величинами. Численные значения коэффициентов определялись опытным путем. Но в способах построения феноменологических уравнений процессов есть и другая крайность: подбор математических аппроксимаций. В этих случаях процесс записывается уравнением, вид которого постулируется на основании каких-либо правдоподобных соображений. Затем с помощью подбора вида и численных значений коэффициентов уравнение «подгоняется» к моделируемому им.

записываемому с его помощью процессу. Уравнения природных процессов, состоящих из различных физических и физико-химических «монопровессов», нередко содержат элементы того и другого подходов. Обратите внимание на смысловое различие терминологии. Об уравнении «монопровесса» принято говорить «закон», но для природного «полипроцесса», являющегося результатом протекания ряда одновременных и взаимодействующих «монопровессов», употребляют только термин «уравнение», поскольку таких конкретных сочетаний может быть бесконечное множество.

Феноменологическим законам присущи следующие ограничения.

1. Они применимы, строго говоря, лишь в диапазоне условий, в которых были получены эмпирические сведения, легшие в основу закона.

2. Эмпирический коэффициент, строго говоря, отвечает данному образцу при данном распределении приложенных сил и других условиях эксперимента.

Это — естественные границы правомерности применения феноменологического закона. Сейчас, например, когда известна физика фильтрации жидкостей, первое ограничение отпало для закона Дарси: он применим во всем диапазоне их ньютоновского поведения в пределах соответствующих скоростей. Иными словами, границы области применимости закона Дарси определяются теперь не случайным, в той или иной степени, набором экспериментальных прецедентов, а совершенно четкими теоретическими представлениями о существе процесса. А вот с коэффициентом пропорциональности дело фактически не изменилось. Структура пустотного пространства пород, особенно консолидированных и тем более трещиноватых, весьма сложна. И если для параллельностенных круглого капилляра или трещины вопрос решается просто, то для реальных сред мы по-прежнему используем эмпирический путь оценки значений коэффициентов фильтрации или проницаемости. Отсюда вытекает весьма важное следствие: определенная в опыте величина относится в целом к объему породы, охваченному влиянием эксперимента (образцу в лаборатории, прискважинной зоне депрессионной воронки при откачке из скважины). При однородной изотропной проницаемости породы это не создает никаких затруднений при переносе полученных значений  $K$  на остальной объем области фильтрации. Если же породы неоднородны по фильтрационной проводимости, то распространение полученных величин на остальной объем требует осторожности и специального анализа. В равной степени это относится и к неоднородности пород по диффузионной и тепловой проводимости.

В настоящее время в неравновесной термодинамике потоки выражают обычно линейными уравнениями вида

$$J = kX, \quad (2.2)$$

где  $J$  — поток (скорость фильтрации, диффузионный поток и т. д.);  $k$  — коэффициент переноса;  $X$  — движущая сила, вызывающая перенос.

Поскольку только для фильтрации  $X$  является силой и по своему физическому смыслу, а для диффузии, передачи тепла и т. д. это градиенты соответственно концентрации, температуры и т. д., то в качестве общего названия для любых  $X$  принят термин **о б о б - ш е н н а я с и л а**.

Прежде чем более подробно рассмотреть, какими математическими моделями описываются различные процессы переноса, следует остановиться на очень важном для правильного понимания этих моделей понятии **с п л о ш н а я с р е д а**.

Выразить математически фильтрацию или диффузию так, чтобы формулы отражали реальное передвижение воды по межминеральному пространству или реальные перескоки молекул, создающие в итоге поток, принципиально невозможно. Да это и не нужно. Ведь исследователя интересуют обычно общие количества фильтрующейся воды или диффундирующего компонента, проходящие через сечения макроразмеров. Микроскопические же детали ему не нужны. Поэтому и используют феноменологические законы: количество проходящей массы или тепла пропорционально соответствующей обобщенной силе. То, что вода течет по сложно построенному поровому пространству, что диффузный поток складывается из скачков отдельных молекул, никак не отражается в этих законах. Они обобщенно описывают фильтрацию просто как движение **ф и к т и в н о й с п л о ш н о й с р е д ы** через пространство, занятое породой, без разделения на минеральную часть и на пустоты, где фактически течет вода, а диффузию — не как совокупный итог перескоков молекул, а также как единое движение некоторой фиктивной сплошной массы. Т. е. уравнение (2.2) является эквивалентом не природного процесса переноса, а фиктивного (модельного) процесса течения некоторой модельной сплошной среды, обладающей свойствами идеальной жидкости и текущей по всему объему пространства проводящей области. Эта идеализация весьма плодотворна, а благодаря простоте математической записи она предоставляет огромные возможности для математического моделирования разнообразнейших ситуаций. Однако необходимо всегда помнить, что это модельная, а не истинная картина переноса (или любого другого явления), чтобы всегда контролировать допустимость такого представления и в нужных ситуациях переходить к другим моделям. Это относится в полной мере и к процессам деформации породы, также описываемым с помощью моделей сплошных сред.

В этом параграфе приведены лишь те сведения и соображения, которые необходимы и обязательны для принципиальной оценки возможности и выбора подхода к решению той или иной ситуации, для прикидочных расчетов, а также для того, чтобы определить, что же надо знать, чтобы сделать количественную или хотя бы полуколичественную оценку конкретного природного процесса и определить, можно ли это сделать при наличии имеющихся у исследователя данных.

## Фильтрация

Рассмотрим фильтрацию свободной воды, являющейся по своим реологическим свойствам ньютоновской жидкостью. Ее моделью служит движение фиктивной идеальной жидкости, обладающей теми же, что и у фактической, плотностью  $\rho_v$  и распределением давления  $p(x, y, z)$ , занимающей весь объем и текущей с фиктивной скоростью  $\bar{v}$ . В соответствии с законом Дарси для нее существует пропорциональность расхода воды через единицу площади фильтрующего сечения, т. е. скорости фильтрации, приложенной силе. Сила, действующая на выделенный единичный объем жидкости, складывается из равнодействующей давлений смежных объемов  $(-\nabla p)$  и из веса жидкости внутри выделенного объема  $(\rho \bar{g})$ . В уравнение входит выражение силы для единичного объема:

$$\bar{v} = (K/\mu) (-\nabla p + \rho \bar{g}). \quad (2.3)$$

Эта векторная дифференциальная форма записи закона фильтрации является наиболее общей. Поскольку здесь  $K$  — тензор, то уравнение (2.3) годится для общего случая анизотропной проницаемости, а запись силы  $(-\nabla p + \rho \bar{g})$  эквивалентна физическому смыслу явлений в физической модели и не несет никаких ограничений. Но для практических целей выражение движущей силы  $\bar{F}$  через  $(-\nabla p + \rho \bar{g})$  не всегда удобно.

Для построения карт и профилей, для математических решений нередко гораздо удобнее использовать скалярную функцию — потенциал силы  $\bar{F}$ . В связи с этим встает вопрос об условиях существования потенциала. Возможны два решения: 1) построение потенциала частицы воды как ее энергетической характеристики и последующий анализ соотношений его с силой  $\bar{F}$ , т. е. условий, при которых построенный потенциал служит гидродинамической характеристикой; 2) непосредственное выяснение условий, при которых сила  $\bar{F}$  имеет потенциал, т. е. существует такая скалярная функция  $\bar{\Phi}$ , что  $\bar{F} = \nabla \bar{\Phi}$ . В связи с тем что вопрос о потенциалах переноса является одним из наиболее важных и в то же время наиболее запутанных сегодня в геофлюидодинамике, рассмотрим его детально.

Возьмем какую-либо частицу жидкости массой  $M$ . Ее энергия складывается из трех компонент (внутренней энергией можно пренебречь): кинетической энергии движения, потенциальной энергии сжатия и потенциальной энергии положения в гравитационном поле. Все три компонента оцениваются относительно к выбираемым уровням отсчета. Кинетическая энергия частицы оценивается по ее скорости относительно породы, т. е. по средней истинной скорости фильтрации. Как правило, и сама эта величина по сравнению с другими компонентами энергии, и ее изменение от точки к точке пространства по сравнению с соответствующими изменениями двух других компонент пренебрежимо малы. Поэтому без ущерба для

точности построений кинетической энергией частицы можно пренебречь. Энергия сжатия оценивается как энергия, обусловленная упругим сжатием от давления отсчета  $p_0$  до фактического  $p$ . За  $p_0$  обычно принимается атмосферное. Тогда

$$\Phi_{\text{сж}} = M \int_{p_0}^p dp/\rho(p).$$

Энергия положения в гравитационном поле относительно выбранной плоскости сравнения на высоте  $z_0$

$$\Phi_{\text{гр}} = Mg(z - z_0).$$

Суммарная энергия частицы, если пренебречь ее кинетической составляющей,

$$\Phi_M = Mg(z - z_0) + M \int_{p_0}^p dp/\rho(p). \quad (2.4)$$

Для практических целей гораздо удобнее пользоваться потенциалом не для произвольной величины массы, а для единицы массы. Если сократить равенство (2.4) на число массовых единиц  $M$  и пренебречь сжимаемостью воды, то можно получить

$$\Phi = g(z - z_0) + (1/\rho)(p - p_0). \quad (2.5)$$

Обратите внимание на чрезвычайно важную деталь: уравнение (2.4) делится на число единиц массы  $M$ , тем самым в уравнении (2.5) вместо массы  $M$  из уравнения (2.4) присутствует только единичная масса. Иными словами, в уравнении (2.5) отсутствует лишь буквенное обозначение массы и  $\Phi$  сохраняет размерность энергии. Эта ненаглядность записи, необходимость «держать в уме» то, что  $\Phi$  отвечает единице массы, аналогичны записи напора  $H$ , когда приходится помнить, что это не просто метры, не просто высота, а высота столба жидкости принятой плотности.

Вспомним теперь, как строился потенциал  $\Phi$ . Мы взяли некоторую «каплю» воды, масса которой  $M$ . Затем вычислили, насколько энергия этой капли, находящейся на высоте  $z$  и под давлением  $p$ , отличается от той энергии, которую она имела бы на высоте  $z_0$  и под давлением  $p_0$ . Так была получена величина  $\Phi_M$  в формуле (2.4). Затем, разделив обе части уравнения (2.4) на число единиц массы, содержащихся в капле, получили относительную потенциальную энергию единицы массы фиксированной капли. Это значит, что в силу способа построения потенциал  $\Phi$  позволяет (да и предназначен) сравнивать положения капли в пространстве и в поле давлений. Сравнив значения  $\Phi$  для этой капли в разных точках, можно установить, куда будет стремиться капля передвинуться (от положения с большей потенциальной энергией к положению с меньшей). Например, зная, как распределено давление  $p(x, y, z)$  по водонасыщенному объему, можем вычислить для капли нефти  $\Phi_n$  по всему объему и определить, где она будет неподвижна, где будет двигаться (и в какую сторону), а где окажется в тупике-ловушке. Но

это все касается перемещения данной фиксированной капли. А можно ли сравнивать энергию не одной и той же капли в разных положениях, а разных капель, составляющих весь объем жидкости? Является ли форма уравнения (2.5) эквивалентной для сравнения разных капель? Будет ли соотношение энергий разных капель определять их совместное движение?

Возьмем две смежные капли: каплю рассола с  $\rho_p = 1,2$  и каплю нефти с  $\rho_n = 0,8$  в среде воды с  $\rho_v = 1,0$ . Для обеих капель их координаты  $z$  и давления  $p$  будут практически одинаковы, а различие значений  $\Phi_p$  и  $\Phi_n$  будет обусловлено лишь неодинаковостью плотностей. Потенциал  $\Phi$  можно использовать как гидродинамическую характеристику, если капля с бóльшим потенциалом будет перемещаться на место капли с меньшим потенциалом. Однако совершенно ясно, что капля рассола будет тонуть, а капля нефти всплывать. Следовательно, при разных плотностях потенциал  $\Phi$  годится только для сравнения энергии данной капли в разных положениях. Для разных же по плотности капель он не обеспечивает эквивалентности сравнения и поэтому не может быть использован как гидродинамическая характеристика, определяющая движение жидкости. Но при одинаковой плотности капель, т. е. для однородной по плотности жидкости, капли становятся неразличимы и разность энергий двух капель равна разности энергий любой из них, но помещенной последовательно в эти два положения. Таким образом, благодаря тождественности полей потенциала  $\Phi(x, y, z)$  для всех частиц однородной жидкости, потенциал  $\Phi$  может быть использован в качестве гидродинамической характеристики, силового потенциала для определения течения такой жидкости, т. е.

$$\vec{v} = -(K/\mu) \nabla \Phi. \quad (2.6)$$

Если в однородной по плотности жидкости, например воде, диспергированы капли другой жидкости, например нефти, то для воды потенциал  $\Phi$  может быть использован и как гидродинамическая характеристика, определяющая ее течение, а для нефти только как характеристика капли нефти, определяющая ее перемещение в воде. Это различие носит принципиальный характер и связано с тем, что вода в принятом соотношении воды и нефти (нефть эмульгирована в воде) обладает непрерывной связностью, а нефть представлена дискретными каплями. При этом давление во всем объеме определяется только плотностью и движением воды (предполагается, что скорость нефтяных капель мала и эффектом от их движения можно пренебречь), и зависимость между  $p$  и  $\Phi_v$  носит двусторонний характер, а между  $p$  и  $\Phi_n$  — односторонний: только давление  $p$  влияет на  $\Phi_n$ . При этом  $\Phi_n$  будет полностью определять движение капель нефти лишь в том случае, если пренебречь капиллярными эффектами.

Итак, потенциал  $\Phi$ , определяемый по уравнению (2.5), является силовым потенциалом фильтрации, если одновременно выполнены два условия: 1) жидкость однородна по плотности во всем ее объеме, т. е. если  $\text{grad } \rho = 0$ ; 2) жидкость непрерывно связана

во всем объеме. Вполне понятно, что на практике требуется не точное равенство  $\text{grad } p$  нулю, а достаточно лишь приближенное, в пределах заданной точности.

Теперь проведем анализ по другому пути: выясним, в каком случае сила  $\bar{F}$  обладает потенциалом. Сила  $\bar{F}$  состоит из двух слагаемых:  $\nabla p$  и  $\rho \bar{g}$ . Для слагаемого  $\nabla p$  потенциал заведомо существует, это  $p$ . Следовательно, все зависит от слагаемого  $\rho \bar{g}$ . Если и этот компонент может быть представлен как градиент некоторой скалярной функции, то отвечающий  $\bar{F}$  потенциал существует. Поскольку вектор  $\rho \bar{g}$  имеет только вертикальную компоненту, математическое рассмотрение \* приводит к выводу: потенциал для  $\rho \bar{g}$  существует только в случае, когда плотность жидкости постоянна по любому горизонтальному направлению. В качестве потенциала для вектора  $\rho \bar{g}$  выступает скалярная функция

$$g \int_{z_0}^z \rho(z) dz.$$

Итоговый потенциал, известный как приведенное давление и предложенный А. И. Силиным-Бекчуриным [88], при направленной вверх оси  $z$  есть

$$P = p + g \int_{z_0}^z \rho(z) dz. \quad (2.7)$$

И сам потенциал  $P$ , и его компоненты имеют чрезвычайно ясный физический смысл. Функция  $p$  есть фактическое давление жидкости, оно может изменяться в любом направлении трехмерного пространства. Интеграл в формуле (2.7) — это тоже давление, но давление, каким бы оно было при равновесии, покое жидкости. А потенциал  $P$  есть результат сравнения фактического давления с равновесным. Отсюда сразу же становится ясным требование постоянства плотности по горизонтали, допущение ее изменчивости только в вертикальном направлении. Если плотность меняется и вдоль горизонтального направления, то обязательно происходит конвективное движение жидкости, равновесия нет, а раз так, то нет и равновесного распределения давления, нет той общей для всего поля эталонной шкалы давления, с которой можно сравнить фактическое давление и оценить меру неравновесия, обуславливающего движение воды.

Для какого же объема должно выполняться условие постоянства плотности по горизонтали? Только лишь для того, в котором находятся расчетные точки (рис. 2.2). Не имеет особого значения его форма, важно лишь, чтобы по всему объему соблюдалась неизменность плотности воды по горизонтали. Плоскость сравнения может быть выбрана на любом уровне диапазона координат  $z$  точек этого

---

\* Условие существования потенциала —  $\text{rot}(\rho \bar{g}) = 0$ . Отсюда с необходимостью вытекает условие:  $\partial \rho / \partial x = \partial \rho / \partial y = 0$ .

объема. В качестве эталонного распределения давлений выступает такое, которое было бы, если изолировать объем воды от всех внешних влияний. Если объем, где  $\partial\rho/\partial x = \partial\rho/\partial y = 0$ , сокращать, «стягивать» его в линию  $s$ , то использование приведенного давления на этой линии будет возможным при условии

$$\begin{aligned} \partial\rho(x_s, y_s, z_s)/\partial x = \\ = \partial\rho(x_s, y_s, z_s)/\partial y = 0, \end{aligned}$$

т. е. вдоль такой линии производные от функции плотности  $\rho(x, y, z)$  по горизонтальным направлениям должны обращаться в нуль.

В. М. Шестаков [104] рассматривал вопрос о приведении давлений вдоль линии в объеме фильтрующейся воды неоднородной плотности и пришел к заключению, что при произвольном распределении плотности можно производить приведение вдоль линии (трубки) тока. Такой вывод был сделан на основании «привилегированного» положения линии тока и тем самым кажущейся возможности внести определенность в выбор пути интегрирования, сведя дело к приведению вдоль изолированной линии. Однако вывод этот ошибочен. Дело в том, что В. М. Шестаков исходил из равенства нулю нормальной компоненты скорости на «стенке» трубки тока, т. е. из ее изолированности. Однако он не учел, что уже из физического смысла потенциала  $P$  вытекает обязательность горизонтальности поверхностей равной плотности воды для любой области приведения. Кроме того, сами трубки (линии) тока, являясь математической абстракцией, существуют лишь, когда есть потенциал скорости  $\psi$ , т. е. когда  $\vec{v} = \nabla\psi$ . При принятии проницаемости однородной изотропной это условие само требует наличия силового потенциала. На связь существования линий тока и потенциала указывалось и в работе А. И. Силина-Бекчурина [88].

Действительно, условие существования потенциала  $\psi$  есть  $\text{rot } \vec{v} = 0$ . В более простом случае при  $\mathbf{K} = \text{const}$ ,  $\mu = \text{const}$  и  $dv/dt = 0$  оно переходит в  $\text{rot } (-\nabla p + \rho\vec{g}) = 0$ . В проекциях на координаты это эквивалентно одновременному соблюдению

$$\frac{\partial(-\partial p/\partial y)}{\partial z} - \frac{\partial(-\partial p/\partial z - \rho g)}{\partial y} = 0;$$

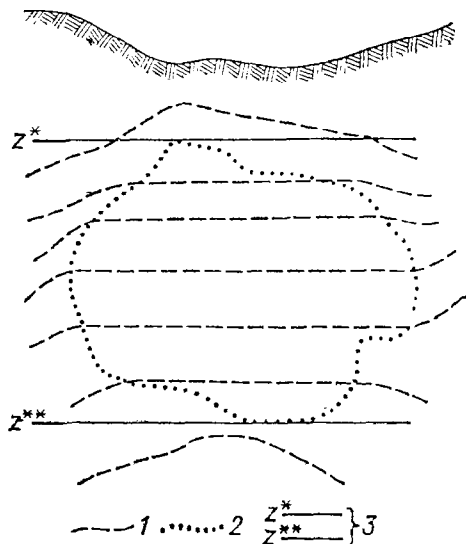


Рис. 2.2. Схема распределения плотности воды.

1 — изолинии плотности; 2 — контур области, в пределах которой плотность постоянна по горизонтали; 3 — различные положения плоскостей сравнения.

$$\frac{\partial (-\partial p/\partial z - \rho g)}{\partial x} - \frac{\partial (-\partial p/\partial x)}{\partial z} = 0.$$

$$\frac{\partial (-\partial p/\partial x)}{\partial y} - \frac{\partial (-\partial p/\partial y)}{\partial x} = 0.$$

Нетрудно видеть, что первое и второе условия выполняются только при  $\partial p/\partial x = \partial p/\partial y = 0$ . Иными словами, условия существования и допустимости идеализации течения линиями тока и условие допустимости приведения совпадают. Поэтому либо имеет место и то и другое, либо ни того, ни другого нет. Тем самым, необходимость  $\partial p/\partial x = \partial p/\partial y = 0$  для существования потенциала не имеет исключений.

Приведенное давление в форме (2.7) отвечает единичному объему жидкости. При  $\rho = \text{const}$  оно совпадает с потенциалом Хаберта в форме (2.5), если последнее переписать для единицы объема.

Требования постоянства плотности флюида соответственно по всему объему или по каждой горизонтали являются теоретическими. Они определяют абсолютные границы строгого соответствия принимаемых математических моделей природным ситуациям. Но в практической деятельности, когда все измерения выполняются с той или иной погрешностью, использование этих границ было бы неоправданно, да и нерационально, ибо оно закрывало бы пути для упрощения расчетов. Поэтому в практике ограничительные условия смягчают до такой, технической, формы: погрешность, вызванная несоответствием применяемой модели моделируемому процессу, должна быть несущественна по сравнению со значением измеряемой характеристики. Математические формулы для численных оценок этой «несущественности» и применимости соответствующих математических моделей движущих сил фильтрации даны в § 4. Здесь же стоит лишь резюмировать области применимости разных методов для гомогенного флюида (табл. 2.1).

Таблица 2.1

Области применимости разных методов расчетов

Вариации плотности флюида	Возможность использования		
	силы фильтрации	приведенного давления	потенциала Хаберта
Значительны в любом направлении	+	—	—
Незначительны по горизонтали, значительны по вертикали	+	+	—
Незначительны в любом направлении	+	+	+

Если флюид состоит из нескольких обособленных (несмешивающихся) жидкостей или жидкостей и газа, то каждую отдельную жидкость или газ называют ф а з о й, а такой флюид — м н о г о -

ф а з н ы м. В случаях, когда распределение объемов межминерального пространства, занятых каждой фазой, достаточно стабильно, скорости фильтрации каждой из фаз могут быть описаны с помощью формул для скорости фильтрации гомогенного флюида. Разница лишь в том, что используется коэффициент не общей, а фазовой проницаемости, т. е. проницаемости породы для данной фазы при фактическом распределении пустотного пространства породы между всеми присутствующими фазами. В условиях же вытеснения одной фазы другой, т. е. продвижения фронта раздела этих фаз, например перемещения мигрирующего объема газа вверх по восстанию пласта, математические формулы резко усложняются. Это и понятно: ведь меняется характер процесса переноса.

Когда мы интересуемся только расходом потока воды через какую-либо поверхность сечения горизонта, то нам совершенно неважны пути конкретных частиц. При этом уравнение (2.3) или соответствующие уравнения с использованием потенциала полностью обеспечивают достижение цели. Однако в ряде случаев необходимо установить не расход потока, а траекторию частицы. Такая задача возникает при прослеживании вещества-трассера, при определении места попадания в воду определенного компонента ее состава и т. д. В этом случае необходимо помнить, что линии тока есть не реальные траектории частиц, а всего лишь картина распределения мгновенных расходных скоростей фильтрации. Поскольку поровые каналы в породе пересекаются, то частицы, переходя из канала в канал, могут все дальше отклоняться от той линии тока, на которой они были первоначально. Степень отклонения случайна, чем она больше, тем меньше частиц с таким отклонением. Это явление получило название *п о п е р е ч н о й г и д р о д и н а м и ч е с к о й д и с п е р с и и*. Аналогичное «рассеивание» частиц — *п р о д о л ь н а я г и д р о д и н а м и ч е с к а я д и с п е р с и я* — происходит в связи с тем, что скорости и пути частиц, идущих по разным каналам, различны. Существенно влияет на дисперсию и неравенство скоростей движения частиц в сечении порового канала: по закону Гагена — Пуазейля скорость движения частиц гиперболически возрастает с удалением от стенки. Молекулярная диффузия частиц является еще одной (кроме гидродинамических) причиной дисперсии.

Если структура порового пространства однородна, то введенное в поток шаровое включение нового компонента, расширяясь по потоку, образует эллипсоид рассеивания. Размеры эллипсоида пропорциональны расстоянию от точки ввода и коэффициентам продольной и поперечной дисперсии для данной породы. Эти коэффициенты зависят от структуры порового пространства и скорости движения жидкости. Хороший обзор теорий гидродинамической дисперсии приведен в работе Я. Бэра, Д. Заславски и С. Ирмея [5].

Закону Дарси подчиняется фильтрация вязких флюидов, т. е. таких, взаимосвязями частиц (молекул или их агрегатов) которых можно пренебречь. Такие флюиды носят название ньютоновских,

поскольку их поведение определяется реологическим законом Ньютона, т. е. их сопротивление течению обусловлено действием только сил трения, а силы сцепления отсутствуют. Но в воде глин и глинистых пород, в парафинистых нефтях и нефтях, содержащих асфальто-смолистые вещества, силы сцепления уже значительны и влияют на характер фильтрации. Флюиды, для которых реологический закон Ньютона не выполняется, т. е. когда силами сцепления нельзя пренебречь, называют неньютоновскими.

Глинистые минералы оказывают существенное влияние на фильтрацию воды благодаря тому, что на их поверхности сорбируются молекулы воды и толщина сорбированного слоя может быть значительно шире порового канала. В этом слое молекулы связаны в квазикристаллическую структуру, которая «размывается» с удалением от минеральной стенки. Сорбированная вода, будучи «привязана» к минеральной стенке, в механическом смысле является частью минерального скелета, а не свободной воды. Поэтому на связанную воду нельзя переносить понятия гидростатического или пластового давлений и сравнивать давление в глинах и в водоносных горизонтах. Действительно, в плоскости соприкосновения сорбционных слоев двух горизонтальных пластинок глинистых минералов давление верхнего слоя на нижний будет равно весу вышележащего столба водонасыщенной породы. Молекулы, которые находились дальше от минеральных стенок и притягивались к ним слабее, вытеснены при этом из области соприкосновения, а находящиеся ближе, притягиваются к соответствующим минеральным поверхностям с силой, большей чем геостатическое давление. В негоризонтальных же контактах давление одного слоя на другой меньше геостатического.

В свете сказанного понятно, что для глин, межминеральное пространство которых занято связанной водой, понятие порового давления не имеет прямого физического эквивалента в природном процессе и является фиктивным по отношению к воде глин. Поровое давление, как оно измеряется в компрессионных опытах в лаборатории, есть то избыточное над гидростатическим для данной точки давление, которое нужно приложить извне, чтобы воспрепятствовать оттоку воды из глины, находящейся под уплотняющей нагрузкой, приложенной к ранее равновесной глине. Тем самым поровое давление в неимеющих свободной воды глинах можно рассматривать как меру термодинамического неравновесия «лишней» воды в удельном объеме глины по отношению к воде, находящейся под гидростатическим давлением.

Сорбционное равновесие носит динамический характер, т. е. положение молекулы воды в сорбционном слое не закреплено навечно. В силу флуктуаций энергии теплового движения — в данном случае «дрожания» вокруг точки равновесия — значение ее время от времени превышает энергию связи молекулы с минеральной стенкой и молекула перескакивает в соседнее вакантное положение равновесия либо в пределах сорбционного слоя, либо в свободной воде, если она есть. Если создать перепад напоров, т. е. приложить внеш-

нюю силу — градиент напора, то под его воздействием подобные скачки чаще будут происходить в направлении падения напора. Тем самым возникнет диффузионный поток молекул воды. Если постепенно увеличивать градиент напора, то диффузионный поток будет расти как за счет того, что все большая доля скачков будет направлена в сторону падения напора, так и за счет того, что градиент напора вносит свою лепту в энергию движения молекул, смещающая соотношение энергии связи и энергии «дрожания» и увеличивая тем самым общее число скачков. При дальнейшем увеличении градиента напора сначала возможны смещения уже целых блоков молекул, а затем тангенциальное усилие становится достаточно большим и для того, чтобы разорвать связи и сдвинуть уже механически внутренний цилиндр воды в поровом канале (рис. 2.3). Однако при дальнейшем смещении связи этих молекул снова и снова восстанавливаются на встречные молекулы смежного слоя, создавая сопротивление движению необходимостью постоянного разрыва связей.

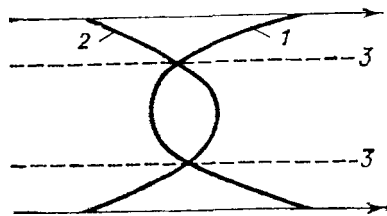


Рис. 2.3. Схема вязкопластичного течения.

1—2 — кривые изменения по сечению капилляра силы связи молекул воды с минеральной стенкой и тангенциальной силы от приложения перепада напора; 3 — линии разрыва связей.

Следующий этап, последний в этом ряду, наступает, когда градиент напора обеспечивает такую скорость движения и относительного смещения частиц, что разрывающиеся связи не успевают восстанавливаться и сопротивление движению создается лишь силами трения. Такова картина изменения существа процесса переноса воды в глине (при полном перекрытии поровых каналов связанной водой) по мере увеличения градиента напора от нуля. Эта картина вполне ясна уже из одной только природы связанной воды. По мере роста градиента напора характер переноса будет меняться (рис. 2.4) от диффузионного до механического, сначала бингамовского, а затем и ньютоновского.

Первая феноменологическая модель переноса воды через глину была предложена Н. П. Пузыревским [79]:

$$v = k(i - i_0), \quad (2.8)$$

где  $i$  — гидравлический уклон;  $i_0$  — уклон, ниже которого переноса нет (точнее, не может быть измерен в опыте из-за его малозначимости).

Сравнив рис. 2.5 с рис. 2.4, нетрудно заметить, что уравнение (2.8) — это лишь приближенная механическая модель, ограничивающая свое применение областью III б (рис. 2.4) реального переноса. В последующие годы исходя из реологических моделей неньютоновских жидкостей было построено несколько моделей механического переноса, служащих разными приближениями реального переноса через глины (рис. 2.5, б).

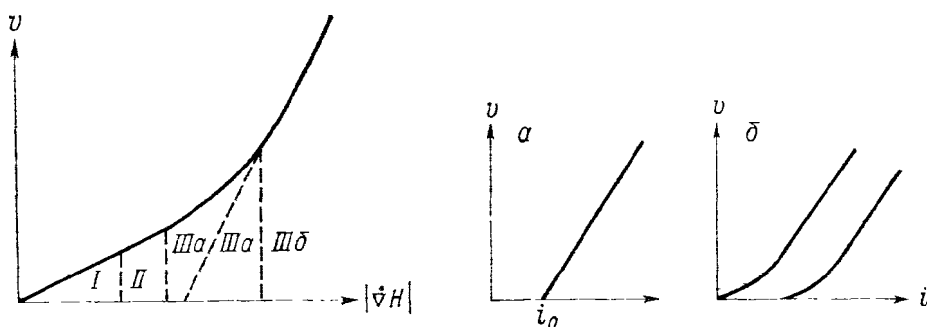


Рис. 2.4. Обобщенный график зависимости расхода массопереноса от приложенного градиента напора для вязкопластичной жидкости.

Области переноса: I — диффузионная; II — переходная; III — механическая (а — бингамовское, вязкопластичное, поведение воды, б — ньютоновское, вязкое).

Рис. 2.5. Графики расход — градиент для больших (а) и малых (б) значений градиента.

В инженерно-геологической литературе сложилась с самых ранних лет традиция называть фильтрацией перенос под действием градиента напора. При этом если для песчаных пород фильтрация имела чисто механический смысл, то для глинистых пород под этим термином могли пониматься как диффузия, так и собственно фильтрация. Именно по отношению к диффузии была разработана теория «торможения фильтрации» встречным осмотическим потоком. Некоторые авторы (например, [6]), не обратив внимания на физическую двусмысленность термина «фильтрация», распространили идею о торможении осмотическим потоком и на фильтрацию в собственном, механическом, смысле. Итак, поток воды через глину идет при любых значениях градиента напора. Когда градиенты велики и происходит фильтрация, то для практических целей проще и удобнее использовать чисто механическую модель. Однако при этом необходимо помнить, что наличие «начального градиента» в формуле вовсе не означает отсутствия потока при меньших градиентах напора, а просто является способом упростить математическую формулу для достаточно больших градиентов.

Сорбционная природа связанной на минеральных поверхностях воды автоматически означает зависимость проницаемости и деформации глинистых пород от температуры, минерализации воды, состава растворенных солей. Повышение температуры приводит к росту энергии теплового «дрожания» молекул, разрывам связей и утоньшению сорбционного слоя. При температуре 60—70° С и выше сорбированной воды в межминеральном пространстве практически нет и глины отличаются от песчаников и других пород уже не природой проницаемости, а только ее значением.

Таковы теоретические соображения о том, как должна вести себя связанная вода при разных температурах и концентрациях. Результаты экспериментов полностью этому отвечают. В работах

А. А. Алексина, М. М. Чеховских [1], З. А. Водоватой [9], В. М. Гольдберга, А. А. Баскакова [15], А. И. Фиалко, Ф. Б. Фаста [96] приведены результаты изучения фильтрации воды через глину и глинистые породы при разных температурах и минерализации. Они показали, что с ростом минерализации (при постоянной температуре) коэффициент фильтрации сначала возрастает, затем начинает падать (рис. 2.6). Это обусловлено следующим. Сначала преобладает увеличение скважности поровых каналов при уменьшении толщины слоев связанной воды, а затем более весомым оказывается увеличение вязкости за счет роста минерализации. Увеличение проницаемости при повышении минерализации воды по хлористому натрию тем больше, чем выше глинистость породы [9]. Оно достигает одного порядка. С ростом температуры проницаемость глин также повышается до одного порядка. Наибольшее увеличение проницаемости наблюдается в интервале 60—80° С [15]. Выше этих температур основная масса поровых вод в глинах ведет себя как ньютоновская жидкость.



Рис. 2.6. Зависимость проницаемости от концентрации раствора.

Неньютоновское поведение нефти вызвано силами сцепления между агрегатами молекул ряда ее компонентов — парафинов и асфальтенов. Наиболее полные сведения о составе и реологическом поведении неньютоновских нефтей читатель может найти в обобщающей монографии [31].

Парафины при понижении температуры до значений, близких к температуре их кристаллизации (от 40 до 100, чаще всего 50° С), переходят из растворенного состояния в свободное. При этом молекулы парафина образуют пространственную структуру, из-за которой нефть теряет свои, ранее ньютоновские, реологические свойства и становится неньютоновской жидкостью. Течение парафинистых нефтей при температуре ниже точки кристаллизации парафина характеризуется наличием начального градиента напора.

Асфальтены в нефти образуют так называемые лиофильные коллоидные системы. В ядрах мицелл находятся частицы асфальтенов. Нейтральные смолы, адсорбируясь на поверхности ядра, стабилизируют мицеллу. Чем дальше от ядра, тем меньше относительная молекулярная масса материала. Одновременно происходит постепенная смена ароматических соединений на алифатические. Четкой границы между мицеллой и окружающей ее средой нет, сольватная оболочка постепенно переходит в окружающую среду. Уменьшение сольватных оболочек мицелл способствует их слипанию и образованию более крупных агрегатов и пространственных структур. Нефти, содержащие асфальтены, проявляют неньютоновские свойства в широком диапазоне температур (до 80° С и более). Слипание мицелл очень зависит от состава нефти: от содержания в ней как легкой ароматики, так и растворенных газов. При фильтрации асфальте-

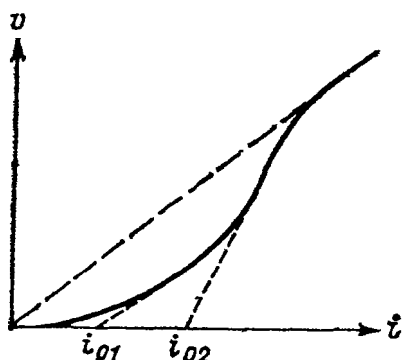


Рис. 2.7. Схема замены нелинейной модели течения серией линейных.

нистых нефтей график «скорость — градиент напора» криволинеен, а кривая обычно проходит через начало координат.

Для упрощения расчетов и математических выкладок в настоящее время существует тенденция [66] заменять фактические кривые зависимости  $v$  от  $\nabla H$  ломаными линиями (рис. 2.7). Это дает возможность во всех формулах использовать линейный закон фильтрации. Таким образом, формулы для каждого участка ломаной имеют вид

$$v = -(k/\mu)(i - i_{0j}). \quad (2.9)$$

Движение флюида, обусловленное неравновесным в гравитационном поле распределением плотности, называется конвекцией. Как видно из уравнения (2.3), при механическом покое флюида, т. е. когда скорость движения равна нулю,

$$\nabla p = \rho g.$$

Поскольку вектор  $\bar{g}$  вертикален, то горизонтальные компоненты вектора  $\rho \bar{g}$  нулевые, а поэтому нулю равны и горизонтальные компоненты левой части равенства:  $\partial p / \partial x = 0$  и  $\partial p / \partial y = 0$ . Как уже было показано при анализе условий существования силового потенциала, благодаря непрерывности вторых производных давления по координатам из этого равенства вытекает необходимость постоянства плотности флюида в любой горизонтальной плоскости.

Идеализированная схема возникновения конвекции под действием распределения давления, обусловленного распределением плотности, показана на рис. 2.8.

При направленном вниз увеличении плотности воды непостоянство ее в горизонтальных направлениях вызывает движение, обеспечивающее перемещение поверхностей  $\rho(x, y, z) = \text{const}$  в равновесные положения. При отсутствии других воздействий они совпадают с горизонтальными плоскостями. При направленном вверх возрастании плотности воды даже в случае ее постоянства по горизонтали равновесие оказывается неустойчивым: в силу флуктуаций оно неизбежно нарушается. Конвекционные течения при убывании плотности флюида по направлению вниз заслуживают более подробного рассмотрения.

Неравновесная неоднородность распределения плотности флюида может быть вызвана следующими причинами: 1) присутствием разных несмешивающихся флюидов с различной плотностью; 2) неоднородностью концентрации растворенных веществ; 3) различием температур.

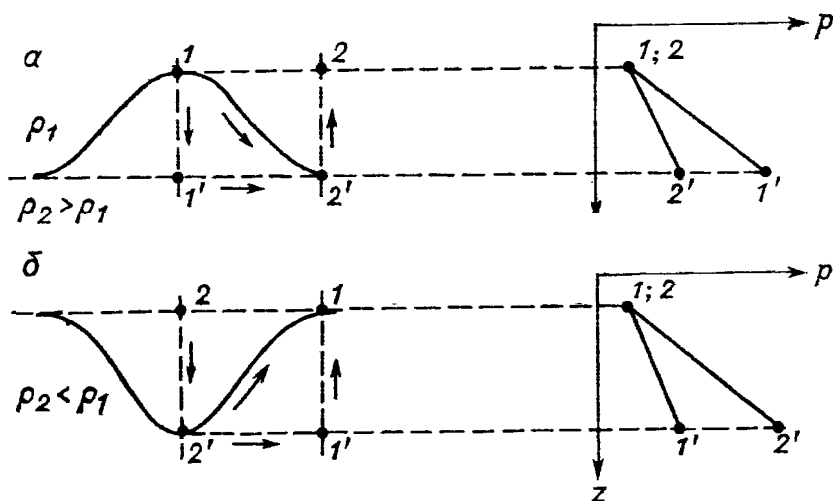


Рис. 2.8. Профили распределения флюидов разной плотности и графики давления в отмеченных вертикальных сечениях при возрастании (а) и убывании (б) плотности воды с глубиной.

Стрелками показано направление скоростей конвекционного течения.

Пример первого случая — присутствие масс нефти или газа в толще водонасыщенных пород. На контактах несмешивающихся флюидов за счет поверхностного натяжения возникают капиллярные силы, создающие препятствие для конвекционного движения и нефти, и газа через водонасыщенные породы. Если капиллярные силы превышают скачок давления (превышение давления в нефти с одной стороны межфазного контакта над давлением воды с другой его стороны), то продвижение фронта всплывающей нефти прекращается. Для газа дело обстоит иначе. Газ диффундирует через поверхность раздела в лежащую выше воду. Равновесным с «материнским» газовым телом «по ту сторону» раздела является такое состояние ушедшего газа, при котором его парциальное давление на  $\gamma_r \Delta h$  меньше давления в газовом теле у поверхности раздела. Поскольку, во-первых, существует скачок давления, во-вторых, убывание давления в газе по высоте  $\gamma_r \Delta h$  меньше, чем в воде  $\gamma_b \Delta h$ , равновесное парциальное давление газа в воде оказывается больше пластового и газ выделяется, образуя свободную фазу. Таким образом, фронт движущегося конвекционно газа перемещается как за счет преодоления капиллярных сил и прямого оттеснения воды, так и за счет диффузного проникновения и опережающего возникновения свободной газовой фазы, все время смещающего границу фазового раздела. В этом и заключается принципиальное отличие перемещения газа от перемещения недостаточно газонасыщенной нефти, благодаря чему удерживающая способность пород для газа зависит не только от раскрытия межминеральных каналов, но и от диффузионной проницаемости среды в этих каналах.

Конвекция, вызванная различием плотностей из-за разной концентрации флюида, представлена главным образом конвекционными

перемещениями вод разной минерализации. Это преимущественно перетекание рассольных вод в нижележащие горизонты с менее минерализованными водами. При этом происходит смешение внедряющихся вод с водами принимающего их горизонта за счет как гидродинамической дисперсии, так и диффузии компонентов раствора. Чем больше раскрыты межминеральные каналы, чем однороднее проницаемость, тем меньше перемешивание. Наиболее благоприятны для этой конвекции в водонасыщенных породах субвертикальные трещины.

В работах [75, 76] утверждалось существование иного конвективного явления, якобы установленного в эксперименте. Вывод о результатах эксперимента был сформулирован так: «Этот эксперимент и целая серия последующих позволили установить ранее неизвестное явление — опускание растворов меньшего удельного веса \* в растворы большего удельного веса» [75, с. 177]. Вывод этот должен насторожить: он, по существу, означает ни много ни мало нарушение законов гравитации и гидростатики в гравитационном поле. При проведении эксперимента окрашенный раствор хлористого кальция плотностью (до опыта)  $1,0951 \text{ г/см}^3$  наливался в стеклянный сосуд на раствор хлористого магния плотностью (до опыта)  $1,10 \text{ г/см}^3$  таким образом, чтобы растворы не смешивались. В этом опыте фактически наблюдалось только погружение верхнего, окрашенного, раствора в нижний, неокрашенный. Относительно плотности растворов ничего сказать было нельзя, поскольку она измерялась только до опыта (ни в ходе эксперимента, ни по его окончании измерений не делалось).

Таким образом, приведенная выше формулировка не отвечает наблюдавшемуся в действительности. (Обратите внимание, сколь осторожно и аккуратно нужно обращаться с формулировками наблюдаемого!) Погружение же одного раствора в другой объясняется очень просто. Взятые растворы неравновесны в отношении концентраций их общего компонента — воды. На это прямо указывает различие мольных долей воды в растворах. В нижнем растворе она значительно меньше. В силу закона распределения Нернста в соприкасающихся растворах химические потенциалы их общего компонента должны уравниваться. Достигается это диффузионным перераспределением воды (перетоком из верхнего в нижний), что ведет, особенно при столь близких исходных плотностях, к быстрому появлению инверсии плотностей, прежде всего в зоне контакта, и тем самым к обычной гравитационной конвекции. И никаких чудес. Причем ход эксперимента можно было предсказать еще до начала опыта.

К сожалению, эти «результаты» были некритически восприняты некоторыми исследователями (например, [95]).

Этот пример, кстати, наглядно демонстрирует не только опасность некорректной постановки эксперимента (распределение плот-

---

\* Имеется в виду плотность.

ностей следовало обязательно контролировать в ходе и в конце эксперимента). Полученный результат характерен для попыток геологов умозрительным путем и обязательно самостоятельно исследовать и решать вопросы, совершенно банальные с точки зрения смежных наук.

Конвекция, вызванная неоднородностью плотности за счет температурного поля, происходит лишь в том случае, если вертикальный «температурный уклон»  $\partial T/\partial z$  превышает некоторое критическое значение. Условие возникновения термической конвекции можно записать в виде

$$\partial \rho/\partial z > \delta, \quad \delta \geq 0.$$

Величина  $\partial \rho/\partial z$  находится в связи с величиной  $\partial T/\partial z$ . Строгим, полученным теоретически условием возникновения конвекции однородной жидкости в свободном объеме в поле температур является [54]

$$\partial T/\partial z < -(gT/c_p V)(\partial V/\partial T)_p,$$

где  $T$  — абсолютная температура;  $V$  — удельный объем жидкости;  $c_p$  — удельная теплоемкость жидкости при постоянном давлении.

Смысл этого условия нагляден: конвекция возникает в том случае, когда какой-либо объем жидкости, если его перенести вверх на  $\Delta z$ , оказался бы легче, чем «замененный» им объем жидкости.

Минимальное значение градиента температуры (выше которого начинается конвекция) для пористой среды выше, чем для свободного объема жидкости. Оно может быть найдено по формуле [103]

$$(\partial T/\partial z)_{\min} = 4\pi^2 k_t \mu / (K g \rho_0 \beta_0 d^2),$$

где  $k_t$  — коэффициент температуропроводности жидкости;  $\rho_0$  — плотность жидкости при  $0^\circ \text{C}$ ;  $\beta_0$  — коэффициент объемного расширения жидкости;  $d$  — диаметр пор;  $K$  — коэффициент проницаемости;  $g$  — ускорение свободного падения;  $\mu$  — динамическая вязкость.

В природных условиях при нормальном геотермическом градиенте тепловая конвекция в пористых породах не имеет места [103], она возникает лишь при повышенных значениях температурных градиентов.

### Диффузия

Законы диффузии носят феноменологический характер. В результате проведенных опытов установлено, что при малых градиентах концентрации, температуры и т. д. поток вещества  $i$ -го компонента смеси прямо пропорционален вызывающей поток силе. Поскольку понятие «сила» в термодинамике не имеет физического смысла силы, то в качестве строгого термина используются «термодинамическая сила» или «обобщенная сила». Ими могут быть градиенты температуры, давления, концентрации, напряженностей электрического и магнитного поля и т. д. В соответствии с обоб-

щенной силой, вызывающей поток, говорят о термо-, баро-, концентрационной диффузии и т. д.

Вопросы молекулярного переноса рассматриваются либо в работах серьезных и глубоких, но доступных лишь специалистам по неравновесной термодинамике, либо в достаточно популярных, доступных геологу и гидрогеологу, но дающих лишь весьма общую, поверхностную и не всегда верную картину. В то же время понимание существа процессов переноса под действием различных причин и принципов описания этих процессов математическими формулами (а вовсе не знание многих формул и умение производить сложные математические выкладки!) необходимо для того, чтобы легко ориентироваться при построении или выборе нужной формулы для конкретной ситуации. Поэтому остановимся несколько подробнее на природе молекулярного переноса и на феноменологических моделях, используемых для описания этих процессов.

Молекулы, ионы и атомы вещества жидкой или газовой смеси находятся в постоянном движении, однако характер движения различен. Отдельные молекулы в растворе, ионы диссоциирующих веществ не «прикованы» друг к другу, их связи носят «мерцающий» характер. Время от времени энергия их колебаний превышает энергию связи и тогда молекула или ион разрывают связь и перескакивают в ближайшее по направлению скачка вакантное положение равновесия (для молекулы или иона данного вида). Вполне понятно, что частота этих скачков при прочих равных условиях будет зависеть от числа и прочности связей. Это означает, что на подвижности молекул будет сказываться образование комплексных соединений. И вообще можно сказать: подвижность молекул или ионов будет зависеть от состава и концентрации смеси (раствора), ибо они определяют характер и число связей.

Пусть у нас постоянны во всем объеме температура и давление (например, в достаточно тонком горизонтальном слое) и разнятся лишь концентрации компонентов. Тогда все направления скачков отдельных молекул равнозначны, а вот число их разное и зависит от концентрации. Из-за этого от мест с большими концентрациями к местам с меньшими концентрациями возникнет поток молекул данного компонента. Его интенсивность будет определяться тем, насколько число скачков в точке с меньшей концентрацией меньше, чем в смежной с нею точке с большей концентрацией. Модель такого переноса вполне наглядна и проста. Поток компонента  $J_C$  пропорционален градиенту концентрации  $\nabla C$  и противоположно направлен (градиент направлен от меньших значений к большим, а поток наоборот):

$$J_C = -D \nabla C. \quad (2.10)$$

Коэффициент пропорциональности  $D$ , коэффициент концентрационной диффузии, зависит от состава и концентрации смеси в той мере, в какой они влияют на частоту скачков.

Неодинаковость температуры в разных частях объема смеси приводит и к различной частоте скачков за счет разной частоты те-

плового «дрожания» и разрыва связей. Кроме того, направленный перенос тепла, т. е. количества движения, несколько изменяет и вероятность разного направления скачков. Все это, как и при неодинаковости концентраций по объему, приводит к потокам компонентов. Феноменологическая модель для термодиффузии

$$J_T = -D_T \nabla T, \quad (2.11)$$

При концентрационной диффузии градиент концентрации у каждого компонента свой и однозначно определяет направление его потока. Градиент же температуры действует на все компоненты сразу. При этом одни компоненты будут двигаться в направлении падения температуры, другие — возрастания, следовательно, коэффициент термодиффузии должен иметь и знак. И значение коэффициента термодиффузии и его знак зависят как от состава смеси и концентраций всех компонентов, так и от температуры. Здесь еще яснее проступают «привязанность» значений коэффициента переноса к тем условиям, в которых он определялся, а тем самым возможность и необходимость его применения только для таких же условий.

Диффузионный поток, вызванный неодинаковостью давления, не связанной с гравитационным или центробежным полем, называют в термодинамике бародиффузией. Как подчеркивает Р. Хаазе [100], «экспериментальных исследований бародиффузии, насколько нам известно, еще не проводилось» (речь шла о ситуации на 1963 г. — А. Г.). Но из термодинамической теории можно получить значение коэффициента бародиффузии, выраженного через другие термодинамические параметры (например для бинарной смеси [100, с. 349, формула 4. 23.9]).

Трудности изучения бародиффузии во флюидных смесях, особенно в ньютоновских (по их реологическому поведению), обусловлены тем, что перепад давления вызывает одновременно и гораздо большее по масштабу механическое движение флюида. Отсюда понятно и отсутствие существенного практического интереса к этому вопросу. В природной обстановке бародиффузия представляет интерес только в случаях диффузии воды через глины при температурах менее 70—50° С под действием перепада напоров (но не давлений!) и диффузии газа в воде в кровле сводовой части газовых залежей.

В гравитационном поле на броуновское движение частицы действует еще и сила тяжести. Она, словно гиря, привязанная к ноге, «облегчает» скачки вниз и «затрудняет» скачки вверх. Понятно, что молекулы разной относительной массы и «плотности» испытывают это влияние в различной степени. В результате в смеси компонентов происходит перераспределение их концентраций в вертикальном направлении, стремящееся привести их к равновесному в гравитационном поле распределению по высоте. Такой перенос вещества непосредственно под действием гравитационного (или инерционного, центробежного) поля называют в термодинамике седиментацией [100, с. 329]. Смысл этого термина, как видно, отли-

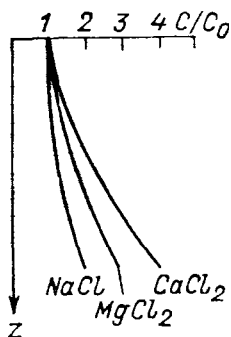


Рис. 2.9. Равновесные распределения относительных концентраций хлоридов натрия, магния и кальция в гравитационном поле. По С. И. Смирнову [91].

чается от традиционного геологического и совсем не означает обязательного «выпадения на дно». В качестве общеизвестного примера действия седиментации в термодинамическом смысле слова можно привести неодинаковость состава атмосферы в вертикальном разрезе. Необходимо подчеркнуть, что седиментационному перемещению подвержены не только нейтральные молекулы, но и их ионы. Вполне понятно, что перераспределение ионов может происходить лишь так, чтобы не нарушалась электронейтральность раствора. Однако нетрудно заметить, что в природной обстановке такая возможность существует очень широко: например такое изменение концентраций  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Mg}^{2+}$ , при котором сумма их эквивалентов оставалась бы неизменной.

К. В. Филатов [97, 98] выдвинул гипотезу, с помощью которой формирование состава подземных вод и вертикальную гидрохимическую зональность объяснял перераспределением в гравитационном поле.

По существу, в основе самой концепции лежало термодинамически строгое положение о влиянии гравитации на распределение по вертикали соотношения концентраций компонентов смеси, но идея эта развивалась вне связи с термодинамикой и с помощью совершенно некорректных, часто просто умозрительных построений, а роль гравитационного поля в гидрогеохимии возводилась в абсолюте. Выводы, естественно, плохо вязались с фактическим материалом и были отринуты практически всеми гидрогеологами. При этом, как нередко бывает, отбросили и само действие гравитационного поля на распределение компонентов подземных вод.

Седиментационный процесс также описывается линейным законом [100]:

$$J_s = C s \bar{g}, \quad (2.12)$$

где  $C$  — молярная объемная концентрация;  $s$  — коэффициент седиментации;  $\bar{g}$  — вектор ускорения гравитации.

С. И. Смирнов [91], рассматривая молекулярный перенос в гравитационном поле, исходил из того, что в гравитационном поле Земли с глубиной давление возрастает, меняется давление и в центробежном поле при центрифугировании. И хотя он приводил формулы распределения концентраций компонентов растворов по вертикали в гравитационном поле, в которые не входят ни давление, ни его градиент, и, более того, сам вычислял по ним равновесное распределение по глубине хлоридов натрия, магния и кальция (рис. 2.9), обусловленное именно действием силы тяжести, он почему-то весь молекулярный перенос в гравитационном поле считал бародиффузией, вызываемой градиентом давления. Иными словами,

в его рассмотрении седиментационный перенос оказался «несуществующим», что, конечно, не отвечает природе. Эта грубая ошибка возникла, по-видимому, оттого, что С. И. Смирнов по-своему интерпретировал бародиффузию: «Бародиффузией называют явление разделения вещества растворов по молекулярному весу\* под влиянием градиента давления» [91, с. 101]. На изложении (по Л. Д. Ландау и Е. М. Лифшицу [54]) формул для равновесного в гравитационном поле распределения концентраций смеси эта произвольная интерпретация никак не сказывается, поскольку ни давление, ни его градиент в формулы не входят. Однако формулы для бародиффузионного потока (по Р. Хаазе [100]) уже ничего общего с гравитационным полем не имеют. В § 4.23 работы Р. Хаазе, посвященном бародиффузии, написано следующее: «Рассмотрим изотермическую жидкую смесь, в которой поддерживается разность давлений. Градиент давления в данном случае не связан с гравитационным или центробежным полем, как при седиментации» [100, с. 347]. С. И. Смирнов берет коэффициент бародиффузии, численно оценивает его по формуле Р. Хаазе, сравнивая с коэффициентом концентрационной диффузии, и на этом основании говорит о малости процесса перераспределения вещества в гравитационном поле, т. е. процесса совсем другого, никакого отношения к бародиффузии не имеющего. Все это еще один и притом весьма наглядный пример того, что строгость построений никогда не бывает излишней.

Итак, если не учитывать действие магнитного и электрического полей, то молекулярный перенос во флюидах феноменологически может быть представлен как совокупность четырех «монопроцессов»: концентрационной диффузии, термодиффузии, бародиффузии и седиментации, происходящих соответственно под действием градиентов полей концентрации  $\nabla C$ , температуры  $\nabla T$ , напора  $\nabla H$  и гравитации  $\bar{g}$ . Такое членение, по-видимому, в наибольшей степени отвечает смыслу полного процесса переноса, его причинно-следственной структуре. Но эти четыре модели — не единственные. Прежде всего, для каждого вида переноса может быть использована не одна модель. Например, для термодиффузии в неравновесной термодинамике с равным успехом в качестве термодинамической силы принимается и  $\nabla T$  и  $\nabla \ln T$  и  $\nabla (1/T)$ . Для сложных видов переноса можно пользоваться различными суперпозициями сил, используя их в качестве обобщенной силы итогового процесса. Термодинамика предоставляет в этом смысле широчайшие возможности, лишь бы форма была линейной (т. е. поток прямо пропорционален обобщенной силе), а модель давала правильные результаты. Для того чтобы результат был правильным, надо обязательно соблюдать «правила феноменологической игры»: выбор обобщенной термодинамической силы не регламентируется, но коэффициент переноса должен быть определен именно для этой силы и для того диапазона условий, которые отвечают конкретно рассматриваемой ситуации. Опре-

---

\* Имеется в виду относительная молекулярная масса.

делять коэффициент теоретически или эмпирически — это зависит прежде всего от сложности среды переноса. Вот отсюда сразу видно, что главный вопрос, главная проблема в решении любых задач молекулярного переноса флюидов, так же как и в фильтрации, — это знание коэффициентов переноса.

Термодинамическая феноменология позволяет и общий подход к переносу: в качестве обобщенной силы надо взять градиент химического потенциала  $J = -D_\mu \nabla \mu$ . В химическом потенциале  $\mu$  объединено все: концентрация, температура, давление, гравитационное поле, взаимовлияние компонентов. Казалось бы, что лучше? Но из-за сложностей с коэффициентом  $D_\mu$ , который должен отражать суммарный поток и поэтому будет очень непостоянен, меняясь даже при незначительном изменении условий, этот путь нереален.

### § 3. ОСНОВНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ПЕРЕНОСА ФЛЮИДОВ

Для каждого из рассмотренных выше параметров переноса введены единицы измерений в Международной системе единиц (СИ). В системе СИ основными единицами являются: длины — метр (м), массы — килограмм (кг) и времени — секунда (с); дополнительной единицей для плоского угла — радиан (рад). С их помощью образованы все производные единицы механических величин.

#### Плотность воды

Единицей измерения плотности вещества в системе СИ является килограмм на кубический метр (кг/м³).

Плотность воды зависит от состава и количества растворенных в ней веществ, от давления и температуры. Если имеются данные о минерализации воды, но отсутствуют сведения о ее плотности, то для приближенных определений можно воспользоваться следующим графиком (рис. 3.1).

Плотность воды при пластовой температуре удобно определять по формуле [85]

$$\rho = (0,0007C + 1,069)/T^{0,02},$$

где  $\rho$  — плотность воды, г/см³;  $C$  — минерализация, г/л;  $T$  — температура, °C.

Поправка на давление определяется как  $\Delta \rho_p = \rho \beta_0 p$ , где  $\beta_0$  — сжимаемость воды;  $p$  — манометрическое давление. Если вода содержит растворенный газ, то необходимо определять ее сжимаемость по формуле Додсона и Стендинга:

$$\beta = \beta_0 (1 + 0,05\Gamma),$$

где  $\Gamma$  — содержание растворенного газа в воде, м³/м³.

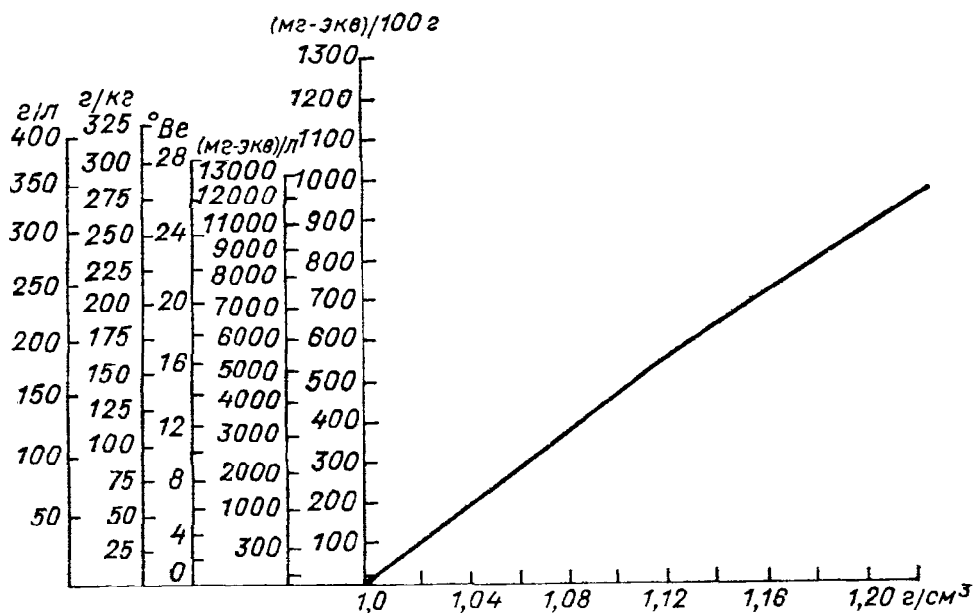


Рис. 3.1. График зависимости плотности воды от ее минерализации. По Л. М. Кушко [92].

В качестве  $\beta_0$  можно для большинства расчетов брать  $5 \cdot 10^{-10}$   $1/\text{Па}$  ( $5 \cdot 10^{-5} 1/\text{ат}$ ).

### Давление

Единицей давления в системе СИ служит паскаль (Па), который отвечает силе 1 ньютон (1 Н), равномерно распределенной по площади 1  $\text{м}^2$  (1 ат =  $9,81 \cdot 10^4$  Па; 1 Па =  $1,02 \cdot 10^{-5}$  ат; 1 бар =  $10^5$  Па = 1,02 ат).

При опробовании скважин пластовое давление определяется либо манометром, спущенным на забой, либо по весу столба флюида в скважине и устьевому давлению. Не дублируя многочисленных инструкций и руководств по опробованию скважин, полезно вместе с тем заострить внимание читателя на нескольких моментах.

В скважинах, опробовавшихся с помощью компрессора или долго простаивавших, возможно существенное опреснение в большом интервале верхней части столба воды. Поэтому обязателен контроль постоянства плотности воды по стволу скважины, ибо погрешность в определении давления по весу столба воды в скважине за счет опреснения может быть значительна.

Если вода в скважине содержит твердую взвесь или пузырьки газа, то для определения давления следует использовать не среднюю плотность смеси, как это нередко делается, а только плотность чистой воды. Давление в столбе эмульсии или суспензии определяется весом столба связной фазы, в данном случае воды. Только в тех случаях, когда концентрация диспергированной фазы на-

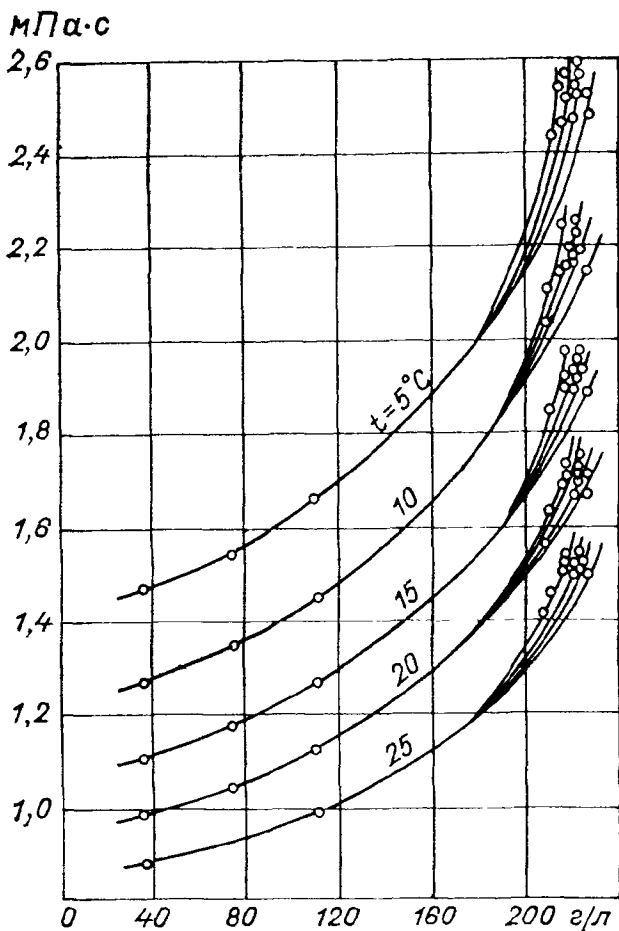


Рис. 3.2. График зависимости вязкости рассолов от минерализации. По Л. М. Кушко [92].

давление), достигнув сначала некоторого максимума, затем немного снижается, образуя на графике восстановления характерный горб, и стабилизируется окончательно. Для расчетов удобнее использовать стабилизовавшееся значение, поскольку ему отвечает уже стабилизовавшееся распределение температур, что облегчает определение температурной поправки.

### Вязкость

Единицей измерения динамической вязкости  $\mu$  в системе СИ является паскаль-секунда (Па·с). Вязкость зависит от температуры, минерализации воды, меньше от давления. Вязкость неминерализованной воды при разных температурах составляет, мПа·с: при  $5^\circ\text{C}$  — 1,516;  $25^\circ\text{C}$  — 0,894;  $50^\circ\text{C}$  — 0,550;  $75^\circ\text{C}$  — 0,379;  $100^\circ\text{C}$  — 0,282. Зависимость вязкости рассолов от минерализации видна на рис. 3.2.

столько велика (70—80%), что связность объема воды в столбе смеси нарушается, затрудняется передача гидростатического давления. Смесь начинает приобретать характер единой среды, а давление становится зависимым уже от ее объемной массы. Данные экспериментальной проверки возможного влияния пузырьков газа, эмульгированных в жидкости, приведены в работе [19].

При хорошей проницаемости пластов и быстром притоке в скважину жидкость (вода, нефть) не успевает, поднимаясь вверх по стволу, остывать в соответствии с геотермическим распределением температур. Затем жидкость несколько остывает, ее плотность повышается. В результате при неизменном давлении на забое уровень (устьевое

## Проницаемость пород

Формула для скорости фильтрации ньютоновской вязкой жидкости может быть записана различным образом. Если записать

$$\bar{v} = k_{\phi} \nabla H, \quad (3.1)$$

то коэффициент фильтрации  $k_{\phi}$  отражает проводимость породы для данной жидкости, т. е. совокупность свойств породы и фильтрующейся жидкости. Из формулы (3.1) ясно, что при выражении скорости в метрах в секунду, градиента напора в метрах столба воды плотностью  $\rho_0$  на метр расстояния, размерность  $k_{\phi}$  — метр в секунду, т. е. она совпадает с размерностью скорости.

В случае флюидов с разными вязкостями удобнее иметь независимую, отдельную характеристику проводимости породы. Кроме того, часто удобнее пользоваться градиентом не напора, а приведенного или же манометрического давления. Тогда формулу для скорости фильтрации можно записать в виде

$$\bar{v} = -(K/\mu) \nabla P. \quad (3.2)$$

Здесь коэффициент проницаемости  $K$  характеризует проводимость породы по отношению к жидкости с вязкостью, равной единице, и является уже характеристикой только породы. Единица измерения коэффициента проницаемости — микрометр в квадрате ( $1 \text{ Д} = 1,02 \text{ мкм}^2$ ). Соотношение между  $k_{\phi}$  и  $K$  ясно видно из сравнения формул (3.1) и (3.2). Если выразить давление через длину столба жидкости плотностью  $\rho_0$  ( $p = \rho_0 g H$ ), то получим

$$k_{\phi} = (K/\mu) \rho_0 g = (K/\mu) \gamma_0. \quad (3.3)$$

Если породы изучаемого горизонта однородны по проницаемости, то значения коэффициента проницаемости и по керну, и по результатам гидродинамического опробования скважин при разных длительности и понижениях уровня (давления) одинаковые. Но водоносные горизонты и толщи почти всегда неоднородны по фильтрационным свойствам как в разрезе, так и в плане. И если породы в объеме, охваченном опробованием, неоднородны, то значение вычисляемого коэффициента проницаемости будет зависеть от характера неоднородности, попадающей в этот объем, от характеристик проводимого гидродинамического испытания. При испытании одиночной скважины измерению доступны лишь динамический уровень (давление) и дебит откачиваемого (нагнетаемого) флюида в течение всего периода испытания. Известны также мощность и литологический разрез опробуемого горизонта. Строение горизонта, характер неоднородности в окружающей скважину зоне не известны. Расчет же коэффициента проницаемости производится по формулам, отвечающим модели однородного пласта с постоянной мощностью. Поскольку скважина расположена некоторым случайным образом по отношению к распределению фильтрационной неоднородности в плане, то и подобное осреднение носит случайный характер. Влия-

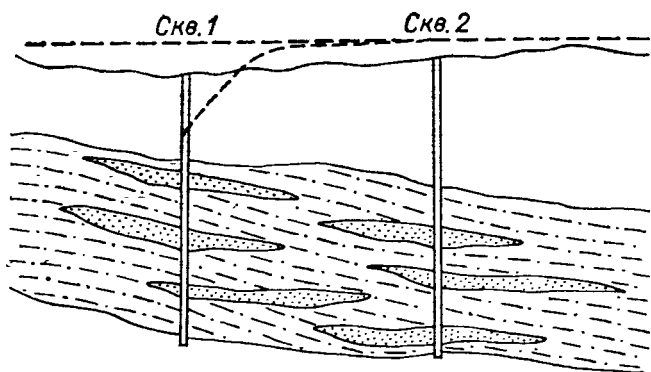


Рис. 3.3. Схема неоднородности пород по проницаемости.

ние отдельных элементов неоднородности связано с тем, какая часть падения уровня (давления) приходится на их долю в пределах депрессионной воронки. Поскольку при притоке в скважину скорость фильтрации и падение напора убывают с удалением от скважины, то роль одного и того же элемента неоднородности уменьшается в этом направлении. Поэтому получаемое значение коэффициента проницаемости определяется ближайшим окружением скважины.

Использование результатов опробования в последующей практической деятельности имеет две разновидности: 1) предсказание фильтрационных свойств горизонта в точке, где намечается новая скважина, и возможных дебитов этой скважины; 2) определение скоростей и направлений природного потока. В первом случае наиболее естественным является статистический подход: прогнозный коэффициент проницаемости можно взять как наиболее вероятное значение из полученных при опробованиях на данной территории, как математическое ожидание. Но для второго случая статистический подход не годится, необходимо знать структуру фильтрационной неоднородности. Сказанное можно проиллюстрировать таким схематическим примером. Пусть горизонт сложен слабопроницаемой песчано-глинистой породой с  $K_1 = 10^{-4}$  мкм<sup>2</sup>, содержащей линзы хорошо отсортированных песчаников с  $K_2 = 1$  мкм<sup>2</sup> (рис. 3.3). Если при опробовании скважины основная часть депрессионной воронки лежит в пределах распространения линз, то средняя проницаемость вскрытого участка разреза будет близка к средневзвешенной, т. е.

$$K_{\text{ср}} = \sum n_i K_i, \quad (3.4)$$

При равной доле каждого вида пород в разрезе  $k_{\text{ср}} = (0,5 \cdot 10^{-4}) + (0,5 \cdot 1) \approx 0,5$  мкм<sup>2</sup>. Но для природного фильтрационного потока на всем протяжении от скв. 1 к скв. 2 коэффициент проницаемости для блока в среднем будет уже ближе к случаю чередования проницаемости нормально потоку, т. е. к

$$K_{\text{ср}} = 1 / \sum (n_i / K_i). \quad (3.5)$$

Если принять и по напластованию примерно равные доли, то  $K_{\text{ср}}$  для блока будет уже порядка  $2 \cdot 10^{-4}$  мкм<sup>2</sup>.

Этот пример указывает на необходимость учета структуры неоднородности водоносных горизонтов при переходе от данных испытаний скважин к характеристикам крупных блоков пород, используемым при оценке природных течений. Этот вопрос еще недостаточно изучен в части количественных построений. Для качественных решений необходимо учитывать литофациальный тип отложений, уделяя основное внимание вопросу о связности, непрерывности хорошо проницаемых разностей.

Для более глубокого знакомства с методами определения фильтрационных характеристик можно рекомендовать работу [67].

### **МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГЕОФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ**

В главе рассматриваются методы определения движущих сил (§ 4) и скоростей (§ 5) фильтрации для данного момента времени или непосредственно примыкающего к нему отрезка прошлого. В рамках термодинамического подхода характеристики течения в прошедшие и настоящие периоды времени определяются с помощью математического моделирования, поэтому соответствующие вопросы рассмотрены в гл. 4.

Несколько слов о понятии «данный момент» времени. Строго говоря, течение в «данный момент» времени мы никогда не определяем на практике, поскольку каждое определение опирается на несколько измерений давления (температуры, концентрации и т. д.), а все они делаются не одновременно, а в течение некоторого времени. По существу, под характеристиками «течения в данный момент» времени понимаются характеристики течения, осредненные некоторым образом по всему отрезку времени  $\Delta t$ , в продолжение которого проводятся все используемые потом измерения. Вполне понятно, что допустимая длительность  $\Delta t$  ограничивается такой, при которой изменения характеристик течения не превышают допустимых погрешностей. Поскольку каждое измерение не мгновенно и между отдельными измерениями (например, уровней по скважинам) проходят дни, месяцы, годы, то допустимая длительность  $\Delta t$  обязательно должна оцениваться для каждого конкретного набора ситуаций.

#### **§ 4. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ДВИЖУЩИХ СИЛ**

Располагая эмпирическими данными о давлении и плотности флюида и о координатах точек измерения, можно определить силы, вызывающие фильтрацию. Эти силы вычисляют непосредственно и с помощью потенциалов или определяют графически.

## Метод фильтрационной силы

Как уже говорилось в § 2, наиболее общей записью закона фильтрации является

$$\bar{v} = (1/\mu) K (-\nabla p + \rho \bar{g}). \quad (4.1)$$

Назовем векторную сумму  $(-\nabla p + \rho \bar{g})$  фильтрационной силой и обозначим ее через  $\bar{F}$ . Найдя значение и направление силы  $\bar{F}$  в разных точках изучаемого объема, мы сможем (с учетом значения и анизотропии проницаемости) судить о фильтрации и направлении ее скорости в этом объеме.

Приближенно вычислить силу  $\bar{F}$  можно, заменив производные разностными отношениями. Если давление задано для четырех точек в пространстве, то, пронумеровав точки от 0 до 3, можно задать три направления  $\bar{e}_1, \bar{e}_2, \bar{e}_3$  соответственно от точки 0 к точкам 1, 2, 3 (рис. 4.1). Тогда, во-первых, для каждого из этих направлений может быть получено разностное приближение производной давления по направлению  $\bar{e}_i$ :

$$\partial p / \partial l_i \approx \Delta p_i / \Delta l_i = (p_0 - p_i) / \Delta l_i \quad (4.2)$$

(где  $\Delta l_i$  — расстояние точек  $i$  от точки 0;  $\bar{l}_i = l \bar{e}_i$ ); во-вторых если векторы  $\bar{e}_1, \bar{e}_2, \bar{e}_3$  линейно независимы, то в трехмерном пространстве вектор  $\nabla p$  однозначно определяется проекциями на эти направления.

Эти два положения и обеспечивают возможность нахождения разностного приближения вектора  $\nabla p$ .

Как известно,

$$\partial p / \partial l_i = (\nabla p, \bar{l}_i) = \partial p / \partial x \cos \alpha_{1i} + \partial p / \partial y \cos \alpha_{2i} + \partial p / \partial z \cos \alpha_{3i}, \quad (4.3)$$

где  $\alpha_{1i}, \alpha_{2i}$  и  $\alpha_{3i}$  — углы, образованные направлением  $\bar{e}_i$  соответственно с осями  $x, y$  и  $z$ ;  $l_i$  — соответствующие направлениям  $\bar{e}_i$  координаты.

Направляющие косинусы могут быть точно найдены через координаты точек и расстояния:

$$\begin{aligned} \cos \alpha_{1i} &= (x_0 - x_i) / \Delta l_i, & \cos \alpha_{2i} &= (y_0 - y_i) / \Delta l_i; \\ \cos \alpha_{3i} &= (z_0 - z_i) / \Delta l_i. \end{aligned} \quad (4.4)$$

С учетом равенств (4.2) и (4.4) и сокращения на  $\Delta l_i$  перепишем равенство (4.3):

$$(p_0 - p_i) = [\partial p / \partial x (x_0 - x_i) + \partial p / \partial y (y_0 - y_i) + \partial p / \partial z (z_0 - z_i)]. \quad (4.5)$$

Обозначим теперь

$$F_x = -\partial p / \partial x; \quad F_y = -\partial p / \partial y; \quad F_z = (-\partial p / \partial z - \rho g). \quad (4.6)$$

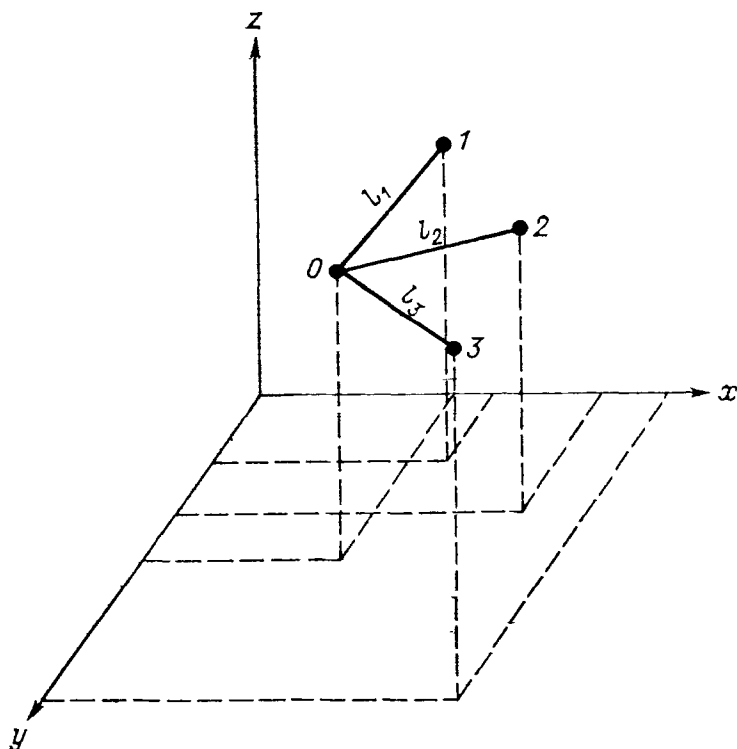


Рис. 4.1. Схема к выводу формул для вектора фильтрационной силы.

Решая систему (4.5) относительно производных и используя обозначения (4.6), получаем (оси  $x$  и  $y$  горизонтальны, ось  $z$  направлена вверх):

$$F_x = - \{ (p_0 - p_1) [(y_0 - y_2)(z_0 - z_3) - (y_0 - y_3)(z_0 - z_2)] + \\ + (p_0 - p_2) [(y_0 - y_3)(z_0 - z_1) - (y_0 - y_1)(z_0 - z_3)] + \\ + (p_0 - p_3) [(y_0 - y_1)(z_0 - z_2) - (y_0 - y_2)(z_0 - z_1)] \} : U; \quad (4.7)$$

$$F_y = - \{ (p_0 - p_1) [(x_0 - x_3)(z_0 - z_2) - (x_0 - x_2)(z_0 - z_3)] + \\ + (p_0 - p_2) [(x_0 - x_1)(z_0 - z_3) - (x_0 - x_3)(z_0 - z_1)] + \\ + (p_0 - p_3) [(x_0 - x_2)(z_0 - z_1) - (x_0 - x_1)(z_0 - z_2)] \} : U; \quad (4.8)$$

$$F_z = - \{ (p_0 - p_1) [(x_0 - x_2)(y_0 - y_3) - (x_0 - x_3)(y_0 - y_2)] + \\ + (p_0 - p_2) [(x_0 - x_3)(y_0 - y_1) - (x_0 - x_1)(y_0 - y_3)] + \\ + (p_0 - p_3) [(x_0 - x_1)(y_0 - y_2) - (x_0 - x_2)(y_0 - y_1)] \} : U - \rho g; \quad (4.9)$$

$$U = (z_0 - z_1) [(x_0 - x_2)(y_0 - y_3) - (x_0 - x_3)(y_0 - y_2)] + \\ + (z_0 - z_2) [(x_0 - x_3)(y_0 - y_1) - (x_0 - x_1)(y_0 - y_3)] + \\ + (z_0 - z_3) [(x_0 - x_1)(y_0 - y_2) - (x_0 - x_2)(y_0 - y_1)], \quad (4.10)$$

где

$$\hat{\rho} = 1/4 \sum_0^3 \rho_i. \quad (4.11)$$

$$F_{xy} = (F_x^2 + F_y^2)^{1/2}; \quad (4.12)$$

$$F = (F_x^2 + F_y^2 + F_z^2)^{1/2} \quad (4.13)$$

В качестве углов, определяющих направление вектора  $\bar{F}$ , можно взять:  $\theta$  — между направлением  $\bar{F}$  и горизонтальной плоскостью, считая углы, отсчитываемые вверх, положительными, а вниз — отрицательными;  $\beta$  — между осью  $x$  и  $\bar{F}_{xy}$ , отсчитываемые по часовой стрелке.

$$\theta = \arcsin (F_z/F); \quad (4.14)$$

$$\left. \begin{aligned} \beta &= \arctg (|F_y/F_x|) && \text{при } F_x > 0 \text{ и } F_y > 0; \\ \beta &= \arctg (|F_x/F_y|) + 90^\circ && \text{при } F_x < 0 \text{ и } F_y > 0; \\ \beta &= \arctg (|F_y/F_x|) + 180^\circ && \text{при } F_x < 0 \text{ и } F_y < 0; \\ \beta &= \arctg (|F_x/F_y|) + 270^\circ && \text{при } F_x > 0 \text{ и } F_y < 0. \end{aligned} \right\} \quad (4.15)$$

Если выбрать направление оси  $x$  на север, а оси  $y$  — на восток, то  $\beta$  есть азимутальный угол направления горизонтальной составляющей  $\bar{F}_{xy}$  вектора  $\bar{F}$ .

Из физики фильтрации, отражаемой уравнением неразрывности

$$\operatorname{div} [\rho (K/\mu) \bar{F}] + (\partial m \rho / \partial t) + G = 0$$

(где  $K$  — тензор проницаемости;  $m$  — пористость;  $t$  — время;  $G$  — интенсивность источника или стока), нетрудно сразу же качественно указать на основные требования к выбору точек, обеспечивающему достаточную точность аппроксимации.

Желательно, чтобы в объеме между точками как можно меньше менялись  $K$  и  $\rho$ , а  $\rho$  и  $m$  — изменялись бы во времени достаточно медленно и одинаково по объему, чтобы мощность источника (стока) была минимальной и одинаковой по объему. Наконец, желательно, чтобы точки находились на достаточном (по сравнению с расстояниями между точками) расстоянии от границы или вообще от места с резкими изменениями потока. Подобный список идеализированных «пожеланий» позволяет конкретизировать с помощью геологических терминов возможные влияния на точность аппроксимации и обеспечить наиболее подходящий в каждой конкретной ситуации выбор точек.

При выборе точек необходимо стремиться к тому, чтобы между ними не было дизъюнктивов как с экранирующими свойствами, так и с хорошо проводящими трещиноватыми зонами. Если же породы неоднородны, то расстояния между точками должны превышать такие, на которых происходит смена литологических и фильтрационных характеристик, тем больше, чем сильнее изменение свойств.

Если распределение плотности воды в рассматриваемом объеме неизвестно, то с учетом связей гидрохимических аномалий с трещиноватыми зонами в сводовых частях структур либо на флексурных перегибах лучше брать точки по одну сторону от этих структурных элементов.

Если в изучаемом объеме происходят процессы уплотнения (безразлично под действием каких сил) или быстрого изменения температуры, необходимо, особенно при низких проницаемостях или невыдержанности коллектора, использовать только точки, лежащие в пределах одного литологического тела или тектонического блока. Изменение пористости пород, которое следует учитывать, может идти также за счет выпадения из раствора солей. Такие явления имеют место при концентрациях солей, достигающих растворимости, и часто сопровождаются весьма низкими проницаемостями породы из-за перекрытия пор солью. Распределение давлений в таких ситуациях может быть весьма мозаичным. Источником (стоком) воды являются процессы дегидратации (гидратации) минералов, причем надо стремиться к тому, чтобы между точками не попадали пласты или участки пластов, где эти процессы могут идти достаточно интенсивно.

Понятно, что если рядом с объемом, по которому осредняется градиент давления, поток резко меняется на участке, размер которого меньше объема осреднения, то это вызывает неоднородность потока и в рассматриваемом объеме. Поэтому желательно, чтобы точки находились на расстояниях, меньших, чем размер участка возможного изменения потока.

Следует специально указать, что требования и условия достижения достаточной точности аппроксимации совершенно тождественны для методов фильтрационной силы и приведенного давления. Связано это со следующим. Поскольку конечная цель всегда — движение воды, т. е. скорость фильтрации, нас интересует не само приведенное давление, а значение и направление его градиента, хотя это не всегда проявляется достаточно наглядно.

Вычисления по формулам (4.7)—(4.15) весьма трудоемки. Поэтому автором составлена программа на языке Фортран для выполнения расчетов на ЭВМ, выводящая на печать следующие данные: номера точек, данные по которым вошли в расчет, величины  $F_{xy}$ ,  $F_z$ ,  $\beta$  и  $\theta$ . Алгоритм программы при уже выбранных точках фактически задан формулами (4.7)—(4.15). Ему в программе предшествует алгоритм выбора точек для расчета. Он составлен из следующих соображений и включает следующие действия.

Учесть все вышеизложенное при выборе точек обычно невозможно из-за низкой детальности сети опробования. Кроме того, даже при таком учете реализация его в программе привела бы к чрезвычайной сложности последней и огромному времени счета, что явно неоправданно. Поэтому счет выполняется для нескольких вариантов, что дает возможность учесть необходимые сведения при выборе варианта результатов.

Набор четырех точек для расчета производится программой таким образом. Для каждой из точек изучаемой совокупности, от точки 1 до  $N$ -й, сначала находятся три ближайшие к ней точки. Затем находят еще три, также ближайшие, но удовлетворяющие дополнительному условию: они должны находиться в квадранте (по  $x$  и  $y$ ), противоположном квадранту, в котором оказывается точка с координатами, средними из координат точек, найденных перед этой. Этим достигается более равномерное распределение принимаемых в расчет точек. Из шести выбранных точек затем формируются 8 композиций по 3 точки. Четвертой точкой, точнее говоря нулевой, во всех композициях является точка  $i$ , по отношению к которой осуществляется процедура перебора точек и выбора ближайших. Таким образом, для каждой точки  $i$  составляется набор из восьми вариантов определения вектора фильтрационной силы. Это позволяет для детально известной ситуации отобрать наиболее надежную совокупность точек и соответственно наиболее надежную аппроксимацию фильтрационной силы.

В программу введена блокировка от аварийной остановки при делении на нуль. В этом случае всем величинам, выводимым на печать, присваивается значение 7777. Подобная ситуация может возникнуть при совпадении всех трех координат, в частности, если одна точка ошибочно попала в список дважды.

Данные к счету готовятся следующим образом. Точкой считается середина (или другая точка) интервала опробования скважины. Точки нумеруются от 1 до  $N$  произвольно, но непрерывно, без пропусков номеров. На плане, где нанесены точки, проводятся оси  $x$  (на север) и  $y$  (на восток). Начало координат желательно выбирать так, чтобы оси были на расстоянии 3—4 см от ближайшей к ним точки. С плана снимаются координаты  $x$  и  $y$  каждой точки, которые пересчитываются затем с учетом масштаба плана в фактические расстояния на местности, в километрах. Координата  $z$  есть абсолютная отметка выбранной точки, тоже в километрах. Давление дается в атмосферах, плотность воды — граммах на кубический сантиметр. Программой предусмотрен перфокартный ввод координат, давления и плотности. Каждый массив данных  $x$ ,  $y$ ,  $z$ ,  $p$  и  $\rho$  набивается с новой перфокарты (в программе для плотности использовано обозначение  $c$ ).

Программа может быть использована и для вычисления градиента приведенного давления. В этом случае плотность воды для всех точек принимается равной нулю, а вместо значений давлений  $p$  задаются значения приведенных давлений  $P$ .

Информация вводится в ЭВМ в таком порядке. На первой перфокарте записывается число ( $N2$ ) наборов точек (задач). Эта перфокарта идет впереди всего вводимого массива, который может содержать информацию по нескольким задачам. Далее пакетами подкладывается информация по задачам. В каждом пакете сначала идет перфокарта с числом точек в данной задаче ( $N1$ ) и минимально допустимым расстоянием ( $AL$ ) между точками, используемыми при

расчете. Следом за ней идут массивы числовых данных (всех точек по порядку номеров) в такой последовательности:

- 1) координаты  $x_i$ ;
- 2) координаты  $y_i$ ;
- 3) координаты  $z_i$ ;
- 4) давления  $p$ ;
- 5) плотности воды  $\rho$ .

Метод фильтрационной силы опубликован в работах [23, 27].

Печать результатов расчета по программе выглядит следующим образом:

Номер точки 7						
K	L	M	Гориз. сост., ат,м	Верт. сост., ат,м	Азим. угол	Верт. угол
2	5	6	0,00332	—0,46747	145	—89
5	6	3	0,00248	—0,12621	355	—88
6	3	2	0,00771	—0,04872	85	—81
1	2	5	0,00251	—0,26865	295	—89
4	2	5	0,00888	—0,40333	80	—88
3	1	4	0,01420	—0,12574	70	—83
3	1	2	0,00987	—0,04916	71	—78
4	3	2	0,00188	—0,04871	74	—87

Для каждой точки печатается заголовок «Номер точки...». Затем идут восемь строк — для восьми вариантов результатов расчетов. В каждой из них сначала приведены номера трех других точек, учитываемых в данном расчете ( $K$ ,  $L$ ,  $M$ ), горизонтальная составляющая  $F_{xy}$ , вертикальная составляющая  $F_z$ , азимутальный угол  $\beta$  и вертикальный угол  $\theta$ . Таким образом, каждый раз можно учесть, использование параметров каких точек дает данный численный результат.

На практике часто не удается при составлении набора точек конкретной задачи соблюсти условия, приведенные выше: между точками попадают и резкие изменения фильтрационных свойств, и источники (стоки). Все это необходимо учитывать при интерпретации результатов расчета, сравнивая различие в результатах, полученных при использовании разных «троек» точек. Необходимо отметить, что при подобном сравнении иногда выявляется погрешность, не замеченная ранее при определении пластового давления. Если расчет дает резкий отскок каждый раз, когда в числе других используются данные какой-то одной точки, то, естественно, следует обратить внимание на эти данные. Более детальная проверка нередко показывает, что значение пластового давления принято по этой точке необоснованно: либо дело в описке или арифметической погрешности, либо испытание было некачественным. Результаты расчета с использованием данных, ошибочность которых установлена, следует отбросить.

Вполне понятно, что придавать смысловое значение численным различиям вариантов расчета можно лишь в случае, если они больше погрешности. Погрешность в определении значения и напра-

вления вектора силы фильтрации связана преимущественно с погрешностями, допущенными при измерении давления и аппроксимации величин  $\partial p/\partial x$ ,  $\partial p/\partial y$  и  $\partial p/\partial z$  величинами  $\Delta p_i/\Delta l_i$ . Первая погрешность довольно просто поддается оценке. При каждом из способов измерения пластового давления (манометром, пересчетом по уровню и плотности воды в скважине) известна погрешность измерения  $\delta p$ . Зная эту величину, можно оценить и погрешность расчетного определения компонент фильтрационной силы и углов.

Погрешность, допущенная при аппроксимации, плохо поддается учету, так как чаще всего мы плохо знаем структуру поля проницаемости — главную причину неоднородностей поля давления — между точками измерения давления или уровня. Поэтому априорная оценка этой погрешности зачастую невозможна. Однако косвенное влияние погрешности при аппроксимации проявляется в различиях результатов расчета по разным вариантам. Его можно приближенно оценить методом исключения, анализируя различные варианты разброса.

Интерпретация результатов расчета довольно проста, но требует известного педантизма. Рассмотрим несколько довольно характерных ситуаций.

Если направления силы  $\bar{F}$  (т. е. углы  $\beta$  и  $\theta$ ) практически одинаковы по всем восьми вариантам расчета для данной точки, значит точка находится на своего рода «фильтрационной моноклинали», т. е. на таком участке фильтрационного потока, где скорости фильтрации направлены практически параллельно. Совершенно ясно, что такая однородность поля скоростей фильтрации может иметь место лишь в том случае, если объем, охваченный расчетными точками (точкой, для которой делается расчет, и еще шестью другими, входящими в расчеты по вариантам), однороден по фильтрационным свойствам, равно как и примыкающая к нему область смежного объема.

Нужно иметь в виду, что расчет «симметричен» по отношению ко всем четырем точкам, т. е. какую бы точку мы ни взяли в качестве «центральной», основной, результат будет тем же самым. Это понятно и без рассмотрения формул: ведь мы получаем силовую характеристику течения усредненно для всего объема, лежащего между четырьмя расчетными точками, а к точкам привязан лишь ход перебора вариантов при расчете. Поэтому при переходе от одной основной точки к соседней обычно хотя бы один вариант расчета у них совпадает: в нем используется одна и та же совокупность точек. И при анализе результатов нужно относить численные данные не к точке, а к осредняемому объему и именно с этих позиций сравнивать данные расчетов.

В случае однонаправленного, «моноклинального», течения фильтрационная ситуация вполне четко интерпретируется по результатам одного набора вариантов, т. е. для одной «основной» точки. Если же векторы  $\bar{F}$ , рассчитанные при разных вариантах, оказы-

ваются разнонаправленными, то возникает необходимость привлекать для расшифровки ситуации и результаты расчетов для соседних «основных» точек.

Возьмем случай, когда получившиеся по всем вариантам счета векторы  $\bar{F}_{xy}$  направлены «на все четыре стороны». Здесь возможны разные ситуации. Если направление вектора связано с тем, по какую сторону от основной точки находятся три другие, принимаемые в расчет, то точка эта лежит либо на «горбе», либо во «впадине». В первом случае вектор направлен в ту сторону, в которой находятся три дополнительные точки, значит и движение направлено от основной точки. Такая ситуация может иметь место при подтоке флюида из смежных горизонтов или при двустороннем оттоке флюида при компрессионном течении за счет уплотнения или температурного расширения. Во втором случае вектор направлен в сторону, противоположную той, в которой находятся дополнительные точки, т. е. движение идет к основной точке. Эта ситуация возможна при оттоке (разгрузке) флюида в другой горизонт, двустороннем подтоке при компрессионном течении («сжатие» флюида при охлаждении и т. д.). Учет соседних результатов позволяет оценить характер пьезометрического «горба» («впадины»). Если расчеты с учетом точек, лежащих вокруг данной, дают направление движения к ней (от нее), то мы имеем дело с локализованным перетоком или с точечным источником (стоком). Если таких точек несколько и они вытянуты в линию, то имеет место вытянутый линейный элемент течения, например подток по протяженной зоне трещиноватости или дизъюнктиву.

Если же направления векторов  $\bar{F}_{xy}$  варьируют, но не увязываются с относительным расположением дополнительных точек, то это свидетельствует о более детальной неоднородности гидродинамической картины, чем сеть опробования. Такое истолкование дополнительно подкрепляется аналогичными результатами по смежным основным точкам. Подобная картина характерна и для участков, крайне пассивных в гидродинамическом отношении, где движение флюида вызывает столь малые отклонения давления от равновесного распределения, что они не превышают погрешностей определения давлений при опробовании. В таких случаях можно рекомендовать еще более редкую сеть точек, чтобы выявить общую тенденцию по более крупному участку территории, чтобы изменения давлений на отрезках между точками были больше, чем мелкие гидродинамические детали и погрешности измерения давления.

Для интерпретации гидродинамической обстановки по всему рассматриваемому участку наиболее проста ситуация однонаправленного потока. В этом случае по всем точкам участка направление  $\bar{F}_{xy}$  практически одинаково, изменяется в пределах погрешности. Такой облик потока практически возможен только тогда, когда проницаемость на всем участке почти одинакова. В этом случае направления вектора движущей силы и вектора скорости фильтра-

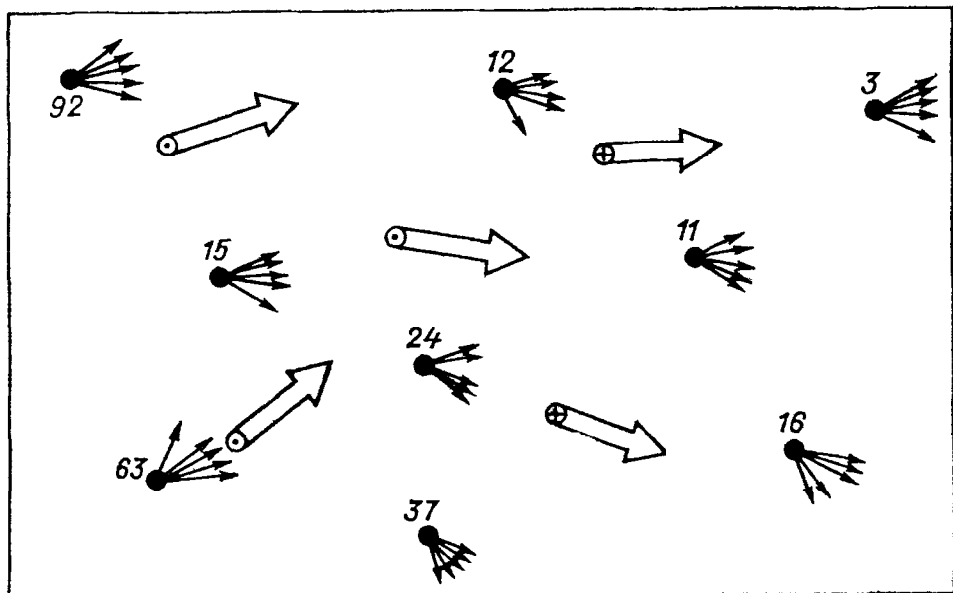


Рис. 4.2. Вариант изображения гидродинамической ситуации с помощью векторов фильтрационной силы.

ции также практически одинаковы. При более сложных распределениях расчетных векторов  $\bar{F}_{xy}$  необходимо привлекать при анализе либо прямые данные о проницаемости пород объема (карты и профили проницаемости), либо косвенные (литофациальные характеристики, тектонические элементы). Поскольку структура гидродинамической обстановки тесно связана со структурой поля проницаемости, анализ полученной картины векторов  $\bar{F}$  позволяет сформировать определенное впечатление и о проницаемости. Вот достаточно характерные ситуации.

1. Если по ряду наборов точек направления  $\bar{F}_{xy}$  приблизительно одинаковы или меняются плавно, а затем вдруг изменяются резко вдоль линейно вытянутой зоны, то естественно предположить, что причиной этого «скачка» является экранирующий дизъюнктив.

2. Если векторы  $\bar{F}_{xy}$  по ряду наборов точек направлены со всех сторон к одной и той же зоне, то это совершенно ясно говорит об оттоке из этой зоны в смежные объемы вверх или вниз, в зависимости от знака  $F_z$  и угла  $\beta$ . Если же векторы направлены от некоторой зоны, это означает, что в расчетный объем идет приток.

Как наносить результаты расчета вектора  $\bar{F}$  и его элементов на карты и профили? На карте (схеме), если это позволяют ее масштаб и нагрузка, можно наносить для каждой точки векторы  $\bar{F}_{xy}$  по всем вариантам расчета и несколько крупнее направление горизонтальной компоненты, выбранное в результате анализа вариантов (рис. 4.2). Направленность потока выше или ниже горизонтальной

плоскости удобно отражать на графике знаками  $\odot$  и  $\oplus$  соответственно. Над стрелкой удобно дробью записывать абсолютные значения  $\bar{F}_{xy}$  и  $F_z$ . Если нагрузка карты достаточно велика, можно ограничиться нанесением только обобщающих результатов, а полную информацию по всем вариантам расчетов наносить лишь на рабочие схемы.

### Метод приведенных давлений

Как видно из предыдущего параграфа, применение метода фильтрационной силы не накладывает никаких ограничений на характер изменения давления  $p$  и плотности флюида  $\rho$ , кроме соотношения детальности сети точек и детальности полей  $p$  и  $\rho$ . Вместе с тем расчеты при осуществлении этого метода довольно громоздки и неавтономны для каждой данной точки, ибо каждый расчет делается на основе набора данных по четырем точкам для объема пород между ними. Все это связано с тем, что искомая величина — сила  $\bar{F}$  — вектор. Гораздо удобнее в практическом обращении скалярная величина — потенциал, отвечающий каждой отдельной точке. Таким потенциалом является приведенное давление.

Метод приведенных давлений является наиболее широко распространенным, а зачастую и основным при изучении регионального движения подземных вод глубокого залегания. Предложенный еще в 1941 г. с четко сформулированными условиями его математической правомерности, этот метод в последующие годы стал во многом толковаться умозрительно. В результате приведенные давления стали применяться и широко применяются до сих пор в таких ситуациях, где и они сами, и их перепады не имеют уже ни гидродинамического, ни математического смысла. Итогом является идущее и сейчас накопление ложной информации о гидродинамике многих регионов и их частей. Такая ситуация обусловлена, на наш взгляд, сочетанием двух причин: недостаточной базой в традиционном образовании гидрогеологов и теоретической, а не технической формулировкой условий применимости приведенных давлений в работе [88]. Техническая формулировка опирается на оценку допустимого отклонения от теоретического условия; теоретическая же указывает условие, при котором погрешность вообще не возникает.

Требование постоянства плотности флюида вдоль любой горизонтали является теоретическим, идеальным, а в практической деятельности должен учитываться его технический вариант. Это обстоятельство не было замечено очень многими гидрогеологами в силу их недостаточной математической компетентности. Поскольку же теоретическое условие в природной обстановке явно невыполнимо, то, как и естественно ожидать в подобном случае, оно было попросту отброшено. А неясности остались. Затруднения, возникающие у очень многих гидрогеологов, хорошо отражает цитата из статьи А. С. Филина: «Многие вопросы движения подземных вод геогидродинамических систем еще являются дискуссионными, и

гидродинамические построения для глубоких водоносных горизонтов сопряжены с целым рядом трудностей. Прежде всего методические затруднения заключаются в отсутствии общепринятых положений, касающихся определения приведенных напоров (давлений). Пока еще нет единой методики их расчета для вод с изменяющейся плотностью по вертикали и горизонтали. Это значительно осложняет региональные гидродинамические построения» [99, с. 21].

Приведенное давление  $P$  как гидродинамический параметр было предложено в 1941 г. А. И. Силиным-Бекчуриным [88]. Оно определяется как

$$P = p + \int_{z^*}^z g \rho(z) dz, \quad (4.16)$$

где  $z^*$  — отметка общей для всех точек плоскости отсчета.

В случае линейной зависимости  $\rho$  от  $z$ , т. е. при  $\rho = \rho_0 + \alpha z$ , после выполнения интегрирования получаем формулу Силина-Бекчурина:

$$P = p + [(g\rho + g\rho^*)/2](z - z^*). \quad (4.17)$$

Потенциал  $P$  существует уже не при любых распределениях  $\rho$ , ибо не при любых полях  $\rho(x, y, z)$  изменение  $P$  от точки к точке связано только с движением флюида. Если  $\rho$  непостоянно по горизонтали, то отличия  $P$  в разных точках связаны одновременно и с движением флюида, и с разливием веса столба флюида над этими точками, т. е.  $P$  уже не имеет чисто гидродинамического смысла. Условие на характер пространственного распределения плотности было сформулировано в той же работе А. И. Силина-Бекчурина [88]:  $\partial\rho/\partial x = \partial\rho/\partial y = 0$ . Это условие может быть получено различными путями, но оно очевидно из физического смысла явления.

Жидкость в поле тяготения может находиться в неподвижности только в том случае, если ее плотность по любой горизонтали одинакова, т. е. если нет конвекции. Эта гидродинамическая истина известна каждому. Если налить в стакан две жидкости разной плотности, то в покое граница между ними будет строго горизонтальна. Давление в такой покоящейся слоистой жидкости будет для любых горизонтальных координат  $(x, y)$  строго равно весу столба жидкости

$$\int_{z_1}^{z_2} g \rho(z) dz,$$

т. е. давление покоя в неоднородной (конечно, и в однородной) жидкости в любой горизонтальной плоскости постоянно. Если же жидкость начнет течь, то распределение давлений изменится. Теперь, взяв за эталон распределения давлений покоя, можно, сравнив с ними фактическое давление, определить изменение, вызванное течением. При этом весьма важно помнить, что с гидродинамических позиций значимо не изменение давления в каждой точке, а изменение за счет течения разницы давлений в сравниваемых точках.

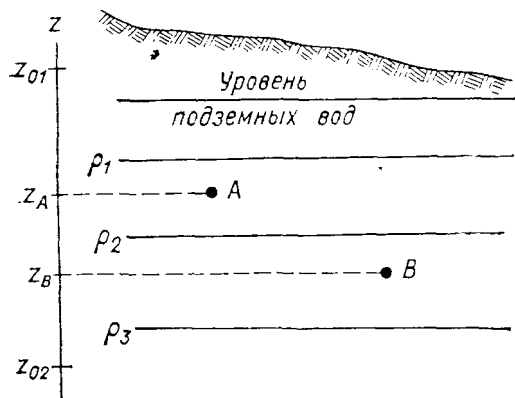


Рис. 4.3. Схема выдержанных по горизонтали плотностей воды.

$\partial \rho / \partial y \neq 0$ , получающиеся значения будут иметь тем меньше гидродинамического смысла, чем больше отклонение от постоянства плотности по горизонтали.

Как наглядно представить себе смысл формулы (4.16)? Это совсем нетрудно. Возьмем для примера область (рис. 4.3), для которой условно примем, что плотность распределена слоями, зеркало подземных вод горизонтально. Возьмем две точки —  $A$  и  $B$  — и будем определять для них приведенное давление. Пусть сначала плоскость сравнения  $z_{01}$  расположена выше выбранных точек. Тогда

$$P_A = -p_A + \int_{z_{01}}^{z_A} g \rho(z) dz; \quad P_B = -p_B + \int_{z_{01}}^{z_B} g \rho(z) dz. \quad (4.18)$$

Ось  $z$  направлена вверх, значит  $z_A$  и  $z_B$  меньше  $z_{01}$ , т. е. оба интеграла отрицательны. Абсолютные значения интегралов — это вес столба воды между уровнями  $z_A$  или  $z_B$  и  $z_{01}$  соответственно. Если выбрать уровень  $z_{01}$  на зеркале воды, то точный смысл формул (4.18) — разница между фактическим давлением и давлением, которое имела бы вода в состоянии покоя. Совершенно ясно, что в покое давление равно весу вышележащего столба флюида. Таким образом,  $P = 0$  для всех точек объема. Но с гидродинамической точки зрения значимо не само приведенное давление, а его перепад между точками. Перепад же не изменится, если мы ко всем сравниваемым точкам добавим (или отнимем) часть столба жидкости выше (или ниже)  $z_{01}$ . Действительно, если взять плоскость сравнения не на отметке  $z_{01}$ , а ниже, на  $z^*$ , то соответственно все интегралы станут меньше, а все значения  $P$  — больше на  $\Delta z \gamma$ , но все перепады  $\Delta P$  не изменятся. Итак, выбор плоскости сравнения произволен в пределах области, где соблюдается условие  $\partial \rho / \partial x = 0$ ,  $\partial \rho / \partial y = 0$ .

Теперь возьмем плоскость сравнения на уровне  $z_{02}$  ниже точек  $A$  и  $B$ . В этом случае приведенное давление (при оси  $z$ , направленной

Итак, условие постоянства плотности по горизонтали понятно: благодаря ему мы создаем эталонное распределение давлений, которое позволяет выделить перепады давления, вызванные течением. Ну а если такого постоянства нет, то нет и эталонной шкалы и сравнить не с чем. Иными словами, нет способа выделить именно гидродинамическую компоненту перепада давлений. Поэтому при формальном расчете по уравнению (4.16) в случае  $\partial \rho / \partial x \neq 0$ ,

вверх) — уже сумма фактического давления в точке и столба флюида под нею до плоскости сравнения:

$$P_A = p_A + \int_{z_{02}}^{z_A} g \rho(z) dz; \quad P_B = p_B + \int_{z_{02}}^{z_B} g \rho(z) dz. \quad (4.19)$$

Но давайте представим  $p_A$  и  $p_B$  в виде веса столба вышележащего флюида (т. е. давления при равновесии) и изменения давления в этих точках вследствие течения:

$$p_A = \int_{z_A}^{z_0} g \rho(z) dz + \Delta p_A; \quad p_B = \int_{z_B}^{z_0} g \rho(z) dz + \Delta p_B. \quad (4.20)$$

В таком представлении нет ничего искусственного. Действительно, в покое давление равно весу столба флюида выше точки, а из-за движения оно изменилось на  $\Delta p$ . А теперь подставим формулу (4.20) в выражение (4.19). Сложив соответствующие интегралы (как известно,

$$\int_z^{z_0} g \rho(z) dz + \int_{z_{02}}^z g \rho(z) dz = \int_{z_{02}}^{z_0} g \rho(z) dz),$$

получим в итоге

$$P_A = \Delta p_A + \int_{z_{02}}^{z_0} g \rho(z) dz; \quad P_B = \Delta p_B + \int_{z_{02}}^{z_0} g \rho(z) dz. \quad (4.21)$$

Интегралы в формуле (4.21) одинаковы, т. е. совершенно ясно, что и при плоскости сравнения ниже точек смысл приведенного давления тот же — сравнение фактического давления с эталонной шкалой для получения величин  $\Delta p$ . Если изменить  $z_0$  или  $z_{02}$ , все  $\Delta p$  изменятся на одну и ту же величину. Если все приведенные давления  $P$  были одинаковы и если сверху долили (отлили) ровный слой флюида, то все давления  $p$ , а из-за них и все приведенные давления  $P$  изменятся на одну и ту же величину, но все  $\Delta P$  не изменятся. Эта произвольность абсолютного значения приведенного давления  $P$  делает недопустимым прямое сравнение отметок приведенного напора и рельефа, например при сопоставлении высоких приведенных напоров в средней части бассейна и отметок рельефа в области питания.

Вот таков смысл приведенных давлений. Ясно, что форма области, для которой соблюдаются условия постоянства плотности флюида на любой горизонтальной плоскости, не играет роли. Она может быть самой причудливой (рис. 4.4, а), лишь бы плотность флюида внутри области была распределена по одному закону  $\rho(z)$ . Это и понятно: ведь будучи изолирована от окружающей среды стенкой, проходящей по границе области вертикального изменения плотности, жидкость в этом объеме была бы неподвижна.

Вполне понятно также, что если в пределах рассматриваемой области не соблюдено требование к распределению плотности

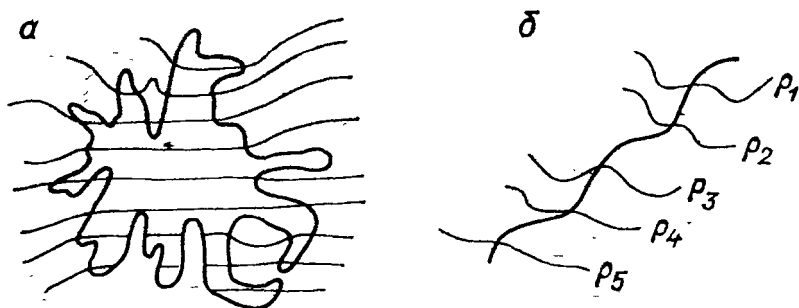


Рис. 4.4. Примеры соблюдения требований к распределению плотности в отдельном участке объема (а) и вдоль линии (б).

флюида, то приведение давления не может быть сделано ни в какой-то части этой области, ни по какой линии. Действительно, пусть поверхности  $\rho = \text{const}$  наклонны. В какой бы части этого объема мы ни выбрали самый маленький «объемчик», степень неравновесности в нем та же, что и в большом: ведь уменьшился лишь абсолютный перепад плотностей, а наклон поверхности  $\rho = \text{const}$  все тот же. То же самое можно отметить и по отношению к приведению давления по линии: в объеме нет никаких привилегированных линий, отсутствие равновесного эталона относится ко всему объему (см. § 2).

Обратите внимание, что для получения вывода о необходимости  $\partial\rho/\partial x = \partial\rho/\partial y = 0$  оказалось достаточным знания того, что равновесие жидкости существует только в случае постоянства плотности флюида вдоль любой горизонтальной плоскости, и понимания того, что сущность построения приведенных давлений есть сравнение распределения фактических давлений флюида с любой эталонной шкалой давлений при его покое. Совершенно строгое физическое построение оказывается и в этом случае, как и во многих других, возможным без математических выкладок и достаточным для принципиального решения вопроса, не требующего численного ответа (хотя для получения численного ответа без математики уже не обойтись).

Также «физически», без математических выкладок, можно решить и вопрос о приведении давления по некоторой линии. Например, возьмем область правомерности приведения давления на рис. 4.4, а и будем стягивать ее в линию, т. е. брать последовательно все более узкие области. В итоге мы получим такую картину (рис. 4.4, б): вместо области у нас уже только линия, но через нее все изолинии плотности флюида проходят горизонтально. Если координаты точек кривой  $s$  обозначить через  $x_s, y_s, z_s$ , то

$$\partial\rho(x_s, y_s, z_s)/\partial x = \partial\rho(x_s, y_s, z_s)/\partial y = 0 \quad (4.22)$$

есть условие существования силового потенциала, условие существования чисто гидродинамического смысла величины  $P$ , вычисляемой по формуле (4.16). Точно так же, как и для объемной области,

никакой разницы. История применения и «усовершенствования» приведенных давлений служит великолепным примером того, как важно за вычислениями видеть смысл вычисляемого, ведь действия над числами можно проделать всегда, а результат имеет смысл далеко не всегда.

В течение тридцати с лишним лет приведенные давления использовались и используются многими сейчас без всякого контроля за соблюдением требования к распределению плотности. Лишь Е. Е. Керкис [43] учитывал его в своих построениях. Здесь нет необходимости приводить обзор и критику работ, в которых рассматривались различные стороны вопроса о приведенных давлениях, они есть в работах [22, 27]. В работе [27] подробно показаны смысл и роль требования к распределению плотности, показано и то, что это строгое условие применимости метода, а не «мнение исследователя», как кажется некоторым авторам. Так, например, В. А. Кудряков пишет, что в работе [27] авторы «считают, что условия применимости формулы А. И. Силина-Бекчурина ограничиваются постоянством плотности вод по площади. Эту критику, делающую использование методики А. И. Силина-Бекчурина фактически невозможным в реальных природных условиях, нельзя признать справедливой по следующим соображениям. Сама сущность приведения давлений состоит в определенной идеализации гидродинамической системы: пространственные замеры давлений как бы сводятся к одной точке пространства. Если при рассмотрении системы в целом изменения плотности вод по площади и по разрезу соизмеримы, то для отдельного водоносного комплекса, тем более водоносного горизонта, изменения плотности вод с глубиной в каждой скважине несоизмеримо малы по сравнению с изменением плотности вод по площади. В этом случае зависимость  $\gamma = \gamma(z)$  оказывается результирующей зависимости  $\gamma = \gamma(x, y, z)$ » [50, с. 12]. Нетрудно видеть, что это полностью ошибочное мнение и что В. А. Кудряков исходит не из гидродинамического существа дела, а из чисто умозрительных соображений.

В природных условиях абсолютного выполнения требования к распределению плотности, конечно, быть не может. Но это и не нужно. В человеческой практике ничто не определяется с абсолютной точностью, любые определения обладают некоторой погрешностью. Важно лишь, чтобы погрешность была достаточно мала по сравнению с определяемой величиной. Точно также и требование к распределению плотности для практической цели должно быть записано как

$$\partial \rho / \partial x \leq \varepsilon; \quad \partial \rho / \partial y \leq \varepsilon, \quad (4.23)$$

Непостоянство плотности по горизонтали означает неравновесие этого объема флюида и в том случае, когда убраны все внешние силы, т. е. означает отсутствие эталонной равновесной шкалы давления. Собрав все измерения плотности в разных точках объема и построив график  $\bar{\rho}(z)$  (рис. 4.5), мы получим уже не однозначную

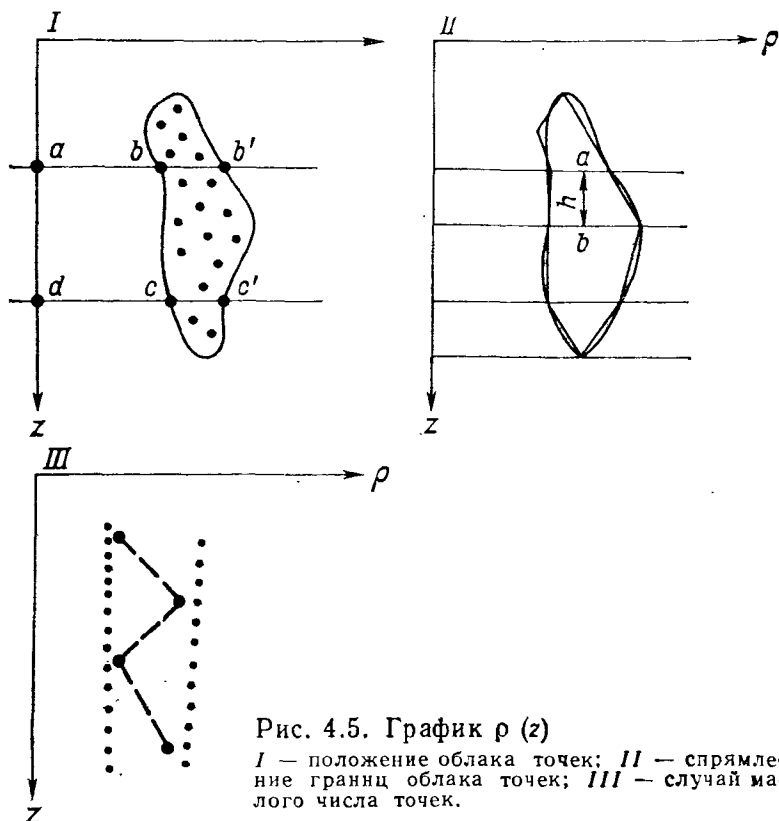


Рис. 4.5. График  $\rho(z)$

*I* — положение облака точек; *II* — спрямленные грани облака точек; *III* — случай малого числа точек.

кривую, а облако точек. Физически ясно, что сравнивая поле фактического давления с полем давления, принимаемым за эталонное, но не являющимся равновесным, мы будем получать и перепады давления, которые уже не целиком вызваны именно движением флюида, а порой и целиком есть следствие совсем других причин.

Как выглядит это математически? Приведенное давление складывается из фактического давления и интеграла. Давление мы измеряем непосредственно или рассчитываем по уровню и плотности воды в скважине. Здесь возможны только погрешности измерения. Погрешность за счет «неэталонного» характера распределения плотности возникает при оценке значения интеграла. Как известно, утверждение «интеграл существует» означает «существует точная сумма». На рис. 4.5 такой суммой (интегралом) является площадь, заключенная между осью  $z$ , прямыми  $z = z_1$  и  $z = z_2$  и кривой  $\rho = \rho(z)$ . И вот тут сразу же становится ясно, что если условие  $\partial\rho/\partial x = \partial\rho/\partial y = 0$  выполнено, то  $\rho(z)$  — однозначная кривая и точная сумма, т. е. точная площадь (интеграл), существует. Но когда вместо однозначной кривой есть лишь облако точек, точной суммы нет. Интеграл не существует. Хотя бы на бумаге и был написан знак интеграла. Обозначение потеряло свой смысл. Чтобы интеграл существовал, должна быть кривая. Через облако точек можно провести бесчисленное число кривых и каждой будет отвечать свой интеграл: самой левой кривой — наименьший, самой пра-

вой — наибольший. Разница между ними есть величина неопределенности в выборе интеграла. Она-то и есть мера «неэталонности», мера неравновесности состояния флюида с любым данным пространственным распределением плотности, т. е. мера «негидродинамичности» приведенного давления.

В работе [21], где впервые были изложены эти соображения, предлагалось эту неопределенность обозначить как  $\text{indef } P$ :

$$\text{indef } P_{z_1}^{z_2} = \max \left( \int_{z_1}^{z_2} g \rho(z) dz \right) - \min \left( \int_{z_1}^{z_2} g \rho(z) dz \right) \quad (4.24)$$

или в выражении через площади графика

$$\text{indef } P_{z_1}^{z_2} = S_{bb'c'c} = S_{ab'c'd} - S_{abcd}. \quad (4.25)$$

Отсюда сразу же ясно, и как практически определять  $\text{indef } P$ . Нужно сначала построить график распределения плотности флюида по глубине и провести на нем на глаз кривые, ограничивающие облако точек слева и справа. Затем определить пределы глубин  $z_1$  и  $z_2$ , между которыми расположены точки, для которых нужно будет определить приведенные давления. И наконец, подсчитать площадь, занятую облаком точек. Проще все это сделать, разделив ее на несколько трапеций (рис. 4.5, б) с горизонтальными основаниями. Площадь  $S_i$  каждой трапеции равна произведению полу-суммы ее оснований на высоту:  $S_i = [(a + b)/2] \cdot h$ . Не стоит стремиться к высокой точности, поскольку вычислений становится много, а точность конечного результата не возрастает, так как она в большей степени определяется густотой сети точек опробования в рассматриваемом объеме и достоверностью проведения краев облака точек в сравнении с природной ситуацией. В случае, когда точек очень мало, может даже возникнуть дилемма: соединить их однозначной кривой или провести ограничивающие кривые, как для облака точек (рис. 4.5, в). Если нельзя решить эту альтернативу на основании косвенных соображений о характере гидрохимической зональности, остается только ждать появления нового фактического материала.

Полная погрешность при сравнении двух приведенных давлений складывается из неопределенности интеграла для отрезка глубин между сравниваемыми точками и погрешностей определения давлений и плотности:

$$\delta \Delta P = \text{indef } P_{z_1}^{z_2} + 2 \delta p + \delta \gamma (z_2 - z_1), \quad (4.26)$$

где  $z_1$  и  $z_2$  — абсолютные отметки сравниваемых точек.

В разных ситуациях относительная значимость различных погрешностей разная. В целом обычно погрешность определения плотности наименее значима. Погрешность при определении давления манометром зависит не только от паспортной точности манометра, а и от срока, прошедшего после его градуировки. Отклонение отсчета глубинного манометра, не тарированного в течение года, мо-

жет достигать 0,5 МПа и даже более для давлений порядка 20—30 МПа.

Значение  $\text{indef } P$  для районов, где воды меняются от мало-минерализованных ( $\rho = 1,00 \div 1,05 \text{ г/см}^3$ ) до рассолов ( $\rho = 1,15 \div 1,25 \text{ г/см}^3$ ), может в несколько раз превышать рассчитываемый перепад приведенных давлений. Возможность получить информацию о движении подземных вод на основании приведенных давлений существует лишь в том случае, когда перепад приведенных давлений больше итоговой погрешности (4.26):

$$\Delta P > \delta \Delta P. \quad (4.27)$$

Относительная погрешность

$$\varepsilon = \delta \Delta P / \Delta P \quad (4.28)$$

определяет, с какой точностью можно установить значение и направление градиента приведенного давления  $\nabla P$ , используя те или иные конкретные данные. А абсолютная итоговая погрешность диктует выбор точек для сравнения и сечения изолиний приведенных давлений при составлении карты:  $\Delta P$  для данной пары точек или принимаемое в качестве сечения изолиний должно хотя бы вдвое превышать погрешность  $\delta \Delta P$ , т. е. должно быть  $\varepsilon < 0,5$ . В противном случае  $\Delta P$  и  $\delta \Delta P$  почти неразличимы, а гидродинамически трактуема, по существу, лишь разность  $|\Delta P| - |\delta \Delta P|$ . Вот так выглядит смысловая основа метода приведенных давлений.

В течение 30 лет с момента выхода работы А. И. Силина-Бекчурина [88] метод приведенных давлений был основным средством изучения движения подземных вод переменной плотности. За эти годы было опубликовано довольно много работ, посвященных вопросу приведения давления, но построения большинства авторов носили умозрительный характер и были неверны. Подробный разбор их был дан в работах [22, 27], здесь же достаточно упомянуть о двух заведомо неверных идеях. Одна — использование криволинейной поверхности сравнения. Ошибочность ее в том, что поверхность сравнения есть в точном смысле поверхность  $g = \text{const}$ , т. е. везде перпендикулярная к вектору  $\vec{g}$ . В первом приближении, когда рассматривается относительно небольшая территория, можно говорить о горизонтальной плоскости сравнения. Вторая — отсутствие плоскости сравнения при последовательном сравнении точек по территории. Последовательное приведение давления [39] получило довольно широкое хождение в кругах гидрогеологов. Отказ же от общей плоскости сравнения никакими преимуществами не обладает.

Позитивный вклад содержался в работах В. В. Ягодина [106], Г. П. Якобсона и Ю. М. Качалова [108], предложивших аппроксимировать зависимость  $\rho = \rho(z)$  для случаев нелинейного изменения плотности с глубиной.

Широко распространен и полный отказ от приведения давления. Зарубежные исследователи, по существу, вообще не пользуются

приведением, применяя потенциал Хаберта для неоднородных по плотности флюидов. Ошибочность подобной подмены показана в § 2. Некоторые советские исследователи не использовали операцию приведения по другим причинам. В. Н. Корценштейн, например, ссылаясь на получение разных результатов при использовании различных методик приведения, пишет, что «выход из создавшегося положения заключается в том, чтобы использовать для гидродинамических построений величины абсолютных отметок статических уровней, не искажая их приведением к единой плоскости сравнения» [45, с. 238]. На ошибочность использования просто пластовых давлений, выраженных в метрах водяного столба принятой плотности и отложенных от абсолютной отметки пласта, для неоднородных по плотности вод указывалось многократно, причем иллюстрировалось наглядными примерами (например, [19]), поскольку это может приводить к заключению о существовании потока, диаметрально противоположного фактическому.

Практическое использование метода приведенных напоров выглядит так. Прежде всего нужно построить график  $p = p(z)$  для всех точек, вовлекаемых в рассмотрение. Затем составить схему площадного распределения  $p$  в этих точках, на которую следует нанести и изолинии глубин, если это горизонт небольшой (в сравнении с диапазоном глубин) мощности, или просто глубины точек измерения. На графике проводят границы области точек и определяют затем ее площадь, т. е. величину  $\text{indef } P$ . Затем вычисляют приведенные давления для одной-двух самых неглубоких точек и одной-двух самых глубоких точек. Плоскость сравнения проще всего взять где-то вблизи нижних точек. Определение приведенных давлений делается по формуле Силина-Бекчурина. На основании данных о приведенном давлении  $P$  получают значения перепадов  $\Delta P$ . Сопоставление рассчитанных значений  $\text{indef } P$  и  $\Delta P$  дает возможность оценить применимость приведенных давлений для данного объема области фильтрации. Величина  $\text{indef } P$  относится не к используемому набору точек, а к тому объему водонасыщенной, фильтрующей породы, в пределах которого находятся эти точки, ведь она характеризует природную ситуацию. Поэтому график и схему нужно строить, используя весь имеющийся материал по плотности вод в пределах этого объема, а не только по точкам, принимаемым в расчет.

Если  $\Delta P$  существенно (не менее чем в 2 раза) превышает  $\text{indef } P$ , то можно вычислить приведенные давления для всех точек. Если нет, то нужно пользоваться методом фильтрационной силы. Вне зависимости от формы графика  $p(z)$  нужно пользоваться формулой Силина-Бекчурина:

$$P = p + [(\rho g + \rho_0 g)/2] (z - z_0). \quad (4.29)$$

Если криволинейность графика существенна, то его можно разбить на два (в крайнем случае на три) прямолинейных участка

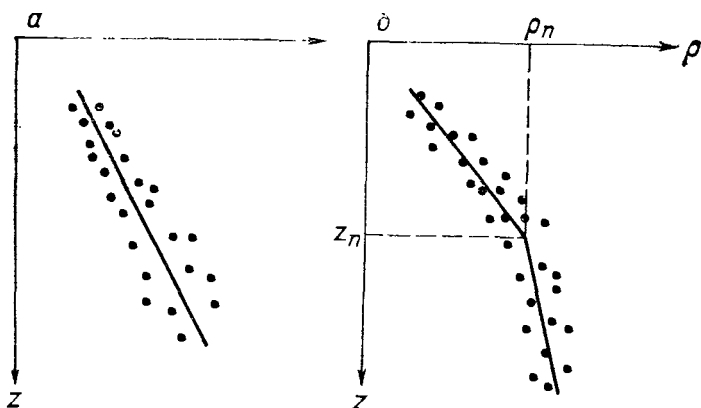


Рис. 4.6. Осреднение поля точек одной прямой (а) или ломаной линией (б).

(рис. 4.6). В этом случае для точек, глубины которых  $z$  меньше глубины перелома графика  $z_n$ , формула будет иметь вид

$$P = p + [(\rho g + \rho_n g)/2] (z - z_n) + [(\rho_n g + \rho_0 g)/2] (z_n - z_0). \quad (4.30)$$

Линию  $\rho(z)$  нужно проводить среди облака точек на глаз. Математическая обработка и подбор оптимальной кривой создают лишь видимость строгости и точности, поскольку практически всегда точность определяется не выбором кривой, а площадью разброса точек, т. е. величиной неопределенности. Величину  $\rho$  для единообразия нужно брать с ломаной линии  $\rho(z)$ , а не фактическую по скважине.

Вычислив значения приведенного давления  $P$ , можно построить карту (схему) приведенных давлений и рассчитать их градиенты. Градиенты приведенного давления можно рассчитать с помощью той же программы, что и для вычисления компонент вектора фильтрационной силы. Разница лишь в том, что во вводимых данных нужно задать плотность воды для всех точек равной нулю. Интерпретация результатов расчета и нанесение их на карту осуществляются точно так же, как это было описано для вектора фильтрационной силы. Можно определять и только гидравлические уклоны между точками, для которых были вычислены приведенные давления  $P$ , или между изолиниями приведенных давлений.

Хочется еще раз обратить внимание читателя на один очень важный момент: все трудности с методом приведенных давлений, равно как и вообще с математическими моделями в геофлюидодинамике, связаны с отсутствием осознания «вторичности» формул, их «несамостоятельности». Приведенное давление как силовой потенциал сформулировано не для природной обстановки, а для идеального случая строгого постоянства плотности флюида по любой горизонтали. К природной же ситуации оно может быть применено лишь в случаях, когда отклонение фактического распределения плотности от идеального приводит к погреш-

ности достаточно малой, чтобы ею можно было пренебречь. Равным образом и любая другая формула применима лишь до тех пор, пока расхождение между той идеализированной упрощенной ситуацией, которой она строго отвечает, математической записью которой она является, и ситуацией природной не превышает допустимой погрешности. С этих позиций весьма наглядны примеры из работы [12].

1. О формуле Силина-Бекчурина В. В. Павленко и др. [12, с. 35] пишут: «Здесь априорно принимается постоянство плотности вод в пласте на горизонтальной плоскости сравнения, к которой приводятся все пластовые давления. Кроме того, допускается однозначная прямолинейная зависимость плотности пластовых вод от глубины залегания пласта, что также далеко не всегда соответствует действительности». Ясно, что здесь должно было бы быть не «априорно принимается» и «допускается», а совсем наоборот: формула Силина-Бекчурина может быть использована, если плотность воды постоянна по любой горизонтали и если она с глубиной изменяется по линейному закону.

2. «... Группа методов, разработанная Зерчаниновым, Бондаренко и другими, позволяет избежать жестких условий однозначности и прямолинейности в изменении плотности вод в пласте с глубиной его погружения» [12, с. 35]. Дело-то не в том, брать одну плоскость сравнения для всех скважин или осуществлять приведение поочередно, а в том, насколько природное распределение плотностей воды отклоняется от равновесного в гравитационном поле и отвечающего идеальной модели, т. е. в том, насколько предположение о существовании эталонного равновесного распределения давлений далеко от истины. Об отсутствии осознания этой ситуации говорит и тот факт, что авторы учли погрешность из-за неверного прогноза минерализации, но (хотя и сославшись при этом на работу [27]) не учли неопределенность интеграла. А она при определении приведенного напора дает погрешность около 500 м, в то время как погрешность из-за неверного определения минерализации всего 13 м.

3. В предыдущей цитате из работы [12] говорилось о том, что методика «позволяет избежать...». Этот отрыв формулы от той реальности, описывать которую она должна, еще ярче отразился в другом заявлении авторов: «Метод Г. П. Якобсона — Ю. М. Качалова в связи с отсутствием в расчетной формуле приведения напоров значений  $\rho$  (там плотность выражена в функции глубины — А. Г.) позволяет использовать для гидродинамических построений скважины, в которых плотность пластовых вод не известна» [12, с. 42]. Т. е. раз в формуле этой буквы нет, то и соответствующую величину ни знать, ни учитывать не нужно! Это, конечно, совсем не так.

Эти примеры приведены вовсе не для того, чтобы попенять авторам за их ошибки. Хочется еще и еще раз обратить внимание читателя на не очень еще привычную для геолога мысль о том, что фор-

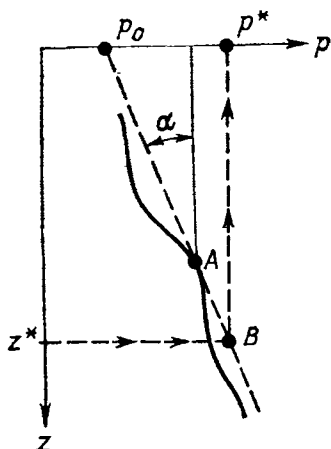


Рис. 4.7. Схема определения производной давления по глубине.

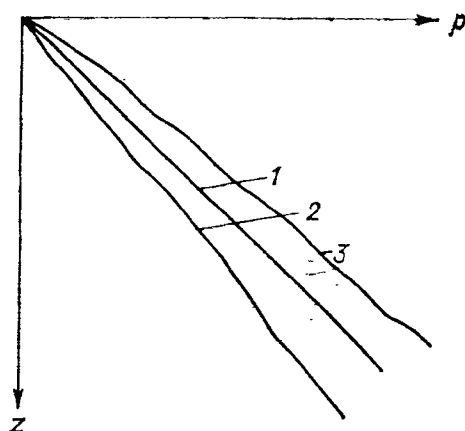


Рис. 4.8. Схема распределений давлений гидростатического (1) и фактического при нисходящем (2) и восходящем (3) потоках.

мулы существуют не сами по себе, что их можно применять, лишь будучи уверенным, что они описывают природные распределения или процессы с допустимой для данной задачи точностью, что формулы, как и обувь, надо брать «по ноге».

### Графо-аналитический метод

Метод, который здесь назван графо-аналитическим \*, заключается в построении и численном анализе графиков изменения давления с глубиной (по абсолютным отметкам). В том или ином виде, для тех или иных целей им широко пользуются многие исследователи. Наиболее активно использует этот подход для анализа флюидодинамических обстановок А. В. Готгильф [13, 17]. Вместе с тем точному физическому смыслу графиков и содержащейся в них информации не всегда уделяется должное внимание, поэтому ниже на эту сторону метода делается специальный упор.

Какую информацию содержит график изменения давления с глубиной для фиксированной вертикали (например, скважины)? Ясно, что кроме непосредственных значений давления на разных глубинах с такого графика для каждой его точки можно получить и значение  $\partial p / \partial z$  как тангенс угла наклона  $\alpha$  касательной к оси  $z$  (рис. 4.7). Вполне понятно, что, зная удельный вес флюида  $\gamma$  в этой точке, можно определить вертикальную компоненту  $F_z$  фильтрационной силы  $\bar{F}$ :

$$F_z = -\partial p / \partial z - \gamma. \quad (4.31)$$

Используя перегибы графика  $p(z)$ , можно провести гидродинамическое членение разреза — выделение толщ различной прони-

\* Часто его называют методом пьезограмм.

цаемости. При этом необходимо учитывать, что вид кривой и выраженность на ней толщ разной проницаемости будут неодинаковы при восходящем и нисходящем движении (рис. 4.8): в первом случае наклоны кривой фактических давлений  $p(z)$  будут всегда более пологими, чем у кривой равновесного распределения давления  $p = \int \gamma dz$ , а во втором — более крутыми. При наличии резких перепадов значений удельного веса флюида членение разреза следует производить по  $F_z$ .

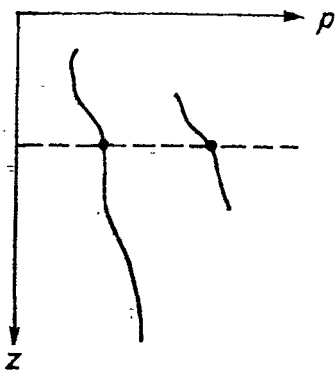


Рис. 4.9. Схема к графо-аналитическому методу.

Итак, кривая  $p(z)$  для фиксированной вертикали позволяет в совокупности с известным  $\gamma(z)$  определить вертикальную компоненту фильтрационной силы  $F_z$  и расчленить разрез. Значение  $\partial p / \partial z$  определяется следующим образом. Сначала для нужной точки следует провести касательную (рис. 4.7), продлив ее до пересечения с осью давлений вверх и на некоторое расстояние вниз. Затем на уровне какого-либо кратного значения  $z$  (например, 100, 200, 500, 1000 м для удобства вычислений) провести горизонтальную линию до пересечения с касательной, а точку пересечения спроектировать на ось давлений. Теперь осталось снять с графика значения  $p$  и  $p_0$  (см. рис. 4.7) и вычислить

$$F_z = -\partial p / \partial z - \gamma \approx -(p - p_0) / (z - z_0) - \gamma. \quad (4.32)$$

При этом следует учесть, что абсолютная отметка  $z$  имеет знак.

Определить только направление  $F_z$  еще проще. Нужно в рассматриваемой точке провести касательную к кривой  $p(z)$ , а затем через эту же точку провести прямую с наклоном, отвечающим плотности. Если наклон касательной больше, чем у этой прямой, то течение направлено вниз, если меньше — вверх.

Что можно определить путем сравнения кривых  $p(z)$  для разных вертикалей? Прежде всего, горизонтальный перепад давлений, т. е. примерное значение горизонтальной компоненты фильтрационной силы вдоль соответствующего направления, которое может быть вычислено по снятому с графика значению  $\Delta p$ :

$$F_l \approx \Delta p / l. \quad (4.33)$$

Понятно, что эту характеристику можно определить только в том диапазоне глубин, в котором измерены давления на обеих вертикалях (рис. 4.9).

Кроме того, сопоставив положение изгибов на кривых  $p(z)$  и их соответствие литолого-стратиграфическому разрезу, можно коррелировать гидродинамическую зональность и ее соответствие литологическим элементам толщи, т. е. соответствие между гидродинамической и литологической стратификациями. В этом случае при срав-

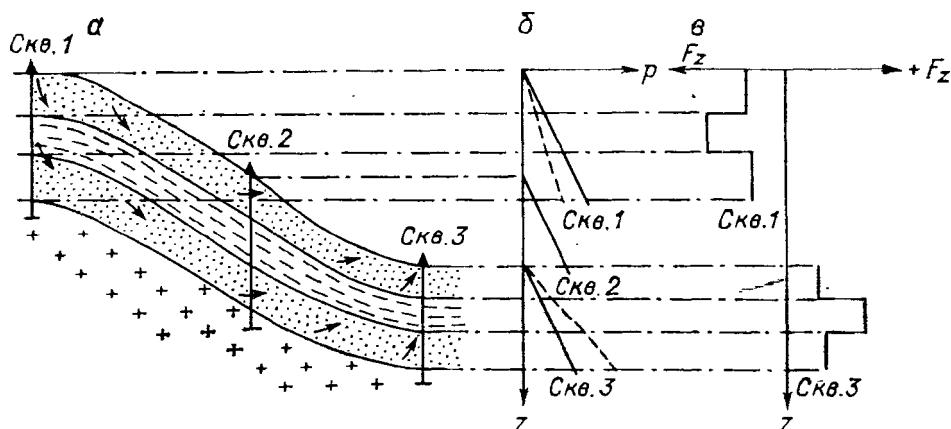


Рис. 4.10. Отражение горизонтов разной проницаемости (а) в распределении давлений по глубине (б) и на графике вертикальной компоненты фильтрационной силы (в) в сечениях с нисходящим и восходящим характером потока. На схеме «а» стрелками показано направление движения подземных вод; на графике «б» сплошной линией — гидростатическое давление, штриховой — фактическое.

нении наклонов кривых и выраженности перегибов на них необходимо, как уже указывалось выше, учитывать направление вертикальной компоненты движения флюидов, т. е. направление, в котором происходит потеря напора (см. рис. 4.8). Например, в небольшом артезианском бассейне со сквозным потоком подземных вод при постоянной плотности последних кривые  $p(z)$  будут выглядеть так, как показано на рис. 4.10, б, т. е. углы переломов будут направлены противоположно. Это станет понятнее, если перейти от графика  $p(z)$  к графику  $F_z(z)$ , дающему картину уже с учетом действия удельного веса (рис. 4.10, в). На этом графике значения  $F_z$  положительны при направлении вверх и отрицательны при направлении вниз.

Вполне естественно, что погрешности в определении давлений налагают ограничения на выбор данных для построений. Если погрешность одного измерения давления  $\pm \varepsilon_1$ , а другого  $\pm \varepsilon_2$ , то погрешность разности этих давлений  $\Delta p$  будет  $\pm(\varepsilon_1 + \varepsilon_2)$ . Отсюда следует, что расстояние по вертикали между используемыми измерениями давления должно быть таким, чтобы выполнялось условие

$$\Delta p > \varepsilon_1 + \varepsilon_2. \quad (4.34)$$

Используя взятые с графиков  $p(z)$  для разных вертикалей значения  $p$  для одной и той же абсолютной глубины  $z^*$ , можно строить карты изобар по срезам, как это рекомендовалось в работе [27]. Такие карты дают возможность судить о распределении направлений и значениях горизонтальной компоненты  $F_{xy}$  фильтрационной силы при любом пространственном распределении плотности флюидов.

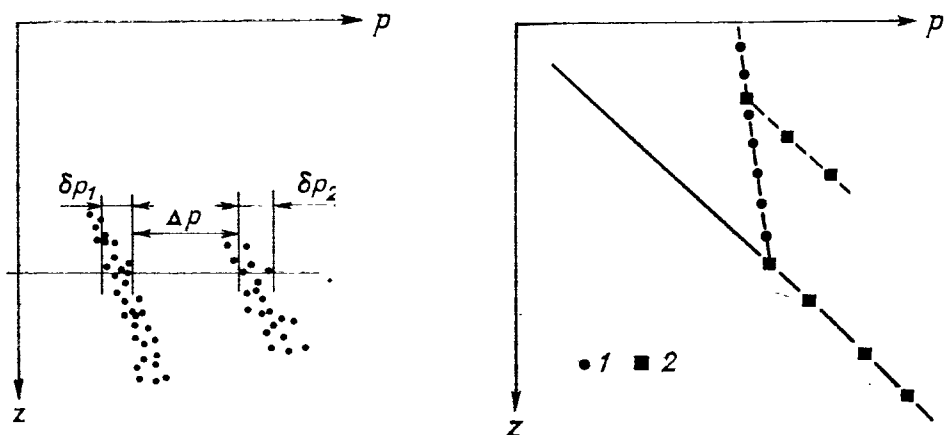


Рис. 4.11. Схема определения перепада давления в горизонтальной плоскости.

Рис. 4.12. Распределение давления в гетерогенном флюиде.

1 — измерение давления в газе; 2 — то же, в воде.

• 1 ■ 2

О графо-аналитическом методе вполне можно сказать: «простоенько, но со вкусом». Минимум расчетов, простота и наглядность всех графических построений и вместе с тем возможность получить значительную информацию — все это делает графо-аналитический метод надежным подспорьем в практической работе, особенно, когда имеется детальный материал.

На практике обычно в одной скважине редко испытывают более 2—3 интервалов. Поэтому, как правило, «индивидуальные вертикали» весьма коротки. Но если использовать все данные по группе скважин, то, хотя и получается определенный разброс значений давлений, интервал охарактеризованных глубин резко возрастает. Если сравнить этот набор точек с набором точек другой, достаточно удаленной от первой, группы скважин, то часто разница  $\delta p$  между давлениями на данной  $z^*$  в пределах каждой группы скважин оказывается меньше, чем между средними давлениями (рис. 4.11). Таким образом, можно примерно определить гидравлический уклон на данном срезе  $z^*$  в направлении между данными группами скважин:

$$F_l \approx (\Delta p/l) \pm (\delta p/l). \quad (4.35)$$

Весьма продуктивным оказывается анализ графиков  $p(z)$  для случаев гетерогенного флюида, например при чередовании газа и воды. Если в газовой залежи есть линзы водоносной породы, то на графике  $p(z)^*$  мы увидим две разновидности сочетания точек (рис. 4.12): 1) если несколько измерений сделаны в газе, то точки

\* «Добавка» давления газа за счет капиллярного давления на разделе вода — газ чаще всего имеет значение, близкое к погрешности измерения, но может быть заметной при очень тонкой пористости.

достаточно близко лягут на прямую с углом наклона, отвечающим удельному весу газа  $\gamma_g$ ; 2) измерения в пределах водоносной линзы лягут на прямую с наклоном  $\gamma_b$ . При этом наглядно видно, что такая линза неустойчива и стремится «стечь». Если залежь находится в процессе формирования и газ перетекает вверх, то благодаря потере давления при оттеснении воды давления ее на одной и той же высоте будут убывать с удалением от газового вторжения.

Наклон кривой  $p(z)$  обусловлен значениями  $\gamma(z)$  и потерями напора. Если и вертикальный поток по разрезу отличается не очень сильно, и  $\gamma$  меняется мало, то изменения наклона кривой  $p(z)$  могут быть объяснены в основном вариациями значений  $F_z$ . Поскольку при постоянном расходе  $F_z$  обратно пропорциональна коэффициенту проницаемости, то в изломах кривой  $p(z)$  отразится неоднородность фильтрационных свойств разреза. Различия проницаемости хорошо и плохо проницаемых горизонтов достигают нескольких порядков, поэтому вариации  $F_z$  тоже могут быть значительны. При небольшой изменчивости фильтрационных свойств пород по разрезу «изломанность» кривой  $p(z)$  тоже будет незначительной и в «изломах» могут преобладать уже влияния других факторов. Таким образом, можно в известной мере судить о степени сообщаемости водоносных горизонтов. Можно и сопоставлять фильтрационные разрезы в разных местах района, сравнивая соответствующие кривые  $p(z)$  и их привязку к литологическим разрезам. При этом, понятно, без дополнительного специального анализа нельзя сравнивать места с восходящим и нисходящим потоками. Судить же о взаимодействии горизонтов на основании сравнения кривых  $p(z)$ , составленных для каждого горизонта для одного и того же диапазона глубин, как это предлагается в работе [17], принципиально неверно. Ошибочность этой идеи очевидна, ведь такие кривые неизбежно будут относиться к разным и притом нередко весьма далеким друг от друга участкам, ибо ясно, что точки разных горизонтов, имеющие одинаковую глубину залегания, в плане никогда совпасть не могут. Поэтому такие кривые находятся в различных гидродинамических условиях и не позволяют надежно судить о взаимосвязи горизонтов.

Из всего сказанного выше ясно видно, что графики  $p(z)$ , на которые нанесены результаты измерений, сделанных в разных точках территории, должны анализироваться обязательно с учетом их площадного положения. Сводные графики давлений, особенно по большим территориям, позволяют получить лишь самое общее представление о специфике подземных потоков в районе: отклонения распределения давлений от прямой, единой для всего района и имеющей угол наклона, отвечающий удельному весу воды, вызваны одновременно и неровностью рельефа земли, и неоднородностью плотности воды, и действием компрессионных причин. Если рельеф ровный, а плотность колеблется в небольшом диапазоне, то такой сводный график дает первое впечатление о степени проявления компрессионных воздействий. И только. Для всего остального нужно знать тер-

риториальное положение точек. Поэтому популярное сейчас составление формул зависимости давления от глубины для всего региона в целом, связанное с модой на бездумную статистику, — занятие столь же бессмысленное, сколь и бесполезное.

### **Определение движущей силы фильтрации по наклону водонефтяных (ВНК) и газоводяных (ГВК) контактов**

Раздел между нефтью (газом) залежи и подстилающей ее водой наклоняется в сторону движения воды. Связано это с тем, что за счет потерь напора давление на горизонтальной плоскости убывает в направлении движения, т. е. поверхности равного давления являются наклонными. Отвечая этому снижению давления, компенсируя его уменьшенным по сравнению с водой весом столбика нефти или газа, контакт нефть — вода или газ — вода наклоняется в сторону падения напора движущейся воды.

Первыми вопрос о наклоне ВНК (ГВК) с количественных позиций рассмотрели У. Л. Рассел [80], В. П. Савченко [84] и М. К. Хаберт [114]. Этими авторами были получены зависимости вида

$$h_3 = [\gamma_b/(\gamma_b - \gamma_s)] \Delta H; \quad (4.36)$$

$$\operatorname{tg} \alpha = [\gamma_b/(\gamma_b - \gamma_s)] dh/dx, \quad (4.37)$$

где  $h_3$  — смещение контакта залежи по вертикали на расстоянии  $\Delta x$ ;  $\alpha$  — угол наклона контакта;  $\Delta H$  — перепад напора подошвенных вод на расстоянии  $\Delta x$  (рис. 4.13).

Эти формулы являются приближенными, так как при их выводе не учитывалась вертикальная компонента потери напора. Более строго этот вопрос рассмотрен в работе [27], где получена зависимость

$$\alpha = 1/2 \arcsin [2/(\gamma_b - \gamma_s)] \partial P/\partial x, \quad (4.38)$$

где  $P$  — приведенное давление.

Из формул (4.37)—(4.38) в результате простой перегруппировки получим формулы для определения характеристик потока вдоль ВНК (ГВК):

$$dH/dx = [(\gamma_b - \gamma_s)/\gamma_b] \operatorname{tg} \alpha; \quad (4.39)$$

$$\partial P/\partial x = [(\gamma_b - \gamma_s)/2] \sin 2\alpha. \quad (4.40)$$

Расхождение между значениями  $\alpha$ , определенными по формулам (4.37) и (4.38), составляют обычно не более 10—15% [27]. Все эти формулы относятся к случаю изотропной по проницаемости среды. Анизотропия дает отклонения в основном не более 10%. В итоге точность формулы (4.39) составляет около 20—25%. Обычно это вполне удовлетворительная точность.

Движение подстилающих вод — не единственная причина негоризонтальности ВНК (ГВК). Поэтому при гидродинамической трактовке наклона ВНК (ГВК) необходимо учитывать следующие

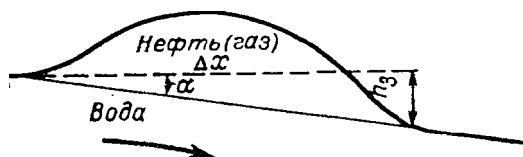


Рис. 4.13. Схема наклона ВНК (ГВК).

значения капиллярных давлений в разных поровых каналах или трещинах колеблются от  $p_{\text{кап min}}$  до  $p_{\text{кап max}}$ . Это значит, что вода в разных капиллярах поднимается на разную высоту и поверхность раздела вода — нефть (газ) в каждом капилляре устанавливается на своем уровне. Таким образом, возникает известная из практики разведки и разработки нефтяных и газовых залежей переходная зона. Если  $R_{\text{max}}$  и  $R_{\text{min}}$  постоянны для всей площади ВНК (ГВК), то мощность переходной зоны, равная (или, точнее, не меньшая, чем)

$$H_{\text{п.з}} = (p_{\text{кап max}} - p_{\text{кап min}}) / \gamma_{\text{в}} = 2 \sigma / \gamma_{\text{в}} (1/R_{\text{min}} - 1/R_{\text{max}}), \quad (4.41)$$

будет также везде одинакова.

Если вода неподвижна, то поверхность ВНК (ГВК), за которую можно принять любую поверхность равного насыщения породы водой или нефтью (газом), будет горизонтальна. Но обычно в силу фациально-литологической изменчивости значения  $R_{\text{max}}$  и  $R_{\text{min}}$  и само распределение пор по диаметрам меняются по площади контакта. Поэтому и поверхность ВНК (ГВК) уже не будет ни горизонтальной, ни, вообще говоря, плоскостью. Отклонения поверхности контакта от горизонтального положения, вызванные вариациями значений капиллярных сил, и отклонения за счет движения воды бывают близки. Поэтому для достоверной оценки движения подземных вод — его направления и скорости — необходимо знать распределение пор по диаметрам на площади ВНК (ГВК). В этом случае можно исключить влияние капиллярных сил на смещение ВНК (ГВК). При отсутствии таких данных оценки направления и скорости потока подземных вод по углу наклона ВНК (ГВК) нельзя считать достоверными.

Следует помнить также, что положение ВНК (ГВК) может быть унаследованным и изменяться вместе с перемещением пород при тектонических движениях. Такая фиксация контакта относительно вмещающих пород возможна при запечатывании залежи за счет вторичного минералообразования и наличия асфальтово-смолистых веществ в нефти, придающих ей вязкопластичный характер. Запечатывающую роль «битумной подушки» отмечают, например, Г. Г. Бабалян с соавторами [2]. Не исключено при этом и влияние твердой пленки из высокомолекулярных углеводов, на возможность образования которой на разделе вода — нефть указывается в ряде работ [112, 116].

соображения. В неравномернозернистой или неравномерно трещиноватой породе, т. е. в любой реальной породе, диаметры поровых каналов или раскрытия трещин варьируют в пределах от  $2R_{\text{min}}$  до  $2R_{\text{max}}$ . Соответственно и

Учитывая приведенные выше соображения, следует ограничить применение определений движущей силы фильтрации по наклону ВНК только залежами легких нефтей, не «запечатывающихся».

### **Выявление гидродинамических ловушек нефти и газа**

Вопрос о гидродинамических ловушках нефти и газа тоже связан с определением или использованием движущих сил фильтрации. С поисковых позиций требуется при известной гидродинамической обстановке предсказать удерживающую способность структурных ловушек \* и места возможного удержания скоплений нефти и газа на участках пластов, лишенных структурных ловушек. Вполне понятно, что учет гидродинамического воздействия подземных вод на скопление нефти или газа имеет смысл только в случае достаточно выдержанных коллекторских горизонтов. Говоря более строго, гидродинамическое воздействие может быть значимым и подлежит учету только в случаях, когда протяженность выдержанного проницаемого горизонта, залегающего под горизонтом пород-покрышек, значительно превышает возможные размеры скопления, т. е. когда нефти или газу есть где перемещаться под действием гидродинамических сил. В невыдержанных, залегающих в виде перемежающихся линз коллекторских породах учет гидродинамических сил не имеет смысла. Равным образом нет смысла учитывать гидродинамические условия и при поиске тяжелых, а в зоне температур ниже 50° С и парафинистых нефтей, о чем уже говорилось выше.

Вопросами гидродинамических ловушек занимались В. П. Савченко [84], М. К. Хаберт [114], Ю. П. Гаттенбергер [10], А. А. Плотников [74] и многие другие. Работа М. К. Хаберта имела, по существу, практически исчерпывающий характер в отношении связи наклонов контактов и размещения гидродинамических ловушек с пьезометрическими поверхностями подземных вод, оставив последующим исследователям лишь возможности модификаций приемов, различающихся удобством применения.

Наиболее простым способом картирования (выявления) участков, где гидродинамические условия обеспечивают удержание скоплений нефти (газа), является построение карт потенциалов Хаберта [114]. Как уже указывалось в § 2, потенциал Хаберта для «капли» единичной массы есть

$$\Phi = gz + \int_{p_0}^p dp/\rho(p). \quad (4.42)$$

Для нефти сжимаемостью можно пренебречь без заметных потерь в точности, приняв

$$\Phi_H = gz + p/\rho_H, \quad (4.43)$$

---

\* Вполне понятно, что здесь не имеется в виду вертикальный перепад напоров, влияющий на удерживающую способность пород-покрышек.

для газа же, если диапазон глубин существен, сжимаемость учесть необходимо. Исходя из уравнения Клапейрона для 1 моля  $pV = RT$ , можно приближенно записать  $\rho/\rho_0 = p/p_0$ , откуда  $\rho = \rho_0 p/p_0$ . Чтобы сузить диапазон приближения, в качестве  $\rho_0$  удобнее взять не 0,1, а 10 МПа. Тогда при 50°C и метановом составе газа  $\rho_0 = 0,066 \text{ г/см}^3$ . С учетом принятых значений  $\rho_0$  и  $p_0$   $\rho = 66 \cdot 10^{-4} p$ . Тогда после интегрирования получаем

$$\Phi_r = gz + 1,52 \cdot 10^2 \ln(p/10). \quad (4.44)$$

Удобнее пользоваться формулами, содержащими не плотность, а удельный вес флюида:

$$\Phi_n = z + (p/\gamma_n), \quad (4.45)$$

$$\Phi_r = z + 1,52 \cdot 10^2 \ln(p/10). \quad (4.46)$$

Единицы входящих в формулы величин удобнее брать такие:  $z$  — метры,  $\gamma$  — граммы на кубический сантиметр,  $p$  — мегапаскали. При этом формулы приобретут окончательный вид

$$\Phi_n = 100z + (p/\gamma_n), \quad (4.47)$$

$$\Phi_r = 100z + 1,52 \cdot 10^2 \ln(p/10). \quad (4.48)$$

Если построения делаются для относительно небольшого интервала глубин, то и для газа можно пользоваться формулой (4.47).

Когда выясняется, какую долю участия принимают гидродинамические силы в удержании данного скопления, то внутри контура залежи нефти или газа обычно имеются скважины с измеренным давлением. Но при предсказании возможных мест локализации залежей, удерживаемых гидродинамическими силами, интерес представляет территория, на которой еще нет скважин и о распределении давления в пределах которой можно говорить лишь на основе интерполяций или экстраполяций. Распределение давления в пласте гораздо сильнее зависит от его гипсометрии, чем от движения воды. Поэтому интерполяция пластового давления с сохранением именно гидродинамической компоненты его изменения весьма затруднительна. Эта трудность не существует для приведенного давления подземных вод. Поэтому, если использование приведенных давлений правомерно, то пластовое давление может быть определено в неопробованных промежутках территории через приведенное давление:

$$p = P - \int_{z_0}^z \gamma(z) dz. \quad (4.49)$$

Нужно заметить, что в формулы (4.47) и (4.48) подставляется не давление как функция, а его численное значение, определенное по формуле (4.49). Поэтому уровни отсчета  $z_0$  для  $z$  в этих формулах совершенно независимы.

На карте, построенной с помощью расчетов по этим формулам, замыкающиеся изолинии пониженных потенциалов нефти или газа обозначают места гидродинамических ловушек. Другой способ кар-

тирования также опирается на использование пьезометрических карт. Он может иметь место только в том случае, если применение приведенных давлений правомерно. Этот способ был предложен М. К. Хабертом [114]. А. А. Плотников [74] изложил его не совсем удачно и, кроме того, принял коэффициент усиления  $\rho_v/(\rho_v - \rho_r)$  для газа равным единице вне зависимости от глубин и давлений, что недостаточно оправданно.

Из формул (4.36) и (4.37) следует, что уравнение вертикального сечения водонефтяного контакта в принятом приближении будет

$$h(x) - h(x_0) = [\rho_v/(\rho_v - \rho_n)] [H(x) - H(x_0)], \quad (4.50)$$

где  $h$  и  $H$  — соответственно отметки контакта и пьезометрической поверхности;  $x_0$  — горизонтальная координата места примыкания контакта к подошве покрывки [т. е. в точке  $x_0$   $h(x_0)$  есть отметка одновременно контакта и подошвы покрывки].

Если представить формулу (4.50) в виде

$$h(x) = [\rho_v/(\rho_v - \rho_n)] H(x),$$

то потеряется вертикальная привязка кривой  $h(x)$  к гипсометрии подошвы покрывки. Форма же кривой от этого не изменится. Таким образом, для планового распределения уравнение

$$h(x, y) = [\rho_v/(\rho_v - \rho_n)] H(x, y) \quad (4.51)$$

будет описывать форму контакта «бесконечной» залежи, определяемую заданной пьезометрической поверхностью. Ясно, что если поверхность контакта наклонена сильнее, чем поверхность подошвы покрывки, то образуется гидродинамическая ловушка. Поэтому если из поверхности  $h(x, y)$  вычесть поверхность  $z(x, y)$ , то замкнутые понижения результирующей поверхности

$$U(x, y) = h(x, y) - z(x, y) \quad (4.52)$$

очертят контуры гидродинамических ловушек, а их «глубина» будет отвечать возможной мощности удерживаемого скопления. Для газа формулой (4.51) можно пользоваться лишь для небольших диапазонов глубин возможного газоводяного контакта.

Практическое выполнение построений весьма несложно. Сначала отметки пьезометрической поверхности  $H(x, y)$  умножаются на коэффициент усиления  $\rho_v/(\rho_v - \rho_n)$ . Заменив наименования изолиний на пересчитанные по уравнению (4.51), получим карту  $h(x, y)$ . Затем эту карту совмещают с картой поверхности подошвы покрывки  $z(x, y)$ . Для каждого пересечения изолиний  $h$  и  $z$  производят вычитание значений  $h - z$ . Интерполируя полученные результаты, строим карту изолиний  $U(x, y)$  и выделяем на ней замкнутые понижения (рис. 4.14).

Надежность прогноза гидродинамических ловушек для залежей нефти и газа зависит от надежности пьезометрических схем. Верность пьезометрической картины, получаемой интерполированием данных фактических измерений, определяется соотношением деталь-



## Термометрический метод

Перенос тепла осуществляется совместно за счет как кондуктивной проводимости флюидонасыщенной породы, так и фильтрационного переноса. Поэтому при прочих равных условиях форма изотерм зависит от соотношения этих двух форм переноса тепла. На этом и основан термометрический метод определения скорости фильтрации.

Пусть поле температуры стационарно, т. е. температура во всех точках рассматриваемой области сохраняется постоянной в течение некоторого промежутка времени, теплопроводность пород однородна, а фильтрационный поток вертикален. В этой ситуации возможны следующие рассуждения. Возьмем на геотермограмме две точки (рис. 5.1) и проведем через них прямую. Если считать, что в отсутствие фильтрации положение этих точек не изменилось бы, то отрезок прямой между точками отвечает чисто кондуктивному переносу. Решение уравнения конвективно-кондуктивного теплопереноса на отрезке вертикали между выделенными точками  $z_1$  и  $z_2$  с учетом соответствующих соображений [60, 102] дает возможность получить приближенную формулу для оценки вертикальной скорости фильтрации для любого  $z$  в интервале от  $z_1$  до  $z_2$ :

$$v = \{2\lambda / [(c\rho)_\phi h]\} (1 - \Delta T_\phi / \Delta T), \quad (5.1)$$

где  $\lambda$  — коэффициент теплопроводности флюидонасыщенной породы;  $c$  и  $\rho$  — теплоемкость и плотность флюида;  $h = z_1 - z_2$ ; обозначения  $\Delta T_\phi$  и  $\Delta T$  понятны из рис. 5.1.

Формула (5.1) проста, не требует громоздких расчетов. Она дает удовлетворительную точность в диапазоне  $0,3 < \Delta T_\phi / \Delta T < 1,5$ . Однако соответствие значений скорости фильтрации, фактически имеющим место в природе и рассчитанным по формуле (5.1), определяется «дозвоительностью», правомерностью допущений, принятых при постановке задачи, решение которой приводит к формуле (5.1). Допущения эти следующие.

1. Рассмотрением одномерного теплопереноса фактически принимается, что тепловой поток в прилегающей к данной вертикали области направлен строго вверх, а значение его на любой горизонтальной плоскости строго постоянно. В природе же всегда есть и горизонтальная компонента теплопереноса, связанная, в частности, с тем, что даже в глинистых толщах фильтрация не обязательно строго вертикальна.

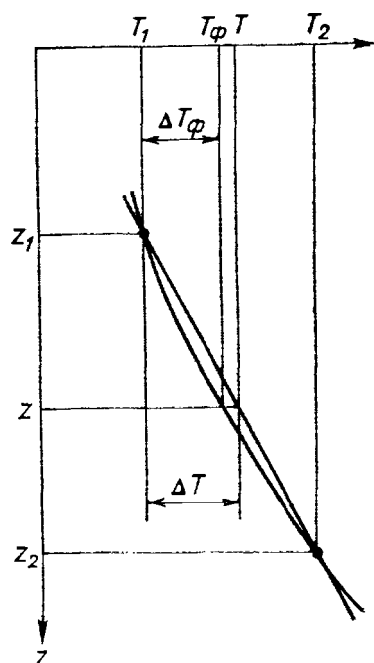


Рис. 5.1. Схема к формуле (5.1).

2. Теплопроводная среда считается однородной, т. е. принимается, что теплопроводность флюидонасыщенной породы строго постоянна в пределах всего интервала ( $z_1, z_2$ ). На самом же деле это не так. А неоднородность может привести к кривизне термограммы при чисто кондуктивном переносе, точно так же как и фильтрационный перенос. Если снизу вверх теплопроводность растет, то термограмма направлена к оси  $z$  выпуклой стороной (как при нисходящей фильтрации), если убывает, то вогнутой (как при восходящей фильтрации).

Поскольку неоднородная по теплопроводности толща пород еще и смята в складки, да к тому же и анизотропна, то это может привести к существенной роли теплообмена вдоль напластования более теплопроводных пластов, т. е. к существенному отклонению от одномерной модели.

3. Принято, что в интервале глубин  $\Delta z$  тепло не продуцируется и не поглощается. В природе же тепло может выделяться за счет перехода механической энергии фильтрации в тепловую, выделение и поглощение тепла происходит при экзо- и эндотермических реакциях, при гидратации и дегидратации минералов, при сорбции и десорбции веществ, при растворении или выпадении из раствора минеральных веществ, при смешении растворов разных составов и концентраций. Выделение тепла ведет к увеличению вогнутости, «оттягивает» термограмму от оси  $z$  против интервала выделения. Поглощение тепла, наоборот, увеличивает выпуклость.

4. Поле температур принято стационарным. Фактически же температуры могут изменяться во времени, т. е. и форма термограмм будет зависеть от этого изменения.

Итак, большое количество факторов может приводить к тем же самым «искривлениям» термограммы, а следовательно, к ложным определениям скорости фильтрации. Применение этого метода прекрасно иллюстрирует шутливое замечание Л. У. Тейлора: «Гораздо легче производить измерения, чем точно знать, что измеряется» [120]. Повышение точности метода за счет использования более сложной расчетной схемы, учитывающей эти эффекты, как правило, нереально, причем не столько из-за громоздкости и трудоемкости математических построений, сколько из-за трудностей, а чаще и невозможности получения нужных для расчетов эмпирических данных. По этим же причинам затруднительна и оценка погрешности использования формулы (5.1) для конкретного случая. Из физико-геологических соображений можно дать рекомендацию тех условий, в которых расчетная схема будет достаточно близка к природной ситуации. Следует применять этот метод лишь в тех случаях, когда в местах измерений:

1) структурные формы весьма пологи, а дизъюнктивное дробление на тектонические блоки полностью отсутствует;

2) температурное поле плавное, без аномалий, поверхности равных температур близки к горизонтальным;

3) вертикальная проницаемость однородна по площади;

4) взятый интервал глубин включает либо практически однородную породу, либо многократно повторяющееся переслаивание равномерно представленных литологических разностей;

5) активные тектонические процессы в настоящее время отсутствуют;

6) взятый для определения скорости интервал соответствует в разрезе плохо проницаемому горизонту достаточной литологической выдержанности по вертикали и залегающему между двух хорошо проницаемых водоносных горизонтов значительной выдержанности.

### **Определение скорости фильтрации по расстоянию и времени смещения трасера**

Природные и искусственные трасеры широко используются в практике изучения скоростей и путей движения флюидов. Но основное поле применения этого метода связано с детальными исследованиями и достаточно большими скоростями фильтрации. На стадии поисковых работ при редкой сети скважин и малых скоростях движения подземных вод использование искусственных трасеров, как правило, весьма затруднительно или невозможно и основной интерес представляют природные индикаторы.

В регионах, в течение длительного времени бывших бассейнами осадконакопления, а затем испытавших воздымание, в краевой зоне активизируется проникновение инфильтрационных вод в глубокие горизонты. Дальность их внедрения может достигать нескольких десятков километров и более. Фронт внедряющихся вод обычно фиксируется довольно отчетливо, хотя он и размыт зоной смещения. Таким образом, дальность продвижения фронта есть современное расстояние от области инфильтрации до зоны смещения инфильтрующихся вод с более древними. Для определения скорости нужно знать и время продвижения. Оно может быть получено из палеотектонических реконструкций. Разделив дальность смещения на время, получаем среднюю скорость фильтрации.

Вполне понятно, что эта оценка носит лишь порядковый характер. Погрешность возникает за счет непостоянства во времени гидравлических уклонов и проницаемости (по напластованию и нормально к нему) и за счет уменьшения латеральной скорости вдоль падения пластов из-за «потерь» воды на вертикальные перетоки. Непостоянство проницаемости во времени связано главным образом с тектонической деятельностью: с образованием трещиноватости и изменением во времени ее густоты и раскрытости, с формированием дизъюнктивов. Непостоянство гидравлических уклонов обусловлено, с одной стороны, изменением проницаемости, с другой — изменениями уклона рельефа. Однако, несмотря на неизбежные погрешности, этот способ оценки скорости оказывается более точным, чем прямое определение по современному гидравлическому уклону и проницаемости. Связано это с трудностью перехода от

проницаемости по керну и кратковременным испытаниям скважин к проницаемости крупных блоков проницаемой толщи. Реконструированная скорость оказывается на два-три порядка меньше, чем рассчитанная по получаемым в поисковый период значениям проницаемости и гидравлическим уклонам [20, 105]. Это хорошо увязывается с теоретическими оценками возможных масштабов влияния структуры взаиморасположения литологических тел на проницаемость крупных блоков пород в целом [27].

Если же блоковая проницаемость может быть определена достаточно точно, например по аналогии, то возможна экстраполяция современных скоростей на некоторое ближайшее прошлое при обосновании сохранения формы рельефа за этот период и таким образом и гидравлических градиентов. Вполне понятно, что такое обоснование может быть получено лишь на базе очень детальных тектоно-геоморфологических реконструкций, ибо даже в чисто платформенных условиях «качания» региона могут быть значительны. Так, амплитуда новейших движений на Русской платформе составляет 600—700 м.

Ореолы газонасыщенности подземных вод вокруг залежей нефти и газа обычно несимметричны, они как бы сдвинуты по отношению к залежи. Наблюдения (проведенные в подавляющем большинстве в районах с гравитационным режимом движения подземных вод) показали, что ореол обычно смещен по направлению движения подземных вод. Природа образования ореолов по общепринятым представлениям связана с диффузными потерями газа из залежи, а смещение — со сносом движущимися водами. Сужение ореола в обращенной навстречу течению стороне его и расширение в противоположной получили названия л о б о в о г о и т ы л о в о г о э ф ф е к т о в. Хотя размеры ореолов достигают 10 км, что требует очень больших коэффициентов диффузии, диффузная природа ореолов вызвала мало сомнений, ибо не было другого объяснения. Однако в 1976 г. в работе [24] было обращено внимание на то, что ореол может быть связан с распределением рассеяния газа при вертикальной миграции или переформировании скопления нефти и газа. Дело заключается в следующем.

Раскрытие трещин, определяющее их проводимость на антиклинальной структуре, убывает от свода и, таким образом, распределено симметрично относительно оси симметрии структуры. Последняя же не вертикальна, а перпендикулярна к региональному склону, на фоне которого образована структура 3-го порядка (рис. 5.2). При движении нефти или газа из нижележащих отложений их количество, попадающее в данный горизонт, будет быстро убывать в соответствии с распределением раскрытости трещин в направлении от свода. Поэтому благодаря наклону оси симметрии форма распределения концентраций газа за пределами залежи будет смещена относительно контура залежи с горизонтальным ВКН (ГВК) в сторону падения регионального склона. А так как при гравитационном режиме и соответствии региональной структуры пластов пород и

крупных форм рельефа поверхности направление наклона пластов и направление движения подземных вод в целом совпадают, то смещение миграционного ореола совпадает с направлением водного потока. Таким образом, есть все основания полагать, что природа ореола не диффузионная. Конечно, схема соотношения ореола и контура залежи усложняется и видоизменяется, когда структура имеет дополнительные элементы, влияющие на трещиноватость. Однако смысл и природа ореола от этого не меняются.

С этих позиций представляется невозможным использовать форму ореола газонасыщенности законтурных вод для оценки скорости движения воды. Кроме вышеизложенного против этого метода говорит и то соображение, что даже при действительно диффузионной природе ореола не только значение, но и направление скорости фильтрации могли многократно меняться за время формирования ореола.

Экстраполяция современных характеристик движения флюидов на предшествующие периоды времени связана со значительными погрешностями, часто не контролируемыми. Сами современные характеристики скоростей фильтрации также могут быть достаточно грубыми, завышенными из-за неучтенной структуры поля проницаемости фильтрующей толщи. Экстраполяция таких результатов нередко дает кратности смены объемов пластовых вод, равные многим десяткам и сотням, не существовавшие в действительности. В этой ситуации полезным оказывается использование гидрохимической информации для косвенных оценок движения подземных вод за весь предшествующий период. В целом такие суждения о гидродинамической активности отталкиваются от данных о гидрохимической стратифицированности подземных вод, ее соответствии литологической стратификации, проявлению секущих стратификацию форм. Это полностью относится к оценке распределений как индивидуальных компонентов состава, так и различных их соотношений. В число последних входит и гелий-аргоновое отношение.

Подобные построения должны проводиться при наличии достаточного количества фактического материала. Одиночные анализы не позволяют сделать правильные выводы о степени и характере подвижности подземных вод, ибо общая минерализация и концентрации отдельных компонентов зависят от действия многих факторов. Если же соответствующие параметры выдержаны в рассматриваемом горизонте на достаточно большой площади, то этот факт уже

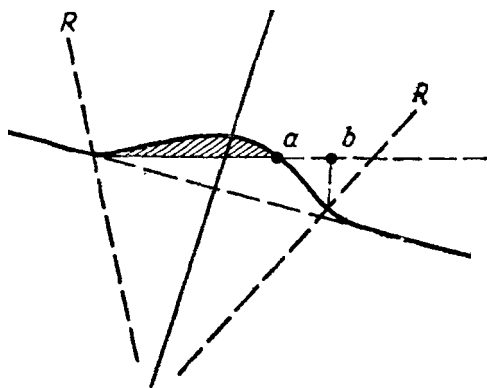


Рис. 5.2. Соотношение контура залежи и раскрытости трещин.

$R$  — линии равной раскрытости, симметричные относительно оси;  $a, b$  — смещение в плане симметричной точки ореола.

можно рассматривать как признак того, что весь предшествующий период времени сохранялась относительно спокойная гидродинамическая обстановка. Не следует переоценивать постепенное понижение минерализации вверх по восстанию горизонта, считая его признаком разбавления пластовых вод инфильтрационными. Этот эффект может быть и результатом различного хода процессов концентрирования и метаморфизации вод при разных температурах, литологии и мощности толщи перекрывающих пород, литохимии водоносных пород и т. д.

### **Расчет скорости фильтрации по проницаемости пород и движущей силе**

В предыдущем параграфе были изложены методы определения компонент движущей силы фильтрации. Эти методы различаются по используемым данным и вычислительным схемам, а получаемые результаты соотносятся с разными объемами пространства.

Компоненты вектора фильтрационной силы определяются осредненно по объему, заключенному между четырьмя расчетными точками.

Оперируя приведенными давлениями, можно определять либо пьезометрические уклоны, средние по линии между двумя точками, либо, как и в случае фильтрационной силы, компоненты градиента приведенного давления, т. е. компоненты фильтрационной силы, средние по объему между четырьмя расчетными точками.

Графо-аналитический метод использует для горизонтальной составляющей движущей силы осреднение по линии между двумя вертикалями (если используются измерения по ряду интервалов отдельных скважин) или между двумя субвертикальными «зонами замеров» (если используются группы скважин).

Определение движущей силы фильтрации по наклонам ВНК и ГВК дает результаты, относящиеся к течению в приконтактовом слое подземных вод.

Для определения скорости фильтрации необходимо знать коэффициент проницаемости пород именно для той области пространства, для которой определена движущая сила или ее отдельные компоненты. Природные толщи пород характеризуются существенной анизотропией проницаемости, поэтому удобно рассмотреть вычисление скорости фильтрации отдельно для случаев совпадения и несовпадения направлений полученных компонент движущей силы и направлений наибольшей и наименьшей проницаемости, т. е. главных осей тензора проницаемости. Как уже говорилось в § 1, если эти направления совпадают, то скорость фильтрации может быть определена без учета компонент движущей силы и тензора проницаемости по другим направлениям. Так, если определены горизонтальная  $F_x$  и вертикальная  $F_z$  компоненты движущей силы, то

при горизонтальном залегании пластов

$$v_x = (1/\mu) K_x F_x; \quad v_z = (1/\mu) K_z F_z. \quad (5.2)$$

Нелишне напомнить, что вне зависимости от того, каким методом они определялись (фильтрационной силы, приведенных давлений и т. д.), горизонтальная составляющая движущей силы фильтрации есть  $-\partial p/\partial x$ , а вертикальная  $(-\partial p/\partial x) - \gamma_v$ .

Пласт можно принимать горизонтальным для расчета при наклоне до  $5^\circ$ , если допустима 10%-ная погрешность расчета. (Для расчетов, отвечающих низкой детальности эмпирического материала на поисковой стадии, это очень хорошая точность.)

Вычислять горизонтальную составляющую скорости фильтрации лучше всего для литологически однородных горизонтов, т. е. для таких, литология которых либо практически одинакова по всей области осреднения скорости, либо слагающие их разности распределены равномерно и чередуются многократно. Такая ограничительная рекомендация связана с вариациями скорости фильтрации в соответствии с вариациями проницаемостей отдельных горизонтов.

Для случая, когда наклоном пласта уже нельзя пренебречь, компоненты скорости фильтрации можно получить как

$$v_x = (1/\mu) (K_1 \cos \varphi F_x + K_2 \sin \varphi F_z); \quad (5.3)$$

$$v_z = (1/\mu) (-K_1 \sin \varphi F_x + K_2 \cos \varphi F_z), \quad (5.4)$$

где  $K_1$  и  $K_2$  — соответственно коэффициенты проницаемости вдоль напластования и нормально к нему;  $\varphi$  — угол между направлением падения пласта и осью  $x$  (если угол отсчитывается против часовой стрелки, то он положителен, если по часовой стрелке, то отрицателен).

Скорости  $v_1$  и  $v_2$  вдоль напластования и нормально к нему могут быть определены как

$$v_1 = (K_1/\mu) (F_x \cos \varphi - F_z \sin \varphi); \quad (5.5)$$

$$v_2 = (K_2/\mu) (F_x \sin \varphi + F_z \cos \varphi). \quad (5.6)$$

## **ВОПРОСЫ МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ГЕОФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ**

Моделирование природных объектов используется весьма широко в каждой науке для решения самых разнообразных теоретических и практических задач. В современном научном лексиконе термин модель приобрел несколько общий и расплывчатый смысл. Под этим словом понимается математическая формула, описывающая процесс или пространственное распределение; уменьшенная и упрощенная копия природного объекта; природный объект, аналогичный другому; любое представление о природном объекте, отражающее наше понимание, знание и в этом смысле являющееся его моделью. Все возможные виды моделей делятся на три класса: 1) идеальные, абстрактные; 2) искусственные, вещественные; 3) природные, рассматриваемые как модели изучаемых объектов.

К идеальным моделям относятся все наши представления о природных объектах: свойствах материальных тел, характеристиках процессов и т. д. Необходимо подчеркнуть чрезвычайную важность этого класса моделей: в своей научной и практической деятельности мы оперируем не самими объектами, а их абстрактными моделями. Так, например, сравнивая гидродинамические ситуации двух разных районов, мы сопоставляем не сами природные районы, а наши представления о них, которые сложились на основании изучения и которые неизбежно зависят от степени изученности районов, от уровня развития науки и т. д. Одним из видов идеальных моделей, логически наиболее строгим и определенным, и являются математические модели.

Ко второму классу относятся всевозможные лабораторные модели: гидродинамические всех типов, электрические, тепловые.

Модели третьего класса обычно называют природными аналогами.

В геофлюидодинамике наиболее применимы и чаще всего используются математические модели и природные аналоги. Термин «математическое моделирование» в течение долгого времени относился к методу электрогидродинамической аналогии (ЭГДА) и применению аналоговых вычислительных устройств, поскольку они опираются на тождество математических моделей, соответствующих фильтрации и течению электрического тока. Но с развитием математических методов такое понимание термина стало неудобным. В данной работе под терминами «математическая модель» и «математическое моделирование» понимаются непосредственно уравнения и их системы, их построение и решение. Использование искусственных моделей здесь не рассматривается, интересующимся этими вопросами можно рекомендовать работу [59].

В последние годы интерес к математическим методам в геофлюидодинамике растет чрезвычайно быстро. Соответственно ширится и использование формул, уравнений и их систем. Однако нередко сохраняющееся при этом традиционное геологическое неприятие строгости и ограничений, умозрительность, отсутствие привычки к физическому контролю формул ведет к заведомым ошибкам. Вполне понятно, что это закономерная болезнь роста, неизбежная ситуация периода перехода от умозрительных рассуждений к строгим количественным построениям. Но, как следствие этого переходного периода, в литературе по геофлюидодинамическим вопросам накопилось много неверных методических приемов, моделей, рекомендаций, представлений, на что обращалось внимание в работах [25, 26]. Поэтому недостаточно только привести позитивные положения, верные методы и представления. Чрезвычайно важно и способствовать отказу широкого круга специалистов от применяемых ныне ошибочных моделей и положений.

К сожалению, результаты, получаемые с помощью этих моделей, нередко выглядят внешне весьма заманчиво: изолинии, количественные данные о скоростях, направлениях и т. д. вместо неопределенных рассуждений. Далеко не всегда явно видно, что это лишь мираж. Как пишет Э. Майр: «В дискуссии о путях создания новых теорий редко уделяется достаточно внимания тому, сколь важно устранение ошибочных концепций. Лишь в некоторых случаях справедливо, что новая, более совершенная теория полностью побеждает старую, «плохую». Гораздо чаще именно в результате ниспровержения ошибочной теории открываются возможности для развития новых идей» [61, с. 11].

В полной мере это относится и к сегодняшней ситуации с методами геофлюидодинамики. Поэтому критическому анализу ошибочных моделей и приемов в книге уделено особое внимание. В геологии и геофлюидодинамике в том числе, как справедливо отмечал ряд исследователей, чрезвычайно укоренилось «убеждение, что геология невероятно сложна, т. е. утвердился очень «удобный» тезис, позволяющий принять любую противоречивость в геологических построениях» [56, с. 95]. К сожалению, этот тезис о «вседозволен-

ности» автоматически распространился даже на физические и математические построения. Критические разборы, приведенные в данной главе, в каждом конкретном случае показывают, что, к счастью, это не так, и указывают, почему именно не так. Специальное внимание уделено вопросу о физическом смысле формул и уравнений, о соотношении физических и математических моделей.

В ряде случаев приходится отвергать неверные математические модели, ничего не предлагая взамен, поскольку они были построены для ситуаций, в которых подобного рода числовые оценки, по крайней мере на сегодняшний день, еще невозможны. Такие физико-математические решения и построения были предложены их авторами без учета реальных возможностей задать входящие в формулы величины с приемлемой точностью. Характерно, что не делалось даже попыток такого анализа, ибо считалось, что «математика все может». К сожалению, на деле погрешность от ошибочно заданных на основе эмпирического материала величин может достигать десятков тысяч процентов.

Можно совершенно уверенно утверждать, что на сегодняшний день необходимость и практическая полезность применения математических моделей при изучении движения флюидов широко осознана и математическое моделирование стремительно становится одним из ведущих методов как теоретической, так и сугубо эмпирической геофлюидодинамики. Сложность применяемых математических моделей, требуемый для этого уровень математической компетентности и «математической» профессиональности широко варьируют. Условно можно разделить их на более простые и более сложные. Более простые математические модели требуют лишь основных математических знаний, построить их можно очень быстро. Гидрогеолог, обладающий нужным минимумом математической подготовки, вполне может строить такие модели.

Более сложные модели требуют уже не только знания основ формалистики дифференциального и интегрального исчисления, но и практического опыта в решении соответствующего круга математических задач. Вполне понятно, что (по крайней мере, еще достаточно долго) подавляющее большинство гидрогеологов более сложные математические задачи будет передавать математикам-профессионалам. Следовательно, в общем случае вопрос стоит так: уметь самому составить и решить простую математическую задачу, а в сложном случае самому или вместе с математиком увидеть возможность математического решения, сформулировать флюидодинамический вопрос в математической постановке, т. е. построить математическую задачу и оценить практическую полезность ее применения. Вот под этим углом зрения и написана данная глава. Особое внимание в ней уделено тому, как добиться наибольшей достоверности результатов, достаточной гарантии их соответствия фактической природной ситуации. Важность предельной надежности результатов, получаемых с помощью математического моделирования флюидной деятельности, вполне понятна: ведь зачастую мы не можем их

проверить. Следовательно, надежность исходной модели и всех манипуляций с ней должны быть идеальными. Не секрет, что нередко исследователи торопятся получить результат «вообще», не задумываясь над тем, насколько он будет отвечать природным условиям. В итоге появляются карты, количественные оценки и прочие «результаты», ничего общего с реальной природой не имеющие, но весьма щедро представленные в литературе. С этих позиций никакая скрупулезность в построении математических моделей, определении круга условий их применимости и оценках точности результатов не может быть излишней.

Хочется обратить внимание еще на одно обстоятельство. Очень часто приходится слышать от геологов в оправдание их умозрительных математических построений заявление типа «да нам точно не надо, нам приблизительно, попроще, для наших целей» или «все учесть сложно, я этого не умею, поэтому учитываю только то-то и то-то». Ясно, что такие оправдания не могут быть приняты. Каждый специалист волен браться за решение любых вопросов, применяя любые методы. Но он обязан делать это грамотно.

Было бы наивно ожидать, что, прочитав эту главу, читатель, основательно забывший вузовский курс математики, сразу же начнет легко строить и использовать математические модели в своей практической деятельности. Особенно если учесть, что и в самой геофлюидодинамике применение математических методов во многом находится еще в стадии становления. Для этого нужна гораздо более основательная подготовка. Содержание главы преследует более скромные, но практически важные цели:

1) объяснить принципы построения математических моделей, т. е. способ перехода от природного процесса к математической формуле, основные моменты и ограничения, которые при этом должны быть учтены, а также познакомить со способами определения рациональности использования математических моделей с учетом их трудоемкости и точности задания входящих в них величин;

2) помочь читателю более критично относиться к публикуемым физико-математическим построениям, не брать их «на веру», а анализировать и отличать правильные от ошибочных.

## **§ 6. ФИЗИЧЕСКИЙ СМЫСЛ МАТЕМАТИЧЕСКИХ ФОРМУЛ**

Математическая модель есть запись модели физической, перевод с «физического языка на математический». Следовательно, прежде чем написать уравнение, во-первых, необходимо самым скрупулезным образом обосновать выбираемую физическую модель, во-вторых, нужно следить, чтобы была обеспечена эквивалентность этой записи исходной физической модели. Что это значит? Реальный природный процесс связан с действием очень многих факторов, учесть которые целиком и полностью мы практически никогда не можем. Но это и не нужно, ведь роль различных факторов далеко не одно-

значна, некоторые из них весьма слабо сказываются на итоговом результате и ими можно пренебречь. Тем самым для практических целей мы используем упрощенные представления о реальном природном процессе, упрощенные физические модели. Весьма важно, что соотношение значимостей различных факторов неодинаково в разных ситуациях, следовательно, каждый раз, когда рассматривается иная ситуация, должна заново обосновываться и упрощенная физическая модель. Запись этой модели в математических символах и есть математическая модель процесса.

Буквами в формулах записываются характеристики модельного процесса: свойства материальной среды (плотность, проницаемость, вязкость, пористость и т. д.) и взаимодействий материальных тел и полей (давление, ускорение свободного падения и т. д.). Отношения между буквами, т. е. «структура» формулы, отвечают причинно-следственным отношениям характеристик модельного физического процесса. Итак, физическая модель должна отвечать реальному процессу с допустимой точностью, а математическая должна быть тождественным, аутентичным переводом с физического языка на математический. Естественно, за сохранением этой тождественности необходимо следить в ходе всех математических преобразований.

Подобная тождественность структуры формулы причинно-следственной структуре модельного физического процесса отличает детерминированные математические модели. Благодаря этому, с одной стороны, каждый шаг их построения может контролироваться физическим смыслом формулы или производимой над нею операции, а с другой — конечные результаты математических преобразований могут интерпретироваться в физическом смысле. Вот примеры.

Определим соотношения между распределениями давления и плотности в неподвижном флюиде. Раз флюид неподвижен, т. е. находится в механическом равновесии, то все силы, действующие на каждую «каплю», уравновешены, их равнодействующая равна нулю. При движении флюида на каждый единичный объем его действуют три силы: равнодействующая давления смежных объемов  $-\nabla p$ , вес объема флюида  $\rho \bar{g}$ , сила фильтрационного сопротивления  $-\mu K^{-1} \bar{v}$ . Если движение равноускоренное (его почти всегда можно принимать таковым), то в соответствии с принципом Д'Аламбера можно полагать, что векторная сумма этих реальных сил равна фиктивной силе инерции  $-(\rho/m) d\bar{v}/dt$ :

$$-\nabla p + \rho \bar{g} - \mu K^{-1} \bar{v} = -(\rho/m) d\bar{v}/dt. \quad (6.1)$$

Если флюид неподвижен, то его скорость равна нулю, а тем самым равны нулю и фильтрационное сопротивление, и сила инерции. В итоге получается, что при равновесии флюида должно быть

$$\nabla p = \rho \bar{g}. \quad (6.2)$$

Только при таком соотношении распределения давления и плотности флюид может находиться в механическом равновесии. Если расписать это равенство по координатам, то получим

$$\partial p / \partial x = \rho g_x; \quad \partial p / \partial y = \rho g_y; \quad \partial p / \partial z = -\rho g_z,$$

где  $g_x, g_y, g_z$  — соответственно проекции вектора  $\bar{g}$  на координатные оси. Так как вектор  $\bar{g}$  ориентирован строго вертикально (а правильнее говоря, вертикальное направление — это такое, которое совпадает с вектором  $\bar{g}$ ) и  $g_x = g_y = 0$ , а  $g_z = g$ , то

$$\partial p / \partial x = 0; \quad \partial p / \partial y = 0; \quad \partial p / \partial z = -\rho \bar{g}. \quad (6.3)$$

Итак, получили, что при равновесии давление меняется только по вертикали и что скорость этого изменения в каждой точке равна удельному весу флюида в этой точке. Но пока что ничего не выяснено о распределении плотности флюида, отвечающем его равновесию.

Продолжим наш анализ. Благодаря существованию и непрерывности вторых производных давления по координатам имеют место равенства

$$\partial^2 p / \partial x \partial z = \partial^2 p / \partial z \partial x \text{ и } \partial^2 p / \partial y \partial z = \partial^2 p / \partial z \partial y, \quad (6.4)$$

т. е. величина производных не зависит от порядка дифференцирования. Произведем соответствующее дифференцирование равенств (6.3):

$$\left. \begin{aligned} \partial / \partial x (\partial p / \partial z) &= \partial / \partial x (-\rho g), \text{ т. е. } \partial^2 p / \partial x \partial z = -(\partial \rho / \partial x) g; \\ \partial / \partial z (\partial p / \partial x) &= \partial / \partial z (0), \text{ т. е. } \partial^2 p / \partial z \partial x = 0. \end{aligned} \right\} \quad (6.5)$$

С учетом равенств (6.4) должно быть

$$(\partial \rho / \partial x) g = 0$$

Величина  $g$  постоянна, значит, должно быть

$$\partial \rho / \partial x = 0. \quad (6.6a)$$

Совершенно аналогично получаем

$$\partial \rho / \partial y = 0. \quad (6.6b)$$

Итак, конечный результат анализа: равновесие, механическая неподвижность флюида, будет иметь место, если плотность флюида постоянна вдоль любого горизонтального направления и давление, будучи вызвано лишь весом флюида, также постоянно вдоль любого горизонтального направления. А вот на характер вертикального изменения  $\rho$  и  $p$  никаких ограничений не накладывается. (Но, как мы знаем из механики, при уменьшении плотности флюида вниз равновесие неустойчиво: из-за флуктуаций плотности за счет диффузии и т. д. условие (6.6) может легко быть нарушено и возникнет конвекция.)

В этом примере мы сначала сформировали физическую модель (взаимноуравновешивающие силы), а затем записали ее математиче-

скими символами [формула (6.1)]. Далее, не нарушая эквивалентности моделей, мы математическими средствами провели, по существу, физический анализ ситуации. Обратите внимание: равенства (6.6) есть условие применимости приведенных давлений, так как приведенное давление — результат сравнения фактического давления с тем, которое было бы в данной области пространства при равновесии. Т. е. условие применимости приведенных давлений — это условие достижения равновесия в случае, если будут убраны все действующие силы, кроме веса флюида.

С. И. Смирнов [90], рассматривая вопрос о распределении плотности воды по горизонтали при равновесии, исходил не из физической модели действующих на воду сил, а из постоянства приведенного давления при покое флюида и дифференцировал по горизонтальной координате формулу приведенного давления. В результате он пришел к выводу, что при механическом равновесии возможно наклонное положение поверхностей, которое компенсируется соответствующим непостоянством давления в горизонтальной плоскости. Как ясно из предыдущего, этот вывод принципиально неверен. В чем же истоки ошибки? В том, что силовое соотношение (6.2) отражает действительную физическую ситуацию при любом  $\rho(x, y, z)$ , в то время как формула приведенного давления имеет физический смысл уже только при выполнении условия (6.6), т. е. модель, взятая С. И. Смирновым в качестве исходной, уже включает ограничения на характер  $\rho(x, y, z)$  и поэтому не может быть использована для этой цели.

Важной стороной учета физики процесса при выборе модели является контроль границ ее применения. Когда формула написана, мы переходим уже в область формальных математических построений. Например, записав фильтрацию с помощью закона Дарси

$$v = (K/\mu) \nabla H, \quad (6.7)$$

мы можем брать любые  $\nabla H$ . Формула никаких математических ограничений не накладывает. Но мы всегда должны помнить, что с ростом  $|\nabla H|$  фильтрация становится нелинейной, т. е. начиная с некоторого значения  $|\nabla H|$  формула все меньше и меньше отвечает реальному течению. Это один из видов уровневых эффектов — смена модели реального процесса при достижении одним из параметров некоторого критического значения.

Другой вид уровневых эффектов — смена модели поведения (свойств) среды при изменении размера описываемого объема среды и масштаба его описания. Например, при малых деформациях небольшой кусок породы ведет себя как упругое тело, а толща пород в масштабах региона — как вязкая жидкость. Широко известное представление К. Ф. Дэлмеса [36] о возникновении огромных сжимающих напряжений при погружении пород в ходе седиментации основано на том, что в момент седиментации (компенсированной) пласт имеет форму геоида, а погружаясь, он становится все более плоским, т. е. сжимается. Но в региональном масштабе, где упру-

гая модель уже совершенно неверна, надо использовать модель вязкой жидкости, по которой напряжения ничтожно малы и никакого влияния на уплотнение пород не оказывают.

Вполне понятно, что в ходе построения и упрощения формул где-то могла быть допущена физическая ошибка или что-то могло оказаться неучтенным. Очень часто правильность формулы, пригодность ее для описания именно моделируемого процесса легко проверить: достаточно проконтролировать, обладает ли она необходимыми свойствами. Рассмотрим пример. И. И. Крашин и В. В. Ганявин [48] предприняли попытку оценить вклад в течение подземных вод неоднородной плотности, вносимый именно этой их характеристикой в дополнение к действию других причин. В результате упрощения уравнения фильтрации жидкости в негоризонтальном тонком пласте они записали уравнение

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[ \frac{km}{g} \left( \frac{\partial p}{\partial x} - \rho g_x \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ \frac{km}{g} \left( \frac{\partial p}{\partial y} - \rho g_y \right) \right] + \omega \rho_0 = 0, \quad (6.8)$$

где  $\omega \rho_0$  — интенсивность инфильтрации в пласт воды плотностью  $\rho_0$ ,  $g_x$  и  $g_y$  — соответствующие проекции вектора ускорения силы тяжести  $g$ .

Затем для подстановки в уравнение (6.8) они представили давление в виде суммы трех независимых величин

$$p = H_{\rho v} / (\rho_0 g) + L / (\rho_0 g); \quad (6.9)$$

$$H_{\rho v} = H_\rho + H_v. \quad (6.10)$$

Физический смысл введенных величин авторы определяют так: « $L$  — функция, определяющая положение пласта в каждой точке относительно некоторой плоскости сравнения. Функция  $L$  является по своему физическому смыслу таким распределением пьезометрических напоров над кровлей пласта, при котором вода в водоносном горизонте находится в неподвижном состоянии;  $H_{\rho v}$  — относительное давление над плоскостью сравнения, определяющее движение воды в водоносном горизонте;  $H_v$  — гидродинамическая составляющая относительного давления — вклад в давление, обусловленный наличием граничных условий и водозаборов без учета отклонения плотности от  $\rho_0$ ;  $H_\rho$  — гравитационная составляющая относительного давления — вклад в давление, обусловленный отклонением плотности от  $\rho_0$ » [48, с. 95].

Итак, физический смысл функций  $L$ ,  $H_{\rho v}$ ,  $H_v$  и  $H_\rho$  сформулирован четко и недвусмысленно. Как проверять и что проверять? Прежде всего, сразу видно, что разложение давления на  $L$  и  $H_{\rho v}$  аналогично структуре приведенного давления:  $L \rho_0 g$  играет роль интеграла,  $H_{\rho v} \rho g$  — приведенного давления. А ведь математическая модель строится для таких условий, когда плотность  $\rho$  меняется произвольно, т. е. и по горизонтали. Это сразу же настораживает. Кроме того, уже из определения смысла функции  $L$  видно, что и здесь не все в порядке:  $L \rho_0 g$  не может отвечать равновесию,

так как  $\rho \neq \rho_0$ . Сразу же возникает сомнение в том, что математическая модель эквивалентна физической ситуации. Но ведь с математической, формальной точки зрения формулы (6.9) и (6.10) не вызывают никаких возражений? Поэтому, хотя приведенные соображения о смысле  $L$  и  $H_{\rho V}$  уже достаточны для заключения о неправильности формулы (6.9) с физической точки зрения, т. е. о нарушении здесь эквивалентности физической и математической моделей, можно для надежности проверить это и математически.

Раз величине  $H_{\rho V}$  придается гидродинамический смысл, раз только она считается ответственной за движение, то по любому направлению при покое жидкости должно быть  $H_{\rho V} = \text{const}$  и производная от  $H_{\rho V} = 0$ . Поскольку на характер изменения плотности  $\rho$  никаких ограничений в модели не накладывалось, для проверки можно взять любое, например  $\rho = \rho_0 - \alpha z$ . Так как в этом случае  $\partial \rho / \partial x = \partial \rho / \partial y = 0$ , то заведомо существует силовой потенциал, а вода, если убрать внешние силы, будет находиться в состоянии покоя. Итак, при покое должно быть, например по направлению  $x$  (равно как и по любому другому),

$$\partial H_{\rho V} / \partial x = 0. \quad (6.11)$$

Так как  $H_{\rho V} = p + L \rho_0 g$ , то надо определить  $p$ . В покое оно равно весу столба жидкости

$$p = g \int_0^{-L} \rho(z) dz = g \int_0^{-L} (\rho_0 - \alpha z) dz = -L \rho_0 g + 1/2 \alpha L^2.$$

Тогда

$$\partial H_{\rho V} / \partial x = \partial (-L \rho_0 g + 1/2 \alpha L^2 + L \rho_0 g) / \partial x = \partial (1/2 \alpha L^2) / \partial x.$$

Нетрудно увидеть, что  $\partial (\alpha L^2) / \partial x = 0$ , если либо  $\alpha = 0$ , либо  $L = \text{const}$ , либо оба условия выполняются вместе. Но  $\alpha = 0$  означает, что  $\rho = \rho_0 = \text{const}$ , а  $L = \text{const}$  означает, что пласт горизонтален. Но оба варианта исключены из рассматриваемых ситуаций, т. е. модель неверна и должна быть отброшена. Вот таким образом контрольный анализ позволяет вовремя установить неправильность формулы (6.9) и отказаться от дальнейших, заведомо ошибочных построений. Авторы же, к сожалению, не пытались анализировать свои построения и получили в итоге лишенные физического смысла выводы, которые они опубликовали несколько раз [46—48]. Заметим, что проведенный анализ дает и более общий результат: он указывает на невозможность представления течения как суммы независимых гравитационных компонент течения, вызванных раздельным действием разных причин.

Совершенно аналогичную ошибку допустил и А. М. Культиков [52, 53], который, как и И. И. Крашин с В. В. Ганявиным, пытался «расчленил» течение подземных вод.

Вопрос о соотношениях пластового и геостатического давлений занимает одно из центральных мест в региональной геофлюидодинамике. Многие авторы обращаются к его анализу. Рассмотрение со-

ответствующих формул позволяет наглядно проиллюстрировать физический подтекст математических моделей.

А. А. Граусман сначала принимает, что «горное давление  $p_r$  есть нагрузка на единицу площади в любом горизонтальном сечении осадочного чехла от суммы веса сухих пород  $p_{с.п}$  и находящейся в порах жидкости  $p_v$ » [18, с. 163]:  $p_r = p_{с.п} + p_v$ . Поскольку далее исследуется давление на водоупор, который автор рассматривает (судя по его построениям) как непроницаемый в буквальном смысле слова, то такое определение оказывается физически правильным в рамках принятой им модели. Автор использует для определения горного давления формулу

$$p_r = p_{с.п} + p_v = h \gamma_r (1 - m) + h \gamma_v m. \quad (6.12)$$

Однако, желая обособить гидростатическое давление столба воды, далее А. А. Граусман искусственно раскладывает второй член формулы (6.12):

$$h \gamma_v m = h \gamma_v - h \gamma_v (1 - m).$$

Теперь он указывает, что  $h \gamma_v$  есть «гидростатическое давление на скелет породы», а  $h \gamma_v (1 - m)$  — «архимедова сила  $A_h$ , отнесенная к элементарному макрообъему». Так он получает, что  $p_r = p_{с.п} - A_h + h \gamma_v$ , т. е. «горное давление есть давление на скелет породы и определяется весом минеральных частиц в воздухе и реакцией среды, в которой происходят процессы —  $(h \gamma_v - A_h)$ . Следовательно, в естественных условиях залегания осадочных пород осредненное по горизонтальной плоскости горное давление можно рассматривать в виде двух составляющих: геостатической  $p_{г.ск}$  — горного давления на горизонтальную поверхность макрообъема от веса минеральных частиц породы в водной среде ( $p_{с.п} - A_h$ ) и гидростатической —  $h \gamma_v$  ( $p_{г.в}$ ) — горного давления воды на горизонтальную поверхность макрообъема» [18, с. 163—164].

Нетрудно видеть, что физические ситуации, принятая в начале и полученная в итоге, вовсе не тождественны. Если продолжать считать, что речь идет о давлении на непроницаемую подложку, то важен только общий вес, архимедовы силы тут совершенно не при чем и их обособление не имеет физического смысла. А переход от одной модели к другой совершен с помощью введения в формулу  $+h \gamma_v$  и  $-h \gamma_v$ . В сумме они дают нуль и численный результат не меняют, но физический эквивалент получившейся модели стал уже совсем другим. Автор не учел, что каждое преобразование чисто математического, формального плана должно контролироваться, ибо может привести к формуле, отвечающей совершенно другой физической ситуации.

Рассмотрим несколько подробнее модель соотношения веса скелета породы и пластового давления. Для простоты возьмем случай, когда поровое пространство достаточно симметрично относительно направления градиента давления, т. е. когда можно принять, что давление на твердую поверхность обладает равнодействующей

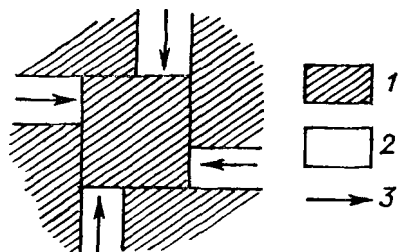


Рис. 6.1. Пример существования вращающего усилия давления жидкости.

1 — скелет породы; 2 — поровое пространство; 3 — действие давления флюида.

и что отсутствует вращающий момент. (Вообще говоря, это не обязательно. Так, например, в случае, изображенном на рис. 6.1, на центральный кубик будет действовать и вращающее усилие.)

Выталкивающая сила, действующая на тело, погруженное в жидкость, а строго говоря, на его поверхность  $S$ , есть

$$\bar{R} = \int_S p d\bar{S}. \quad (6.13)$$

Выражение (6.13) — это математическая модель, эквивалентная физической ситуации. Если одновременно поле давления в жидкости  $p$  независимо от присутствия твердых частиц (и, таким образом, может быть распространено на объем, занимаемый твердыми частицами) и поверхность  $S$  замкнута, то применима теорема Гаусса — Остроградского

$$\int_V \nabla p dV = \int_S p d\bar{S}. \quad (6.14)$$

Нетрудно увидеть, что первое условие строго выполняется лишь в случае механического покоя жидкости, т. е. для  $\nabla p = \gamma_b$ , а второе — при точечных контактах частиц или, строго говоря, при конечном числе контактов площадью меры нуль. В этом случае мы можем переписать формулу (6.13) с учетом равенства (6.14) и  $\nabla p = \gamma_b$ :

$$\bar{R} = \int_V \bar{\gamma}_b dV. \quad (6.15)$$

(Заметим, что при  $\nabla R = 0$ , т. е. при  $\nabla^2 p = \nabla \gamma = 0$ , архимедово взвешивание однородно, а при  $\nabla R \neq 0$ , т. е. при  $\nabla \gamma \neq 0$ , неоднородно, т. е. неодинаково для смежных объемов породы, и стремится произвести деформацию растяжения или сжатия в зависимости от знака  $\nabla R$ , если появляется после состояния с  $\nabla R = 0$ .)

При переходе от формулы (6.13) к уравнению (6.15) эквивалентность математической модели и физической природной ситуации теряется и мы переходим к своего рода «эрзац-модели» и к понятию «взвешивания». Численные же значения от этого не меняются. Модель (6.15) пригодна лишь для узкого круга ситуаций, но в ее записи условия применимости явно никак не фигурируют. Из уравнения (6.15), по существу, и исходят при оценках геостатического давления. Вес скелета породы в единице объема  $e$  с пористостью  $m$  равен  $\gamma_{ск} (1-m)$ , а взвешивание равно  $\gamma_b (1-m)$ . Отсюда взвешенный вес столба скелета породы над единичной площадью ее сечения, определяющий эффективное давление, есть

$$P_{эф} = \int_0^z (\gamma_{ск} - \gamma_b) (1-m) dz. \quad (6.16)$$

Возьмем для простоты математических выкладок постоянные удельные веса  $\gamma_{\text{ск}}$  и  $\gamma_{\text{в}}$ . Проинтегрировав равенство (6.16) и сгруппировав члены, получим

$$P_{\text{эф}} = [\gamma_{\text{ск}}(1 - m) + \gamma_{\text{в}}m] z - \gamma_{\text{в}}z, \quad (6.17)$$

где первый член справа — вес столба водонасыщенной породы, а второй — пластовое давление:

$$P_{\text{эф}} = P_{\text{геост}} - p. \quad (6.18)$$

Равенство (6.18), отвечающее равенству (6.16) в случае, когда вода и скелет существуют в одном и том же интервале глубин, представляет собой наиболее широко используемую модель силового взаимодействия породы и воды, а переход от (6.16) к (6.18) — обычный вывод этой модели. Однако между (6.16) и (6.18) снова сменяется физический смысл. В интеграле равенства (6.16)  $\gamma_{\text{ск}} - \gamma_{\text{в}}$  неразделима — это запись взвешенного удельного веса скелета. Выполнение операции по взятию интеграла с перегруппировкой членов в уравнении (6.17) означает переход от взвешенного веса скелета породы, играющего роль эффективного давления, к модели, в которой давление  $p_{\text{эф}}$  на нижележащие частицы оказывает единичный столб непроницаемых пород весом  $P_{\text{геост}}$ , испытывающий встречное давление  $p_{\text{пл}}$  на свое основание. Понятно, что физический смысл этой модели уже не имеет ничего общего с явлением, описываемым уравнением (6.13), а является моделью сплошной среды, физически совершенно неэквивалентной природной ситуации, но дающей численно верные результаты при соблюдении условий применимости.

Здесь необходимо обратить внимание на один важный момент общего характера. Модель (6.13) отвечает микроуровню, при котором рассматриваются и учитываются характеристики зерен; модель (6.18) — макроуровню, при котором порода уже принимается в виде единой сплошной среды. При построении модели (6.18) мы опирались на модель (6.13), т. е. все условия правомерности последней сохраняются и для модели (6.18). Эта ситуация подтверждает правило общего характера: модель последующего уровня обобщения наследует и обобщает модель предыдущего уровня и не противоречит ей.

Если требование к полю давления, необходимое для перехода от модели (6.13) к модели (6.15), в природе соблюдается с той или иной точностью, то условие на точность контактов для любой, а тем более для сцементированной породы явно не выполняется. Поэтому для таких пород равенство (6.15) неверно, а следовательно, неверно уже численно и равенство (6.18), которое в силу этих причин должно было бы иметь вид

$$P_{\text{эф}} = P_{\text{геост}} - \alpha p_{\text{пл}}, \quad (6.19)$$

где  $\alpha$  — коэффициент полноты взвешивания, отражающий незамкнутость поверхности раздела твердой массы породы и поровой жидкости, связанный с геометрией порового пространства.

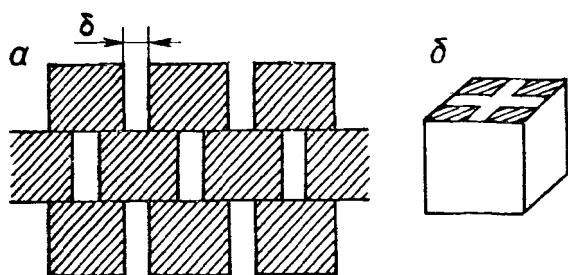


Рис. 6.2. Схема модельной породы из кубиков.

*a* — сечение; *b* — аксонометрия.

Простой пример. Возьмем кубики и уложим их, как показано на рис. 6.2. Пусть ребро кубика  $h = 1$  см, зазор щели  $\delta = 0,2$  см (это отвечает пористости порядка 25%), удельный вес  $\gamma_v = 1$  г/см<sup>3</sup>. На каждый кубик действует выталкивающая сила

$$R = (2\delta h - \delta^2) h \gamma_v = 3,6 \cdot 10^{-3} \text{ Н},$$

в то время как по формуле (6.15) и

последующим она равна  $9,8 \cdot 10^{-3}$  Н. Все формулы (6.13)—(6.19) отвечают случаю статики, механического равновесия скелета породы и поровой жидкости. В динамике деформации основную роль играют уже упругие силы и математическая модель соотношения эффективного давления (напряжения) в породе и пластового давления также будет другой.

И последний пример. Н. В. Кулаков [51] предложил использовать для палеореконструкций пластовых давлений  $p$  зависимость  $p = 0,42 P_{\text{геост.}}$ . При этом он полагал, что боковой распор, возникающий в породе, передается воде и создает в ней пластовое давление. Хотя уже вскоре была исчерпывающе показана ошибочность этих представлений [28], ряд исследователей использовал их для построений, не сделав даже попытки проанализировать существо дела. Рассмотрим подробнее предложенную зависимость.

Боковой распор — это передача части нагрузки, приложенной к породе вертикально, в горизонтальном направлении, причем передача от одних зерен породы к другим. К давлению в воде боковой распор не имеет никакого отношения. Отношение возникающего горизонтального напряжения к создающей его вертикальной нагрузке называется коэффициентом бокового распора. Для осадочных пород этот коэффициент равен примерно 0,4. Но такое же значение имеет и соотношение пластового и геостатического давлений в условиях равнинного рельефа и гравитационного течения подземных вод. Это совпадение, по-видимому, способствовало ошибочной трактовке Н. В. Кулакова. Таким образом, идея Н. В. Кулакова получать значение пластового давления из геостатического простым умножением на коэффициент оказывается полностью безосновательной, поскольку математическая формула не имеет приписываемого ей физического смысла.

Хотелось бы подчеркнуть, что как и во многих других случаях, ошибочность этой идеи, этой формулы можно увидеть и без глубокого, детального анализа, требующего специальных знаний. Ведь в предлагаемой зависимости значение пластового давления однозначно для каждого геостатического давления, т. е. оно «обречено» быть строго постоянным при неизменной мощности отложений, как

ны ни влияли на нее другие факторы. Но достаточно вспомнить о факте существования аномальных давлений, чтобы увидеть, что это не так, и сразу же отвергнуть идею Н. В. Кулакова или хотя бы, усомнившись в ней, начать анализировать ее более детально. В. А. Кудряков [50] сделал попытку «улучшить» формулу Кулакова, увеличив коэффициент с 0,42 на 0,75 («для элизионных условий»). Но уж если формула бессмысленна, то переменной коэффициента ее не сделаешь правильной.

## **§ 7. ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ ПОСТРОЕНИЯ МАТЕМАТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ГЕОФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ**

В предыдущем параграфе была проиллюстрирована связь между математической моделью и физическим процессом, показана важность контроля за сохранением эквивалентности математической и физической моделей. Теперь можно обратиться к самому построению математических моделей.

Характер математических моделей в соответствии с их целенаправленностью варьирует весьма широко. Можно сугубо приближенно разделить возможные модели по их задачам таким образом.

**«П р и н ц и п и а л ь н ы е» м о д е л и.** С их помощью исследуются наиболее общие черты природных ситуаций: относительная роль факторов, определяющих движение флюидов и их компонентов, принципиальные черты структуры поля скоростей переноса. Модель среды, в которой происходит перенос, — пласта, толщи, региона в целом — берется при этом предельно идеализированной, отражающей лишь наиболее общие черты реальных природных объектов. Таковы, например, модели структуры поля скоростей фильтрации, построенные М. К. Хабертом [113] и Дж. Тотом [122]. Модель М. К. Хаберта показывает принципиальную структуру поля скоростей фильтрации при гравитационном течении подземных вод: течение охватывает всю толщу проницаемых пород и идет от повышенных областей рельефа к пониженным. Модель Дж. Тота дополнительно устанавливает и характер связи структуры поля скоростей с разнопорядковыми элементами рельефа: чем глубже, тем более крупные элементы сохраняют влияние на структуру поля скоростей, а более мелкие теряют его. К этому же типу относится и широко известное построение А. Н. Мятиева [69].

Еще одним примером является построение (неудачное, к сожалению) И. И. Крашина и В. В. Ганявина [48], где авторы предприняли попытку оценить влияние неоднородности плотности подземных вод на их течение. Другой пример — анализ, сделанный И. А. Волковым [27] для выяснения основных черт движения воды при уплотнении регионально протяженных толщ в случае плоского рельефа. Он установил, что при равномерном отжимании воды скорость ее движения вверх не может превышать скорость отложения

осадка, и поэтому фиксированная капля воды погружается относительно поверхности осадкоотложения.

Общей чертой указанных математических моделей является их обобщенный, абстрагированный от конкретных природных объектов характер. Это связано с целевым назначением таких моделей: выявить некоторые общие черты, присущие всем природным объектам рассматриваемого вида; установить относительную значимость действия различных факторов; выяснить принципиальную возможность существования в природе тех или иных флюидодинамических ситуаций. Очень часто модели этого типа необходимы не только для теоретических построений, но и для обоснования, выбора или конструирования рациональной и надежной модели конкретного флюидодинамического процесса в конкретном геологическом объеме. Иными словами, они могут быть весьма важным, хотя и промежуточным звеном региональных, эмпирических построений. Вполне понятно, что количественные оценки с помощью этих моделей носят в большинстве случаев лишь порядковый характер.

«Точная» модель флюидодинамической ситуации. Этот тип моделей направлен на получение с допустимой точностью распределения флюидодинамических характеристик — скорости потока, давлений флюида и других — для конкретного геологического объекта и движения насыщающего его флюида. Здесь уже все используемые эмпирические параметры и их пространственные распределения берутся именно для данного объекта и в полной мере характеризуют специфику его свойств и действующих сил.

Эта типизация отражает классы содержательных задач, но какова бы ни была конкретная флюидодинамическая задача, целью составления математической модели всегда должно быть получение такой содержательной информации, которую или нельзя, или нерационально получить другим способом. Если математические построения не принесли новой информации, значит, они не были нужны вовсе. Вполне понятно, что эта типизация в существенной степени условна, но она отвечает различию целей моделирования. Это различие заключено не в математическом аппарате, оно в подходе к определению модельных ситуаций, к заданию значений параметров, к определению численной точности конечных результатов, в самой цели моделирования. Очевидно, что в связи с этим могут использоваться и различные математические приемы.

Вместе с тем в любом случае мы строим математическую модель природной ситуации, будь она обобщенной, идеализированной или совершенно конкретной. Поэтому процедуре подбора или построения, а затем использования модели присущи общие черты. Эта процедура включает в себя решение ряда вопросов, которые естественно укладываются в последовательность, более или менее выдерживающуюся и на практике.

Прежде всего необходимо совершенно четко и строго сформулировать цель, которую мы собираемся достичь с помощью математического моделирования. Расплывчатая формулировка цели вроде «выяснить гидродинамическую обстановку района» не дает точки опоры для построения математической модели. А если, например, цель сформулирована так: «определить при данном строении района такое соотношение между рельефом и интенсивностью регионального уплотнения пород, при котором в структуре поля скоростей появятся компрессионные черты», то цель сразу же конкретизирует задачу. Здесь видно, что рельеф региона и распределение  $k(x, y, z)$  по всему объему пород заданы, а искомым является минимальный темп уплотнения, при котором впервые появляются участки поля скоростей фильтрации, где направление течения противоположно тому, которое имеет место на этих участках при гравитационном режиме. Таким образом, указаны и характеристики, между которыми необходимо выяснить соотношение, и характер его. Это позволяет определить круг параметров (в их зависимости от координат пространства и времени), необходимых для решения содержательной задачи в ее наиболее простой математической постановке.

В общем случае процесс создания модели для природного процесса сочетает в себе, как правило, два противоположных и противоборствующих подхода: от более сложного к более простому и от более простого к более сложному. Первый подход связан с тем, что модель в аспекте поставленной цели должна в пределах допустимой погрешности отвечать природному распределению параметров. Поэтому нужно исходить из модели, заведомо отвечающей природной ситуации, и постепенно ее упрощать, проверяя на каждом шагу, не потерялось ли соответствие. Но ведь исходная математическая модель — это лишь система уравнений, которую еще предстоит решить. Сложная математическая задача может не поддаваться решению сразу, «в лоб», и требовать построения цепочки усложняющихся задач, с помощью которых математик подбирает соответствующие математические приемы и «ухищрения», позволяющие в конце концов решить исходную систему. Далеко не всякая цель, которую мы хотели бы поставить для математического решения, достижима этим путем. Связано это как с недостатком эмпирических данных или теоретических представлений, так и с чисто математическими трудностями.

Рассмотрим основные вопросы построения исходных систем уравнений, описывающих природные процессы динамики флюидов.

Переход от природного явления к его математической модели условно можно себе представить в виде двух последовательных шагов упрощения и схематизации природного явления. Сначала создается физическая модель процесса, т. е. устанавливается, какие монопроцессы (фильтрация, частные виды диффузии, разные виды обмена массой между твердым и флюидным субстратами...), какие свойства сред в их взаимодействии должны быть учтены. Тем самым природная совокупность процессов заменяется более простой и не-

полной совокупностью уже только тех из их числа, которые существенны именно для решаемых вопросов и эффектом действия которых нельзя пренебречь. Затем эта модель записывается в виде математических формул. При этом численное значение каждой из входящих в формулы и полагаемых известными величин должно быть задано в виде функций координат. Следует подчеркнуть, что стадия формирования физической модели реального процесса, анализа его природы и причинно-следственной структуры чрезвычайно важна. Именно здесь определяется, будет ли математическая модель отвечать природной ситуации. К сожалению, эту стадию нередко минуют полностью, составляя формулы «по первому впечатлению». «Математический фетишизм — распространенное явление среди плохо понимающих термодинамику. Современные термодинамические ошибки — это в основном ошибки в понятиях, а не в математической технике», — пишет И. Р. Кричевский [49, с. 17]. В полной мере это относится и к сегодняшней геофлюидодинамике.

Мысль о первичности содержательной модели по отношению к модели математической принципиально важна. Запись содержательной модели математическим языком обеспечивает возможность дальнейших количественных построений и анализа. Но только содержательная посылка обеспечивает эвристическую, прогностическую мощь математических, формально-логических построений. Положение о соотношении содержательной и математической модели носит универсальный характер. Вот что писал академик Л. И. Мандельштам: «Какова структура всякой физической теории, всякого физического построения вообще? Немного схематично (как всегда) можно сказать, что всякая физическая теория состоит из двух дополняющих друг друга частей. Я начну с того, что можно считать второй частью. Это — уравнения теории: уравнения Максвелла, уравнения Ньютона, уравнение Шредингера и т. д. Уравнения — это просто математический аппарат. В эти уравнения входят некоторые символы:  $x$ ,  $y$ ,  $z$  и  $t$ , векторы  $\mathbf{E}$  и  $\mathbf{H}$  и т. д. На этом вторая часть заканчивается. Здесь еще нет никакой физической теории. Это математика, а не естественная наука. Первую же часть физической теории составляет связь этих символов (величин) с физическими объектами» [62, с. 349].

Поэтому твердым правилом должно стать положение: запись уравнений должна быть результатом полного и скрупулезного анализа существа природной ситуации.

Система уравнений, описывающая процесс в изучаемой области пространства, включает в себя уравнения переноса, материального баланса и граничные условия. Удобно рассматривать их порознь.

### **Уравнения переноса**

Математические формулы, описывающие связь между потоком вещества или энергии и вызывающей его силой, называют уравнениями, или законами, переноса. Таковы, в частности, законы Фика,

Фурье, Дарси, описывающие элементарные «монопроводы». Построение математической модели и начинается с записи уравнения (или уравнений) переноса в соответствии с выбранной физической моделью природного процесса. Термодиффузия в подавляющем большинстве случаев играет резко подчиненную роль в природных условиях. Поэтому оставим этот вид переноса за рамками рассмотрения.

Перенос каждого компонента имеет свои характеристики и, следовательно, должен быть записан своим уравнением. Если рассматривается гомогенный флюид в целом, то для него единственной формой переноса является фильтрация. Уравнением его переноса будет

$$\bar{v} = (K/\mu)(-\nabla p + \rho \bar{g}), \quad (7.1)$$

а если плотность не меняется по горизонтали, т. е. если существует силовой потенциал — приведенное давление, то

$$\bar{v} = -(K/\mu) \nabla P. \quad (7.2)$$

Иногда в литературе можно встретить форму

$$\bar{v} = -\frac{K \rho g}{\mu} \left( \frac{1}{\rho g} \cdot \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial z}{\partial x} \right), \quad (7.3)$$

которую Я. Бэр и другие характеризуют как «обобщенную форму закона Дарси, распространенного на неоднородные жидкости» [5, с. 328]. Уравнение (7.3) записано для одномерного движения жидкости в наклонном пласте, а через  $z$  обозначено высотное положение точки. Н. А. Огильви использует эту же форму, но записывает  $1/\rho g$  как  $V_w$ , удельный объем флюида, а  $\nabla z$  как  $\nabla U$ , т. е. градиент высотного положения точки [71, с. 92]. Эти формы связаны с применением потенциала Хаберта.

Действительно, например,

$$\partial \Phi / \partial x = \partial (p + \rho g z) / \partial x = \partial p / \partial x + \rho g (\partial z / \partial x), \quad (7.4)$$

что можно записать и как

$$\partial \Phi / \partial x = \rho g \left( \frac{1}{\rho g} \cdot \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial z}{\partial x} \right). \quad (7.5)$$

Потенциал Хаберта был уже детально рассмотрен в § 2. Было выяснено, что он относится к фиксированной, «меченой», частице флюида в случае, когда распределение давления задано. Гидродинамический же смысл в случае  $\rho \neq \text{const}$  имеет не потенциал Хаберта, а приведенное давление, которое для несжимаемой жидкости в случае  $\rho = \text{const}$  совпадает по форме с потенциалом Хаберта. Итак, формула (7.5) не имеет гидродинамического смысла\* в случае

---

\* Формула (7.3) имеет смысл при плоском наклонном пласте и оси  $x$ , направленной по падению пласта, когда  $\partial z / \partial x$  есть просто синус угла падения.

$\rho \neq \text{const}$  и лишь показывает, как менялась бы энергия частицы при ее движении в заданном поле давления при условии, что это движение не нарушило бы распределение давления. Так что формула (7.3) и эквивалентные ей записи в принципе неверны для неоднородной по плотности жидкости. Наиболее часто эта форма записи встречается в работах зарубежных исследователей. Применение же ее в случае  $\rho \neq \text{const}$  неизбежно приводит к ложным результатам, а погрешность вполне естественно тем больше, чем больше  $|\nabla \rho|$ .

Необходимо учитывать, в какой части рассматриваемого объема пространства правомерно использовать ту или иную модель переноса. Так, фильтрация не отвечает переносу через глины, особенно в области температур ниже  $70\text{--}60^\circ\text{C}$ . Здесь перепад напоров вызывает уже движение не всего водного раствора в целом как единой среды, а избирательную диффузию воды, т. е. бародиффузию (обратный осмос). В случае, если в разных частях рассматриваемого объема механизмы переноса различны, то модели переноса и всю систему уравнений необходимо строить для каждой части объема отдельно.

Перенос отдельного компонента гомогенного флюида может быть описан только более сложной моделью, ведь он складывается из переноса фильтрационным потоком, гидродинамической дисперсии и диффузии. Как уже было оговорено выше, случаи, когда термодиффузия и «неосмотическая» бародиффузия существенны, здесь не рассматриваются как достаточно специфичные. Следовательно, остаются концентрационная и гравитационная диффузия. Итоговая модель выглядит так:

$$\bar{q}_i = C_i \bar{v} - D_i^* \nabla C_i + C_i s_i \bar{g}, \quad (7.6)$$

где  $s_i$  — коэффициент седиментации, являющийся функцией локальных параметров состояния: температуры, давления, концентрации. Величина  $D_i^*$ , как это обычно делают, объединяет коэффициенты концентрационной диффузии и гидродинамической дисперсии. Ясно, что составляющие  $\bar{q}_i$  потоки могут быть разнонаправленны.

Перенос тепла, так же как и перенос компонента флюида, состоит из переноса за счет фильтрационного потока флюида и рассеивания тепла за счет гидродинамической дисперсии и из кондуктивной теплопередачи. Роль гидродинамической дисперсии в передаче тепла следует подчеркнуть: из-за этого итоговая теплопроводность [тепловой аналог  $D^*$  в формуле (7.6)] будет зависеть от скорости фильтрации и тем более отличаться от теплопроводности породы с неподвижным флюидом, чем больше значение  $v$ . Формула для переноса тепла будет, таким образом, отличаться от уравнения (7.6) только гравитационным членом:

$$\bar{q}_\tau = c_\phi T \bar{v} - \lambda^* \nabla T, \quad (7.7)$$

где  $c_f$  — удельная теплоемкость флюида;  $\lambda^*$  — кондуктивно-дисперсионная теплопроводность флюидонасыщенной породы.

Обратите еще раз внимание: формулы для фильтрации, диффузии и теплопередачи достаточно просты, поскольку проста модель сплошной среды. А моделью сплошной среды оказывается возможным описать реальные неоднородные и несплошные среды благодаря статистической однородности реальных сред, т. е. благодаря тому, что в рассматриваемых объемах изменение характеристик (смена межминерального канала минеральной средой в сечении породы, смена хорошо проницаемого участка породы менее проницаемым и т. д.) распределено равномерно и встречается многократно. Статистическая однородность позволяет обобщенно описать среду как однородную с позиций такого масштаба, при котором эти изменения, неоднородности повторяются в рассматриваемом объеме (площади) большое число раз и уже в целом определяют характеристики обобщенной модельной среды. Необходимость контроля статистической однородности по каждой из входящих в формулы величин очевидна, ибо без этого математическая запись будет не эквивалентна описываемому процессу (в соответствующем осреднении).

Уравнение для потока гравитационной диффузии, использованное в модели (7.6), весьма неудобно для практических расчетов из-за того, что трудно задать коэффициент  $s$ . Вопрос об удобной математической модели для гравитационной диффузии в многокомпонентных смесях нуждается еще в серьезном изучении.

Если вертикальное изменение концентрации компонента достаточно велико, то гравитационной диффузией, точнее действием гравитационного поля на распределение концентраций по вертикали, можно пренебречь. Можно, например, воспользоваться такой оценкой [24]:

$$|\delta \partial C / \partial z| \leq |\partial C_0 / \partial z|. \quad (7.8)$$

В этом неравенстве слева — модуль погрешности определения вертикальной производной фактической концентрации, а справа — модуль производной концентрации, равновесной в гравитационном поле. Здесь уместно еще раз напомнить, что в смесях равновесное в поле  $g$  распределение концентраций по вертикали не есть  $C = \text{const}$ . Для компонентов смеси с относительной молекулярной массой, превышающей среднюю молекулярную массу смеси, равновесная концентрация  $C_0$  возрастает вниз (например, для солей), а для компонентов с меньшей относительной молекулярной массой — вверх (для газов).

Использование уравнений (7.6) и (7.7) ведет к математическим решениям и построениям гораздо более громоздким и сложным, чем при использовании уравнений только фильтрационного или только диффузионного (кондуктивного) переноса. Следовательно, естественно стремиться избавиться от одного или другого вида переноса. Например, если фильтрационный поток компонента (тепла) в 10 или хотя бы в 5 раз выше потока диффузионного (кондуктив-

ного), то в очень многих случаях последним можно пренебречь. Оценку относительной роли каждого из видов переноса предпочтительно делать прямым сопоставлением соответствующих потоков, например

$$(v_x c_\phi T) / (\lambda \partial T / \partial x).$$

Во флюидодинамической литературе можно встретить оценки с помощью числа Пекле. Однако в число Пекле входит характеристическая длина, в выборе которой существует определенный произвол. Поэтому в случае небольших различий в интенсивности конвективного и кондуктивного потоков такая оценка совершенно неприемлема. Подробнее о числе Пекле и его применении см. в § 9.

### Уравнения материального баланса

Распределение давления, концентрации, температуры в области переноса определяется как условиями на границе и гравитационным полем, так и изменением содержания массы или тепла в единице объема. Это изменение обусловлено двумя причинами: 1) разницей в интенсивности потоков, втекающего в объем и вытекающего из него; 2) выделением (поглощением) массы или тепла внутри объема. На основании закона сохранения в каждом объеме должен выполняться баланс: изменение содержания массы (тепла) равно алгебраической сумме разницы входного и выходного потоков с выделением (поглощением) внутри объема. Запишем этот баланс для соответствующих скоростей изменений трех его компонентов, обозначив  $\bar{W}$  — скорость потока,  $G$  — скорость выделения (поглощения) и  $Q$  — содержание массы (тепла) в элементарном объеме области переноса. В результате получим общий вид уравнения неразрывности:

$$\operatorname{div} \bar{W} + G + \partial Q / \partial t = 0. \quad (7.9)$$

(Смысл оператора  $\operatorname{div}$  как разницы «входа» и «выхода» рассматривался в § 1.)

Теперь распишем более подробно уравнения неразрывности для каждого вида переноса.

**Фильтрация.** Будем использовать более общую форму записи движущей силы фильтрации  $\bar{F} = (-\nabla p + \rho \bar{g})$ , помня, что при  $\partial \rho / \partial x = \partial \rho / \partial y = 0$  она заменяется более удобной записью  $\bar{F} = -\nabla P$ . Тогда

$$\operatorname{div} (\rho \bar{v}) = \operatorname{div} [(\rho K / \mu) (-\nabla p + \rho \bar{g})]. \quad (7.10)$$

Величины  $\rho$ ,  $\mu$  и  $K$  в общем случае переменны в пределах изучаемой области фильтрации, поэтому посчитать их постоянными и вынести из-под оператора дифференцирования можно только после специального обоснования в каждом конкретном случае. Состав функции  $G$  зависит от конкретного случая: либо это отбор или нагнетание воды через искусственную выработку (выработки),

либо гидратация или дегидратация минералов. В каждом конкретном случае задается ее значение как числовая константа, если она постоянна во времени, или как известная функция каких-либо параметров, изменяющихся во времени, например температуры, давления, минерализации воды, или прямо как функция времени. Более разнообразны причины изменения содержания массы флюида в единице объема  $\partial Q/\partial t = \partial (\rho m)/\partial t$ . Удобно разделить изменения величин  $\rho$  и  $m$ :

$$\begin{aligned} \frac{\partial (\rho m)}{\partial t} = \frac{\partial \rho}{\partial t} m + \rho \frac{\partial m}{\partial t} = m \left[ \frac{\partial \rho}{\partial T} \cdot \frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial \rho}{\partial p} \cdot \frac{\partial p}{\partial t} + \frac{\partial \rho}{\partial M} \cdot \frac{\partial M}{\partial t} \right] + \\ + \rho \left[ \frac{\partial m}{\partial T} \cdot \frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial m}{\partial p} \cdot \frac{\partial p}{\partial t} + \frac{\partial m}{\partial M} \cdot \frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial m}{\partial h} \cdot \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial m}{\partial t} \Big|_{h=\text{const}} \right]. \end{aligned} \quad (7.11)$$

В первой квадратной скобке отдельно записаны изменения плотности флюида под действием вариаций температуры  $T$ , давления  $p$  и минерализации  $M$ . Обратите внимание, что изменение плотности воды с изменением ее минерализации связано с функцией  $G$ , а также с изменением  $m$ , если оно вызвано гидратацией или дегидратацией минералов, или только с изменением пористости, если оно происходит из-за растворения минерального вещества или, наоборот, садки соли. Это говорит о том, что многие геологические явления сопряжены с одновременным и взаимосвязанным изменением сразу нескольких характеристик флюида и минеральной среды. Помнить об этом и соответственно учитывать их важно потому, что эти эффекты часто одного порядка величины и значимости для течения флюида.

Для пористости также отдельно записаны изменения под действием вариаций температуры, давления, минерализации, а также связанные с погружением и действием различных факторов (вторичного минералообразования, уплотнения вследствие динамических нагрузок и потери прочности скелета и т. д.). Вполне понятно, что можно было бы ограничиться только формой  $\partial (\rho m)/\partial t$ , но детальная «раскладка» наглядно показывает, что масса флюида в единичном объеме изменяется под влиянием многих (как независимых, так и взаимосвязанных) факторов и что учесть надо не только все факторы, но и их взаимосвязь. Конечно, в каждом конкретном случае учету будут подлежать лишь значимые для данного случая факторы.

Нетрудно увидеть, что  $\partial \rho/\partial T$  и  $\partial \rho/\partial p$  пропорциональны коэффициентам объемного температурного расширения  $\alpha_T$  и сжимаемости флюида  $\beta$ . Действительно, с учетом  $\rho = M/V$  преобразуем  $\partial \rho/\partial T$ :

$$\frac{\partial \rho}{\partial T} = \frac{\partial}{\partial T} \left( \frac{M}{V} \right) = M \left( -\frac{1}{V^2} \cdot \frac{\partial V}{\partial T} \right) = M \left( -\frac{\alpha_T V}{V^2} \right) = -\alpha_T \rho. \quad (7.12)$$

Аналогичным образом получаем

$$\partial \rho/\partial p = -\beta \rho. \quad (7.13)$$

С производными пористости дело обстоит несколько сложнее, поскольку они зависят от конкретной породы. Так, в глинистой породе изменения значений  $p$ ,  $T$ ,  $M$  ведут не просто к изменениям межминеральной пустотности, но и к изменению толщины слоев связанной воды. В песчаной же породе связанной воды практически нет, нет и соответствующих эффектов. Аналогичным образом весьма индивидуальны для разных пород и геологических условий конкретные выражения для функций связи пористости с глубиной и с динамическими факторами. Поэтому в каждом конкретном случае необходимо строить соответствующие функции, отражающие связь параметров именно для данного конкретного случая.

Объединив формулы (7.10)—(7.13), запишем

$$\begin{aligned} \operatorname{div} \left[ \frac{\rho}{\mu} \mathbf{K} (-\nabla p + \rho \bar{\mathbf{g}}) \right] + G_{\phi} + m \left[ -\alpha_{\tau} \rho \frac{\partial T}{\partial t} - \beta \rho \frac{\partial p}{\partial t} + \right. \\ \left. + \frac{\partial \rho}{\partial M} \cdot \frac{\partial M}{\partial t} \right] + \rho \left[ \frac{\partial m}{\partial T} \cdot \frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial m}{\partial p} \cdot \frac{\partial p}{\partial t} + \frac{\partial m}{\partial M} \cdot \frac{\partial M}{\partial t} + \right. \\ \left. + \frac{\partial m}{\partial h} \cdot \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial m}{\partial t} \Big|_{h=\text{const}} \right] = 0. \end{aligned} \quad (7.14)$$

**Д и ф ф у з и я.** Для диффузии точно так же изменение потока диффундирующего вещества при прохождении его через элементарный объем должно балансироваться с производством (исчезновением)  $G_D$  этого вещества в элементарном объеме и общим изменением в нем количества этого вещества  $\partial (mC)/\partial t$ :

$$\operatorname{div} [\bar{v}C + D^* \nabla C + C \bar{\mathbf{g}}] + G_D + \partial (mC)/\partial t = 0. \quad (7.15)$$

Причинами появления новых количеств данного вещества во флюиде или, наоборот, исчезновения его из флюида могут быть сорбция (десорбция), химические реакции, растворение минерального вещества породы или садка соли. Функция  $G_D$ , как и  $G_{\phi}$ , должна строиться для каждого конкретного случая, отражая специфику процессов именно этого случая.

**Т е п л о п р о в о д н о с т ь.** Для баланса потока тепла имеем

$$\operatorname{div} [\bar{v}c_{\phi} T + \lambda^* \nabla T] + G_{\tau} + \partial (c_{\pi} T)/\partial t = 0, \quad (7.16)$$

где  $c_{\phi}$  и  $c_{\pi}$  — удельная теплоемкость флюида и флюидонасыщенной породы соответственно.

Функция  $G_{\tau}$  отражает процессы производства или поглощения тепла при химических реакциях, растворении, изменении агрегатного состояния, фильтрации.

В случаях, когда необходимо построить модель распределения концентраций или температуры при неизвестном заранее распределении скорости фильтрации или когда диффузия либо теплопередача достаточно существенно сказываются на фильтрационном движении флюида, в систему уравнений краевой задачи кроме формулы (7.14) входят обязательно и формулы (7.15) или (7.16).

Составление уравнения неразрывности требует серьезного анализа природного процесса. Если какое-либо явление окажется неучтенным, это может привести к неадекватности модели и в итоге к ложным результатам. Широко распространены случаи, когда увеличение давления или накопление тепла рассматриваются для участков природной среды как для абсолютно изолированных (например, [109]). В реальных же условиях наряду с увеличением давления флюида под действием роста температуры всегда есть отток флюида, а повышение температуры из-за экзотермических процессов обязательно сопровождается и рассеиванием тепла. Поэтому вполне понятно, что «впечатляющие» количественные результаты таких расчетов относятся к построенным авторами моделям, а к природе не имеют никакого отношения.

Изменчивость характеристик процесса переноса во времени связана с двумя причинами, действующими порознь или одновременно. Одна причина — изменение во времени внешних сил, побуждающих процесс переноса, и изменение свойств проводящих сред. Так, например, изменение гипсометрии рельефа ведет к изменению распределения скоростей фильтрации. Равным образом, смена уплотняющих воздействий приводит к изменению процесса уплотнения и тем самым к преобразованию поля скоростей фильтрации. Увеличение или уменьшение проницаемости (фильтрационной, диффузной, тепловой) приводит к перераспределению потока. В математической постановке соответствующие параметры входят в краевую задачу как заданные функции времени, т. е. как известные величины.

Другая причина — наличие у материальной среды «емкостных» свойств и неравномерное, неравновесное «наполнение» этой «емкости» в разных частях проводящего объема. В этом контексте «емкость» понимается в широком смысле слова; для каждого вида «емкости» — свое равновесие:

- для теплоемкости равновесным распределением тепла является такое, при котором температура одинакова по всему объему;

- для упругоёмкости равновесное распределение упругого сжатия флюида имеет место либо при гидростатическом распределении давления, т.е. когда в каждой горизонтальной плоскости давление одинаково по всему сечению объема, а в вертикальном направлении рост давления определяется весом столба флюида, либо при стационарном потоке;

- для «массовой компонентоёмкости» (так условно можно обозначить способность смеси содержать разные доли соответствующего компонента) равновесное распределение концентраций каждого компонента возможно при одинаковых химических потенциалах его во всех точках объема;

- для «гравитационной энергоёмкости» (так условно можно назвать способность массы, заключенной в каждой части объема, обладать той или иной гравитационной потенциальной энергией) равновесие достигается тогда, когда плотность флюида одинакова на

каждой горизонтальной плоскости, т. е. любая единица объема флюида на всей произвольной горизонтальной плоскости, секущей данный объем, обладает одинаковой потенциальной энергией.

Конечно, два последних термина весьма искусственны, однако они «изобретены» намеренно, чтобы подчеркнуть, что, несмотря на различие физики этих четырех явлений, математический смысл их совершенно одинаков. Для сред, обладающих «емкостью», неравновесное ее «наполнение» ведет даже при постоянстве всех прочих характеристик и условий на границе объема к затухающему во времени процессу переноса, обеспечивающему достижение равновесия между частями объема. Это соответственно перераспределение тепла, давления (естественно, благодаря перераспределению массы), концентрации и плотности (благодаря конвекции и диффузии). Вот для этих процессов меняются во времени уже искомые параметры, причем изменение их во времени само является искомым.

Реальные процессы не бывают стационарными. Стационарной может быть только модель. Реальному же процессу она будет отвечать в той мере, в какой можно пренебречь масштабами изменения характеристик природного процесса. В зависимости от «емкостных» свойств модели нестационарность может быть двух типов.

Если «емкости» не равны нулю (модель отражает и эту сторону реального процесса), то ход процесса в каждый момент времени зависит от предыстории. Упрощение реального процесса и использование стационарной модели возможны только в тех случаях, когда в течение достаточно продолжительного времени внешние силы, свойства среды — словом, все параметры, входящие в краевую задачу как заданные, сохранялись практически постоянными. При этом условии использование стационарной модели дает погрешность в допустимых пределах. Таким образом, ясно, что для описания реального процесса стационарной моделью необходимо обязательно специально проанализировать степень постоянства граничных условий, внешних сил, мощности источника (стока) и свойств среды. Если же емкостью нельзя пренебречь, то задача не может быть сведена к стационарной иногда даже при постоянстве соответствующих характеристик. Типичный пример: неоднородный по плотности флюид, если распределение плотности не подчиняется гидростатическому, даже при постоянстве прочих характеристик будет двигаться, стремясь привести к равновесию распределение плотности. И. И. Крашин и В. В. Ганявин [48] пытались описать гравитационную конвекцию стационарной моделью. Но это возможно лишь при условии, что в течение выбранного промежутка времени относительное изменение характеристик течения находится в допустимых пределах. Естественно, для выяснения этого нужен специальный анализ, поскольку такая ситуация может иметь место далеко не всегда.

Следует заметить, что точно оценить предел допустимости стационарного приближения очень трудно из-за часто неизбежного

в геологии осреднения процессов по большим промежуткам времени. Например, уплотнение породы от пористости  $m_1$  до  $m_2$  может произойти импульсно за геологически очень краткий промежуток времени и вызвать резкое возрастание давления. При палеорекострукции выделить именно этот период  $\Delta t$  нет возможности, изменение пористости относят к большому промежутку времени. Такое осреднение приводит к искаженной оценке темпов изменения пористости как во времени, так и в пространстве. Во-первых, неправильно оценивается скорость уплотнения; во-вторых, не учитывается неодновременность импульсов уплотнения в различных частях территории региона. Вполне понятно, что огрубленное осреднение действия компрессионных сил, равно как и изменений рельефа или гипсометрии пластов, ведет к ошибочным представлениям о характере поля скоростей. Поэтому при построении математической модели необходимо анализировать и учитывать погрешности, вносимые осреднением процессов по времени, с тем чтобы модель давала реальные оценки природного явления.

В ряде случаев влиянием «емкостных» свойств среды можно пренебречь по сравнению с влиянием изменений во времени компрессионных или гравитационных параметров. Тогда математическая модель становится стационарной, а время играет роль параметра. Получаемые решения зависят от времени заданным образом благодаря тому, что время вошло в задачу в составе заданных функций. Тем самым такие решения представляют реальный процесс переноса сменой во времени стационарных сечений. Ясно, что в такой модели поведение процесса не зависит от предыстории. Ясно поэтому, что возможность пренебречь емкостными свойствами существует далеко не всегда и требует специального анализа для каждой задачи.

### **Краевые условия**

Для однозначного определения искомых функций нужно задать краевые условия — ведь уравнения неразрывности (7.11) описывают лишь взаимоотношения характеристик процесса внутри области переноса. Термином «краевые» подчеркивают, что речь идет не только об описании ситуации на пространственных границах области, но и на временных, т. е. на пространственно-временных краях. Условием на временном крае задачи является распределение искомых параметров в начальный момент времени.

Прежде чем задать граничные условия, нужно определить, где же провести саму границу? Граница должна обладать двумя важными свойствами. Во-первых, она должна проходить там, где искомые параметры и их изменение во времени могут быть определены другими способами и введены в краевую задачу как заданные и где они практически не зависят от процессов, происходящих внутри области. Во-вторых, желательно, чтобы ограничиваемая ими область не слишком превышала ту, в пределах которой нас собственно интересует перенос тепла и массы. Если среда однородна

по проводимости, если в ней отсутствуют или совершенно равномерно распределены источники (стоки), т. е. если  $G = 0$  или  $G = \text{const}$  для всего ограниченного объема, то второе условие не имеет особого значения. Однако если область неоднородна по проводимости и  $G \neq \text{const}$ , то изменение каждого параметра по всей области надо описать как функцию координат и времени. Поэтому понятно, что для реальных природных сред второе условие очень важно: лишняя часть неоднородной среды может сделать задачу практически неразрешимой, громоздкой.

Вернемся к первому условию. На границе мы можем задать распределение либо самой искомой функции (давления, концентрации, температуры), либо потока, или, точнее говоря, производной функции по нормали к границе. Задать распределение производной функции особенно удобно на непроницаемой границе, где она равна нулю. Как правило, независимым от того, что делается внутри области, можно принять только значение либо искомой функции на границе, либо производной на непроницаемой границе. Вот несколько примеров.

1. Пусть областью переноса является лежащая под проницаемым водоносным горизонтом с интенсивным водообменом толща пород с гораздо меньшей проницаемостью и гораздо более слабым водообменом, причем разница достаточно велика, а фильтрация и диффузия в этой области практически не отражаются на распределении давления и концентрации веществ в воде верхнего водоносного горизонта. Значит, можно считать, что на границе — кровле толщи — распределение давления  $p$  и концентрации  $c$  будет таким, каким оно было бы при отсутствии нижней толщи, т. е. считать его заданным.

2. При анализе фильтрации и (или) теплопереноса в мощной толще пород региона естественно принять давление на верхней границе равным атмосферному, а температуру считать заданной, ибо она полностью определяется климатическими факторами.

3. При рассмотрении геологически кратковременных изменений температурного поля в верхней части разреза регионально распространенной толщи нижнюю границу можно брать на произвольной глубине, но так, чтобы ее практически не коснулось изменение в вышележащей части. В качестве граничного условия при этом можно задать распределение температуры  $T$  или теплового потока  $q_T$ . (Но убедиться в практической неизменности этих параметров на выбранной глубине лучше всего предварительным решением задачи.)

Любые природные явления переноса происходят трехмерно. Но решение трехмерных задач связано с огромными, как правило, непреодолимыми трудностями. Поэтому каждый раз стремятся снизить размерность задачи. Что это означает?

Пусть рассматривается какое-то природное трехмерное течение. Снизить размерность задачи — значит поставить ее так, чтобы все функции зависели бы уже не от трех координат пространства, а от двух или только одной. При этом мы рассматриваем уже не объем-

ное течение, а течение в плоскости или по линии. Но соответствующие функции будут зависеть от двух (одной) координат только тогда, когда само движение будет происходить лишь вдоль этой поверхности или линии. На практике же это означает, что обмен со смежными плоскостями или линиями должен быть пренебрежимо мал, т. е. не превышать заданной допустимой погрешности построений. Рассматривая таким образом латеральное течение в пласте как двухмерное, мы принимаем, что напоры не меняются в вертикальном сечении пласта. Проницаемость же его обычно берем как произведение проницаемости породы  $K$  на мощность пласта  $m$ :  $Km$ . Однако строго такой подход правомерен при однородном либо при параллельно-слоистом пласте, когда течение параллельно слоям, ибо тогда точно  $Km = \sum K_i m_i$ . Но если пласт неоднороден, то внутри него появляются вертикальные компоненты скорости. Чем они больше, тем больше отклонение реальной проводимости от вычисляемой. Таким образом, снижение размерности, в данном случае переход от трехмерного течения к двухмерному, требует обоснования пренебрежимости обменом со смежным объемом и нередко сопряжено с трудностями в выборе параметров.

Один из случаев, когда возникает необходимость оценить правомерность выделения такого «латерального ломтя», это течение по коллектору воды, отжимаемой из глинистых пластов. В большинстве случаев анализ такого течения идет по схеме отжимания вод с обеих сторон (сверху и снизу) в пласт хорошо проницаемых пород из смежных с ним глин. К такой схеме сводятся решения, предложенные А. Е. Гуревичем [27], Ф. П. Самсоновым и др. [86] \*. Вместе с тем для применения такой схемы необходимо, чтобы при уплотнении каждый слой глин отдавал воду в обе стороны в смежные коллекторы, т.е. чтобы в нем проходила поверхность раздела. Условие это важное и вовсе не очевидное. Широко принятое среди гидрогеологов представление о том, что такой латеральный отток происходит практически всегда, имеет под собой только чисто психологическую базу: коллектор более проницаем, чем глинистая порода. Первым вопрос о поверхности раздела рассмотрел Ю. В. Мухин [68]. Он предложил формулу

$$(p_{\text{пор}} - p_{\text{в}})/h = (p_{\text{пор}} - p_{\text{н}})/(m - h), \quad (7.17)$$

где  $p_{\text{пор}}$  — давление жидкости в порах осадка на поверхности раздела;  $p_{\text{в}}$  — пластовое давление в вышележащем коллекторе или гидростатическое давление в водоеме у поверхности раздела ил — вода;  $p_{\text{н}}$  — пластовое давление в подстилающем слое;  $h$  — глубина поверхности раздела от кровли глин;  $m$  — общая мощность слоя глин. Как было показано в работе [27], формула (7.17) неверна из-за ряда ошибочных посылок. В этой же работе было показано, что вертикальный поток отжимаемой воды (в соответствии с зако-

---

\* Решения в работе [86] содержали принципиальные погрешности, в исправленном виде они приведены в работе [27].

ном Дарси) возможен уже даже при небольших вертикальных перепадах напора.

Весьма эффективным способом снижения размерности и перехода от трехмерных моделей к двумерным служит раздельное представление течения в слоях хорошо и плохо проницаемых пород. Распределение напоров в плане определяется хорошо проницаемыми горизонтами, а в разрезе — плохо проницаемыми. Плановое течение рассматривается только для водоносных горизонтов, а сквозьпластовое — только для разделяющих слоев.

### **Некоторые требования к величинам, входящим в краевую задачу**

Составив систему уравнений краевой задачи, полезно проверить «стыкуются» ли они, т. е. везде ли одно и то же обозначение параметров, все ли параметры определены, везде ли соблюдена одна и та же размерность параметров. Такая проверка — вовсе не излишество. Например, в работе [48] в уравнении баланса компонента давления  $H_{pV}$  выражена в метрах столба воды плотностью  $\rho_0$ , а в граничном условии она измеряется уже в метрах столба воды плотностью  $\rho_{\text{гран}} \neq \rho_0$ :

$$H_{pV \text{ гран}} = (p_{\text{гран}}/\rho_{\text{гран}}) + L_{\text{гран}}.$$

Вполне понятно, что, будучи записано в других единицах, такое граничное условие не сращивается с уравнением баланса — объединять их в систему уравнений нельзя.

Необходимо также, чтобы все входящие в систему уравнений величины имели одну и ту же степень пространственного осреднения. Это очень важное требование. Принимая то или иное осреднение пространственной неоднородности величин какой-либо характеристики природной среды: проницаемости, пористости, скорости фильтрации и т. д., мы тем самым задаем и элементарный объем (площадь или длину в двух- и одномерном случаях соответственно). В рамках принимаемой модели распределения характеристик данного свойства среды этот объем полагается «физической» точкой, поскольку неоднородность, более мелкая, чем этот объем, сама по себе в принимаемой модели не фигурирует, не существует, она уже осреднена по этому объему. Но это накладывает ограничение и на принятие модельных распределений других характеристик, взаимодействующих с данной или рассматриваемых совместно с ними, т. е. входящих в одну систему уравнений.

Можно проиллюстрировать изложенное таким примером. Возьмем толщу песчано-глинистых пород. При мелкомасштабном анализе процессов теплопереноса можно рассматривать эту толщу по теплопроводности как квазиоднородную анизотропную. По вертикали элементарной длиной для обобщенной модельной среды будет расстояние, на котором около 10 раз повторяется каждая литологическая разность. Тем самым на каждой такой элементарной длине

теплопроводность полагается в принятой модели одинаковой, а элементарная длина является «физической» точкой, т. е. более мелкие детали в данном масштабе неразличимы. Теперь представим себе, что в одном из пластов благодаря, скажем, присутствию углистого материала идет окисление и выделяется тепло. Рассматривая теплоперенос, мы не можем брать теплопроводность обобщенной по пачке слоев, а тепловыделение — по одному пласту, «неразличимому» в масштабе обобщенной модели. Взятые таким образом пространственные распределения коэффициента теплопроводности и мощности тепловыделения оказались бы записанными в разных масштабах.

Необходимо подчеркнуть один чрезвычайно важный момент, связанный с масштабами осреднения. Модельные обобщенные распределения характеристик задаются обычно непрерывными функциями геометрических координат. Поэтому в рамках каждой модели значение характеристики — проницаемости, теплопроводности, выделения или поглощения массы (или тепла) — может быть определено для каждой геометрической точки. Но эта непрерывность функции необходима лишь для выполнения математических операций.

Элементы неоднородности полей исходных и получаемых характеристик, имеющие один порядок с элементарными объемами (площадями, длинами) заданных модельных обобщенных полей и еще меньшие размеры, физически не трактуются, физического смысла не имеют. Реальны и могут быть соотнесены с природной ситуацией лишь те неоднородности модельных исходных или получаемых полей, которые превосходят по размерам соответствующий пространственный элемент в несколько раз.

### **Сопоставление результатов расчетов с натурными наблюдениями**

При построении исходной физической модели очень важно внимательно проанализировать, оказались ли учтенными все необходимые процессы и факторы. Так, если целью математического моделирования является исследование приповерхностного геохимического ореола над залегающим на глубине геологическим телом, например газовой залежью, то нужно учесть, что возможны три механизма образования ореола вертикальным потоком: диффузия газа, фильтрация газа и фильтрация воды, насыщенной газом. Любой из этих переносов даст ореол, в котором концентрация газа  $C_r$  будет убывать в плане от центра к краю по зависимости, достаточно близкой к экспоненте  $C_r \sim C_0 e^{-x}$ . Это значит, что если учтен только один механизм, скажем диффузия, то, сопоставив расчетное распределение концентраций с фактическим и заметив совпадение их характера, можно прийти к ошибочному заключению, что модель отвечает фактическому материалу и, следовательно, именно диффузия газа создала ореол. В действительности же ореол

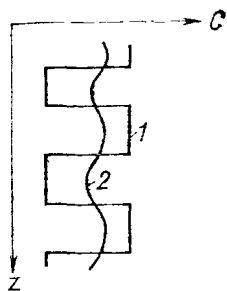


Рис. 7.1. Схема изменения концентраций во времени.

1—2 — начальное и конечное распределение концентраций.

может быть, например, результатом фильтрации газа из залежи. Если же заранее учесть, что возможны три разных механизма (порознь или одновременно), можно и нужно сразу конструировать модель таким образом, чтобы, отражая специфические черты каждого из этих механизмов, она позволяла точно установить, каков именно механизм формирования ореола. В случае, когда нужный для расчетов и сравнения с их результатами эмпирический материал есть, можно вполне определенно ответить на вопрос о природе ореола. При отсутствии необходимого материала можно столь же определенно констатировать, что в данном случае математический подход бесполезен и принципиально не может дать ответа. Поэтому нужно идти другим путем, например анализируя состав

газа на разных глубинах (дифференциация состава будет разной при разных механизмах) с учетом гидрохимических данных.

Возьмем такой пример. Породы осадочного чехла Западной Сибири отлагались в условиях бассейнов как нормальной солености, так и пресных. Б. П. Ставицкий и А. М. Культиков [93] предприняли попытку доказать, что современное распределение минерализации есть следствие перераспределения солей в седиментогенных водах вертикальной последовательности пресноводных и солоноводных осадков. Они построили систему уравнений, описывающую диффузию по вертикали с учетом постепенного накопления толщи за счет попеременного отложения осадков то с соленой, то с пресной водой. Решение этой системы давало конечное распределение минерализации (в расчете на NaCl). Оставим пока в стороне вопрос о том, правомерно ли брать модель, отражающую только диффузию. Рассмотрим, достаточно ли сравнить расчетное вертикальное распределение концентрации с фактическим, чтобы однозначно ответить на поставленный вопрос.

Согласно принятой схеме модельный процесс выглядит так: к осадкам добавляется то пресноводный, то солоноводный комплексы. Соответственно начальная соленость вод отложений разреза может быть выражена ломаной линией (рис. 7.1). Диффузия вызовет усреднение концентрации (кривая на рис. 7.1). При этом, чем глубже, т. е. чем древнее, осадки и чем дольше шла диффузия, тем меньше амплитуда колебаний итоговой кривой. Совершенно ясно, что если исходные концентрации были около 0 и 35 г/л, то конечные будут близки к средневзвешенным по мощности, т. е. к

$$(H_1 C_1 + H_2 C_2) / (H_1 + H_2),$$

где  $H_1$ ,  $H_2$  и  $C_1$ ,  $C_2$  — соответственно мощности слоев и исходная соленость их вод. Т. е. конечные значения солености будут порядка 10—20 г/л в зависимости от мощностей.

Поскольку процесс идет в течение более 100 млн. лет, то степень приближения к равновесному распределению концентрации по вертикали должна быть довольно высокой и заведомо будет такой, если диффузная проницаемость не очень низка. Но ведь концентрационная диффузия, принятая в модели единственным механизмом усреднения, в природе таковым не является, т. е. усреднение будет происходить в природе и за счет других механизмов, и распределение концентрации на глубине может быть при этом несколько другим. Тем самым использование принятой диффузионной модели может в известной степени подтвердить ведущую роль диффузии лишь при высокой точности совпадения всей расчетной кривой с фактической. Если же высокая точность совпадения не получилась, значит диффузия не играет ведущей роли. Получившиеся у авторов цифры концентраций существенно расходятся с фактическими:

Расчетные	Фактические
8/8*	14,5
10/15	10,5
6/6	10,9
10/5	11,7

\* В числителе при  $D = 2 \cdot 10^{-6}$ , в знаменателе при  $D = 10^{-7}$  см<sup>2</sup>/с.

Таким образом, в противоположность мнению авторов, модель не подтверждает роли диффузии. Но если модель точна, если как модель только диффузионной составляющей природного процесса она достаточно точно ее описывает, то результат отрицает роль диффузии и тем самым цель — оценка этой роли — достигнута. Почему только для случая несовпадения, только для случая отрицания роли диффузии можно говорить о точности? Ясно, что точное совпадение (и позитивный ответ) при неточной модели практически невозможно. Чтобы расчетная и фактическая кривые совпали, модель обязательно должна быть точной: вероятность случайного совпадения ничтожно мала, совпадение — это одновременно и контроль степени точности при достаточно сложной пространственной картине процесса. Но если модель неточна, то несовпадение может быть вызвано как тем, что в природе действует другой механизм, так и тем, что сказались погрешности в параметрах, в их пространственном распределении и т. д. Неточная модель дает лишь весьма банальный результат: минерализация вод смежных слоев диффузией будет усреднена до значения, которое больше наименьшего исходного и меньше наибольшего. Т. е. те самые 10—20 г/л, к которым мы пришли чисто логически.

Модель неточная оказывается и ненужной: она позволяет лишь получить характер кривой солености, а это — можно и без математики. Итак, точна ли модель? Нет. С позиций поставленной цели неточность связана главным образом с тем, что: 1) слишком упрощен характер изменения солености седиментогенной воды в последовательно отлагавшихся слоях (на фоне более или менее устойчивого

солончаткового или пресноводного режима неизбежны колебания с цикличностью более высоких порядков); 2) диффузная проницаемость, принятая авторами без особых обоснований как  $10^{-6}$  см<sup>2</sup>/с для всего разреза (в целом), на самом деле значительно варьирует. Вот этого уже вполне достаточно, чтобы принятая математическая модель концентрационной диффузии (совокупность и уравнений и используемых значений параметров) оказалась моделью не данного конкретного случая, а абстрактной моделью общей ситуации выравнивания концентрации солей в разрезе осадков переменной солености при принятых условиях и параметрах. Сравнить такую модель с конкретной природной обстановкой бесполезно. Эти же построения повторены, к сожалению, и в работе [94], понятно, с тем же результатом.

#### **§ 8. ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ МАТЕМАТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ГЕОФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ПОИСКАХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

Как и в любом содержательном исследовании цели и задачи математического моделирования при поисках полезных ископаемых определяются, с одной стороны, целями и задачами исследования в целом, а с другой — реально доступными теоретической базой и эмпирическим материалом. Первое определяет желаемое, а второе — возможное.

В рамках поисковых работ можно наметить такие виды геофлюидодинамических задач для решения с помощью математического моделирования.

1. Построение полей скоростей флюидов в изучаемом объеме пород для современного и прошедших моментов времени.

2. Выявление возможного наличия и локализации геофлюидодинамических элементов (перетоков, зон резкого перепада давлений и т. д.), важных с точки зрения образования залежи полезного ископаемого и ореола вокруг нее, на основе анализа принципиальных черт геологического строения и развития изучаемого объема пород.

Возможность решения этих задач в каждом конкретном случае определяется возможностью с необходимой точностью описать процесс системой уравнений и задать входящие в них величины в виде явной функции координат и времени.

#### **Точность математических моделей**

Главным всегда был и остается вопрос, какова же в итоге точность результатов, т. е. какова степень соответствия получаемых значений характеристик природным. Поэтому пытаться ответить на этот вопрос почти всегда следует еще до решения математической задачи, а часто и до ее составления.

Можно с некоторой условностью выделить три вида источников погрешностей. Во-первых, это погрешности измерения параметров (объема и времени при измерении дебитов откачек, давления и уровня в скважинах, плотности флюида и т. д.), называемые измерительными, или метрологическими.

Во-вторых, погрешность при аппроксимации природных распределений параметров по данным непосредственных измерений в отдельных точках. Это расхождение между фактическим литологическим строением объема фильтрующей толщи и нашим представлением о нем, между принятым и фактическим распределениями давления и температуры, плотности флюида и пористости породы. К этой же группе нужно отнести и погрешности косвенного определения характеристик среды, например расчетного определения коэффициента проницаемости больших блоков неоднородных толщ и горизонтов по данным опытных работ или на основании лабораторных измерений на образцах керна. Такие погрешности удобно назвать *а п п р о к с и м а ц и о н н ы м и*. Они выделены в отдельную группу, поскольку всегда содержат неконтролируемую компоненту из-за того, что природная картина реконструируется по дискретной, часто неравномерной и редкой сети непосредственных наблюдений. Как совершенно справедливо отмечает В. М. Гороховский [16], определение параметров природной среды решением обратных задач при недостаточно детальной сети опробования не спасает дела: неконтролируемая, непредсказуемая компонента остается.

И, в-третьих, это погрешности самой модели, называемые здесь *м е т о д и ч е с к и м и* и связанные с соответствием модели природному явлению, с ограничением набора учитываемых характеристик и процессов, связей и отношений между различными характеристиками природных проводящих сред и флюидов.

**П р о н и ц а е м о с т ь.** Коэффициент проницаемости определяется эмпирически. Делается ли это на кусочках керна в лаборатории или с помощью откачки, или нагнетания на природном массиве пород, смысл определения остается все тем же. Когда порода пласта достаточно однородна, то никаких проблем не возникает: полученный в результате полевого или лабораторного опробования коэффициент проницаемости мы просто распространяем на весь объем рассматриваемой области фильтрации.

В работе [63] получены результаты, свидетельствующие о том, что даже для небольших образцов получаемые значения коэффициента проницаемости зависят от длины образца: с увеличением ее коэффициент падает постепенно, становясь постоянным (рис. 8.1). На изученной песчаной породе автор получил длину стабилизации проницаемости 70 см. С физической точки зрения такое поведение коэффициента проницаемости вполне правдоподобно: его значение

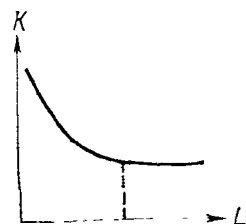


Рис. 8.1. Изменение проницаемости образца в зависимости от его длины.

будет падать для образца при увеличении его длины в силу роста числа пор малого размера по длине всего набора поровых каналов образца. По мере того как длина образца будет приближаться к такой, на которой перемежаемость диаметров поровых каналов становится статистически устойчивой, проницаемость стабилизируется. Эти данные заставляют обратить внимание на неоднородность породы уже на этом уровне. Неоднородность же породы, связанная с литологической изменчивостью и присутствием разрывных элементов (микро- и макротрещин, их зон, разломов), оказывает уже существенное влияние как на значение получаемых при опробовании параметров проницаемости, так и на отклонения принимаемых аппроксимаций от природной ситуации.

Если различно проницаемые литологические тела неравномерно распределены по объему рассматриваемой области фильтрации (см. рис. 3.3), то прежде всего это создает трудности при определении фильтрационных характеристик. При проведении откачки литологические тела, находящиеся на разном удалении от скважины, влияют на дебит скважины по-разному. Чем ближе породы, характеризующиеся проницаемостью, иной, чем у пород, вскрытых скважиной, тем сильнее это влияние. Поскольку при разных понижениях и в разные моменты от начала откачки размеры и форма депрессии разные, то и влияние это разное. Кроме того, поскольку неоднородность не имеет концентрического характера, то в зоне, охваченной депрессией, течение не имеет строго радиального, осесимметричного центростремительного характера, а обладает сложной конфигурацией. Тем самым, во-первых, формулы для параметров фильтрации при откачках, выведенные для строго радиального течения, уже не отвечают природной картине течения и, во-вторых, конфигурация течения зависит от размеров депрессионной воронки и распределения перепадов напора, зависит тем больше, чем меньше радиус депрессии по сравнению с размерами литологических тел. В итоге расчетная проницаемость оказывается сильно зависящей от понижения и времени с начала испытания.

И здесь самое время вспомнить о свойствах феноменологических законов и коэффициентов переноса в них и о роли понимания причинно-следственной сущности изучаемого феноменологически явления. Каждое конкретное значение определяемого эмпирически коэффициента переноса, в данном случае коэффициента проницаемости, отвечает конкретному набору характеристик: понижению уровня в скважине, форме пьезометрической поверхности по всей области нарушения природного состояния. Точнее говоря, каждое значение коэффициента проницаемости отвечает совокупности воздействия на природную среду и свойств природной среды в объеме области воздействия. Если в некотором диапазоне воздействий «ответ» среды одинаков, т. е. коэффициент пропорциональности между расходом воды и приложенным перепадом напоров сохраняет свое значение, то мы вправе считать его характеристикой опробуемого объема среды. Но это возможно лишь в случае, когда наше допущение об

однородности среды внутри опробуемого объема (между торцами образца или в границах депрессионной зоны) оправдано.

Для откачки в отличие от испытания образца керна изменение или понижения уровня или времени с начала испытания влечет и изменение границ испытываемого объема, а также изменение соотношения значимостей литологических тел в этом объеме. Таким образом, получаемый при откачках из пород, размер неоднородностей которых сопоставим по порядку величины с наиболее крутой частью депрессионной воронки, коэффициент проницаемости уже не имеет привычного смысла характеристики породы вне зависимости от конкретного объема исследования. Тем самым для неоднородной фильтрующей (а равно и теплопроводящей, проводящей диффузионный поток и т. д.) среды в случае, когда размер элементов неоднородности меньше размеров области значимого влияния испытания, а их число и повторяемость в этой зоне невелики, получаемое значение коэффициента переноса жестко привязано к совокупности «свойства среды — воздействия». Поэтому оно не может быть использовано как характеристика среды, не зависящая от воздействия в пределах диапазона изменений последнего, приписываемая каждой точке природной среды внутри объема испытания (в принятом масштабе осреднения).

Совершенно ясно, что такой коэффициент проницаемости будет верен лишь для тех же условий: точно того же положения скважины, тех же самых понижения и времени откачки. Чем больше отклонение условий прогнозируемой ситуации от условий испытания, тем больше погрешность прогноза коэффициента переноса. Хотелось бы подчеркнуть, что для этих выводов достаточно лишь понимания смысла процесса переноса в неоднородной среде и простейшего логического анализа. Никаких математических выкладок: картина совершенно ясна и без них. Фактическая картина, рисуемая из сопоставления прогнозов и работы водозаборов [16, 107] подтверждает все это. Автор подчеркивает это, чтобы еще раз убедить читателя в том, что ему доступно очень многое без всяких «страшных» формул, просто на основе неторопливого, обстоятельного логического анализа. Но именно этот «простой» анализ лежит в основе правильных результатов дальнейших математических формальных построений. Пышное кружево математических формул не заменяет содержательного анализа смысла явлений, но зато легко маскирует его отсутствие для неспециалиста в математике.

Легко заметить, что если для неравномерно неоднородных пород трудно прогнозировать коэффициент проницаемости на соседнюю скважину, то перенос коэффициента, полученного при откачке из скважины, на природный поток, обладающий совершенно иной структурой чреват еще большими погрешностями. Для того чтобы получить соответствующее природному представлению о поле проницаемости, нужна сеть точек опробования, отвечающая детальности неоднородности. Для горизонтов и толщ невыдержанных пород детальность может быть велика. В поисковой практике та-

кая сеть экономически совершенно неоправданна. Поэтому в практике поисковой геофлюидодинамики в случае неравномерной неоднородности сеть опробования практически всегда недостаточно детальна и прогноз проницаемости всегда содержит неконтролируемую погрешность. В этой ситуации необходимо предельно использовать косвенную информацию о распределении проницаемости, которую предоставляет интер- и экстраполяция литологических границ и тектонических зон на основе анализа фактического литолого-структурного материала с использованием общих геологических закономерностей распределения литологических характеристик и приуроченности зон трещиноватости, а также характеристик густоты и раскрытости трещин к определенным тектоническим элементам. Если в какой-либо рассматриваемой конкретно области переноса — участке пласта, толще пород разреза, бассейне в целом — сеть гидродинамического и геологического опробования недостаточна для снижения погрешности аппроксимации проводимости в этой области, то построение моделей для выявления характеристик течения именно в этой области теряет смысл. Отличие модельного течения от фактического будет чрезвычайно велико. В этой ситуации можно лишь «строить» варианты правдоподобных и возможных в данной геологической обстановке течений и подбирать наиболее подходящее по принципиальной структуре течение.

Несколько благополучнее обстоит дело с неоднородностью, равномерно и многократно повторяющейся в рассматриваемом объеме. Для этого вида неоднородности положение облегчается возможностью подбора такого масштаба рассмотрения, такого уровня обобщения пространственных характеристик среды, на котором ее можно рассматривать как однородную. По существу, первый такой переход от неоднородной среды к однородно-неоднородной, квазиоднородной мы совершаем, когда, стремясь освободиться от трудностей учета неоднородностей структуры пустотного пространства пород и структуры поля фактических скоростей, берем более мелкий масштаб описания и считаем, что на макроуровне породу можно считать однородной и фактическое поле скоростей частиц осреднить полем скоростей фильтрации. Совершенно аналогичный переход совершается, когда среда с многочисленными мелкими в выбранном масштабе и статистически равномерно повторяющимися элементами неоднородности снова обобщается модельной однородной средой. Проницаемость такой среды определяется уже не только проницаемостью слагающих ее элементов, но и их пространственным расположением, структурой размещения. Простой пример. Морские песчаные и глинистые отложения протягиваются на большие расстояния и представляют собой пачку слоев. В континентальных отложениях литологические разности не выдержаны по простиранию, часто выклиниваются или замещаются и представляют собой уже не пачку слоев, а мозаику. Соответственно при течении вдоль напластования коэффициент проницаемости толщи морских отложений  $K_{\tau 1}$  будет определяться по

формуле

$$K_{\tau 1} = \sum K_i h_i / \sum h_i, \quad (8.1)$$

где  $K_i$  и  $h_i$  — соответственно коэффициенты проницаемости и мощность отдельных литологических разностей.

Для континентальной толщи с повышенной глинистостью и разобщенными песчаными телами распределение литологических разностей ближе к схеме слоев, нормальных к течению, т. е. усредненная проницаемость  $K_{\tau 2}$  ближе к определенной по формуле

$$K_{\tau 2} = \sum h_i / \sum (h_i / K_i). \quad (8.2)$$

Это важное обстоятельство. В региональной геофлюидодинамике оно долго не учитывалось, что порой приводило, как уже указывалось в работе [27], к завышению региональных скоростей фильтрации. Нужно заметить, что структура расположения литологических тел не учитывалась в случае, когда расстояния между скважинами превышали размеры самих тел. В немалой степени этому способствовали два момента. Во-первых, на литологических профилях протягиваются достаточно выдержанные слои мощностью десятки или сотни метров. Но эти слои однородны и выдержаны в литологическом отношении лишь в том смысле, что в них сохраняются набор и соотношение слагающих их литологических разностей. Эти «выдержанно-слоистые» профили несколько затушевывают тот факт, что слагающие их «монокитологические» тела вовсе не выдержаны и что значение проницаемости такого слоя нередко ближе к определенному по формуле (8.2), чем по формуле (8.1). Во-вторых, радиус депрессионной воронки при кратковременных откачках невелик и радиус зоны, в пределах которой проницаемость породы оказывает ощутимое влияние на дебит скважины, обычно меньше размеров литологических тел. В этих условиях перемежаемость литологии по простиранию еще не сказывается на результатах опробования. Поэтому «значимая», крутая, часть депрессионной воронки мало подвергается влиянию выклиниваний и замещений. Благодаря этому коэффициент проницаемости, определенный по данным гидродинамического испытания какого-либо интервала разреза, пройденного скважиной, обычно достаточно близок к средневзвешенному значению коэффициентов проницаемости, определенных по керну, т. е. к формуле (8.1). Вот эти два обстоятельства, на наш взгляд, явились одной из причин того, что в течение долгого времени не обращали внимания на необходимость учета для более крупных объемов фильтрующих пород структуры пространственного расположения однородных в фильтрационном отношении литологических тел.

Квазиоднородным обобщением неоднородной среды можно пользоваться, когда его возможность сохраняется для наименьших рассматриваемых участков объема области переноса. Например, в каком-то месте изучаемой области фильтрации нас интересуют детали поведения пьезометрической поверхности, сечение которой принято

через 10 м. Тогда на любом участке между соседними изолиниями элементы неоднородности должны повториться достаточное число раз, чтобы на самом маленьком выделяемом пространственном элементе сохранилась статистическая однородность среды.

В тех случаях, когда природная среда может быть принята квазиоднородной, на нее накладываются и локальные, неусредняемые неоднородности: проводящие и экранирующие дизъюнктивы; вертикальные трещиноватые зоны на флексурных перегибах — проводящие, когда трещины открыты, и экранирующие, когда они залечены вторичным минералообразованием; фациальные «окна» и т. д. Роль этих элементов может быть значительной. Располагаясь внутри рассматриваемого объема фильтрации (диффузии), они могут определяющим образом влиять на флюидодинамическую обстановку. Так, например, крупные дизъюнктивы способны расчленить артезианский бассейн на достаточно самостоятельные «аквариумы».

Особые трудности возникают с реконструкцией поля проницаемости во времени. Ведь кроме чисто стадийных изменений с глубиной, учесть которые можно с той или иной точностью, существуют и непродолжительно существующие изменения. Таковы, например, локальные изменения субвертикальной трещиноватости в периоды тектонических активизаций. Их роль в фильтрации флюидов может носить определяющий характер. Учесть же такие изменения мы сегодня еще не умеем.

Приведенные выше соображения, относящиеся к массопереносу вообще, полностью верны и для диффузии. Диффузная проницаемость водонасыщенных толщ также неоднородна, также анизотропна. Использование в работах [91, 93—94] коэффициента концентрационной диффузии как константы для всего разреза бассейна, конечно, ничем не обосновано и весьма далеко от природной картины.

**П о р и с т о с т ь.** Изменение объема пустот в породах является главной причиной компрессионных компонент течения, наиболее широко распространенной как территориально, так и по видам геологических ситуаций. Геологически и физически различаются и должны описываться разными моделями изменения межгранулярной и трещинной пористости. Если в первом случае процесс идет преимущественно благодаря подвижности и переупаковке зерен породы, при этом уплотнение необратимо, то во втором благодаря нарушениям сплошности монолитной минеральной массы, упругим и пластическим деформациям объем пустот может и уменьшаться, и увеличиваться. На тот и другой процессы могут накладываться изменения температуры, растворение или садка минерального вещества, дегидратация и гидратация минералов.

В отношении трещинной пористости следует сказать совершенно прямо: к сожалению, сегодня мы еще не умеем связывать ее количественное значение и изменение с действием различных геологических факторов. Уже есть известные количественные данные наблюдений за связью раскрытости трещин с понижением забойного да-

вления в скважине, за разуплотнением (дилатансией) пород в зонах тектонических напряжений перед землетрясением и т. д. Но построить даже приближенно количественную модель поведения трещинной пористости пород в реальной геологической обстановке на протяжении геологического времени пока еще нет возможности. Связано это с тем, что поведение трещинной пористости определяется физико-механическими свойствами пород, структурой их неоднородности и полной картиной напряженного состояния пород всего массива, «прочитать» же геологическую обстановку физико-механически сегодня удастся лишь для упрощенных, модельных ситуаций. С описанием поведения межгранулярной пористости дело обстоит несколько благополучнее.

Представления о количественной характеристике изменения межгранулярной пористости во времени базируются на эмпирических сведениях о распределении пористости по глубине в различных районах, в разных геологических условиях. В первый период изучения уплотнения глинистых пород сформировалось представление о том, что пористость есть функция только глубины погружения. Такому представлению способствовало мнение о тождественности протекания процесса уплотнения в природных и в лабораторных условиях [68]. Тем самым изменение пористости во времени отождествлялось с изменением его с глубиной. Эта гипотеза, по существу, лежит в основе сформулированной М. К. Хабертом и У. Руби [115, 118] концепции равновесной глубины. Смысл ее в том, что уплотнение пород стремится привести пористость  $m$  к некоторому эталонному распределению  $m_z = m_z(h)$ . Каждой глубине  $h$  отвечает равновесное ей значение  $m_z$  и наоборот. Фактическое распределение пористости отличается от равновесного, если еще идет процесс уплотнения, сдерживаемый только избыточным давлением отжимаемой из пор воды. По мере выжимания воды пористость по всей глубине приближается к  $m_z = m_z(h)$ . Поскольку в этой модели сопротивление уплотнению оказывается только превышением давления поровой воды над гидростатическим, над нормальным давлением, то из нее автоматически следовала и связь между  $\Delta m = m_{\text{факт}} - m_z$  и  $\Delta p = p_{\text{факт}} - p_{\text{гидр}}$ :

$$m = m_0 \exp [-C \rho_{\text{в.п}} / (\rho_{\text{в.п}} - \rho_{\text{в}}) (1 - \lambda) z], \quad (8.3)$$

где  $C$  — числовой коэффициент;  $\rho_{\text{в.п}}$  и  $\rho_{\text{в}}$  — средняя объемная плотность водонасыщенной породы и воды соответственно;  $\lambda$  — отношение фактического внутриводяного давления к нормальному [118, с. 176].

Прологарифмировав равенство (8.3), легко получим формулу для определения  $\lambda$ .

Эта модель лежит в основе широко применяемого метода определения аномальных пластовых давлений по пористости пород. Ее использовали для объяснения и рассмотрения аномальных давлений Р. Чэпмэн [110, 111] и К. Магара [117]. Дж. Смит [119] на базе

этой концепции построил математическую модель эволюции внутрипорового давления в разрезе погружающихся осадков в ходе седиментогенеза и при его приостановке.

Такое представление о поведении пористости во времени основывалось на эмпирическом материале по толщам мощных, быстро накапливавшихся высокоглинистых отложений типа кайнозойских пород Галф Коста или Предкавказья. В этих районах в разрезе мощных глинистых толщ есть большие участки, на которых пористость не убывает, а даже возрастает. Вполне понятно, что модель поведения пористости, определяемого лишь противодействием отжимаемой воды, не учитывает многих других природных факторов: изменения прочности скелета и породы в целом при динамических и особенно при вибрационных нагрузках, периодических изменений температуры и т. д. Поэтому диапазон условий и промежутков времени, для которых эта физическая модель удовлетворительна, весьма узок, и она явно не годится для описания сколько-нибудь длительного в геологическом отношении уплотнения конкретного геологического объекта. Она пригодна лишь для выявления принципиальных черт природных компрессионных течений на типовых моделях регионов, когда перебором вариантов строения всей области фильтрации в сочетании с видом процесса уплотнения выявляется влияние тех или иных характеристик природных сред и процессов. При изучении же конкретного природного объекта часто значение имеет лишь достаточно точная и детальная картина течения, получить же ее нельзя из-за очень слабого соответствия модельного и природного процессов уплотнения. Нужно отметить, что успешность в ряде ситуаций (но не во всех) определения избыточных давлений по отклонению пористости  $\Delta m$  от эталонного совсем не обязательно говорит о правильности физико-механической посылки. Связь избыточного давления с  $\Delta m$  может быть объяснена и зависимостью от пористости изменений прочности пород и их деформации при динамических, например сейсмических, нагрузках.

Другая модель сформировалась на базе эмпирического материала по регионам преимущественно платформенного типа. Ее смысл в том, что наблюдаемая сегодня зависимость пористости от глубины и тем самым от нагрузки вышележащих отложений расценивается и как зависимость от времени: пористость полностью определяется глубиной залегания и меняется при погружении пород в соответствии с изменением глубины во времени. Этот подход используется практически во всех палеогидрогеологических построениях вне зависимости от характера региона. Вместе с тем ясно, что даже в платформенных условиях, где уплотнение идет в несравненно большем, чем в геосинклинальных областях соответствии с возрастанием глубины погружения каждого слоя, эта модель носит весьма приближенный характер. Равно, как и предыдущая модель, она может быть с осторожностью использована лишь для выяснения некоторых принципиальных черт палеогидродинамических обстановок,

хотя она и описывает платформенную ситуацию с большей точностью, чем более полная модель — ситуацию геосинклинальную. Для условий же интенсивного накопления мощных толщ терригенных высокоглинистых осадков эта модель не годится даже для приближенных гидродинамических оценок.

Используемая сейчас практически повсеместно экспоненциальная форма аппроксимации изменений пористости с глубиной лишь в первом приближении отвечает фактическому распределению  $m(z)$ . Это великолепно видно на рис. 8.2, заимствованном из работы Л. А. Буряковского и Р. Д. Джеваншира [4]. Изменчивость наклона кривых  $m(z)$  объясняется различиями совокупного действия статической и динамической нагрузок, температуры, минерализации воды и т. д. Л. А. Буряковский и Р. Д. Джеваншир [4] вслед за В. М. Добрыниным [32, 33] приняли, что множитель  $\beta$  в аппроксимации

$$m(z) = m(z_0) e^{-0,25 \beta z} \quad (8.4)$$

можно рассматривать как коэффициент необратимого уплотнения, зависящий от времени уплотнения осадка  $t$ , относительного содержания глинистых образований  $H_{гг}$  и других факторов. Они попытались, сравнив несколько кривых  $m(z)$  для отложений разного возраста и разной глинистости, определить  $\beta$  как функцию от  $t$  и  $H_{гг}$ . Построения авторов недостаточно корректны, поэтому полученные ими численные результаты не представляют интереса: проделанные ими операции по смыслу ближе всего к получению просто среднего арифметического из  $\beta$  для разных кривых. Выбранный же ими путь является, несомненно, правильным: сопоставив параметры различных пород, можно получить характеристики относительного влияния на уплотнение пород различных факторов. В отношении же реконструкций скоростей уплотнения этот путь обладает общими недостатками.

В настоящее время всем существующим моделям реконструкции поведения пористости во времени присущи два принципиальных

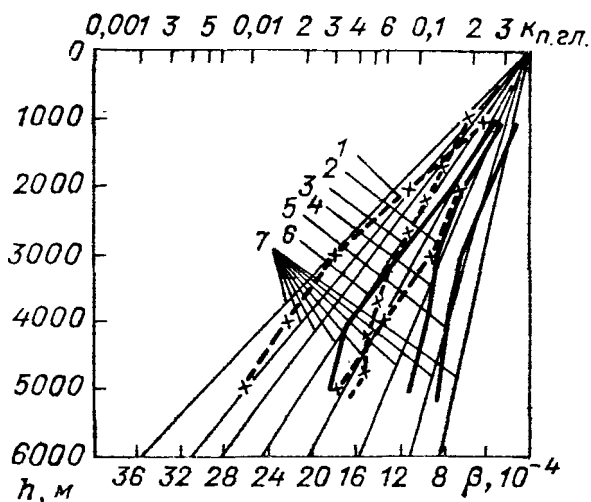


Рис. 8.2. Зависимость пористости глины от глубины залегания [4].

1 — по Дж. Уэллеру; 2 — по Н. Б. Вассоевичу; 3—5 — по Л. А. Буряковскому и Р. Д. Джеванширу (3 — для Апшеронского полуострова, 4 — для юго-запада Апшеронского полуострова и части Бакинского архипелага, 5 — для Бакинского архипелага в целом); 6 — по Б. К. Прошлякову и В. М. Добрынину; 7. — семейство линий для разных значений коэффициента необратимого уплотнения.

недостатка. Во-первых, скорость изменения пористости осредняется для слишком больших промежутков времени. В действительности же скорость уплотнения резко дифференцирована во времени, существенно изменяется на протяжении довольно коротких геологических промежутков времени. Кроме того, с точки зрения флюидодинамики правильнее говорить об изменении водоёмкости пород, а не об их уплотнении. Водоёмкость же за счет изменения соотношений между свободной и связанной водой может меняться в обе стороны — и уменьшаться и увеличиваться — под действием, например, изменений температуры или минерализации воды. Во-вторых, действие совокупности факторов и тем самым скорость изменения «водоёмкости» породы существенно дифференцированы и по площади и по разрезу. При этом зоны наиболее активных уплотнений мигрируют во времени по объёму толщи пород. Все это, естественно, ведет к изменчивой во времени мозаичности распределения скорости изменения водоёмкости пород, существенным образом определяющей характер поля скоростей фильтрации.

Существующие же сегодня подходы и доступный материал не дают возможности оценить процесс достаточно детально в пространстве и времени. Поэтому в настоящее время возможны лишь весьма приближенные оценки принципиальных черт флюидодинамической ситуации региона, определяемой процессами изменения водоёмкости пород. Построение же поля скоростей фильтрации, вызванной уплотнением пород, для того или иного региона в какой-либо момент его истории (особенно если учесть и погрешности в определении поля проницаемости пород) пока что принципиально невозможно. Попытки построения карт палеонапоров [86], к тому же с очень малым сечением изолиний, заведомо ошибочны. Предпринимаются они потому, что их авторы проводят численные построения, не анализируя точность входящих параметров и используемой модели, которая очень низка и ведет к итоговой погрешности в сотни, тысячи, десятки тысяч процентов. Поскольку все подобные расчеты делаются для прошлых эпох, они не контролируются непосредственно эмпирикой. Благодаря этому вопрос о точности не выходит на передний план и создается видимость реальности построений, хотя на деле результаты явно не отвечают фактическим течениям.

Подобные трудности существуют для реконструкции по времени и других величин: плотности флюида и ее изменения при взаимодействии с породой, поведения температурного поля, влияющего как непосредственно на объём флюида и минеральной массы, так и на его изменения вследствие химических процессов и т. п.

В целом можно констатировать совершенно однозначно: возможная сегодня точность задания величин, определяющих компрессионную компоненту течения, совершенно недостаточна для количественных реконструкций течений в конкретных районах (для «точных» моделей).

## Возможности геофлюидодинамических палеореконструкций

Реконструкции палеотечений опираются либо на аналогии, либо непосредственно на теорию процессов. Но в любом случае палеореконструкциям свойственна одна важная специфическая особенность: их правильность не может быть проверена прямыми эмпирическими измерениями характеристик реконструируемого течения. Если не считать некоторых, обычно малоэффективных косвенных способов проверки, обеспечение надежности, достоверности реконструкций связано целиком с обоснованностью методических приемов, со скрупулезной выверкой теории, на которую они опираются, с определением точности методов и тех диапазонов условий, за пределами которых они не применимы, с проверкой метода на современных течениях. Последнее очень важно. Например, Н. В. Кулаков [51] предложил метод реконструкции, опиравшийся на предположение, что пластовое давление всегда есть  $0,42 p_{\text{геост}}$ . В его работе приведены пьезометрические схемы, построенные по этому принципу для разных моментов времени, в том числе и для настоящего времени. В то же время построена и схема пьезометрической поверхности по фактическим современным измерениям. Сопоставление двух схем — реконструированной и фактической — дает весьма наглядное представление о «возможностях» этого метода: обе схемы не имеют ничего общего. (К сожалению, автор не обратил на это никакого внимания.) Однако это, по-видимому, единственный случай, когда правильность построений могла быть проверена столь быстро и наглядно. Ошибочные построения, как правило, выявляются далеко не сразу.

Осознание практической ценности данных об истории флюидной деятельности для поисков флюидогенных месторождений полезных ископаемых — нефти и газа, ряда рудных и нерудных ископаемых — вызвали в 60—70-х годах бурный рост интереса к палеореконструкциям и числа публикаций по этому поводу. Но сегодня ясно видно, что реального сдвига это не дало. «Большое внимание, которое уделялось в последнее время палеогидрогеологии, казалось бы, должно было привести к появлению разнообразных методов палеогидрогеологического анализа, надежно обоснованных как теоретически, так и экспериментально. Однако этого не произошло, гидрогеологи пользуются пока довольно ограниченным числом методических приемов, позволяющих осуществлять палеогидрогеологические реконструкции. В то же время удельный вес работ, направленных на создание новых методик, в общем количестве публикуемых палеогидрогеологических материалов продолжает оставаться невысоким» [70]. Причина этого вполне объективна: бурный энтузиазм натолкнулся на недостаточность теоретической и эмпирической базы.

Палеореконструкции могут быть плодотворными и надежными лишь при наличии достаточно развитой причинно-следственной

теории геолого-физической обусловленности движения флюидов, традиционный подход преимущественно описательно-умозрительного плана здесь недостаточен. Кроме того, были явно переоценены и чисто эмпирические возможности: даже если реконструкция в принципе возможна, эмпирический материал, который оказывается необходимым для надежных количественных построений, может быть получен нередко лишь в том случае, когда большие территории будут исследованы с детальностью, отвечающей стадиям промышленной разведки. Это нереально. Для ряда параметров пока неизвестны и способы реконструкции. Встает вопрос и о корректировке целей палеорекоonstrукций. Проведение их должно быть оправдано экономически с точки зрения геологопоискового процесса и не должно требовать выполнения таких работ, с помощью которых можно было бы на основе другой информации находить месторождения совершенно без всяких палеорекоonstrукций. Иными словами, возникла необходимость пересмотреть и место палеорекоonstrукций в системе методов поисков месторождений полезных ископаемых, тем более что палеорекоonstrукции выполнялись, как правило, задним числом.

Энтузиазм по поводу палеорекоonstrукций, причем количественных, вполне понятен. Он возник не на пустом месте: выяснилось, что распределение пористости на глубине подчиняется определенной закономерности и даже может быть описано математически; изменение пористости с глубиной было расценено как изменение во времени, соответствующее времени погружения осадка; изменение свойств пород и поведения потока считалось происходящим синхронно и плавно по всему региону; широкими кругами исследователей была активно воспринята идея гидрогеологической цикличности, усовершенствованная А. А. Карцевым. В этой обстановке, вполне понятно, перспективы реконструкций выглядели радужно.

Однако почти сразу же стало выясняться, что схема гидродинамической цикличности совсем не отвечает схеме чередования погружения и воздымания, субаквальных и субаэральных периодов, а весьма сложна; а позже стало очевидно, что все изменения пористости и проницаемости происходят не плавно по мере погружения пород, а скорее импульсами, неравномерно распределенными во времени и несинхронными по территории и т. д. Более того, выяснилось, что требует решения и вопрос о способе соотнесения процессов в разных частях территории во времени: как известно, ни литологическая, ни палеонтологическая стратификации не являются хронологическими. Для геофлюидодинамики же нужна хронологическая. Какова разница между нею и литологической и палеонтологической стратификациями в разных геологических ситуациях, всегда ли эта разница мала с геофлюидодинамических позиций, пока не во всех случаях ясно.

В итоге на сегодня почти для всех ситуаций, кроме чисто гравитационных течений в самом недавнем прошлом, количественные палеорекоonstrукции полей скорости для конкретных регионов прин-

ципиально невозможны. Те же методики, которые были предложены, при ближайшем рассмотрении оказываются ошибочными. Количественные построения могут быть применены сегодня только для описания тех или иных сторон модельных, а не конкретных ситуаций.

За прошедшие годы был создан ряд совершенно неоправданных методов количественных палеореконструкций. Их критический обзор представляется полезным и необходимым.

**Реконструкция на основе метода актуализма.** Говоря об актуализме, обычно подразумевают сходство (или даже одинаковость) геологических процессов, идущих сегодня и наблюдаемых нами, с происходившими в прошлом. Чем независимее процесс, чем меньшим числом факторов определяются его основные черты, тем это, вообще говоря, правильнее, тем полнее сходство. Однако даже в наиболее простых случаях прямой перенос на прошлое геологических процессов самих по себе, без сопоставления полной совокупности определяющих процесс факторов в их причинно-следственной связи, чреват возможностью получить ложные результаты. В особенности это относится к геофлюидодинамическим процессам.

Структура чехла, распределение проницаемости, скорости изменения флюидосодержания пород и распределения температур и т. д. — все меняется во времени по мере того, как происходит накопление осадков, их эрозия, идет литификация пород, проявляются и мигрируют в пространстве тектонические процессы. Иными словами, ни один район не может быть идентичен в геологическом отношении в разные моменты времени. Не сохраняется и флюидодинамический «шаблон». Например, если в период осадконакопления данной морской толщи в ней имело место компрессионное течение, то совершенно необязательно в ней будет такой же гидродинамический режим при отложении следующей толщи. Таким образом, невозможной оказывается простая привязка геофлюидодинамических характеристик к какому-то одному геологическому параметру, например к знаку тектонического движения.

С этих позиций становится понятным, что идея прямого сходства геологических обстановок протекания процессов, использование которой и неизбежно и полезно на первых стадиях изучения вопроса, при интуитивном проведении аналогий, в настоящее время уже непригодна. На сегодняшнем уровне знаний о природе геофлюидодинамических процессов необходимо опираться на инвариантность используемых законов относительно времени и пространства, т. е. на сохранение их характера вне зависимости от времени и места протекания процесса. В качестве инвариантных выступают преимущественно законы физики, термодинамики, химии. Например, если флюид имеет вязкий характер, то в любое время, в любом месте его течение будет подчиняться закону Дарси. Независимы от времени и места в пространстве **з а к о н ы п р о т е к а н и я п р о ц е с с а**; характер и структура, смысл связей между характеристиками сред и внешних воздействий. А вот о п и с а н и е п р о т е к а н и я

конкретного процесса в конкретных условиях, его математическая модель, уже зависит, так как она включает численные значения этих характеристик. Таким образом, реконструкции геофлюидодинамического процесса прошлых эпох на основании сходства с современными есть просто один из видов проведения геофлюидодинамических аналогий. Специфика лишь в том, что характеристики геологического объекта, для которого воссоздается геофлюидодинамическая ситуация, не измеряются непосредственно, а устанавливаются на основании палеореконструкций — тектонических, литологических, геоморфологических и т. п.

И. К. Зерчанинов [38] предложил считать постоянными распределения по глубине минерализации и давления пластовых вод и базировать на этом палеореконструкции. Справедливо критикуя предложение И. К. Зерчанинова и указывая на непостоянство в действительности распределения давления, А. М. Никаноров, Г. П. Волобуев и О. Б. Барцев полагают, что «коэффициент напряженности (так они называют коэффициент аномальности  $p_{\text{факт}}/p_{\text{гидрост.}}$  — А. Г.) может быть принят величиной относительно постоянной во времени» [70, с. 96]. Однако нетрудно увидеть, что их допущение постоянства во времени коэффициентов аномальности и величины  $\partial p/\partial z$  ничем не отличается от критикуемого ими же допущения И. К. Зерчанинова о постоянстве  $p(z)$ . Действительно, если постоянно  $p(z)$ , то постоянно и его изменение по вертикали  $\partial p/\partial z$ . Обоснование авторами постоянства коэффициентов напряженности оказалось полностью ошибочным. А. М. Никаноров, Г. П. Волобуев, О. Б. Барцев [70, с. 87] для описания процесса фильтрации в интенсивно уплотняющихся породах опираются на уравнение

$$\kappa (\partial^2 p/\partial x^2 + \partial^2 p/\partial y^2 + \partial^2 p/\partial z^2) = -\partial p/\partial t, \quad (8.5)$$

где  $\kappa$  — коэффициент пьезопроводности.

Это уравнение учитывает упругое изменение объема флюида и пор водонасыщенной породы в результате изменения давления, но не учитывает изменения пористости за счет уплотнения — величины неизмеримо более значительной. Ясно, что это ошибка принципиальная, и поэтому все дальнейшие построения и выводы авторов оказываются полностью неверными, не имеющими никакого отношения к природному процессу.

Причина такой ошибки становится отчасти понятной из того, что авторы считают возможным «в качестве расчетной модели водонапорной системы условно принять круговой пласт с батареей нагнетательных скважин в центре, имитирующих процессы инъекции отжимаемых вод в коллектор». При длительном нагнетании с постоянным дебитом в центре кругового пласта через некоторое время наступает квазистационарный режим: изменение давления во времени становится практически одним и тем же для всех точек пласта. Именно поэтому вышеназванные авторы и приняли, что раз уплотнение — процесс длительный, т. е. соответствующее условие на время выполнено, то и  $\partial p/\partial t$  должно быть везде одинаково. А раз

так, то и коэффициенты аномальности должны быть в каждой точке одинаковы. Сразу же можно сказать, что аналогия принципиально неверна и здесь.

В модели кругового пласта постоянный дебит нагнетания есть краевое условие, а вовсе не аналог отжимания, которое идет по всей площади и к тому же неравномерно, со скоростью, изменяющейся и по площади, и во времени. Кроме того, переход от постоянства  $\partial p / \partial t$  в пространстве к постоянству коэффициента аномальности для каждой точки во времени явно не обоснован. Вот простой пример. Возьмем два значения пластового давления — 20 и 15 МПа. Отвечающее им гидростатическое давление примем 10 МПа. Тогда начальные коэффициенты аномальности будут 2,0 и 1,5. Пусть в течение времени  $\Delta t$  в каждой из точек скорость изменения давления одинакова, а за время  $\Delta t$  давление падает на 5 МПа. В итоге конечные коэффициенты аномальности —  $(20-5)/10 = 1,5$  и  $(15-5)/10 = 1,0$ . Из этого примера сразу же видно, что коэффициенты аномальности меняются, причем неодинаково. Словом, все построение авторов содержит ряд логических и математических ошибок, которые начинаются с неверного состава уравнения.

Таким образом, предложенная ими методика палеорекострукций с построением карт палеонапоров неверна, ибо опирается на ложное основание. Построенные ими карты, будучи искусственными, никакого представления об истинной картине палеотечения подземных вод не дают.

В. А. Кудряков [50] точно так же исходит из модели (8.5) и из принятия возмущения давления не по всему объему уплотняющейся толщи пород, а в центре бассейна. Вполне понятно, что эти ложные посылки ведут только к ложным результатам. Формулы, которые приводит В. А. Кудряков [50, с. 36—38], никак им в тексте работы не обосновываются, никаких указаний на способ их построения не дается. Однако анализ структуры формул и их физического эквивалента в сравнении с формулами для правильно поставленной задачи говорит совершенно недвусмысленно об умозрительности этих построений.

**Реконструкции по следам процессов.** Геологические процессы, вызывающие движение флюидов, оставляют нам лишь кумулятивные, т. е. накопленные во времени, следы. Так, мы фиксируем лишь сегодняшние итоговые распределения пористости и проницаемости, структуру пластов, рельеф местности и т. д. Для реконструкции этих параметров и скоростей их изменения в прошлом необходимо располагать геолого-физическими теорией соответствующих процессов и методом реконструкции их протекания. Далее на основе гидромеханической теории течения флюидов и теории причинной связи геологических процессов с флюидными может быть реконструирован геофлюидодинамический процесс. Таким образом, роль причинно-следственной теории геофлюидодинамических и геологических процессов оказывается определяющей в геофлюидодинамических палеорекострукциях. Вполне понятно,

что при равной теоретической обеспеченности детальность реконструкции зависит от детальности эмпирической информации. Это, конечно, в равной мере относится и к геологическим, и к флюидным реконструкциям. Но восстановление истории флюидной деятельности, истории подвижного субстрата, обладает и принципиальным отличием от реконструкций геологических, т. е. истории твердого субстрата.

Подвижность флюида определяет несамостоятельность, зависимость, поведения каждой пространственной части флюидной системы от поведения смежных с нею частей. В математической постановке это находит отражение во включении в систему уравнений краевых условий. Нетрудно представить, что в одном и том же (например, прекрасно проницаемом и почти неуплотняющемся) водоносном горизонте флюидодинамическая картина может быть совершенно различной в зависимости от окружения. Если этот горизонт имеет выходы на поверхность по всему периметру бассейна, в нем будет гравитационное течение с достаточно большими скоростями. Если же он находится в подсолевой толще, то будет преобладать компрессионное течение. Слабопроницаемая медленно уплотняющаяся толща может как отдавать воду в подстилающую хорошо проницаемую толщу, так и промываться вертикальным потоком из нее в зависимости от соотношения напоров. Вот в связи с этой взаимосвязанностью флюидной системы на всем пространстве ее деятельности для реконструкции по следам геологических процессов — причин геофлюидодинамических процессов — нужен эмпирический материал по гораздо большему объему пород как по площади, так и по разрезу. Вполне естественно, это создает дополнительные трудности.

Другой возможный путь геофлюидодинамических палеореконокструкций опирается на следствия флюидодинамических процессов — на результаты геохимической деятельности протекавших через породу флюидов, в частности на вторичную минерализацию. Эти результаты также носят кумулятивный характер, а реконструкции также опираются на теорию — в данном случае на теорию растворов и химического взаимодействия веществ. В гидрогеологии в настоящее время в основном развиваются реконструкции по следам причин. Реконструкции по следам следствий обладают несравненно большей независимостью от смежных объемов, носят локальный характер. К сожалению, теоретическая база этого вида реконструкций сегодня развита в гораздо меньшей мере. Основные работы в этом направлении принадлежат В. Н. Озябкину.

В гидрогеологии практически с самого начала рассмотрения процессов уплотнения осадков и их роли в движении подземных вод сложилось представление, что отжимающаяся из глин вода должна попасть сначала обязательно в хорошо проницаемый горизонт, а уже только по нему далее, в сторону поверхности. Эта идея не имела под собой никаких оснований, тем не менее такая схема удаления отжимаемой воды долгое время была столь абсолютно приня-

той, что всерьез писалось даже об отжимании воды и нефти в замкнутые линзы песчаников, находящиеся среди глин. Так или иначе эта схема, будучи к тому же тесно связана с идеей о залегании нефти и газа именно в том литостратиграфическом этаже, в котором они генерировались, определила, по существу, представления о флюидодинамической автономии отдельных комплексов, этажей, горизонтов. Уже в период появления этих представлений (лет двадцать назад) было ясно, что кроме латеральной, вдольпластовой, всегда есть и субвертикальная, сквозьпластовая, компонента течения. Однако абсолютизация латеральной компоненты на том уровне знаний была психологически понятна: она позволяла достичь какого-то порядка в представлениях о движении флюидов, давала возможность производить определенные построения, помогала обойти трудности с неравномерной изученностью разреза. И именно на эту схему опирается явно или неявно большинство существующих палеореконструкций.

М. С. Бурштар с соавторами [3 и др.] предложил реконструировать палеотечения, связанные с отжиманием воды при уплотнении глинистых пород, при помощи построения карт количеств воды (в метрах водяного столба), отжатых из пород рассматриваемого горизонта за оцениваемый промежуток времени. Но авторы этого подхода отождествили места с наибольшими количествами отжатой воды с пьезомаксимумами, а с наименьшими — с пьезоминимумами. Это, конечно, неверно. Картина движения подземных вод определяется не только изменением водосодержания породы, но и распределением проницаемости пород, гипсометрией рельефа и другими факторами. К тому же, как уже говорилось, процесс уплотнения пород происходит неравномерно во времени и в разных точках площади его интенсивность изменяется несинхронно. Таким образом, одни лишь карты количеств отжатой воды, да еще отдельно по горизонтам, не позволяют получить почти никакой информации об истинных направлениях и скоростях движения подземных вод. Вместе с тем построение подобных карт по отдельным комплексам и в целом для осадочного чехла представляет определенный интерес, поскольку может быть использовано для приближенных оценок степени компрессионности режима движения флюидов.

Подход к палеореконструкциям на основе выделения гидрогеологических циклов и их этапов — элизионного и инфильтрационного — был разработан А. А. Карцевым. В его основе лежит положение о том, что «в первом приближении интервалам разреза, представленным осадочными (и параметаморфическими) породами, отвечают элизионные этапы, а перерывам — инфильтрационные этапы» [41, с. 147]. Это вытекало из представления, что пористость пород определяется глубиной их залегания, т. е. что при погружении отжатие воды идет, а при воздымании нет. Это давало очень простую схему сопоставления геологического разреза и гидрогеологической, главным образом гидродинамической, истории.

Вместе с тем в этом подходе были видны изъяны уже во время его создания. Позже, по мере дальнейшего изучения природы геофлюидодинамических процессов, стало понятно, что деление геофлюидодинамической истории на основе прямого сопоставления с разрезом пород явно неудовлетворительно и несет в себе неконтролируемую погрешность [27]. Представить себе это нетрудно. Например, в элементарно простом случае, когда на проницаемом горизонте залегают уплотняющиеся глины, движение вод в нем будет центробежным при пенепленизированных формах рельефа или под уровнем моря и центростремительным при достаточно крутых формах рельефа. В одном случае будут преобладать компрессионные факторы, в другом — гравитационные. Выделение же этапов, т. е. гидродинамических режимов, только по наличию или отсутствию осадконакопления совершенно не отражает соотношения действующих сил и свойств области фильтрации. Поэтому реконструкции непосредственно по «гидрогеологической цикличности» ведут нередко к ложным представлениям. В этом снова проявилась несводимость геофлюидодинамических режимов к простым геологическим шаблонам и необходимость рассмотрения всего набора факторов, определяющих движение флюидов.

А. А. Карцевым рекомендованы количественные оценки водообмена при отжимании воды и при инфильтрации в глубокие пласты. Показатель интенсивности водообмена в водоносном комплексе на элизионном этапе (ПИЭВ) рекомендуется рассчитывать по формуле [42, с. 71—72]

$$\text{ПИЭВ} = V_r \Delta m_r / V_n m_n, \quad (8.6)$$

где  $V_n$  — объем песчаных коллекторов данного водоносного комплекса;  $m_n$  — пористость песчаников (с учетом изменения во времени);  $V_r$  — объем глин данного водоносного комплекса (с учетом изменения во времени);  $\Delta m_r$  — изменение пористости глин в течение данного этапа.

Оценка соотношения объема отжатых вод и объема вод, содержащихся в проницаемых горизонтах, по формуле (8.6) опирается фактически на два предположения: 1) об отжимании вод из глин в коллектор и движении их по коллектору от центра бассейна и 2) об «изолированности» комплекса от выше- и нижележащих толщ пород. Оба эти предположения не могут быть приняты для всего разнообразия флюидодинамических ситуаций, хотя возможны отдельные случаи, когда они оправдываются в той или иной мере. Поэтому ПИЭВ не характеризует реальной смены объемов воды в коллекторе. С его помощью может быть оценена лишь предельно возможная доля отжатых вод.

А. А. Карцев предложил также показатель интенсивности водообмена на инфильтрационном этапе (ПИИВ) [42, с. 74—75]

$$\text{ПИИВ} = F u \tau / V_n m_n, \quad (8.7)$$

где  $F$  — поперечное сечение древнего подземного потока;  $u$  — скорость древнего потока, взятая по аналогии с таковой сходных совре-

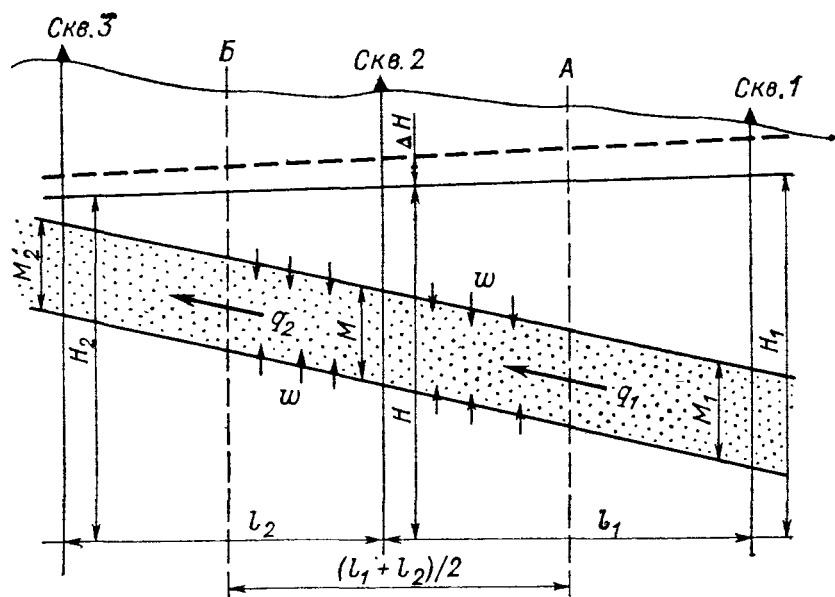


Рис. 8.3. Схема к уравнениям (8.8) и (8.9).

менных артезианских бассейнов;  $\tau$  — длительность данного инфильтрационного этапа.

Смысл этого показателя — также число полных смен объема воды в проницаемом горизонте. В этом качестве показатель не учитывает как непоршневое вытеснение «старой» воды «новой», так и непостоянство скорости по рассматриваемой территории. И хотя в работе прямо говорится: «... следует, однако, иметь в виду, что эти величины ПИИВ имеют ориентировочное значение и годны главным образом для сравнительных целей» [42, с. 75], тем не менее этому показателю многие исследователи обычно придают прямой смысл числа смен объема воды в горизонте.

Ф. П. Самсонов, Ю. М. Качалов, Г. П. Якобсон [86] предложили конечно-разностные одно- и двухмерные решения для потока отжимающихся вод. Для определения напоров воды, отжимаемой из глин и текущей по песчаному пласту, ими была составлена система уравнений

$$\Delta V = (q_1 - q_2) + w [(l_1 + l_2)/2] \Delta t; \quad (8.8)$$

$$\Delta V = \beta^* M_{\text{ср}} [(l_1 + l_2)/2] \Delta H, \quad (8.9)$$

где  $\Delta V$  — объем воды (упругий запас), накапливаемый в элементе объема между сечениями А и Б за промежуток времени  $\Delta t$ ;  $q_1$  и  $q_2$  — расходы воды через сечения А и Б;  $w$  — модуль «седиментационного питания», равный количеству отжатых вод, поступавших на единицу площади пласта в единицу времени;  $\beta^*$  — коэффициент упругости пласта;  $M_{\text{ср}}$  — средняя мощность водоносного пласта в элементе между А и Б;  $\Delta H$  — среднее изменение напора в элементе пласта за время  $\Delta t$ ; остальные обозначения ясны из рис. 8.3.

Смысл и задача уравнений (8.8) и (8.9) — отразить баланс воды на участке *АБ*. Уравнение (8.8) описывает накопление воды через соотношение притока — оттока для выделенного объема, а уравнение (8.9) — через изменение упругого запаса воды в нем. Приравнивание правых частей должно было бы дать уравнение материального баланса. Авторы так и делают. Но в формуле (8.9) величина  $\Delta V$  не имеет физического смысла: изменения объема вызываются изменением давления, а не напора, как это записали авторы. Действительно, ведь напор есть результат сопоставления фактического давления с фиктивным равновесным, последнее не зависит от выбора плоскости сравнения, т. е. произвольно. Иными словами, напор может как угодно произвольно соотноситься с фактическим давлением. Гидродинамическому смыслу явления это не мешает, так как гидродинамический смысл имеет только разница между напорами в точках, сравниваемых в одной системе отсчета, а не сами напоры. Поскольку рассматриваемый пласт погружается, то давление в нем наверняка растет, а напор может при этом и увеличиваться, и уменьшаться — все зависит от обстановки течения. Только в одном случае  $\Delta H = \Delta p$ : когда пласт неподвижен, когда его гипсометрия постоянна во времени. Но этот случай не относится к рассматриваемым авторами ситуациям для течений за счет уплотнения осадков при их погружении. Итак, авторами допущена ошибка, в результате которой уравнения (8.8) и (8.9) не сращиваются из-за разных смысла и значений  $\Delta V$  в каждом из них. Поэтому дальнейшие построения и полученные на их основе результаты принципиально неверны. Построенные с их помощью палеопьезометрические карты обладают лишь видимостью правдоподобия благодаря снижению расчетных пьезометров от центра бассейна к периферии.

В работе [27] была вскрыта эта ошибка, объяснена ее причина и показано, как видоизменить модель (8.8)—(8.9), чтобы получить правильный результат: так как упругое сжатие составляет всего около 0,004 от необратимого сокращения пористости, то им следует пренебречь и взять уравнение материального баланса в виде

$$q_1(t) + w(t) [(l_1 + l_2)/2] - q_2(t) = 0. \quad (8.10)$$

В. А. Кудряков [50] почему-то счел эту критику неверной. Он пишет, что авторы работы [27] «не совсем правы..., считая, что операция приравнивания упругих запасов не корректна из-за допущения аналогии изменений напора и давления. Действительно, приведенный напор и пластовое давление — параметры не равнозначные. Однако в расчетах Ф. П. Самсонова и др. [86] значения приведенных напоров используются лишь при определении расходов подземных вод, а приращение упругого запаса в их формулах определяется как приращение пьезометрической составляющей напора, т. е. пластового давления» [50, с. 23]. Но если расход определяется по приведенным напорам, а изменение упругого запаса по «пьезометрической составляющей», то хотя они и обозначены

одной буквой  $H$ , уравнения (8.8) и (8.9) все равно сращивать нельзя из-за разного смысла в выражении  $q = [K\mu^{-1} (H_i - H_{i-1})]/\Delta l$  величины  $H$ , входящей в уравнения (8.8) и (8.9). Это было бы просто нарушением логики. Таким образом, возражения В. А. Кудрякова ошибочны. Они носят умозрительный характер и не учитывают существа дела.

Кроме того, уравнения баланса сжимаемого флюида можно записать только в единицах массы или в приведенных к стандартным условиям единицах объема. В модели (8.8)—(8.9) нет ни того ни другого. Так, нетрудно увидеть, что в условиях сжимаемого флюида значения  $q_1$ ,  $q_2$  и  $\omega$  определяются для разных манометрических давлений и представляют собой расходы воды разной плотности, т. е. имеют разную размерность в отношении количества массы. Следовательно, неправомерно определять их сумму, т. е. уравнение (8.9) принципиально неверно.

В целом ошибки реконструкции по методу Ф. П. Самсонова с соавторами обусловлены несколькими причинами.

1. Ошибочно составлены исходные уравнения: уравнение баланса записано в объемной форме; изменение упругого запаса сочтено зависящим от изменения напора, а не манометрического давления. Эти ошибки носят принципиальный характер. Хотя они были разобраны еще в работе [27], где была дана и правильная форма уравнения, судя по сравнительно недавним работам (см. Гидрогеохимические и палеогидрогеологические критерии перспективных зон нефтегазонакопления [14]), неверные уравнения еще продолжают использоваться (об этом говорят получаемые значения перепадов напоров).

2. Изменение пористости во времени полагается зависящим только от глубины и идущим с одинаковой скоростью в течение каждого из выделенных промежутков времени  $\Delta t$ . В то же время фактический геологический материал показывает, что различие даже скоростей осадконакопления во времени резко варьирует. Возьмем случаи построений Г. П. Якобсона с соавторами, реконструирующих палеодинамику в средне-верхнедевонском водоносном комплексе Волго-Уральской провинции. В верейское время, например, осадконакопление резко варьировало. К. И. Ломоть [58] указывает, что верейский горизонт представлен чередованием известняков, доломитов, глин, песчаников и алевролитов. Поскольку скорость накопления каждой из этих литологических разностей резко различна, скорость уплотнения (в рамках принятой авторами идеи о связи пористости с глубиной) также крайне непостоянна. Но состав разреза и расположение литологических разностей по вертикали варьируют и в плане. Значит, и в плане скорость осадконакопления сильно разнится, т. е. принятие  $dm/dt = \text{const}$  в течение моделируемого  $\Delta t$ , принципиально важное для метода реконструкции, необоснованно и ошибочно.

3. В схеме метода принято, что течение по водоносному комплексу латеральное, что из глин вода отжимается в обе стороны,

а в середине слоя глин имеется поверхность раздела, т. е. трехмерная картина природного течения заменена двухмерной. При этом полностью игнорируются гравитационная составляющая течения (под влиянием рельефа) и уплотнение других горизонтов.

Проблема оценки правомерности выделения «латерального ломтя» неизбежно возникает при анализе течения по коллектору воды, отжимаемой из смежных глинистых пластов. По существу, большинство рассмотрений такого течения тяготеет к схеме отжимания воды с обеих сторон (сверху и снизу) в пласт хорошо проницаемых пород из смежных с ним глин. Вместе с тем для выполнения такой схемы необходимо, чтобы при уплотнении каждый слой глин отдавал воду в обе стороны в смежные коллекторы, т. е. чтобы в нем проходила поверхность раздела. Условие это важное и вовсе не очевидное. Широко принятое среди гидрогеологов представление о том, что такой латеральный отток есть норма, имеет под собой только чисто психологическую базу: коллектор более проницаем, чем глинистая порода. Первым вопрос о поверхности раздела рассмотрел Ю. В. Мухин [68]. Как уже говорилось в § 7, его формула неверна из-за использования ряда ошибочных посылок.

Точное положение поверхности раздела, даже если она и имеет место, не может быть установлено из-за весьма приближенного характера описания реальных процессов и низкой точности входящих в описание параметров. Для приближенной оценки самой возможности существования раздела внутри глинистого горизонта или толщи можно рекомендовать формулу из работы [27]

$$P_2 - P_1 = (aA\mu)/K [(H - M_r) \ln (H - M_r) - H \ln H + M_r \ln H + M_r], \quad (8.11)$$

где  $P_1$  и  $P_2$  — приведенные давления в верхнем и нижнем смежных с глинами проницаемых горизонтах;  $a$  — числовой параметр в уравнении для пористости

$$m = m_0 - a \ln bh,$$

$A$  — скорость погружения пород;  $\mu$  — вязкость воды;  $K$  — коэффициент проницаемости глин;  $M_r$  — мощность глин;  $H$  — глубина подошвы глин.

Сравнив расчетные и фактические значения приведенных давлений  $P_2 - P_1$ , можно получить примерные оценки: разность  $P_2 - P_1$  дает перепад приведенных давлений, необходимый для того, чтобы весь отток шел только вверх. Для карбона большей части Русской платформы характерна средняя скорость осадконакопления порядка  $1 \cdot 10^{-5}$  м/год. Если полагать изменение пористости связанным с изменением глубины, то даже при ничтожных проницаемостях глинистых осадков  $10^{-6}$  мкм<sup>2</sup> критический гидравлический уклон в вертикальном направлении будет около  $10^{-6}$  МПа/м. Значения же природных уклонов всегда больше на несколько порядков. Гидродинамические построения в работе [14] дают результаты, с помощью которых можно оценить вертикальные уклоны примерно  $5 \cdot 10^{-3}$

МПа/м. Таким образом, и в природе, и в расчетах по методу Ф. П. Самсонова и др. [86] двухмерное латеральное приближение реального потока оказывается неправомерным, вносящим неконтролируемую погрешность.

Идея о равном геостатическом поровом давлении воды в центре глинистого слоя, играющая роль «теоретического базиса» для такого двухмерного описания оттока [68], является результатом неправомерной аналогии начального периода компрессионного испытания образцов в лаборатории и хода уплотнения в природе, и поэтому она полностью лишена оснований.

Итоговая погрешность, особенно если учесть и погрешности при реконструкции проницаемости, может быть огромной. При этом в разных точках она может иметь разный знак, поскольку скорость уплотнения распределяется мозаично. Характерно, что повышение детальности опробования водоносных горизонтов выявляет мозаичное распределение напоров. Поэтому построить палеогидродинамические карты с детальными изолиниями напоров для конкретных водоносных горизонтов и комплексов, к сожалению, невозможно. Вместе с тем метод Ф. П. Самсонова и др. [86] (конечно, с соответствующими поправками) представляет несомненный интерес для анализа упрощенных модельных ситуаций, в частности случая мозаично распределенного, «мерцающего» уплотнения пород.

Проведенный анализ лишь для конкретности был привязан к методу Ф. П. Самсонова и др. [86], на самом же деле рассмотрена принципиальная возможность количественных палеореконструкций природных полей скоростей переноса флюидов в конкретных геологических объектах. Ограничения палеопостроений связаны не только с низкой детальностью сети опробования. Объективный характер существования предела возможностей реконструкций связан с потерей части информации о предыдущих свойствах, процессах, явлениях при наложении на них последующих процессов, а не только с современными недостатками теоретико-эмпирической базы.

Итак, на современной стадии развития геолого-физических реконструкций любым образом построенное поле палеоскоростей отжимающихся вод будет ложным. На основании анализа как конкретных методов, так и принципиальных возможностей палеодинамических реконструкций приходится с сожалением констатировать, что накопившиеся к настоящему времени палеореконструкции полей фильтрации по ряду регионов не отражают реально существовавших течений подземных вод и не могут быть использованы для вывода эмпирических закономерностей связи характеристик потоков подземных вод и пространственного распределения полезных ископаемых.

### ГЕОФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКИЕ АНАЛОГИИ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО УРОВНЯ

В работах разных исследователей, изучающих движение флюидов, равно как и вообще в работах в области геологии, достаточно часто встречаются слова «аналогия», «по аналогии», «на основании аналогии». Это и понятно: сравнение объектов для выявления их сходства и различия и для переноса информации с одного объекта на другой, сходный с ним, является ведущим методом в геологии. Однако если приглядеться внимательно, становится очевидным, что сама оценка аналогичности, сходности во многом субъективна, не опирается на объективные, строгие правила или оценки, интуитивна. Вполне понятно, что в этих условиях не столь уж редки случаи, когда одни и те же геологические объекты одни исследователи считают сходными, другие — совершенно различными. Объясняется это тем, что в геологических дисциплинах еще не разработана теория подобия — теория, специально занимающаяся вопросами объективного определения сходственных характеристик объектов, способами сравнения, мерами сходства. Это и понятно: теория подобия начинает складываться в каждой дисциплине на той стадии ее развития, когда формирование выводов на основе сопоставления большого количества эмпирических фактов начинает сменяться теоретическим построением на основе некоторых законов. Геофлюидодинамика находится сейчас именно на этой стадии, и, к великому сожалению, в ней еще нет хорошо развитой теории подобия. Пока еще нельзя рекомендовать развернутую и четкую систему критериев подобия на все случаи «флюидодинамической жизни», однако ряд полезных соображений можно привести уже сегодня.

Понятие подобия возникло первоначально в геометрии. Подобными называются геометрические фигуры, имеющие тождественную форму, т. е. такие, которые можно привести к полному совпадению соответствующими изменениями размеров. Сначала имелись в виду линейные изменения масштаба и, тем самым, просто пропорциональность всех сходственных элементов сравниваемых фигур. Позже понятие подобия обобщилось в математике в понятие изоморфности, а требование линейной пропорциональности — в требование изоморфизма, т. е. такого математического преобразования, которое математический образ одного объекта переводит в форму, тождественную форме другого.

Материальные объекты сопоставляются не сами по себе. Все операции сравнения мы всегда проделываем с их идеальными моделями, т. е. с наборами, с системами их характеристик. Благодаря такой

неизбежной формализации сравнение любых объектов обладает рядом общих черт и принципов. Разработка же теории подобия применительно к конкретным классам объектов, т. е. к конкретным областям науки, требует правил формализации объектов именно этих классов. Частные теории подобия уже непосредственно оперируют характеристиками объектов «своего» класса. Так, существуют теории подобия процессов тепломассопереноса, термодинамических свойств веществ и т. д.

Природные объекты, взятые во всех их деталях, в принципе не могут быть подобны: все материальные тела и процессы обладают некоторыми уникальными, сугубо индивидуальными чертами. Можно говорить лишь о подобии их в некотором аспекте, в отношении некоторого частного свойства. Однако и в этом случае собственно подобие, т. е. тождество, практически не достигается и речь фактически идет обычно о мере сходства. Способы определения этой меры и являются целью теории подобия, которая, с одной стороны, является частью теории каждой конкретной дисциплины, а с другой — имеет и свои, общие для всех дисциплин, вопросы. Вполне понятно, что правомерно и необходимо существование и теории геофлюидодинамического подобия, разработка которой только начинается. Даже при беглом анализе ясно, что ключевым в теории подобия является вопрос о выборе или конструировании сходственных элементов и характеристик, т. е. однородных величин. Для сложных природных объектов вопрос о сходственности явно не так прост и выбор однородных величин, сходственных характеристик, не самоочевиден, а поэтому требует специального анализа.

Для каждого сравниваемого свойства объекта может быть построена иерархия сходственных элементов в соответствии со степенью их значимости, степенью обобщенности. Рассмотрение сходства материальных объектов осуществляется путем сравнения их характеристик и во многих случаях сводится к сравнению соответствующих геометрических фигур, образованных в абстрактном многомерном пространстве, координатными осями которого являются эти характеристики и пространственные координаты. Поэтому для иллюстрации положения об иерархии элементов можно взять простые геометрические фигуры — треугольники. В треугольнике можно брать в качестве сходственных элементов либо его стороны, либо отношения каждой из двух каких-то сторон к третьей. При этом вместо трех характеристик, элементарных, неразлагаемых далее, оказываются только две, но являющиеся уже суперпозициями элементарных. Стороны характеризуют треугольник и по размеру и по форме, их отношения же — только по форме, т. е. они информативно предельно чисты в отношении аспекта сравнения, характеризуя треугольник только по сравниваемому качеству — форме. Если набор из трех чисел — длиной сторон — может быть равным только у равных треугольников, то набор из двух — отношений двух сторон к третьей — будет одинаков у всех подобных треугольников, т. е. у более широкого класса объектов. Понятно, что для сложных объектов, описание которых в отношении сравниваемого качества требует многих характеристик, возможно большее число таких объединений, суперпозиций. Сами суперпозиции, информативно чистые в отношении определенного качества, получили название **к р и т е р и е в п о д о б и я**, поскольку их численное равенство говорит о тождестве сравниваемых объектов по данному качеству, т. е. об их подобии в данном аспекте. Так, если у треугольников равны оба отношения сторон, то они подобны, т. е. тождественны по форме. С этих позиций понятно, что в каждой области знания теория подобия дает твердый фундамент для объективного и строго аспектного сравнения соответствующих объектов.

Для оценки сходства сравниваемых объектов используются различно выбираемые (или конструируемые) меры сходства. В зависимости от сочетания сложности морфологии полей учитываемых характеристик и детальности дискретной сети их опробования неизбежна смена подхода к оценке сходства сравниваемых объектов. Можно наметить следующие категории метрик подобия [24, 26].

**Г е о м е т р и з о в а н н о е п о д о б и е.** Процесс и учитываемые характеристики аппроксимируются моделями сплошной среды. Подобие рас-

сматривается для произвольной точки. Характеристики модельной среды отвечают термодинамическому принципу локального равновесия. Сравняется геометрия полей изучаемых параметров сопоставляемых объектов. К этой категории принадлежат теории подобия процессов переноса, состояния, фазовых переходов и т. п.

**Сущностное подобие.** В рамках этой категории и отвечающих ей моделей процесс и определяющие его характеристики соотносятся с выделяемым макрообъемом некоторым осредняющим образом. Границы макрообъема проводятся тем или иным способом с опорой на модели сплошной среды. Морфология полей характеристик более детального уровня учитывается косвенно через требование некоторой статистической однородности или определенной топологии распределений соответствующих величин. Это требование, определяющее способ проведения границ макрообъема, может рассматриваться как расширение принципа локального равновесия. Характеристики данного уровня неcontinuous, они дискретно меняются от одного макрообъема к другому. Попытка построения таких интегральных по макрообъему характеристик была предпринята в гидротехнической ветви инженерной геологии рядом исследователей, а в наибольшей степени А. Б. Розовским [82]. В области переноса флюидов (и вообще процессов переноса) задача выбора таких характеристик не имеет прецедентов, что затрудняет ее решение. Интересную работу Г. Л. Поспелова [78] можно рассматривать как один из первых шагов в этом направлении.

**Нечеткое подобие.** Границы выделяемых объектов не определены или размыты. Характеристики преимущественно качественные, при их выборе не учитываются причинно-следственные соображения.

Первая категория метрик требует термодинамического уровня описания, вторая может использовать как термодинамический, так и геологический язык, третья — только геологический. Первая категория метрик применима преимущественно для лабораторного моделирования и в меньшей мере для природных объемов достаточно однородных пород. Вторая и третья используются при изучении природных объектов и поиске полезных ископаемых.

Большинство свойств сред и процессов обусловлено совокупным действием ряда факторов. Поэтому сходственной характеристикой, однородной величиной для сравнения разных объектов в отношении рассматриваемого свойства будет комбинация, суперпозиция характеристик, отвечающих действующим факторам. Действие различных факторов может быть взаимокompенсирующим. Например, понизив температуру жидкости, можно прервать ее кипение, а понизив и давление, можно возобновить его. Поэтому сравнение фазового состояния жидкости должно опираться на величину, являющуюся суперпозицией температуры и давления. Дебит, который можно получить с 1 м вскрытого скважиной пласта, определяется совокупным действием понижения уровня, проницаемости породы и вязкости флюида. Соответственно сопоставлять возможности притоков из разных пород нужно с помощью такой величины, которая служит суперпозицией этих трех взаимокompенсирующих характеристик. Точно так же в любой из трех намеченных категорий мер подобия (сходства) природных объектов задача теории подобия всегда состоит прежде всего в указании тех характеристик, которые отражают действие взаимокompенсирующих факторов на сравниваемое свойство объектов, и способа их объединения в комплексную однородную величину — в характеристику, сходственную по совокупному действию этих факторов.

Ниже изложены некоторые вопросы геофлюидодинамического подобия для термодинамического уровня описания процессов. Для геологического уровня соответствующий материал приведен в § 12.

## **§ 9. ГЕОМЕТРИЗОВАННОЕ ПОДОБИЕ**

В аналогиях, использующих метрики категории геометризованного подобия, геофлюидодинамика заимствует в готовом виде теории подобия процессов тепломассопереноса, физико-химических и тер-

модинамических свойств веществ и т. д., развитые в смежных областях науки.

Когда рассматривается подобие материальных процессов, то обычно говорят отдельно о физическом и о математическом подобиях. В первом случае имеется в виду сопоставление физически одинаковых процессов, во втором — разных, но имеющих одинаковую структуру отношений между определяющими процесс параметрами, т. е. описываемых идентичными формулами. Но нетрудно видеть, что физическое подобие можно рассматривать и как частный случай математического подобия, так как, сравнивая два каких-либо объекта, мы всегда опираемся на структуру отношений параметров, определяющих то свойство, в отношении которого они сопоставляются. Эта сторона дела оказывается чрезвычайно существенной для сравнения геологических объектов при изучении геофлюидодинамики, хотя выглядит она несколько иначе. В разных геологических обстановках характер течения флюидов может быть сходен, несмотря на всю несхожесть общегеологической обстановки. Конечно, это вполне понятно: разные геологические среды и процессы могут быть сходны или давать сходный эффект в геофлюидодинамическом отношении. Вместе с тем увидеть это иногда бывает непросто, требуется целенаправленный специальный анализ для выражения природного процесса в термодинамическом языке.

В настоящее время наиболее развитая теория подобия имеется в механике, особенно в теории тепломассопереноса, несколько менее развитая — в химии [7, 29, 30, 35, 44, 73, 87]. При выводе критериев подобия используются два способа. Первый, отвечающий относительно низкой стадии изученности явления, носит название метода размерности. Суть его проста. Поскольку сравниваются объекты с разными численными значениями характеризующих их параметров, критерий должен быть безразмерной комбинацией этих параметров. Это во многих случаях (но далеко не всегда) и дает непосредственный путь для построения критерия. Если по смыслу процесса известно, от каких параметров зависит искомое свойство, то сначала из этих параметров по общим соображениям составляют физически правдоподобную математическую конструкцию, а затем степени параметров с учетом их размерностей подбирают таким образом, чтобы эта конструкция оказалась безразмерной. Второй способ — вычленение соответствующих безразмерных комплексов из формул, описывающих процесс. Нетрудно заметить, что между этими двумя способами нет четкой границы.

Сходство процессов переноса, происходящих в пустотном пространстве пород, определяется сходством пространственных распределений проводящих свойств пород и сил, вызывающих процесс переноса. Конечно, теоретически возможны такие ситуации, когда различие в распределении проводимости компенсируется различием в распределении побуждающих перенос причин. Однако в природе это практически не встречается, и поэтому требуется, чтобы раздельно выполнялось сходство в геометрии распределений проводи-

мости и движущих причин. И когда рассматривается вопрос о сходстве двух процессов, т. е. о сходстве их полей скоростей переноса, то подразумевается, что они обладают одинаковой структурой неоднородности поля проводимости среды и, в частности, одинаковой формой областей массо-теплопереноса. Именно в этом предположении выводится большинство критериев подобия процессов. Например, соотношения между молекулярным (кондуктивным) переносом массы компоненты (тепла) и его конвективным переносом фильтрационным потоком оцениваются с помощью критерия Пекле:

$$Pe = vL/D, \quad (9.1)$$

где  $v$  — скорость фильтрации;  $L$  — характерный линейный размер;  $D$  — коэффициент диффузии.

В качестве характерного линейного размера в каждой из сравниваемых областей переноса принимается длина сходственного пространственного элемента, например длина области переноса. Выбор величины  $L$  ограничивается условием, чтобы отношение длины свободного пробега молекулы  $l$  к  $L$  было пренебрежимо мало. Это условие, по существу, является вполне понятным требованием не выходить за рамки правомерности модели сплошной среды. Тогда для каждой из сравниваемых областей мы можем вычислить

$$Pe_1 = v_1 L_1 / D_1; \quad Pe_2 = v_2 L_2 / D_2.$$

Одинаковость численных значений  $Pe_1$  и  $Pe_2$  дает основание говорить о том, что структура потоков в сравниваемых областях одинакова. Это означает, что характеристики потоков в сходственных точках этих областей подобны. Смысл критерия Пекле очень прост и нагляден. Конвективный перенос есть  $vC$ , а диффузный —  $D \, dC/dx$ . Заменяв  $dC/dx$  отношением  $C/L$ , составим отношение соответствующих потоков:

$$Pe = vC/(DC/L) = vL/D.$$

Из всего этого ясно, что использование характеристической длины  $L$  и числа  $Pe$  как критерия подобия правомерно только в том случае, если геометрически подобны сравниваемые распределения проводимости (в том числе и сами формы областей) и распределения источников диффундирующей массы (тепла).

Для тепла в формулу (9.1) вместо коэффициента диффузии  $D$  подставляется коэффициент температуропроводности  $a$ . Говорят о тепловом и диффузионном критериях Пекле, но разница их только в буквенном обозначении, ибо математически эти процессы описываются идентичными моделями.

В последние годы в ряде работ появились неправомерно «точные» оценки относительной роли фильтрационного и диффузионного переносов на основании критерия Пекле [37, 65]. В работе [65] с помощью этого критерия дана зональность динамики подземных вод в вертикальном разрезе. Конечно, все это ошибочные построения. В критерии Пекле выбор  $L$  для каждого данного случая в су-

ущественной мере произволен и может варьировать, например, от размеров зерна породы до размеров области переноса, соответственно меняя и значение критерия  $Pe$ . Когда сравниваются процессы конвективной диффузии в природном объекте и в его модели, то в силу геометрического подобия и существования, таким образом, сходственных геометрических элементов проводящих сред объекта и модели обеспечивается одинаковость выбора характерных длин для объекта и для его модели. Благодаря этому критерий  $Pe$  и служит критерием подобия природного и модельного процессов, ибо равенство значений критерия для объекта и для модели

$$(v_{об}L_{об})/D_{об} = (v_{мод}L_{мод})/D_{мод}$$

отражает геометрическое подобие их полей скоростей переноса изучаемого компонента. Использование же числа  $Pe$  для непосредственной оценки роли конвективного и кондуктивного переноса при достаточно близких значениях соответствующих потоков лишено смысла из-за такой неопределенности выбора величины  $L$  и тем самым критерия  $Pe$ . Лишь видимость определенности вносит и выбор характерной длины  $L$  как длины среднего пробега молекулы за время  $\tau$  [65]

$$L = \sqrt{2D\tau},$$

ибо здесь произвол в выборе величины  $L$  просто подменяется произволом в выборе  $\tau$ . Кроме того, такой выбор  $L$  оказывается за рамками геометрического подобия сред для сопоставления объектов.

Все эти обстоятельства несколько «затуманиваются» для невнимательного исследователя тем фактом, что в ряде работ приводятся экспериментальные данные о соответствии соотношения конвективного и диффузного переноса определенным значениям числа Пекле. Однако здесь все дело просто в том, что все эксперименты проводятся на одной и той же модели, а в расчеты входит величина  $L$ , выбранная раз и навсегда для всей серии опытов. Стоит сменить ее, и все будет выглядеть иначе. Поэтому, вполне естественно, такие данные верны только для тех модели и числа  $L$  вместе, а также для подобных ей моделей при подобном выборе числа  $L$ .

Некоторое «смятение» в умы вносит и то, что в работах специалистов по массо- и теплопереносу, таких как А. В. Лыков, В. Г. Левич и другие, можно прочесть фразы типа «... по тому, велико ли число Пекле по сравнению с единицей или мало, можно судить о том или ином характере режима переноса вещества» [57, с. 42]. Однако нетрудно видеть, что имеется в виду лишь порядковая оценка. Строго это справедливо лишь для дифференциального соотношения

$$vC/|D\nabla C|, \quad (9.2)$$

которое не содержит никаких неопределенностей, появляющихся при переходе от него с помощью замены выражения (9.2) формулой  $vL/D$ , где уже присутствует величина  $L$ , способ выбора которой не оговаривается. Неидентичность этих форм, несовпадение их физи-

ческого и математического смысла связано с тем, что форма  $\nu L/D$  является лишь аналогом дифференциального соотношения, а не его приближенной записью, какой была бы, например, разностная форма. Возможность различного выбора характерной длины ведет к тому, что численное значение критерия может колебаться в пределах двух-трех порядков. Поэтому употребление критерия Пекле (и аналогичных ему) в прямых, абсолютных, оценках носит смысл:  $Pe$  много больше 1 ( $Pe \gg 1$ ) или  $Pe$  много меньше 1 ( $Pe \ll 1$ ). Делать же по критерию  $Pe$  оценки относительной роли близких по значению диффузионного (кондуктивного для тепла) и конвективного потоков нельзя, нужно обязательно пользоваться непосредственным сравнением потоков.

Другим критерием, часто применяемым в вопросах тепломассопереноса, является критерий Фурье  $Fo$ :

$$Fo = a \tau / l^2, \quad (9.3)$$

где  $a$  — коэффициент переноса (температуропроводности или диффузии),  $\tau$  — время с момента возмущения.

Его смысл можно рассматривать как соотношение между некоторой характеристикой дальности распространения возмущения ( $\sqrt{a\tau}$ ) и дальностью  $l$  данной точки от центра возмущения. Если сравниваются разные точки одного объекта, то в качестве  $\tau$  и  $l$  выступают фактические величины. Если сопоставляются разные объекты, то используются приведенные параметры, например  $\tau = t/T$  и  $l = x/L$ , где  $t$  и  $x$  — фактические величины, а  $T$  и  $L$  — соответственно время релаксации возмущения и длина области переноса для каждого данного объекта. Равенство значений критерия Фурье для сходственных точек сравниваемых объектов свидетельствует о том, что процессы передачи тепла (диффузии) развиваются подобным образом. И здесь снова критерий подобия отвечает своему назначению только в случае, если пространственные структуры распределения и проводимости, и источников тепла (диффундирующего компонента) у сравниваемых объектов подобны.

Сравнение температур жидкостей не обеспечивает эквивалентности сопоставления их по физическому состоянию: жидкости могут различаться по составу и находиться под разным давлением. Поэтому используют приведенную температуру  $T_{пр}$ :

$$T_{пр} = (T_{факт} - T_{з.кр}) / (T_{кип.кр} - T_{з.кр}), \quad (9.4)$$

где  $T_{факт}$ ,  $T_{з.кр}$  и  $T_{кип.кр}$  — соответственно температуры фактическая, критические затвердевания и кипения.

Так как все эти температуры отвечают данной жидкости в данной точке, т. е. при данных условиях, то  $T_{пр}$  оказывается сходственной характеристикой, т. е. критерием подобия: жидкости, имеющие одинаковые  $T_{пр}$ , находятся в одинаковом состоянии. Поэтому величина  $T_{пр}$  может использоваться для картирования. Из формулы (9.4) отчетливо видно, что критерий подобия  $T_{пр}$  имеет смысл только в случае, если значения  $T_{факт}$  находятся в промежутке от  $T_{з.кр}$

до  $T_{\text{кип. кр}}$ , и теряет смысл вне этих пределов. Это дает возможность обратить внимание на очень важное обстоятельство: все критерии подобия выводятся для диапазона природных ситуаций, в пределах которого эти ситуации описываются одной и той же моделью. От этой модели отталкиваются, выводя критерии подобия. Если природная ситуация выходит за эти рамки, следовательно, она уже не отвечает принятой модели: процесс стал иным, и он определяется уже частично или полностью другими параметрами и другой структурой отношений между ними, т. е. нужны и другие критерии подобия.

Ясно, что переход от одного вида процесса к другому носит постепенный характер. В этой переходной области старый критерий подобия все меньше отвечает своему назначению, все с меньшей точностью позволяет судить о сходстве сравниваемых объектов. Все это совершенно не видно при формальном подходе, тем более что соответствующие пределы далеко не всегда могут быть численно указаны для конкретных ситуаций. Здесь снова оказывается, что ведущим является анализ физического смысла, физический контроль. И это тем более важно, что в сравниваемых объектах смена модели может происходить одновременно, начинаться при разных численных значениях критерия подобия. «... Даже длительный опыт формального использования теории подобия не может научить целесообразному, продуманному ее применению, свободному от трафарета и даже прямых погрешностей. Только изучение тех физических идей, которые лежат в основе теории подобия и воплощаются в ее аппарате, может привести к правильным представлениям о теории подобия как орудии количественного исследования, о действительных возможностях и рациональных формах применения ее методов. Овладеть теорией подобия — это значит прежде всего понять ее физическое содержание» [29, с. 5].

Критерии типа приведенной температуры  $T_{\text{пр}}$  можно конструировать применительно к нуждам исследований для многих свойств флюидов. При получении косвенной информации о перемещениях подземных вод на основе анализа гидрохимических полей можно использовать соотношение концентрации  $C$  компонентов подземных вод, имеющих и в минеральной массе пород (карбонатов, сульфатов, хлоридов), с их растворимостью  $C_0$  при данных составе воды, температуре и давлении, т. е. относительную насыщенность (ОН):

$$\text{ОН} = C/C_0. \quad (9.5)$$

Степень отклонения ОН от 1 можно, по-видимому, интерпретировать как «степень чужеродности» (СЧ) вод вмещающей породе

$$\text{СЧ} = (C_0 - C)/C_0 \quad (9.6)$$

и расценивать как критерий подобия в этом отношении. Картирование значений СЧ может способствовать использованию гидрогеохимической информации в геофлюидодинамических целях.

Для отложений, содержащих рассолы с концентрациями, близкими к предельным, интересен вопрос о возможной садке соли при изменении температуры и ее растворимости, поскольку это может весьма существенно сказываться на проницаемости пород. Здесь снова можно прибегнуть к относительной насыщенности. Если можно прогнозировать природные или техногенные изменения температуры, то, определив соответствующие прогнозные величины  $C_{o, пр}$ , можно использовать расчетные ОН для картирования: там, где они больше 1, возможны садка соли и снижение проницаемости.

## § 10. СУЩНОСТНОЕ ПОДОБИЕ

Выделение сущностной и нечеткой категорий метрик подобия было предложено автором в работах [24] и [26]. Этот вопрос еще не обсуждался в публикациях других исследователей, а его разработка только начинается. Вместе с тем автору представляется, что приводимые им соображения, хотя они и далеки от законченности, будут все же полезны читателю при сопоставлении природных объектов с геофлюидодинамическими позиций.

Для однородных сред, для простых по строению объектов процесс переноса можно описать системой уравнений для всего рассматриваемого объема и получить соответствующие критерии подобия. Для природных объектов значительной величины сделать это обычно уже не удастся: задать распределение параметров явными математическими функциями координат оказывается невозможным. Связано это либо с недостаточной детальностью данных, либо с чрезвычайной громоздкостью формул, если в принципе такая запись и возможна. При этом формулировка «значительная величина» имеет смысл не абсолютных, а относительных размеров изучаемой области переноса: значительная в сравнении с элементом неоднородности. По отношению к неоднородным средам геометризованный подход, т. е. сравнение двух объектов по характеристикам процессов, заданным в каждой точке, уже не годится. И потому что так задать характеристики невозможно по тем или иным причинам, и потому что геометрическое подобие строения сред таких объектов — тоже вещь практически невозможная. Но геометризованный подход в такой ситуации оказывается не только невозможным, но и ненужным, не отвечающим цели анализа явления и сравнения разных объектов. Это обусловлено двумя обстоятельствами. Во-первых, цель сопоставления такого рода — получение обобщенных оценок по рассматриваемому объему пород. Во-вторых, геофлюидодинамические характеристики при поисках полезных ископаемых представляют интерес не сами по себе, а лишь с позиций значимости итогов «деятельности флюидов» для образования залежей полезных ископаемых, их свойств и запасов в этом объеме пород. Такое целевое назначение характеристик сразу же приводит к требованию обобщенности не только по пространству, а во многих случаях и по времени.

Проблема пространственного членения не нова; в русле ее решения находятся разработки гидрогеологического районирования, гидродинамической зональности, выделение таких пространственных элементов, как области питания и разгрузки, внешняя и внутренняя зона артезианских бассейнов и т. д. Решение этих вопросов будет определяться ходом исследований роли динамики флюидов в формировании и размещении месторождений полезных ископаемых и их зон.

Сегодня еще нельзя предложить хорошо разработанных критериев подобия и процедур их подбора для сравнения различных геофлюидодинамических ситуаций. Вместе с тем некоторые подходы видны уже сегодня. Ниже на примере показан ход рассуждения при анализе явления, выборе значимых характеристик и их объединении в суперпозиции — критерии подобия — для сравнения геофлюидодинамических объектов.

Возьмем случай двухслойного гидрохимического разреза артезианского бассейна (верхний слой — маломинерализованные воды с  $\rho_1$ , нижний — сильно минерализованные воды с  $\rho_2$ ) с гравитационным режимом движения подземных вод. Если различие плотностей вод в этих слоях достаточно велико, то нижний слой не принимает участия в движении, а на движение верхнего слоя реагирует образованием «конуса» (рис. 10.1). Это явление в точности аналогично наклону водонефтяного или газоводяного контакта с той лишь разницей, что в данном случае движущимся является не нижний, более тяжелый, флюид, а верхний, более легкий. Падение напора вдоль направления движения вод верхнего слоя вызывает компенсирующий подъем поверхности раздела слоев в том же направлении. В этой ситуации падение давления в горизонтальной плоскости  $\Delta p$  (падение напора) в направлении движения будет связано с высотой подъема  $h_k$  поверхности раздела на этом же расстоянии:

$$\Delta p = (\gamma_2 - \gamma_1) h_k, \quad (10.1)$$

откуда

$$h_k = \Delta p / (\gamma_2 - \gamma_1). \quad (10.2)$$

В каких случаях это верно? Прежде всего, принимая гидрохимический разрез двухслойным, мы выделяем случай, когда вариации плотности в плане в каждом из слоев незначительны по сравнению с разницей плотности воды верхнего и нижнего слоев. Если это не так, то соотношение падения напоров и подъема поверхности раздела будет уже иным по сравнению с формулой (10.1). Далее было

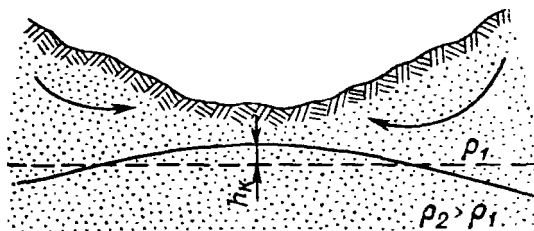


Рис. 10.1. Схема положения «конуса» более тяжелых вод в двухслойном гидрохимическом разрезе.

принято, что негоризонтальность раздела вызвана единственной причиной — движением воды верхнего слоя. Наконец, мы пренебрегли вертикальным падением напора и неоднородностью фильтрационных свойств пород, т. е. приняли отношение длины потока к его мощности достаточно большим, а проницаемость — однородной. Следовательно, соотношения (10.1) и (10.2) можно принимать с определенной точностью, если фактическая ситуация достаточно близка к принятой идеализированной схеме. Это значит, что в зоне глубин расположения раздела слоев должна существовать сквозь-пластовая проницаемость, достаточно хорошая, чтобы заметно не искажать форму раздела. Не должно быть температурных аномалий, могущих ощутимо повлиять на плотность воды.

Пренебрегая вертикальными потерями напора, можем принять для достаточно протяженного района, что потеря напора в плане определяется разностью гипсометрии рельефа  $H$  на региональной возвышенности и в региональном понижении (см. рис. 10.1). Тогда  $\Delta p \approx \gamma_1 H$  и формулу (10.2) можно переписать, обозначив  $\gamma_2 - \gamma_1 = \Delta \gamma$ , как

$$h_k \approx (\gamma_1 / \Delta \gamma) H. \quad (10.3)$$

Отношение  $\gamma_1 H / \Delta \gamma$  и можно использовать в качестве приближенного критерия подобия при прогнозировании высоты подъема раздела слоев вод разной плотности для недостаточно изученного района. Конечно, в природе это обычно не четкий раздел, а переходная зона той или иной мощности. С помощью этого критерия можно сравнивать условия застойности нижнего слоя вод в гидрохимически двухслойных бассейнах.

## **МЕТОДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО УРОВНЯ**

Геофлюидодинамические методы геологического уровня, по существу, только еще зарождаются. Применительно к поисковым работам сегодня можно наметить два тесно связанных между собой, но в то же время самостоятельных подхода.

1. При оценке степени благоприятности конкретных геологических условий для нахождения флюидогенной залежи полезного ископаемого геофлюидодинамический подход позволяет дополнительно направлять выбор геологических характеристик и контролировать полноту их учитываемого набора. Анализируя в конкретной геологической ситуации возможность проявления тех пространственных форм движения флюидов, которые обеспечивают образование залежи, можно указать наиболее значимые с этой позиции характеристики геологической среды и ту их совокупность, которая определяет процесс. Именно на эти характеристики с учетом специфических черт изучаемого участка территории и разреза и должна опираться поисковая оценка в дополнение к другим известным общим эмпирическим и теоретическим закономерностям. Таким образом, геофлюидодинамический подход позволяет в большей мере учесть специфику каждого конкретного случая.

2. Нередко заключения о перспективах обнаружения залежей полезного ископаемого делаются по аналогии некоторых черт рассматриваемого участка с чертами изученного. В этих случаях для флюидогенных залежей геофлюидодинамический подход помогает более точно выделить для сравнения как отдельные геологические характеристики, так и их совокупности, и построить сопоставление геологических объектов так, чтобы индивидуальная их специфика не заслонила черт, определяющих процесс образования залежей и значимых для сравнения с причинно-след-

ственных позиций. Такой подход помогает опереться на характеристики, действительно значимые с позиций поиска данного полезного ископаемого, а не на внешнее сходство сравниваемых объектов по тем или иным отдельно взятым характеристикам.

Сегодня, к сожалению, еще нет возможности дать развернутое соотношение между совокупностями геологических характеристик и видами, масштабами, скоростями перемещений флюидов, ведущих к образованию месторождений полезных ископаемых или их ореолов. О деталях применения этих подходов говорить еще рано. Однако можно отметить, что они не дублируют существующие подходы и позволяют получить такие дополнительные информацию и практический эффект, которые не получить другим путем. Поэтому можно с полной уверенностью считать, что в ближайшие годы эти подходы будут активно развиваться.

Как уже отмечалось, геологические характеристики нередко неоднозначны по отношению к причинно-следственной схеме процесса движения флюида и меняют свою значимость в различных геологических ситуациях. Поэтому анализ действующих факторов должен опираться на рассмотрение явлений на термодинамическом уровне общности.

#### **§ 11. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕЧЕНИЯ ФЛЮИДОВ И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБУСЛОВЛЕННОСТЬ**

Причины природного движения флюидов естественным образом разделяются на две группы. Одна группа причин связана с существованием и действием гравитационного поля Земли. В нее входят непостоянство плотности флюида в горизонтальной плоскости и ее частный вид — негоризонтальность верхней границы флюида, т. е. границы его раздела с атмосферой. Сюда же нужно отнести и уменьшение плотности флюида с глубиной, которое из-за флуктуаций неизбежно приводит к возникновению непостоянства плотности по горизонтали. В целом можно говорить вообще о неравновесном в гравитационном поле пространственном распределении плотности флюида, гомогенного или гетерогенного. Поэтому эту группу причин и вызываемых ими режимов течений флюидов можно называть **г р а в и т а ц и о н н ы м и**.

Другая группа причин объединяет различные природные явления, приводящие к изменению во времени удельного флюидосодержания породы и, таким образом, к изменению степени сжатия флюида. Сюда входят изменения межминерального пустотного объема пород; химические преобразования флюида или обмен между флюидом и породой, ведущие к изменениям удельного объема свободного флюида в поровом пространстве; изменения температуры и т. д. Общим для всех этих причин является то, что они вызывают изменение степени сжатия, компрессии свободного порового флюида. Поэтому эту группу причин и вызываемых ими режимов тече-

ний удобно объединять под собирательным названием **к о м п р е с - с и о н н ы х**.

При рассмотрении массопереноса флюидов на термодинамическом уровне общности потребность в такого рода членении побудительных факторов движения массы не возникает, поскольку действие каждого конкретного фактора находит свое место и свое отражение при записи процесса переноса в виде краевой задачи. При исследовании же природных течений флюидов на геологическом уровне общности, на геологическом языке описания, подобная дифференциация помогает более строгому подбору геологических характеристик и их совокупностей, информативных в аспекте именно той черты течения, которая представляет интерес в том или ином конкретном случае. Такой подход позволяет учесть причинно-следственные отношения различных факторов. Это в свою очередь дает возможность предсказывать или реконструировать принципиальные черты природных течений для широкого круга геологических ситуаций и оказывается тем самым наиболее удобным и для типизации природных течений.

Ниже рассмотрены некоторые черты природного движения флюидов и его обусловленности. Основной упор сделан на выявление соотношения между описаниями этих процессов на термодинамическом и геологическом уровнях общности, на термодинамической «подоплеке» геологических характеристик и ситуаций.

### **Гравитационные течения**

Положение верхней границы подземных вод в субаэральных условиях в основном определяется рельефом земной поверхности. Чем положе рельеф, чем менее он рассечен, тем ближе друг к другу поверхности рельефа и зеркала грунтовых вод. Вызываемое негоризонтальностью рельефа движение подземных вод направлено от повышенных областей территории к пониженным. При наличии проницаемости и в отсутствие других факторов оно захватывает всю толщу пород до непроницаемого основания. В вертикальном разрезе форма поля скоростей связана с дробностью форм рельефа: чем мельче элемент рельефа, тем на меньшую глубину распространяется его влияние, чем меньше вертикальная проницаемость, тем быстрее оно затухает. Если в разрезе отсутствуют пластичные глины или если они залегают на глубинах с температурами более 50—70° С, то движение это во всем объеме носит фильтрационный характер. Если в разрезе есть нелитифицированные глины, залегающие в области температур менее 40—50° С, то в них будет преобладать диффузионный характер переноса.

Скорость потока быстро убывает с глубиной, причем темп убывания тем выше, чем ниже проницаемость пород. В стратифицированных по проницаемости бассейнах чередование хорошо проницаемых и плохо проницаемых (обычно глинистых) толщ и горизонтов вносит четкую дифференциацию в распределение скоростей, резко

меняя их от одного водоносного горизонта к другому. Итак, в целом гидродинамическая вертикальная зональность определяется, во-первых, общим затуханием скоростей переноса с глубиной и, во-вторых, характером распределения проницаемости по всей области движения воды. Наличие галогенного водоупора, достаточно выдержанного по площади региона, резко разобщает в отличие от глинистых пород выше- и нижележащие толщи. Это приводит к тому, что в нижней, перекрываемой ими части разреза компрессионные явления (даже очень слабые) оказываются определяющими и пренебречь ими уже нельзя.

Дизъюнктивы с зонами смещения, либо залеченными вторичной минерализацией, либо выполненными мелонитами, либо просто сжатыми нормально к поверхности смещения, играют роль экранов. Они препятствуют течению подземных вод, а имея достаточную длину, разобщают район на почти самостоятельные гидродинамические блоки. В этих условиях проницаемость зон экранов, прерывающих непрерывность хорошо проницаемых горизонтов, является определяющей для характера водообмена ограниченного блока. Интенсивность водообмена в таком блоке практически полностью связана с возможным масштабом вертикального перетекания через плохо проницаемые горизонты. В этих ситуациях водообмен в таких блоках ничтожно мал за исключением моментов резкого улучшения вертикальной трещинной проницаемости в периоды тектонической активности. В условиях расчлененного рельефа в породах, резко неоднородных по проницаемости и лежащих над базисом эрозии, возможен разрыв полной водонасыщенности пород вдоль по потоку по вертикали, т. е. возможно существование безнапорных вод под напорными.

Необходимо подчеркнуть, что скорость подземного потока — характеристика столь важная с точки зрения образования флюидогенных залежей полезных ископаемых — зависит от проницаемости по всей длине пути фильтрации. Это значит, что нельзя изолированно рассматривать отдельные участки, а необходимо сразу же оценивать их положение в поле проницаемости, о котором косвенно можно судить по литофациальным зональностям, несогласиям и структурно-тектонической обстановке района в целом.

Под районом в этом контексте естественно понимать такой пространственный элемент, для которого в пределах точности, допустимой в аспекте рассмотрения, можно пренебречь массообменом со смежными объемами. Этот подход базируется на учете структуры поля скоростей переноса, т. е. на совокупном учете действующих факторов и поля проницаемости. Возможны членения и на основе или только действующих факторов, или только проницаемости. Здесь уместно сделать небольшое отступление общего характера. С позиций рассмотрения геофлюидодинамических процессов на основе эмпирических данных в конкретных геологических объектах и при термодинамическом уровне описания проблема пространственного расчленения выглядит достаточно просто и сводится к дро-

блению измеренного поля скоростей. Однако для поисковой практики районирование должно осуществляться на геологическом уровне, причем с помощью таких геологических, а не геофлюидодинамических характеристик, чтобы можно было районировать геофлюидодинамические поля еще до получения достаточной эмпирической информации об их структуре. В этом плане вопрос о геофлюидодинамическом районировании еще далек от разрешения.

Примером относительно благополучного положения можно считать расчленение по структуре поля проницаемости. На одном конце ряда находятся молодые, малоизмененные породы, когда структура поля проницаемости определяется структурой литологических свойств пород объема и соответственно носит, как правило, четко стратифицированный характер, а проницаемость, параллельная напластованию, намного выше, чем перпендикулярная к нему. Другой крайний член ряда — породы с чисто трещинной нестратифицированной проницаемостью, когда проницаемые трещинные зоны локализованы, чаще всего субвертикальны, нередко плохо связаны друг с другом в плане.

В течение своей геологической жизни каждая толща пород постепенно меняет характер и распределение проницаемости от одного крайнего состояния к другому в соответствии с ростом степени литифицированности и тектонической деформированности. Поровая проницаемость уменьшается, возникает и развивается трещинная. Меняется характер неоднородности и анизотропии проницаемости. На одном конце ряда — артезианский бассейн, на другом — трещинный массив, а все природные геологические объекты сочетают в себе черты того и другого в различных отношениях. При этом, поскольку смена проницаемости — процесс, идущий в геологическом времени, то в нижележащих породах, как в более древних, проницаемость больше сдвинута в сторону трещинной. Зная литологию пород разреза, степень литификации, тектоническое строение, мы можем судить о некоторых принципиальных чертах проницаемости толщ пород рассматриваемого района. Но пока еще отсутствует четкая и однозначная схема перехода между геологическими характеристиками и характеристиками поля проницаемости.

Одним из источников принципиальных трудностей районирования является отсутствие разработанной иерархии геофлюидодинамических характеристик. В непрерывной шкале масштабов пространственного описания геофлюидодинамических полей (скорости потока, давления и т. д.) могут существовать такие, при которых достигается статистическая однородность изменчивости рассматриваемого свойства, что дает возможность описывать среду как квазиоднородную. Каждый диапазон масштабов такой квазиоднородности — это отдельный уровень пространственной обобщенности описания среды. Но цели и задачи исследований на разных уровнях, т. е. при существенно разных масштабах, различны. Например, при исследованиях детального характера, крупномасштабных, основной интерес может представлять сама проницаемость среды и геомет-

рия ее распределения. А при работах мелкомасштабных наиболее важной в аспекте решаемых вопросов может оказаться уже степень неоднородности поля проницаемости, перемежаемость зон хорошей и плохой проницаемости. Таким образом, на разных уровнях пространственного обобщения из-за различия решаемых задач могут потребоваться характеристики разных сторон, разных нюансов даже одного и того же свойства природного объекта. Поэтому сейчас и встает проблема разработки четкой иерархии целей поисковых (в частности) исследований для разных уровней пространственного обобщения природной геологической среды и соответствующей иерархии геофлюидодинамических характеристик. Но поскольку эта проблема еще ждет своего решения, то остаются трудности и с районированием. В данной главе по поводу пространственного членения приводятся лишь некоторые замечания.

В субаквальной бассейне верхняя граница вод находится за пределами толщи пород — это поверхность водоема. Она горизонтальна и, следовательно, равновесна. Поэтому в отсутствие других факторов подземные воды на субаквальных территориях должны были бы быть неподвижны.

Изменение во времени формы рельефа, естественно, приведет к соответствующим изменениям поля скоростей фильтрации. За счет тектонических преобразований могут меняться на диаметрально противоположные повышенные и пониженные области рельефа. Тем самым и направление течения сменится на обратное.

При неоднородной плотности флюидов нужно отдельно рассматривать случаи возрастания плотности вниз и вверх. Возрастание плотности флюида с глубиной имеет место для подземных вод в случае так называемой нормальной гидрохимической зональности. Пусть гидрохимический разрез носит двухэтажный (в первом приближении) характер: маломинерализованные воды в верхнем и высокоминерализованные воды в нижнем этажах. В этом случае высокоминерализованные воды могут быть неподвижны (при тектонической неподвижности региона) при достаточно активном движении вышележащих маломинерализованных вод. При этом поверхность раздела высоко- и маломинерализованных вод будет иметь форму купола, повышение которого будет отвечать в плане снижению напоров движущихся вод верхнего гидрохимического этажа. Природа этого явления полностью идентична наклону водонефтяного (или газоводяного) контакта при движении вод под залежью. Гидродинамическая зональность при этом практически совпадает с гидрохимической. Конфигурация купола рассольных вод будет в целом обратна конфигурации региональных форм рельефа.

Более плотные подземные воды нижнего слоя стремятся всегда занимать равновесное положение в нижней части проницаемых толщ пород. Наклоны и структурные перестройки региона нарушают это равновесие, заставляя нижние рассолы «сползать» к новому положению равновесия. Если наклоны и перестройки невелики, то движение нижнего слоя сводится к несущественным пере-

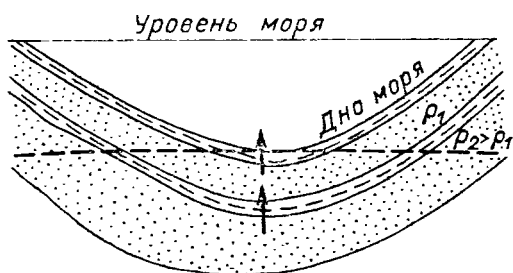


Рис. 11.1. Схема конвекционной разгрузки подземных вод в водоем.

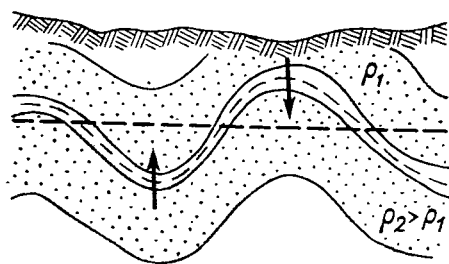


Рис. 11.2. Схема конвекционных перетоков, обусловленных структурным планом.

мещениям. При существенных перестройках, например при смене погружения воздыманием или при больших наклонах «чаши» бассейна, «сползание» рассолов может (в дополнение к действию рельефа) вызвать и продолжительные крупные разгрузки подземных вод в водоемы, а также в осадки и породы нового бассейна седиментации.

В субаквальных условиях, когда подземные воды, плотность которых выше, чем у воды водоема, залегают на глубинах, превышающих нижнюю точку дна, возможна разгрузка вод в водоем (по принципу сообщающихся сосудов) (рис. 11.1). Особенно велика она может быть при сильно некомпенсированном осадконакоплении, когда глубины моря велики. Вполне естественно, что кроме различия вод по плотности для осуществления разгрузки за счет сквозь-пластовых перетоков необходимо наличие либо литологических окон, либо субвертикальной трещиноватости. Трещиноватые зоны могут развиваться в сводах антиклинальных структур, на флексурных перегибах, вдоль дизъюнктивов. В периоды тектонического покоя трещины могут залечиваться. Тем самым разгрузка будет происходить главным образом в периоды тектонической активизации.

Совершенно аналогичные явления будут наблюдаться и в субаэральных условиях. Если нижние, более тяжелые, воды приурочены к определенной литологической толще и ограничены сверху водоупорным слоем, то форма поверхности раздела между верхними, менее плотными, и нижними, более плотными, водами будет определяться формой поверхности подошвы водоупора. При наличии проницаемости нижние воды должны перераспределиться таким образом, чтобы их верхняя граница заняла равновесное (с учетом движения верхних вод) положение. Если равновесное положение поверхности раздела верхних и нижних вод достаточно близко к горизонтальному (градиент напора в верхних водах мал), то для его достижения в синклиналях граница нижних вод должна подняться, а в антиклиналях опуститься (рис. 11.2). Поскольку такое перераспределение происходит обычно по локализованным трещиноватым зонам, оно приведет к формированию гидрохимических аномалий: в синклиналях — к «положительной» в отложениях с водами

меньшей минерализации, а в антиклиналях — к «отрицательной» в отложениях с водами большей минерализации. Вполне понятно, что речь идет о региональных «синклиналях» и «антиклиналях» поверхности раздела вод разной плотности, связанных с тектоническими структурами первого и второго порядков. Это необходимо учитывать при прогнозе перетоков и трактовке гидрохимических аномалий в пределах структур третьего порядка.

Для конвекционных течений за счет расположения менее плотных флюидов под более плотными можно выделить три случая, когда различия плотностей вызваны различием самих флюидов, концентрации растворенных веществ и температуры (§ 2). Конвекцией за счет различия плотностей разных флюидов является всплывание нефти и газа в водонасыщенном поровом (межгранулярном и трещинном) пространстве пород. В связи с тем что на границах вода — нефть, вода — газ действуют силы поверхностного натяжения, раскрытость поровых каналов определяет не только интенсивность всплывания, но и саму ее возможность. Поэтому фациальная изменчивость, которая вместе с литогенетическими изменениями обуславливает диаметр межгранулярных каналов, и трещиноватость пород приобретают для движения нефти и газа особое значение. Рост числа и раскрытия трещин в период тектонической активности в сочетании с вибрационными воздействиями неизбежно ведет к резкому усилению субвертикального конвекционного перемещения нефти и газа. Трещиноватость пород определяется их хрупкостью, кривизной изгиба пластов и скоростью деформации. На геологическом уровне описания об этих характеристиках можно судить косвенно по отражательной способности витринита (степень литифицированности), интенсивности структур, скорости их роста.

В § 2 уже отмечалось, что механизмы продвижения всплывающих нефти и газа существенно различаются: продвижение свободной фазы газа в существенной мере связано с «опережающей» диффузией. С этих позиций понятно, что галогенные отложения будут одинаково препятствовать продвижению и нефти, и газа, ибо они не обладают сообщающейся пористостью. Удерживающая же способность остальных пород для нефти и газа будет различной. Конвекционный поток нефти будет остановлен породой, диаметр наибольших каналов которой обеспечивает капиллярное давление, равное избыточному давлению на фронте нефти. Тем самым верхний предел сквозьпластового, например, всплывания нефти будет определяться трещиноватостью, т. е. характеристиками, о которых говорилось выше. Для газа же раскрытие трещиноватости контролирует темп конвекционного всплывания, но не предельную высоту перемещения. Последняя будет определяться диффузной проницаемостью для газа водонасыщенных пород. Достаточно близкой к нулю с практической точки зрения она будет лишь у неглубоко лежащих глин, у которых все сечение межминерального пространства перекрыто связанной водой. На больших глубинах любое скопление газа имеет над собой диссипационный ореол, в пределах

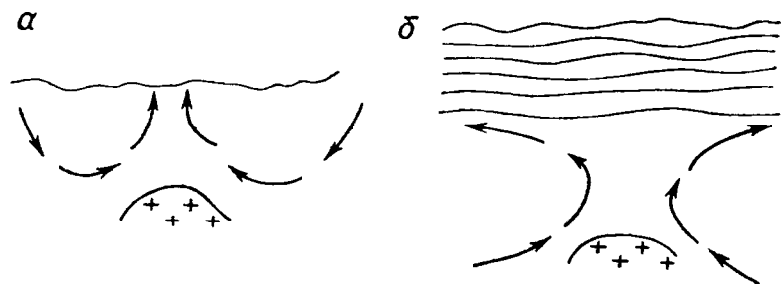


Рис. 11.3. Схемы конвекционных ячеек:  
а — открытой; б — закрытой.

которого непосредственно или с помощью диффузии возникают непрерывные зоны свободного газа, обеспечивающие фильтрационный уход газа из залежи. Тем самым в случаях, когда диффузная проницаемость пород, механически сдерживающих газовое тело, заметно отличается от нулевой, газовая залежь является неустойчивым образованием.

Залегание менее концентрированных подземных вод ниже более минерализованных может быть связано со сменой гидрохимической формации и (или) дегидратацией минералов (преимущественно глин) в ходе стадийных изменений при погружении пород. Достаточно интенсивные перетоки менее плотных, часто щелочных вод вверх происходят в периоды тектонических перестроек, когда к гидродинамически неравновесному распределению плотности подземных вод добавляется и возрастание трещиноватости пород, обеспечивающее возможность таких перетоков.

Термоконвекционные потоки подземных вод значительных масштабов чаще всего обусловлены влиянием магматических тел. Характер термоконвекционных ячеек определяется в основном глубиной источника термоаномалии и распределением проницаемости в вышележащей толще пород. Возможны различные варианты, но крайние члены ряда достаточно очевидны.

Если источник термоаномалии относительно неглубок, а вертикальная сквозная проницаемость существенна для всей толщи вышележащих пород, то возникает открытая конвекционная ячейка (рис. 11.3, а). Такое распределение проницаемости чаще всего достигается либо при отсутствии в разрезе слабопроницаемых отложений, либо при достаточной степени литифицированности пород и значительном развитии секущей напластование сквозной трещиноватости. Линии тока при таком типе циркуляции начинаются и кончаются либо на поверхности рельефа (или дна водоема), либо в грунтовом горизонте. Терморазгрузка вод в плане дает зональную концентрическую картину (искаженную, конечно, распределением проницаемости): в центре выходят воды более глубокого залегания, далее к периферии — все более мелкого. При наличии гидрохимической стратификации это приведет к соответствующей гидрохимической зональности.

При относительно глубокой термоаномалии и «двухэтажном разрезе» (внизу трещинная нестратифицированная проницаемость, вверху поровая стратифицированная) возникнет закрытая термоконвективная ячейка (рис. 11.3, б). Циркуляция вод происходит в нижней, трещинной, части толщи пород, практически не проникающая в вышележащую толщу со стратифицированной проницаемостью, линии тока в пределах ячейки практически замкнуты. В разрезе могут существовать одновременно закрытая (внизу) и открытая (вверху) термоконвективные ячейки.

### **Гравитационно-компрессионные течения**

Типизация течений опирается на различие соотношений вкладов разных факторов в фактическое распределение скоростей движения подземных вод. Из этих соображений естественно подразделить природные течения на гравитационные, когда действие компрессионных факторов меньше заданной погрешности, на гравитационно-компрессионные, когда соответствующие факторы соотносимы, и на компрессионное, когда действие гравитационных факторов пренебрежимо мало. Ниже дано совместное описание гравитационно-компрессионного и компрессионного течений.

Компрессионные факторы, меняя удельный объем флюида в межминеральном пространстве пород, вызывают изменения пластового давления. Влияя на пространственное распределение давления, т. е. на его градиент, они вносят свой вклад в общую картину течения флюида. Значимость компрессионных факторов, их вклад в поле скоростей переноса флюида определяются совокупностью двух обстоятельств: с одной стороны, их соотношением с гравитационными факторами, с другой — проницаемостью того объема, в котором компрессионные факторы действуют, и смежных с ним объемов, т. е. мегаобъема. Несколько упрощая, можем сказать, что сравнительная с гравитационными значимость компрессионных факторов обратно пропорциональна средней проницаемости мегаобъема. Так, в хорошо проницаемом горизонте, имеющем значительную протяженность выходов на поверхность, компрессионные факторы малозначимы в очень широком диапазоне природных ситуаций. Наоборот, в условиях очень низкой проницаемости, в том числе в линзах хорошо проницаемых пород, заключенных в массиве плохо проницаемых пород, даже очень малые изменения удельного объема флюида приведут к существенному изменению структуры поля скоростей. Это и понятно, ведь значимость компрессионных факторов определяется соотношением скорости изменения удельного объема флюида со скоростью потока флюида. Наибольшее количество случаев гравитационно-компрессионных течений связано с изменением водосодержания в глинистых осадках и породах и подсолевых отложениях.

В деформации глинистых осадков огромную роль играет поведение связанной воды: ее сопротивление прилагаемой нагрузке, влия-

ние на переориентацию и переупаковку зерен. Толщина слоев сорбированной на поверхности глинистых частичек воды меняется не только за счет непосредственного выдавливания недостаточно прочно связанных слоев сорбированной воды. Зависимость от минерализации и состава воды, от температуры приводит к огромному влиянию этих факторов на степень и ход уплотнения. Причем начинается это влияние уже со стадии седиментогенеза, где формируются исходные пористость и текстура осадка. К этому следует добавить, что огромное значение имеют гранулометрический и минералогический составы глин. В итоге разные по минералогии и гранулометрии глины, с неодинаковой геологической историей, т. е. имеющие разные по значению и скорости воздействия нагрузки, температуру, минерализацию вод, характеризуются разным итоговым распределением пористости по глубине. Оттолкнувшись от природы процесса, можно сделать ряд выводов о ходе уплотнения глин в естественной обстановке.

1. Опесчаненные глины уплотняются сильнее (за исключением последних стадий уплотнения), чем чистые глины (при равных условиях), как за счет лучшей проницаемости, так и за счет большей способности к переупаковке.

2. Медленное осадконакопление по сравнению с быстрым дает большие возможности для переупаковки зерен и ведет к большему уплотнению на тех же глубинах. При этом быстрое осадконакопление способствует тому, что осадок интенсивно смещается и по шкале температур. Тепловое разрушение слоев связанной воды ведет к росту числа «сухих» контактов, что резко повышает прочность скелета и его сопротивляемость «ползучести». Поэтому быстро накапливавшиеся молодые глинистые осадки, не подверженные действию высокоминерализованных вод, сохраняют высокую и мало убывающую с глубиной пористость начиная с глубин, отвечающих температурам порядка  $50^{\circ}\text{C}$ , и глубже. И хотя пористость этих пород кажется необычно высокой и не убывает достаточно быстро с глубиной по привычному логарифмическому или близкому к нему закону, породы эти не обязательно являются недоуплотненными, а могут находиться в равновесии с приложенной к ним статической нагрузкой вышележащих пород.

3. Весьма заметная доля уплотнения глин под нагрузкой при невысоких температурах происходит не благодаря удалению воды, а за счет ее перехода из менее прочно связанной в более прочно связанную. На кровле и подошве слоя глин, контактирующих с проницаемыми горизонтами с нормальными или близкими к ним пластовыми давлениями, связанная вода контактирует со свободной. При таких пластовых давлениях состояние такой связанной воды оказывается термодинамически неравновесным. Возникает диффузионный поток избытка молекул воды в сторону проницаемого горизонта. В связи с очень малой диффузной проницаемостью таких глин и большими градиентами термодинамического потенциала вблизи контакта зона диффузного переноса локализуется в прикон-

тактовой области глин. В свою очередь это ведет к резкому уплотнению и ухудшению проницаемости породы в этой зоне и затруднению оттока из остальной части слоя глин. Понятно, что роль этого явления будет сказываться для слоев глин с мощностью, меньшей и сравнимой с толщиной этой зоны.

4. Динамические воздействия, начиная с тангенциальных сдвиговых усилий при медленных пликативных движениях и кончая мощной вибрационной «обработкой» при землетрясениях, способствуют преодолению сил трения при скольжении зерна по зерну и разрушению кристаллических связей между зернами. Тем самым они способствуют уплотнению пород без увеличения нагрузки, изменяя их прочность, их деформационные свойства. Особенно велико воздействие вибраций при сейсмических явлениях. Оно ведет к одновременному нарушению устойчивости большого числа зерен и их переориентировке.

Таким образом, в природной обстановке возможны следующие ситуации.

Чем древнее глинистые отложения, тем меньше их пористость, поскольку деформации развиваются во времени и в результате действия всей совокупности факторов.

Разница в составе и в скорости накопления осадков, т. е. в скорости изменения действующих на них нагрузки и температуры, влечет за собой большую уплотненность глинистых отложений в краевых частях бассейнов (где мощности малы) и ее уменьшение к центральным частям (где мощности максимальны).

Наиболее резкие замедления темпа уменьшения пористости с глубиной вплоть до сохранения значения пористости в больших интервалах глубин будут иметь место на глубинах с температурами более  $50^{\circ}\text{C}$  в случае молодых осадков.

В зонах, где мощные глинистые осадки подвержены сейсмическому воздействию, благодаря периодическому нарушению несущей способности породы и передаче всего веса вышележащих пород на поровую воду будут иметь место периодически возобновляемые сверхвысокие пластовые давления, не превосходящие, естественно, геостатическое \*. Пьезомаксимумы будут локальны, таким образом, гидродинамическая обстановка в целом будет мозаичной. Максимальное давление будет наблюдаться в глинистых толщах; в вышележащих толщах, гидродинамически сообщающихся с поверхностью, нормальное; в нижележащих несколько повышенное, причем превышение давления над нормальным будет зависеть от условий оттока по напластованию.

Внешние слои диапиров, прилегающие к коллекторским породам, характеризуются наименьшей пористостью и «кливажами» благодаря наибольшим оттоку воды и тангенциальным напряжениям.

---

\* В случаях газовых скоплений природа аномальности давлений обусловлена полностью или преимущественно избыточным давлением в столбе газа и повышением давления в системе при движении газа вверх.

В центральной части диапира пористость будет максимальной за счет ее сохранения и даже разуплотнения.

Нетрудно видеть, что, с одной стороны, эти выводы действительно вытекают из природы процессов уплотнения, а с другой — они полностью совпадают с тем, что мы наблюдаем в регионах. Добавим, что периоды наиболее интенсивного уплотнения будут совпадать не с периодами погружения как таковыми, а с периодами интенсивных тектонических движений, даже если они сопрягаются с денудацией и уменьшением нагрузки.

Резкие повышения температуры в толщах плохо проницаемых пород способны вызвать повышение давления и отток из этих зон за счет термического расширения воды, превышающего расширение порового объема, и перехода воды из связанного в свободное состояние. Понижение температуры влечет за собой понижение давления, причем тем больше, чем больше в толще доля глинистых минералов. При этом объем глинистых пород может увеличиваться за счет их набухания. Упрочение и увеличение толщины слоев сорбированной воды будет особенно велико при температурах ниже  $15-10^{\circ}\text{C}$ . В периоды образования ледникового покрова разуплотняющее действие понижения температуры может оказаться сильнее уплотняющего действия тяжести ледника. Региональное снижение температуры благодаря переходу свободной воды в связанную способно при наличии изоляции сверху слоем мерзлоты вызвать региональный поток подземных вод.

В породах с трещинной пустотностью неравномерное развитие трещиноватости, слабая сообщаемость отдельных зон и изменчивость объема трещинных пустот при тектонических подвижках могут приводить к высоким пластовым давлениям.

В целом компрессионные причины кроме региональных изменений температуры в районах развития мерзлоты вызывают движение подземных вод преимущественно по субвертикальным направлениям. Представления о чисто латеральных потоках отжимаемых вод, широко распространенные в литературе, вызваны постулированием оттока из глин обязательно в водоносные горизонты и уже только по ним, латерально, к периферии бассейна. Используемые для соответствующих оценок и подтверждения таких потоков математические модели основаны на этом постулате и не могут служить доказательством.

### **Некоторые черты геофлюидодинамической эволюции**

В ходе геологического развития каждого региона эволюционируют как причины, вызывающие движение подземных вод, так и водопроводящие свойства пород. Соответственно происходит и эволюция общей картины движения подземных вод в толще пород. В этом изменении есть как ритмически повторяющиеся, так и необратимые компоненты.

По мере увеличения степени литификации пород, связанного с их погружением в области все более высоких температур и с физико-химическим и минералогическим преобразованием, поровая проницаемость их уменьшается. Вместе с тем по мере увеличения сцементированности и хрупкости пород растет их трещиноватость. Таким образом, в течение существования терригенных пород проницаемость их заметно меняется. В молодых породах распределения проницаемости совпадают с литологическими телами и носят отчетливый слоистый характер. Вызванная, чередованием литологических разностей пород наведенная (трансверсальная) анизотропия проницаемости отдельных горизонтов и толщ, сложенных уже многими литологическими слоями, достигает нескольких порядков как для фильтрации, так и для диффузии. По мере литификации пород и развития трещин анизотропия убывает, а затем часто меняется на обратную к начальной. Характер неоднородности проницаемости меняется с синфациального, связанного с литологической стратификацией, на синтектонический, обусловленный наличием зон тектонических напряжений. Это ведет и к уменьшению гидродинамической связности в плане из-за локализации зон повышенной трещиноватости. Смена характера распределения проницаемости со стратифицированного на локально-неоднородный происходит и для карбонатных пород. Таким образом, по мере литификации терригенных и карбонатных пород, роста трещиноватости, появления экранирующих дизъюнктивов водоупорные свойства глинистых пород резко ослабевают, а гидродинамическая расчлененность по вертикали меняется на расчлененность в плане. Благодаря этому процессу уже внутри артезианского бассейна идет, начиная с нижних слоев, процесс зарождения трещинного массива, т. е. «самоуничтожение» гидрогеологически стратифицированного бассейна.

Необходимо подчеркнуть, что с толщами солей хлоридов, галита и сильвинита, происходит обратное. Чем глубже они залегают, тем более они пластичны. Тем самым слои этих солей поддерживают гидродинамическую стратификацию во все время своего существования, поскольку в них трещиноватость может существовать лишь очень непродолжительное время.

На начальных стадиях литификации изменения проницаемости носят необратимый характер, развиваются поступательно, хотя и неравномерно во времени. Но с появлением трещиноватости в изменении проницаемости появляется и циклическая компонента, обусловленная цикличностью тектонической деятельности. При этом имеет место и миграция зон повышенной трещиноватости, связанная с миграцией зон повышенных напряжений.

Для картины проницаемости всей толщи пород региона чрезвычайно важно еще и то, что она меняется за счет не только изменений проницаемости каждого литологического тела, но и появления при продолжении седиментации новых слоев и толщ пород со своей проницаемостью либо эрозии верхних слоев. Нетрудно видеть, что вновь отложенный хороший водоупор, например выдержанная

толща глин или галогенных пород, резко изменит гидродинамическую обстановку по сравнению с имевшей место до этого. Аналогичным образом действует и возникновение регионально развитого слоя мерзлоты.

В ходе геологического развития изменяются и рельеф, и распределение водных бассейнов. На протяжении достаточно длительного геологического времени эти изменения носят циклический характер, однако места повышений и понижений рельефа могут при этом не оставаться постоянными, а смещаться в плане. Тем самым будет меняться и распределение напоров. Смена направлений наклона региона, вплоть до диаметрально противоположного, особенно если учесть, что амплитуды этих качаний даже в платформенных условиях достигают нескольких сотен метров, обуславливает и смену направлений регионального потока подземных вод, создавая дополнительное затруднение для «сквозного промывания».

Проявление компрессионных факторов изменяется в ходе геологического развития. При этом интенсивность и роль их действия не совпадают. Интенсивность сокращения межминерального объема пород и их удельного водосодержания в целом уменьшается с глубиной, однако зависит от скорости осадконакопления и гораздо больше от динамических нагрузок. При платформенном осадконакоплении региональное течение будет иметь компрессионный характер преимущественно в условиях достаточно широких трансгрессий, когда рельеф поверхности играет весьма малую роль. Поэтому возможная циклическая смена преобладаний гравитационного или компрессионного режимов будет теснее всего связана с изменениями относительной площади водного бассейна, т. е. соотношения площади моря и суши. В субаквальных областях интенсивного прогибания в периоды осадконакопления будет господствовать компрессионный режим. Вместе с тем при наличии рассолов в нижележащих отложениях в случае высокой некомпенсированности осадконакопления (больших глубин моря) вклад гравитационной компоненты течения может быть весьма существенным. В континентальный период в областях с мощными осадками зоны преобладания компрессионного или гравитационного режимов распределены мозаично. Компрессионное течение имеет место в зонах динамических нагрузок — структурообразования, сейсмичности — и может встречаться спорадически среди поля гравитационного течения.

Отложение толщи молодых, способных к интенсивному уплотнению осадков оказывает большое влияние на гидродинамический режим лежащих ниже более зрелых пород. С одной стороны, ухудшая сообщаемость нижней толщи с поверхностью, она (равно как и галогенная толща) резко повышает действенность, значимость компрессионных факторов непосредственно в этой толще; с другой стороны, компрессионное течение из верхней толщи может передаваться и в нижнюю. Это взаимовлияние частей разреза и территории является чрезвычайно важной особенностью геофлюидодинамики каждого региона.

Чередование периодов седиментации и эрозии вносит элемент цикличности в соотношение гравитационной и компрессионной компонент региональной картины движения подземных вод. Но в областях с мощными толщами осадков и в континентальный период проявляется компрессионное течение. Конкретные же зоны его проявления контролируются интенсивными тектоническими воздействиями и могут мигрировать со временем в плане. Соответственно могут мигрировать и зоны аномально высоких пластовых давлений.

Постепенное «старение» пород вызывает и постепенный переход от доминирующей роли межгранулярных пористости и проницаемости к усилению, а затем с началом метаморфизма и к доминированию роли трещинной проницаемости и увеличению доли трещинной пористости. В ходе этих изменений значимость компрессионных факторов сначала падает из-за роста уплотненности пород и проницаемости разреза. Затем с увеличением разобщенности трещинных зон и с ростом доли трещинной пустотности, гораздо более чувствительной, чем межгранулярная, к деформирующим напряжениям, вновь возрастает значимость компрессионных процессов и вновь появляются аномально высокие давления. Для терригенных пород этот этап находит отражение в очень сильно литифицированных породах, в метаморфизованном фундаменте осадочных бассейнов и на щитах. Для карбонатных пород он начинается с ранних стадий жизни. Но в верхних частях разреза в трещиноватых породах обычно имеет место чисто гравитационное течение, уступая место компрессионному лишь на большой глубине, где ощутимо появляется разобщенность трещинных зон и где велики напряжения.

Практически во всех регионах, хотя и с разной интенсивностью, проявляется тенденция к возрастанию во времени числа экранирующих дизъюнктивов и зон вторичной минерализации, образованных восходящими по зонам трещиноватости природными растворами. В итоге там, где это происходит, регион разобщается на ряд блоков и общерегиональный поток весьма резко замедляется этими барьерами.

## **§ 12. ГЕОФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКИЕ АНАЛОГИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО УРОВНЯ**

Одной из задач, решаемых при проведении поисков полезных ископаемых, является прогноз геофлюидодинамических черт, важных с точки зрения формирования и сохранения залежей. Иногда такой прогноз может быть сделан непосредственно для изучаемого района. Но поскольку с поисковых позиций основной интерес представляют интегральные по времени характеристики, отражающие «итоги» геологических процессов, то чаще более реален прогноз по аналогии с изученными районами. Вполне понятно, что сравнение и перенос информации по аналогии в этих случаях могут быть сделаны только с помощью геологических характеристик. Но выбор характеристик и их комбинаций должен опираться на их термодинамическое «прочтение». Действительно, ведь сравниваем мы и прогнозируем специфические, важные в аспекте поиска, черты структуры поля скоростей переноса флюида и ее изменения во времени.

Эти черты определяются распределением движущих сил и проводящих свойств среды. В свою очередь параметры термодинамического уровня, например проницаемость, связаны с геологическими характеристиками среды и процессов. При этом одно и то же значение проницаемости, например, может отвечать разным геологическим образованиям, а к одинаковым значениям движущих сил могут привести разные геологические процессы. Поэтому сравнение геологических черт должно опираться на сопоставление их термодинамических эквивалентов.

Необходимость взаимодополняющего «двойного» подхода, на наш взгляд, очевидна с позиций построения однородных характеристик и рядов эквивалентности суперпозиций геологических характеристик. Рис. 12.1 хорошо иллюстрирует это сочетание «геологии» и «физики». Первоначально устанавливается механизм рассматриваемого геологического явления, его причинно-следственная сущность. Это дает возможность определить те «физические» характеристики, которые свойственны этому явлению. Но работать с «физическими» параметрами, как правило, неудобно, а зачастую — просто невозможно. Поэтому от них нужно вернуться к геологическим характеристикам. Но теперь можно взять уже обоснованный, а не в той или иной мере случайный набор общегеологических характеристик, а также их суперпозиции, которые сохраняют эквивалентность соответствующим «физическим». Построенная таким образом система геологических характеристик для выражения меры той или иной стороны геологического объекта сохраняет все достоинства причинно-следственной схемы, но в то же время позволяет работать на языке геологических характеристик.

Получаемые суперпозиции являются аспектными в отличие от списка «самоценных» характеристик, которые могут и не быть сходственными в изучаемом аспекте. Состав суперпозиций поддается корректировке и изменению с учетом индивидуальности любого геологического объекта, а для каждого состава такой суперпозиции оказывается возможным указать набор геологических ситуаций, для которого он верен и за пределами которого ошибочен. Поскольку в подавляющем большинстве случаев вид связи между физическими параметрами известен, а на базе огромного эмпирического материала можно составить статистические соответствия между «физическими» и геологическими характеристиками, это открывает путь и к количественным построениям. Нужно отметить, что возможности «физического» прочтения геологических характеристик, явлений, процессов в настоящее время не используются в должной мере и таят в себе огромный резерв. Вполне понятно, что это дело трудоемкое. Вместе с тем подобный подход обеспечивает повышение обоснованности и надежности аналогий.

Рассмотрим пример. Удерживающая способность покрышки определяется совокупным действием капиллярного давления в наиболее раскрытых каналах и перепада напором. Структуру взаимоотношения различных свойств и отражающих их характеристик удобно рассматривать с помощью графической схемы — графа. На рис. 12.1 приведен граф для системы характеристик, отражающих соотношение сил при удержании залежи нефти (газа). (Поскольку в данном случае преследуется цель — только проиллюстрировать лишь некоторые идеи, рассматриваемый граф неполон). На разделе нефть (газ) — вода избыточное давление подошвы покрышки в статическом состоянии уравновешивается капиллярным и перепадом напора подземных вод. Эти три характеристики и их соотношения описывают точный физический смысл явления. Каждая из характеристик определяется совокупным действием (суперпозицией) некоторых других, а они в свою очередь — суперпозицией третьих и т. д. Вполне понятно, что с удалением от «вершины» графа степень общности, степень аспектности характеристик падает. Иерархия вставки графа есть иерархия степени обобщенности и одновременно иерархия критериев подобия, ведь каждое «слияние» характеристик отвечает их суперпозиции. Возьмем, к примеру, минимальное капиллярное давление. Оно есть суперпозиция поверхностного натяжения и раскрытости наиболее широких сквозных каналов покрышки, будь то межгранулярные или трещинные каналы. В свою очередь раскрытость определяется совокуп-

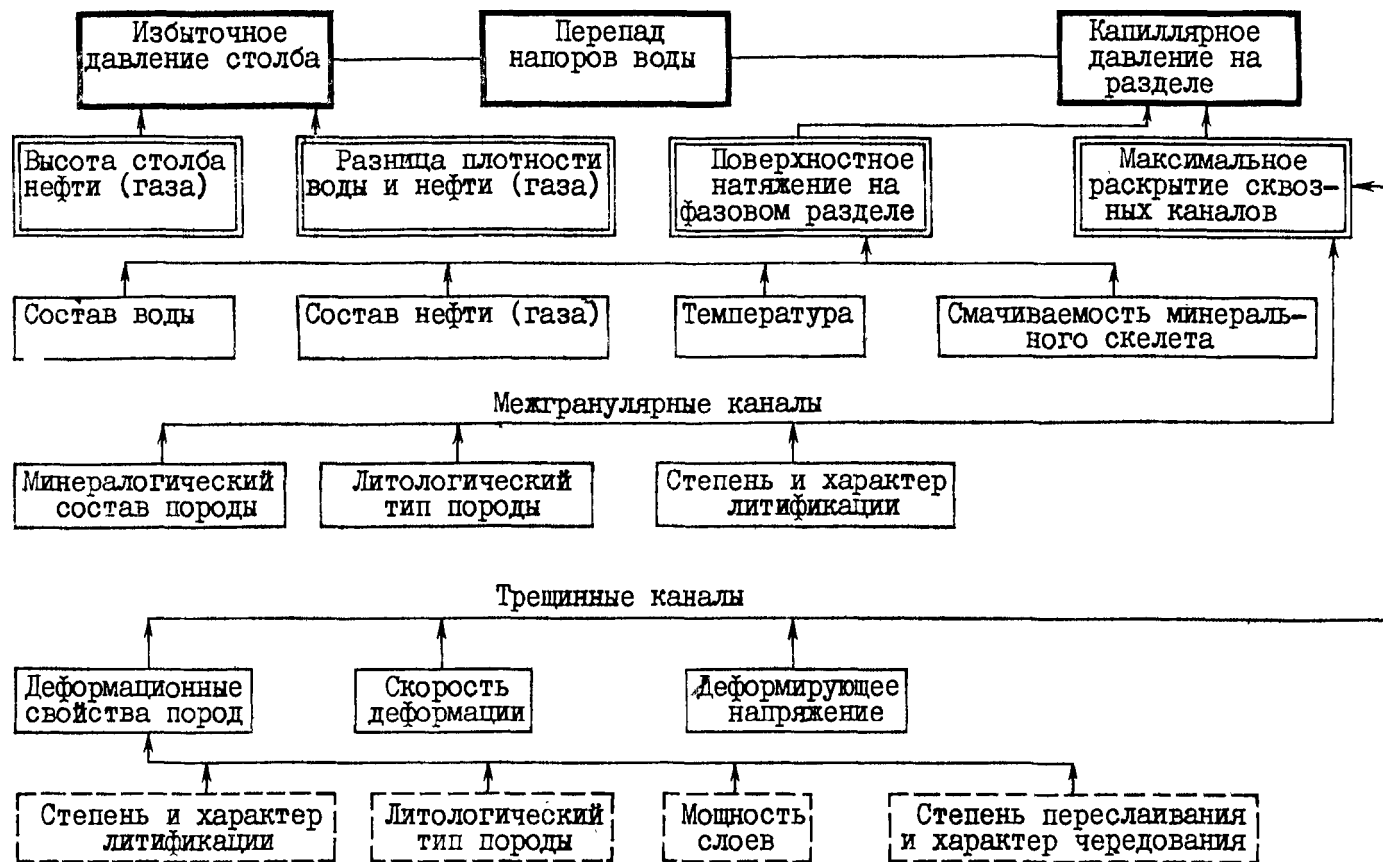


Рис. 12.1. Схема (граф) связей факторов, обуславливающих удерживающую способность покрышки.

ностью других характеристик (см. рис. 12.1), разных для трещинных и межгранулярных каналов. И так далее.

Рассмотренный пример наглядно иллюстрирует следующие положения.

1. Каждая характеристика значима не сама по себе, а лишь через суперпозицию. Так, раскрытость трещинных каналов определяется только совокупным действием деформационных свойств пород, скорости деформации и деформирующего напряжения. Сравнение возможного капиллярного давления в разных объектах оправдано лишь тогда, когда другие характеристики, входящие в суперпозицию, остаются постоянными. Но это очень часто не так. Поэтому в качестве параметра сравнения, критерия подобия, должна выступать обобщенная характеристика — суперпозиция значений входящих характеристик. В большинстве случаев суперпозиция не является линейной, т. е. обобщенная характеристика не может быть представлена в виде суммы входящих характеристик, каждая из которых умножена на свой коэффициент. Поэтому и при использовании статистических методов следует стремиться брать именно обобщенные характеристики. Вид же суперпозиций, т. е. характер математической формулы, связывающей входящие в нее характеристики, в большинстве случаев может быть указан (точно или приближенно) на основании анализа природы связи этих характеристик.

2. По мере удаления от «вершины» графа и перехода от ветвления к ветвлению не только меняется степень обобщенности характеристик, но все в большей мере сказывается уникальность индивидуальность каждого природного объекта. Обобщенные характеристики в «центре» графа «всеобъектны», «глобальны». Для разных объектов они отличаются лишь значением. Более «удаленные» характеристики могут быть разными для сравниваемых объектов не только по значению, но и по характеру. Например, в разрезе одного района породы только терригенные, другого — только карбонатные, т. е. нет такой характеристики, которая могла бы быть применена в равной мере и к тому и к другому объекту, отличаясь лишь значением.

Таким образом, идеальные модели природных объектов, выраженные в характеристиках общегеологического плана, могут содержать несовпадающие или неполностью совпадающие наборы характеристик, используемых как элементы модельных систем. Тем самым совпадающие в разных наборах характеристики, будучи разным способом связанными с конечным итогом, например с той или иной характеристикой нефтегазоносности, оказываются несопоставимыми по значению, ибо од и н а к о в ы е значения общегеологических характеристик для разных объектов могут иметь р а з н ы е величины в «нефтегеологической шкале», быть записанными в разных шкалах координат. Из-за этого при обработке материала формально-математическими методами возможны ситуации, когда многомерные точки, отвечающие природным объектам, оказываются записанными в одной системе координат по абсолютным значениям компонентов, в то время как на самом деле они записаны в р а з н ы х «нефтегазовых» размерностях (шкалах). Тем самым форма представления может оказаться существенно неэквивалентной, т. е. пропадает правомерность сравнения этих точек. Именно в этом источник неустранимой ошибки существующего подхода к обработке и использованию эмпирического материала при выявлении закономерностей и прогнозе. Поэтому обобщенные характеристики — ключ к получению строгих и реальных результатов с помощью формальных методов, в том числе методов статистики и распознавания образов для любых наборов объектов, в любой области геологии.

Из этих соображений естественным образом вытекает идея построения рядов эквивалентности таких отдельных характеристик или их суперпозиций (рядов эквивалентности, взаимозаменяемости однопорядковых ветвей графов модельных систем), которые не совпадают у разных нефтегеологических или других объектов, например, общегеологических характеристик карбонатного разреза платформ и терригенного разреза геосинклиналей. Цель построения таких рядов — выбор несовпадающих характеристик или их суперпозиций таким образом, чтобы они у всех видов сравниваемых нефтегеологических объектов имели один и тот же причинно-следственный смысл (т. е. отражали

одну и ту же черту природы явления), а их шкалы были бы сопоставлены друг с другом. Разработка подобных «эквивалентных» переходов позволит получить универсальную форму записи произвольного нефтегеологического объекта, обеспечивающую сравнение объектов сколь угодно различных в общегеологическом смысле. Вполне понятно, что такая универсализация тем важнее, чем меньше размеры нефтегеологического объекта, чем менее обобщенный характер имеют его общегеологические характеристики и чем больше и число объектов этого ранга, и их разнообразие.

Из определения подобия как тождества структур модельных систем вытекают ограничения на диапазон допустимых изменений характеристик — элементов этих систем.

1. В состав модельной системы включаются лишь те характеристики, значимость которых достаточно велика; мало же значимые отбрасываются. В сравниваемых объектах отброшенные характеристики могут не совпадать, поэтому сравнение объектов правомерно лишь в том диапазоне значений характеристик, в котором для всех сравниваемых объектов одновременно допустимо пренебрежение отброшенными характеристиками (одними и теми же), обеспечивающее одинаковость структур их модельных систем.

2. С изменением значений характеристик, составляющих модельную систему, вследствие изменения природы процесса, отвечающего им, может измениться и характер связей между характеристиками. Сравнение объектов правомерно лишь в том диапазоне изменений значений характеристик, в котором сохраняется характер их связей, т. е. характер процесса.

Контроль соблюдения этих условий требует анализа и структуры, и характера связей различных характеристик объектов. В свою очередь, такой анализ возможен лишь на основе рассмотрения природы явлений, обуславливающих существование и свойства объекта, а также причинно-следственных связей между свойствами материальных сред, действующими силами и т. д. Чисто геологическая феноменология оказывается здесь уже недостаточной, причем в тем большей мере, чем мельче объекты и чем менее обобщенный характер носят описывающие его геологические характеристики.

## **ВОПРОСЫ ОБРАБОТКИ И ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГЕОФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ**

### **§ 13. ПОСТРОЕНИЕ МОДЕЛЕЙ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ**

#### **Построение графиков и уравнений кривых**

Самым наглядным способом представления связи двух характеристик является график. Распределение точек отражает и общие тенденции, и индивидуальность каждой пары значений. Последнее очень важно: ведь характеристики природных тел или процессов связаны не только друг с другом, но и с многими другими, не нашедшими непосредственного отражения на графике. Поэтому отскоки точек от намечающейся общей тенденции обусловлены, как правило, не погрешностями измерений, а преобладанием влияния неучитываемых характеристик. Общая тенденция для всех точек будет выдержана лишь при прочих равных обстоятельствах. Например, если в рассматриваемом районе на фоне преобладающего гравитационного течения локально проявляются черты компрессионного течения, то точки на графике «давление — абсолютная отметка», отвечающие этим участкам, явно лягут вне основной массы точек.

Другой случай. Если сравниваются графики распределения давления по глубине для двух водоносных комплексов, то необходимо учитывать, что одной и той же глубине для этих комплексов будут отвечать разные положения в плане. Это означает, что даже при сходных гидродинамических режимах распределения точек на графике давление — абсолютная отметка будут разными для этих комплексов.

Для практических целей удобнее линейные зависимости. Поэтому, если точки графика ложатся в виде криволинейной полосы, можно попытаться изменить масштаб одной или обеих осей графика, взяв, например,

вместо линейного масштаба логарифмический или степенной. При построении графиков осей координат могут отвечать и комплексы параметров — их произведения, частные, степени. Но комплексы, отвечающие разным осям, не должны содержать одинаковых параметров. Проиллюстрируем сказанное конкретным примером. В работе [8] в числе многих других решался и вопрос о зависимости плотности нефти  $d$  от глубины ее залегания  $H$ . На рис. 13.1, а точки дали почти изометрическое поле, а коэффициент корреляции оказался равным всего 0,42 (т. е. связи практически нет, что прекрасно видно на графике). Тогда график был перестроен заново в координатах  $H$  и  $H/d$  (рис. 13.1, б). Точки на этом графике легли прекрасно, и связь оказалась линейной. Было построено уравнение регрессии, а на его основе величина  $d$  выражена через величину  $H$ . Найденная таким образом зависимость  $d$  от  $H$  использована в дальнейшем изложении. Но ведь хорошая коррелируемость на графике 13.1, б, не вяжется с плохой на графике 13.1, а. В чем же дело? В том, что на рис. 13.1, б отражена фактически зависимость  $H$ ... от  $H$ . Поскольку зависимость  $H$  и  $H/d$  линейна, то ее уравнение есть  $H = a H/d$ , т. е. уравнение прямой, проходящей через начало координат и имеющей тангенс угла наклона  $a$ . Значение  $d$  колеблется в очень узких пределах (от 0,80 до 0,97) и близко к единице. Благодаря этому коэффициент корреляции между  $H$  и  $H/d$  весьма высок (он равен 0,891), а точки на графике сгруппированы в узком луче, прилегающем к биссектрисе координатного угла. Тем самым «найденная» связь является ложной.

Одним из случаев, когда исследователю кажется необходимым использовать комплексы параметров, содержащие общий параметр, является поиск связи между изменениями двух разных характеристик по глубине. Такими парами характеристик могут быть давление и плотность воды; давление и пористость пород; концентрации двух разных компонентов в воде или газе и т. д. В этих случаях строят графики с осями  $A/h$  и  $B/h$  ( $A$  и  $B$  — соответствующие параметры;  $h$  — глубина).

По своему смыслу такой график является попыткой установить связь между скоростями изменения этих параметров с глубиной:  $dA/dh$  и  $dB/dh$ . Отношения  $A/h$  и  $B/h$  являются весьма грубыми аналогами соответствующих дифференциальных характеристик. Действительно, значения  $A$  и  $B$  отвечают точке, а значение  $h$  (в данном ее применении) — длине интервала глубины от  $h_0 = 0$  до  $h$ . Тем самым точное соответствие  $A/h$  и  $dA/dh$  будет лишь в случае, когда величина  $A$  линейно растет с глубиной как  $A = \alpha h$ . Уже в случае, когда  $A$  меняется линейно, но как  $A = \alpha h + \beta$ , т. е. соответствующая прямая не проходит через начало координат,  $A/h$  отклоняется от  $dA/dh$  и тем больше, чем больше  $\beta$  (рис. 13.2, а). Действительно, скорость изменения  $A$  с изменением  $h$  везде одинакова и равна  $\alpha$  при  $A = \alpha h + \beta$ , а величина  $A/h$  будет переменной и тем больше будет отличаться от  $dA/dh$ , чем больше  $\beta$  и меньше  $h$ . При криволинейном же изменении величины  $A$  в диапазоне  $h$  величина  $A/h$

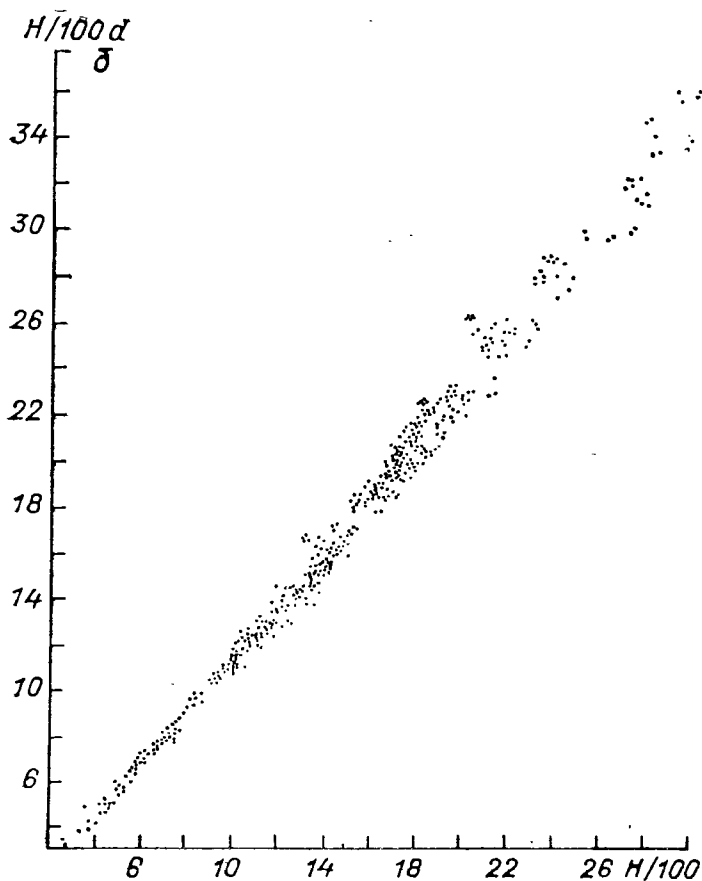
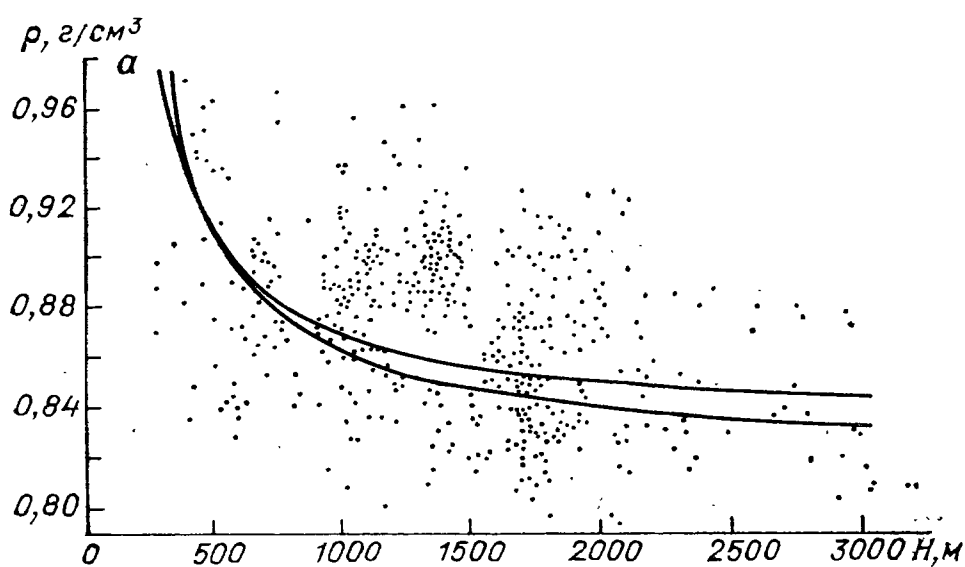


Рис. 13.1. Сопоставление графиков точек в координатах  $H$  и  $d$  (а),  $H$  и  $H/d$  (б).

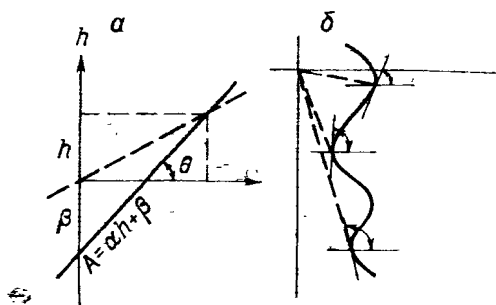


Рис. 13.2. Иллюстрация смысла графиков, построенных в координатах  $H$  и  $H/d$ .

а — при прямолинейной зависимости;  
б — то же, при криволинейной.

может быть практически полностью лишена физического и математического смысла (рис. 13.2, б). Из сказанного ясно, что корреляция  $A/h$  с  $B/h$  может оказаться бессмысленной.

Для случаев, когда при построении графиков необходимо учесть одновременно три параметра, можно использовать разные подходы. Например, можно строить графики  $A/B \sim h$  или совмещенные графики  $A \sim h$  и  $B \sim h$ , обозначив различно точки для  $A$  и  $B$ . Можно построить график  $A \sim B$ , разбив

диапазон  $h$  на серию поддиапазонов  $\Delta h$ , дав для каждого  $\Delta h_i$  свое обозначение точки. Такие виды графиков не дают ложной информации и позволяют получить ясное и четкое толкование распределений точек. График последнего вида легко перестроить, если это потребуется, в график  $A \sim h$  или  $B \sim h$  по диапазонам значений  $B$  или  $A$  соответственно.

Как это делается? Возьмем график, на котором нанесены точки сочетаний некоторых параметров  $A$  и  $B$  для пяти диапазонов параметра  $C$  (рис. 13.3, а). Разобьем интервал значений  $B$  на несколько диапазонов, например на пять. Проведем соответственно границам этих диапазонов линии параллельно оси  $A$ . Для каждой из точек графика нам известны значения всех трех параметров  $A$ ,  $B$  и  $C$ . Поэтому теперь мы можем построить график с осями  $A$  и  $C$ , а принадлежность каждой точки к тому или иному диапазону  $\Delta B_i$  параметра  $B$  обозначить по-своему (рис. 13.3, б).

Графики можно рассматривать как наиболее простой, начальный, способ статистической обработки эмпирического материала (если они строятся на эмпирической основе). Они наглядно демонстрируют и общие тенденции, и разброс, позволяют снять те или иные данные, помогают придать большую целеустремленность дальнейшему анализу материала. Однако графическая форма представления материала не всегда удобна, особенно для дальнейших построений. Поэтому возникает необходимость выразить связь между параметрами с помощью формулы, т. е. в аналитической форме. Здесь нет смысла описывать сами способы аналитических аппроксимаций связей между параметрами, процедуры построения формул, дублируя многочисленную литературу по этому вопросу. Однако полезно оттенить некоторые моменты, важные в практической работе.

Точность аппроксимации всегда хорошо видна из графического представления: она характеризуется разбросом точек. Например, для изменения пористости пород с глубиной разброс составляет порядка 100% от наименьших значений пористостей, т. е. примерно

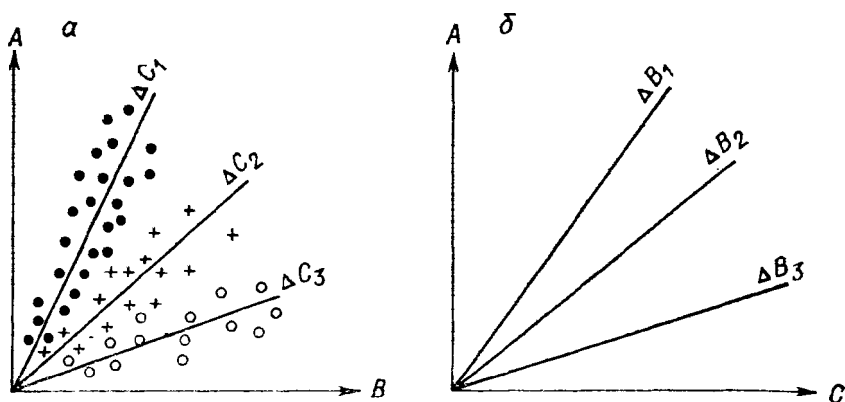


Рис. 13.3. Перестроение графиков трех параметров из координат  $A-B$  (а) в координаты  $A-C$  (б).

$\pm 50\%$  от средней линии. Когда перед глазами график, это как-то само собой разумеется. Но часто формулы составляются, минуя графическое представление (и нередко совсем напрасно!). Тогда возможность вычислить по формуле с любой точностью у многих исследователей ассоциируется невольно и с точностью результата. Для того чтобы никогда не путать практически неограниченную точность расчета (ведь можно вычислить очень много десятичных знаков) с точностью соответствия результата и природной ситуации, очень полезно все формулы аналитических аппроксимаций всегда писать в виде

$$y = f(x) \pm \varepsilon.$$

Тогда погрешность  $\varepsilon$  будет всегда перед глазами и не позволит забывать о себе. Соответственно не будет соблазна делать высокоточные построения на основе формул, лишь приближенно описывающих общую тенденцию.

Конечно, с точки зрения практического использования удобнее, чтобы формула была проще, чтобы трудоемкость вычислительной работы как при построении формулы, так и при ее использовании была как можно ниже. Но сейчас, когда все шире применяются ЭВМ, вычислительные трудности все чаще не стоят на пути стремления к точности. Как известно, любая функция может быть сколь угодно точно приближена полиномом. Выбор полиномов практически бесконечен. Обычно используют или степенные, или тригонометрические ряды. Если вид ряда, которым мы будем приближать зависимость между рассматриваемыми параметрами, выбран, то дело сводится к определению, какое число членов ряда надо взять и каковы численные значения коэффициентов разложения. И вот здесь-то подстерегает опасность перестараться с точностью, особенно если расчет просто «поручается» ЭВМ по готовым программам минимизации квадратов отклонений или сходных по смыслу способов достижения наиболее точного соответствия формулы эмпирическим

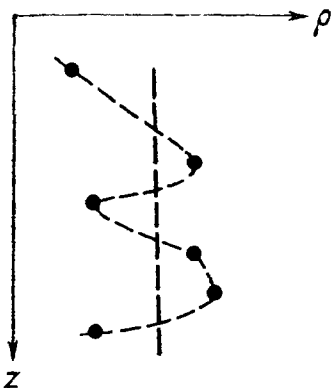


Рис. 13.4. Неопределенность проведения линии зависимости при малом числе точек.

данным. Наиболее вероятна эта опасность при редкой сети данных, а заключается она в следующем. Возьмем график, на котором нанесены достаточно скудные данные о распределении плотности воды (пористости или проницаемости пород или еще чего угодно) по глубине (рис. 13.4). Если строить линию усредненной зависимости на глаз, то весьма естественно, что каждый гидрогеолог даже с небольшим опытом проведет линию типа показанной на графике прямой линией. Но если искать приближение в виде ряда, то минимизируя сумму квадратов отклонений величин, вычисляемых по формуле, от фактических данных, мы можем получить кривую, подобную проведенной на графике по точкам. Она опишет с высокой точностью имеющийся набор точек, но будет совершенно бессмысленна и неясна с позиций описания действительной тенденции изменения по глубине, поскольку отразит в основном разброс, погрешность измерений. О возможности такого конфуза надо помнить всегда. Кстати, в свете такой возможности понятна и полезность графиков. При большом числе точек или графиков их, так же как и расчеты, можно делать на ЭВМ, если вручную это трудоемко.

Во многих случаях оказывается полезным провести сначала кривую на глаз и лишь уточнить ее при подборе подходящей аппроксимации. Подбор вида кривой рационально делать с учетом косвенных соображений, но при этом вместе с формулой следует приводить и соответствующие логические построения.

При построении математических моделей пространственного распределения значений того или иного параметра необходимо учитывать, что изменчивость реальных сред связана с разными причинами и разномасштабна. Например, в разрезе скважины изменения пористости пород в небольших интервалах глубины будут отвечать практически только изменениям литофациальных характеристик; лишь при достаточно больших интервалах, когда успевают многократно повториться основные литологические разности, будет заметна общая тенденция уменьшения пористости с глубиной. Это объясняется тем фактом, что при незначительных интервалах эффект уплотнения будет значительно меньше, чем эффект литофациальной изменчивости. Аналогично обстоит дело и с другими параметрами. Существование разных порядков в пространственной изменчивости параметров необходимо учитывать как при построении соответствующих графиков и формул, так и при их использовании.

Последнее замечание — относительно экстраполяции кривых за пределы значений имеющихся данных. Характер кривой сохра-

нится, если характер отношений между учитываемыми параметрами останется неизменным. Однако гарантия этого существует далеко не всегда. Например, плавное уменьшение пористости глинистых пород довольно резко нарушается в местах минеральных переходов, например от монтмориллонитового состава к гидрослюдистому. Если достаточно глубоко анализировать природу отношений свойств природных объектов, отражаемых кривыми на графиках или соответствующими формулами, то такие «обрывы» вида полученной эмпирической зависимости нередко можно предсказать (их примерное место или хотя бы принципиальную возможность смены характера кривой).

### **Учет физико-геологического смысла величин и их отношений при построении и интерпретации аппроксимаций**

Когда речь идет о корреляции между величинами, то прежде всего необходимо четко определить и сформулировать, в чем именно состоит цель поиска корреляции. Почему же надо начинать с этого, а не прямо с установления корреляций? Если сущность изучаемого явления нам неизвестна, то констатируя это, мы будем вынуждены без всяких предварительных соображений начать искать корреляции величин друг с другом, с пространственными координатами. Однако в сегодняшней геофлюидодинамике такой полной неизвестности уже не бывает, а это значит, что чаще всего мы в состоянии заранее определить, какие именно параметры аспектны для достижения стоящей перед нами цели, т. е. характеризуют природный объект именно в аспекте цели изучения. Это относится к установлению не только факта или величины корреляционных связей между характеристиками природных сред и процессов, но и пространственного распределения параметра. Например, составление уравнения корреляций между давлением и глубиной мало что дает для гидродинамической характеристики района. Уже беглый взгляд на значения давлений и отвечающие им глубины вместе с другими сведениями общего характера позволяет составить ориентировочное представление о том, насколько сильна компрессионная компонента течения. Уравнение же корреляции между  $p$  и  $z$  дает не больше информации, а, как правило, еще меньше: ведь в ней тонут все остальные факторы: положение точки в плане, локальная характеристика рельефа, распределение плотности воды. Поэтому труд по вычислению корреляции и связанные с этим затраты времени оказываются совершенно напрасными, а созданная в результате формула даже вредна, ибо может вызвать иллюзию чего-то существенного, такого, что нужно использовать. А вот с точки зрения составления проектного разреза для бурения скважины такая формула может пригодиться, так как для этой цели нужны значения давления, и точность порядка  $\pm 0,5$  МПа вполне удовлетворительна.

В гидродинамических же целях информативной является оценка связи между распределениями отметок рельефа и напоров вод того

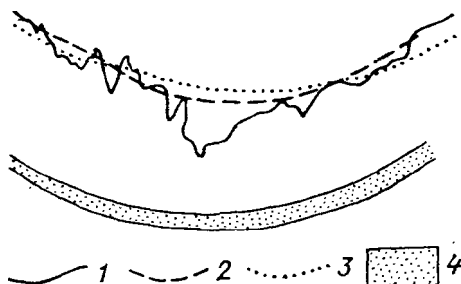


Рис. 13.5. Сопоставление форм рельефа, пьезометрической кривой и обобщенного рельефа.

1 — рельеф; 2 — обобщенный рельеф, 3 — пьезометрическая кривая; 4 — водоносный слой.

или иного водоносного комплекса (естественно, если напоры могут быть использованы в качестве характеристики гидродинамической картины). Такая оценка может обслуживать две цели. Во-первых, если пренебречь неоднородностью фильтрационных свойств как данного комплекса, так и всей толщи пород, эта оценка может быть использована как мера «гравитационности» течения подземных вод. Во-вторых, формула, отражающая связь напора с отметкой рельефа, дает воз-

можность в случае гравитационного характера природного течения и достаточно постоянной плотности вод прогнозировать напор вод по отметке рельефа. Следует сразу же заметить, что в зависимости от глубины залегания водоносного комплекса (горизонта) речь будет идти о разном рельефе. Как известно, чем глубже залегает водоносный горизонт, тем более крупные формы рельефа определяют течение в нем. Поэтому необходимо пользоваться обобщенным, сглаженным рельефом. Этот способ корреляции был предложен В. Н. Озябкиным [72], который использовал в качестве обобщенного рельефа базисную (по В. П. Философову) поверхность. Отметки именно обобщенного рельефа являются аспектными с позиций установления связи между гидродинамической картиной глубоких горизонтов и рельефом местности. На рис. 13.5 ясно видно, что связь напоров с отметками фактического рельефа может практически отсутствовать.

Иллюстрацией необходимости учета действия всех факторов при составлении выборки случаев для получения корреляционных зависимостей служит такой пример. А. Т. Донабедовым и Т. Л. Коровиной [34] для Чечено-Ингушской АССР была получена корреляционная зависимость между коэффициентом аномальности пластовых давлений  $\lambda$  ( $\lambda = p_{\text{пл}}/p_{\text{усл. гидрост}}$ ) и характеристиками сейсмичности

$$\lambda = 2,812 - 0,0296 \bar{n} - 0,0516 K,$$

где  $\bar{n}$  — средняя плотность эпицентров землетрясений;  $K$  — логарифм энергии землетрясений. Коэффициент множественной корреляции оказался равным 0,894.

Сейсмическое воздействие на терригенные породы осуществляется двояким образом. Вибрация нарушает прочность скелета пород, особенно глинистых, вызывая тем самым их деформацию под действием веса вышележащих пород, а значит, и повышение давления воды в деформируемых отложениях. При равной проницаемости

отложений повышение давления будет зависеть от деформации, а та в свою очередь от энергии «встряхи-вания». Если глинистость отложений высока и хорошо проницаемые литологические разности распространены в них линзовидно, то проницаемость блоков пород, определяющая условия оттока воды при уплотнении, будет практически одинакова в разных случаях. Деформация и прирост давления зависят еще от литологических и физико-механических характеристик пород и от общей геологической обстановки: «рыхлости» скелета, текстуры, гранулометрии и минерального состава пород, мощности толщи в целом и т. д. Если эти свойства отложений достаточно сходны, что, по-видимому, может быть обеспечено сходством мощностей отложений, их фациального облика и интервала глубин, то связь аномальности с сейсмичностью выступит в достаточно «чистом» виде. Характер этой связи вполне ясен из общих соображений: чем сильнее сейсмическое воздействие, тем сильнее деформации и выше аномальность давлений. Но если породы обладают и трещиноватостью, густота и раскрытость которых не могут, естественно, не зависеть от сейсмического воздействия, то при землетрясениях будет резко меняться и проницаемость пород блока. Изменения проницаемости, точнее ее повышения, могут быть даже более значимы для изменения давления, чем деформации. В таких случаях прирост давления будет тем меньше, чем больше общая энергия сейсмического воздействия.

Обращает на себя внимание отрицательная корреляция аномальности с характеристиками сейсмичности в формуле, полученной, А. Т. Донабедовым и Т. Л. Коровиной. Для наглядности данные, по которым получена эта корреляция, удобно представить в виде графика зависимости аномальности от общей энергии землетрясений, т. е. от произведения  $\bar{n}K$  (рис. 13.6). На этом графике видно, что основная масса точек сосредоточена в виде практически изометрического облака, а вытянутость всему массиву точек придают только две из них, расположенные в правой нижней части графика. Две из одиннадцати! Все это недвусмысленно говорит о разнородности условий, для которых взяты данные о давлениях и сейсмичности. Прочие характеристики, не учтенные при получении корреляции, оказываются весьма значимыми. Кроме того, именно отскок этих двух точек и обеспечил высокое значение коэффициента корреляции. Поэтому возможности прогноза аномальности или анализа ее связи с сейсмичностью на базе установленной авторами корреляции весьма сомнительны. Для получения надежных и прак-

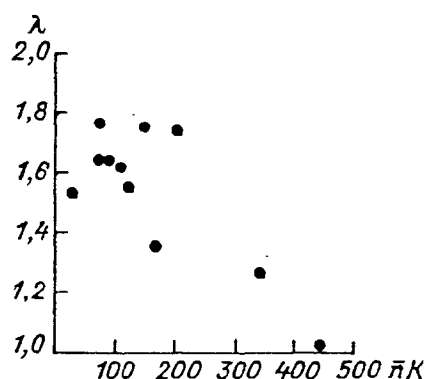


Рис. 13.6. График соотношения аномальности с энергией землетрясений по выборке данных.

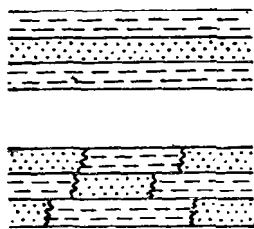


Рис. 13.7. Два варианта неоднородности строения песчано-глинистой толщи.

тически полезных результатов следовало создать однородные выборки материала, проведя соответствующее районирование территории и расчленение разреза. Хотелось бы обратить внимание, что это характерный пример подхода к использованию геологами статистических методов. Вера во «всемогущество» формально-математических методов и недостаточная квалификация в этих методах ведут к игнорированию чрезвычайной важности содержательного анализа при подборе и организации выборок материала для обеспечения их однородности, без которой само применение статистических методов неправомерно.

При подборе совокупности измерений для построения математической модели связи между параметрами или даже просто для составления графиков необходимо обращать внимание на их одномасштабность, однородность и равномерную представленность данных. Горные породы неоднородны по своим литологической и минералогической характеристике, структуре и текстуре, степени преобразованности. Отсюда они неоднородны и по прочности, пористости, проницаемости. Благодаря неоднородности результат измерения того или иного свойства зависит от размера того объема пород, на котором производится измерение. Если мы будем измерять пористость маленьких кусочков породы, однообразных литологически, мы получим одни результаты, если сделаем измерение для большего объема, включающего уже несколько литологических разностей, результаты будут другими. Измерения пористости на большом объеме породы будут иметь осредняющий, обобщающий характер по отношению к входящим в этот объем чистым литологическим разностям. И так для любой другой характеристики. При этом, чем больше измеряемый объем, тем выше степень обобщения. Пористость относится к числу таких свойств, осреднение которых не зависит от взаимного расположения различных по данному свойству частей осредняемого объема. Действительно, как ни менять местами мелкие однородные литологические части блока породы, средняя по блоку пористость в любом случае равна средневзвешенному ее значению.

Однако есть свойства, которые зависят от взаимного расположения частей, например проницаемость породы, ее физико-механические свойства. Например, на рис. 13.7 изображены два варианта строения песчано-глинистой толщи. Хотя общее количество песка и глины в обоих блоках одинаково, с первого взгляда ясно, что проницаемость этих блоков совершенно разная. Таким образом, характеристика блока породы в целом зависит не только от характеристик его частей, но и от их пространственного размещения. Вполне понятно, что если мы будем равноправно сопоставлять измерения, сделанные для разных объемов, имеющие разную степень обобщен-

ности, то в итоге получим совершенно неверный результат. Конечно, внешне этого не будет видно — цифры как цифры, но по существу они будут отражать не четко упорядоченную картину, а некую сумбурную мозаику данных. Например, совершенно ясно, что лабораторное определение проницаемости сантиметрового кусочка керна и определение проницаемости по данным длительной откачки из блока породы размером до нескольких сотен метров явно несопоставимы. Поэтому для любых сопоставлений и корреляций необходимо, чтобы все измерения были одного уровня пространственной общности.

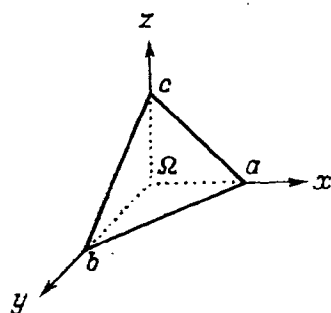


Рис. 13.8. Схема к уравнению плоскости.

Каждая характеристика породы или процесса перемещения жидкости является всегда итогом влияния целого ряда различных факторов. Например, пористость породы связана с ее гранулометрическим составом, минералогией, структурой и текстурой, глубиной залегания и скоростью погружения, термической и динамической предысторией и т. д. Но мы, как правило, пытаемся нащупать связь между ограниченным числом параметров, а вовсе не между всеми сразу. Но это возможно лишь при прочих равных условиях, т. е. когда достаточно одинаковы неучитываемые факторы. Вот эта одинаковость прочих факторов, однородность выборки данных, является чрезвычайно важным моментом при всех статистических построениях. В огромном числе случаев она может быть обеспечена с помощью весьма нехитрого, но обязательно детального, скрупулезного анализа существа связей между различными характеристиками. Такой анализ позволяет разбить имеющийся фактический материал на однородные группы и уже в их пределах устанавливать связи и строить соответствующие формулы. Сравнивая затем формулы для разных групп данных, разных выборок, мы можем судить о роли тех факторов, которые в эти формулы не вошли, но действие которых учитывалось при дроблении всей совокупности данных на однородные выборки.

Эта ситуация может быть продемонстрирована таким примером. Возьмем плоскость  $\Omega$ , секущую координатный угол (рис. 13.8). Ясно, что между координатами  $x$ ,  $y$  и  $z$  этой плоскости связь однозначна:

$$x/a + y/b + z/c = 1.$$

Если взять достаточно равномерно точки на плоскости и для них составить парные корреляции  $x$  с  $y$ ,  $x$  с  $z$ ,  $y$  с  $z$ , то окажется, что связь между этими параметрами отсутствует. Но если брать точки в некотором диапазоне одной координаты ( $\Delta z$ , или  $\Delta y$ , или  $\Delta x$ ) и определять корреляцию для двух других координат (соответственно  $x$  с  $y$ , или  $x$  с  $z$ , или  $y$  с  $z$ ), то коэффициент корреляции будет тем

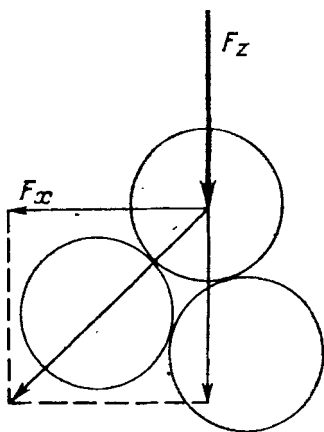


Рис. 13.9. Схема к природе возникновения бокового распора.

ближе к единице, чем уже диапазон значений третьей координаты. Иными словами, выборка, не расчлененная по значениям третьей координаты, является неоднородной, а чем уже взятый диапазон, тем однороднее выборка данных (например,  $x$  и  $y$ ) в отношении третьей координаты ( $z$ ), не учитываемой в расчете при поиске корреляции.

Наконец, при составлении выборки данных необходимо контролировать равнопредставленность различных ситуаций, и в частности равномерность распределения точек по изучаемой территории, разрезу или объему пород. При неравной представленности данных можно получить ложную корреляцию, особенно в тех случаях, когда данных немного.

Наличие корреляции между параметрами вовсе не означает, что эти параметры соотносятся как причина и следствие. Тем более нельзя рассматривать разные части формул, с помощью которых удалось описать корреляционную связь между параметрами, как отвечающие различным влияниям. Каждый раз суждение о физическом смысле корреляции, формулы, ее отдельных частей должно выноситься лишь на основании существа рассматриваемого явления, всего набора определяющих его факторов, структуры отношений между ними. Трудно дать какие-либо рецепты, которые удовлетворили бы потребности построения такого анализа в произвольном случае. Вместе с тем приводимый ниже критический разбор нескольких случаев может быть полезен.

Целый ряд исследователей изучал корреляцию пластового давления с глубиной. Н. В. Кулаков [51] получил для Нижнего Поволжья связь пластового давления с глубиной, которое он истолковал как связь пластового и геостатического давлений:  $p_{пл} = 0,42 p_{геост.}$ . Численный коэффициент 0,42 он рассматривал как коэффициент бокового распора и на этом основании считал пластовое давление причинно обусловленным действием геостатического давления. Но на самом деле боковой распор передается не воде, а породе: это влияние вертикально приложенной нагрузки на напряжение в горизонтальном направлении, вызванное геометрией скелета (рис. 13.9) и пластичностью породы. А коэффициент 0,42 отвечал соотношению плотностей пластовой воды и породы. Таким образом, эта корреляция — результат того, что при гравитационном режиме регионального течения подземных вод пластовое давление близко гидростатическому  $\gamma_w h$ . Нетрудно увидеть, что равным образом можно было бы получить корреляцию между геостатическим давлением и температурой, которая также возрастает пропорционально глубине. Понятно, что из этого вовсе не следует обусло-

вленности температуры геостатическим давлением или наоборот. В. А. Кудряков [50], не обратив внимание на смысловую ошибочность объяснения корреляции  $p_{пл}$  и  $p_{геост}$  в работе Н. В. Кулакова, но столкнувшись с повышенными давлениями в условиях компрессионных течений, решил улучшить формулу, изменив коэффициент 0,42 на 0,75. Вполне понятно, что смысл толкования от этого не «улучшился», а остался столь же неверным. Необходимо заметить также, что принятие такой связи между  $p_{пл}$  и  $p_{геост}$  означает фиксацию их соотношения, принятие его величины, совершенно независимой ни от проницаемости пород, ни от действующих сил и носящей вневременной, абсолютный характер. Нетрудно видеть, что это не так. В целом этот пример хорошо иллюстрирует разницу между корреляцией и причинной обусловленностью для широко распространенного случая «параллельной» пропорциональности двух независимых величин некоторой третьей: в нашем случае пропорциональности  $p_{пл}$  и  $p_{геост}$  глубине  $h$ .

Как уже отмечалось выше, конкретный вид аппроксимации, т. е. формулы, с помощью которой пытаются аналитически выразить связь между параметрами, вовсе не однозначен. Возможно многими способами выразить количественное соотношение величин в пределах их разброса так, что будет достигнута удовлетворительная точность. Уже из самого факта этой неоднозначности, этой множественности возможных формул вытекает, что нельзя каждому обозначению в такой формуле приписывать отдельный смысл. В. И. Порядин [77] использовал для корреляции давления с глубиной формулу вида

$$p = ah^B e^{Ch}.$$

Статистической обработкой он определил подходящие средние значения числовых коэффициентов  $a$ ,  $B$  и  $C$ . Следовало этим и ограничиться, но  $ah^B$  напоминает формулу  $p_{пл} = \gamma h$ , в грубом приближении верную для гравитационного течения, а  $e^{Ch}$  — формулу изменения пористости с глубиной:  $m = me^{Ch}$ , изменения, вызывающего компрессионные течения. По-видимому, поэтому он счел, что  $ah^B$  и  $e^{Ch}$  есть компоненты давления, отвечающие этим двум режимам течения. Ясно, что такое приписывание этим обозначениям физического смысла, опираясь просто на внешнее сходство с соответствующими формулами, совершенно неверно. Можно было бы, например, взять аппроксимацию в виде

$$p = \sum_{k=1}^n a_k h^k$$

или

$$p = (a_0/2) + \sum_{k=1}^n (a_k \cos k\pi h/l + b_k \sin k\pi h/l),$$

которые очень громоздко, но несколько не хуже описали бы соотношение  $p$  и  $h$ , но ведь никакого физического толкования не хва-

тило бы на все члены этих формул. Нетрудно увидеть, с другой стороны, и ошибочность толкования В. И. Порядиным своей формулы: пусть, например,  $p = 2,0$  МПа,  $ah^B = 4,0$ , а  $e^{Ch} = 0,5$ . Но  $0,5 + 4,0 = 4,5$ , а как объяснить лишние 2,5 МПа? Думается, что эти примеры достаточно убедительно показывают, что физически истолковывать формулы аппроксимаций надо с большой осторожностью.

В настоящее время в период увлечения в геологии вероятностными подходами и статистическими методами построения моделей распределения величин нередко излишне противопоставляют детерминированные и статистические модели, фетишизируя последние. Поэтому полезно остановиться на нескольких достаточно общих, но важных моментах. (Одновременно можно настоятельно рекомендовать читателю прочитать небольшую, но очень полезную книжку В. М. Гороховского [16].)

Прежде всего, что понимается под термином «статистический»? Очевидно, речь идет о некоторой усредненной характеристике реального объекта или характеристике некоего усредненного, в реальной жизни не существующего объекта. Используется ли для такого усреднения какая-то «математика», какие-либо расчеты или усреднение делается на глазок — дела не меняет: разница только в точности. Проницаемость реального образца породы — усредненная статистическая характеристика (конечно, и с учетом геометрии порового пространства выделенного блока) способности этого образца проводить флюид. Проницаемость усредненно, обобщенно отражает действие всех отдельных каналов, а сам образец при этом рассматривается как совершенно однородный и сплошной, внутренне неделимый. А так называемая «истинная» скорость движения воды в фильтрующей породе — это скорость некоторой фиктивной, «усредненной» по скорости частицы воды.

Статистические же методы — это как раз такие, с помощью которых мы получаем усредненные характеристики свойств и отношений, вычисляя их по некоторой схеме через набор индивидуальных характеристик. Индивидуальное при статистической обработке полностью затушевывается. Это хорошо, если «индивидуальное» есть погрешность измерения или определения, словом, какая-то незначительная помеха. Но если это индивидуальное — содержательно важное и главное в аспекте рассмотрения? Вполне понятно, что при поисках усреднения мы должны учитывать, как часто встречаются среди усредняемого набора те или иные значения параметра. Иногда именно этот «частотный» аспект выступает на первый план. Здесь и стыкуются понятия «статистический» и «вероятностный». Разница состоит в следующем. Если мы говорим о статистических распределениях, то имеем в виду распределения, выясняемые с помощью анализа эмпирического материала. Если же речь идет о вероятностных распределениях, то имеются в виду уже некоторым образом заданные.

Понятия относительной частоты встречаемости и вероятности являются аналогами, а если набор данных достаточно велик, то по-

лагают их и численно равными. На практике это наиболее частый способ задания вероятности получить то или иное значение искомой характеристики. Усреднение с одновременным учетом частоты встречаемости разных значений параметров позволяет определить среднее в сочетании с оценкой возможных отклонений от него. Поскольку, как правило, значения одного параметра устанавливаются (прогнозируются, предсказываются) через значения других, то основными задачами статистических методов являются выявление корреляционных связей между параметрами и обеспечение возможности такого предсказания.

Принципиальное различие статистических и детерминированных моделей состоит в том, как они отражают причинно-следственную структуру отношений величин. Детерминированная модель отражает структуру и характер причинно-следственных отношений в «чистом виде». По существу, детерминированная модель является просто математической записью этих отношений и их структуры, т. е. записью природы процесса. Она возможна только при условии понимания «механики» процесса, явления. Соответственно в детерминированной модели все параметры строго аспектны по отношению к явлению и цели его изучения.

Статистическая модель дает лишь корреляции значений параметров или их совокупностей. В детерминированной модели черным по белому записано, например, что скорость фильтрации прямо пропорциональна падению напора. В статистической же модели будет лишь констатировано, что значение коэффициента корреляции этих параметров такое-то, близкое к единице. Детерминированная модель «очищена» от всей «шелухи» случайностей, погрешностей и т. д., сохраняющихся в модели статистической.

Детерминированная модель может быть построена, лишь если нам известна система параметров явления, ее структура, т. е. структура отношений параметров, если тем или иным путем строго проверен состав предельно возможного упрощения этой системы и обоснованы возможные упрощения, известны количественные характеристики связей между элементами. В такой модели всегда совершенно однозначно для каждого случая можно определить, что есть причина, а что следствие.

Статистическая модель таких требований к знанию системы не предъявляет. Параметры, корреляции между которыми изучаются, могут быть как аспектны по отношению к изучаемому явлению и цели его изучения, так и не аспектны или вообще чисто случайны. Все зависит от степени изученности, от понимания этого явления. Совершенно очевидно, что, чем правильнее набор параметров, чем большую долю составляют строго аспектные параметры, тем ближе статистическая модель к схеме причинно-следственных отношений.

Вполне понятно, что, подбирая параметры и определяя, между какими параметрами и их совокупностями нужно искать связи и характеристики, следует предельно использовать существующие

в науке (а не просто на данный момент у конкретного исследователя) сведения о природе данного явления. Благодаря этому можно выбрать действительно аспектные параметры, предусмотреть характер связей, в частности степень их нелинейности, определить, как параметры должны группироваться в совокупности, наконец, ясно указать, что в природе явления ясно, что нет, разграничив таким образом области осмысленного и случайного подбора параметров. На сегодняшний день геофлюидодинамика принципиально отличается от многих других областей геологии тем, что природа процессов массопереноса флюидов в геологической обстановке ясна в очень высокой степени\*. В этих условиях статистическая обработка данных без предварительного физико-геологического анализа, без четкой постановки смысловой задачи, упование на то, что «ЭВМ сама найдет связи», оказываются явно не лучшим вариантом. Что из этого выходит, можно видеть сплошь и рядом в литературе.

Нередко по отношению к сложным, да и вообще к любым природным явлениям можно слышать: «Детерминированная модель выхватывает только один аспект, а статистическая отражает природу во всей ее сложности». Однако, как и любая огульная оценка, это положение содержит и верные, и неверные моменты. Действительно, детерминированная модель описывает обычно лишь часть сложного реального процесса, однако сам способ ее формирования позволяет одновременно и совершенно четко определить условия применения этой модели, условия, при которых неучитываемыми в модели факторами действительно можно пренебречь.

Статистическая модель отталкивается от фактических измерений. В них действительно результат полного воздействия всех природных факторов. Однако без четкой причинной схемы невозможно сказать, полон ли используемый набор параметров, каков он, одинаков ли он для всех измерений, будет ли он тем же самым для того объекта, для которого по полученным статистическим связям делается прогноз. Без опоры на понимание природы явления невозможно достичь однородности выборки, т. е. статистической устойчивости данных, и погрешность прогноза оказывается неконтролируемой.

Таким образом, приведенная выше и весьма широко распространенная среди геологов оценка опирается на чисто внешнюю сторону математической формалистики: за математическими пре-

---

\* Подчеркиваем: именно природа явлений. Нередко смешивают понимание природы явлений и знание законов протекания отдельных видов процессов с установлением, что же происходит в конкретном месте или случае. Первое связано с уровнем знания, науки в целом, второе — с наличием необходимых для суждения измерений эмпирических данных. Это абсолютно разные ситуации, но в геологии, к сожалению, их постоянно смешивают и невозможность оценить конкретную ситуацию из-за отсутствия данных часто трактуют как незнание природы явления, законов протекания процессов.

образованиями такая оценка не видит смысла, содержания производимых операций. На самом же деле даже и в чисто формальном смысле между детерминированными моделями и статистическими четкой границы нет. Есть модели, которые сочетают в себе элементы и того и другого. Наиболее типичным является пример, когда формула komponуется из параметров с учетом известных причинных связей, а вот численные коэффициенты определяются с помощью статистической обработки.

Вне причинного подхода, т. е. без четкого знания состава системы, ее допустимого и используемого упрощения по отношению к каждому рассматриваемому объекту, статистическое предсказание для каждого нового объекта, не входившего в «обработанную» совокупность, может отличаться от фактического на неконтролируемую величину. Это, в частности, связано и с тем, что без причинного анализа мы можем включить в «обрабатываемую» совокупность и в число объектов, на которые потом будет дан прогноз значения искомого параметра, объекты, сходные лишь внешне, но разнородные в аспекте решаемой задачи, разнородные по характеристикам связей между рассматриваемыми величинами.

На основании сказанного можно сделать вывод о том, что дело вовсе не в привлекаемой для решений математической формалистике, а в содержательном смысле подхода к компоновке модели и математических операций. Вполне понятно, что у каждого вида и типа модели, у каждой конкретной формулы свое поле деятельности. Соответствие смысловой задаче и удобство использования — вот принципы выбора или построения модели.

И последнее. Нередкое обвинение геологов в адрес детерминированных моделей состоит в том, что они якобы дают однозначный результат, а в природе, мол, много неучтенного и результат должен быть вероятным. Это не так. Однозначен не результат, не предсказуемая величина — однозначно число, вычисленное по формулам. Общеизвестно, что при любом точном методе неизбежна погрешность: расхождение между предсказанным и фактическим значениями. Она обусловлена, как минимум, двумя причинами: погрешностями измерения исходных величин и влиянием отброшенных при упрощении элементов системы, не учитываемых в модели. А вот каждое численное значение этой погрешности встречается уже со своей вероятностью. Таким образом, настоящий результат предсказания по детерминированной модели — это число  $A \pm \text{ошибка } E$ , значения которой вероятностны. Таким образом, результат получается вероятностным в пределах  $A \pm E$ . С другой стороны, статистическая модель детерминирует вероятность получения значений искомого параметра в заданном пределе. Иными словами, по статистической модели наивероятнейшее значение искомой величины будет  $B$ , а возможное отклонение  $D$  задается с некоторой вероятностью. Нетрудно видеть, что по смыслу это то же самое.

Итак, за математическими формулами и действиями надо всегда видеть их реальный смысл, их содержание — физическое, геологи-

ческое, логическое. И еще одно замечание. Среди геологов широко распространено мнение об «объективности» ЭВМ. Но любая сколь угодно сложная и совершенная ЭВМ есть всего лишь арифмометр: она лишь производит вычисления в точном соответствии с той программой, которую задает человек. Поэтому «объективность» результатов расчетов на ЭВМ полностью отвечает принципу «что посеешь, то и пожнешь». И поскольку результаты громоздких расчетов трудно оценить на глаз, все это еще и еще раз подчеркивает особую важность стадии подготовки и формирования математической модели, стадии перехода от природного явления во всей его многогранности и сложности к упрощению — математической модели. Иными словами, никакая математика не освобождает от необходимости еще и думать.

#### **§ 14. ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ ПРИ ПОИСКАХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

Целенаправленное широкое использование геофлюидодинамической информации — эмпирической и особенно теоретической, — по существу, только начинается. Арсенал применяющихся методов еще довольно узок, но имеющиеся теоретические разработки позволяют предполагать значительные возможности поисковой геофлюидодинамики и ожидать ее интенсивного развития в ближайшие годы. На сегодняшний день ясны многие способы ее применения. Однако готовые шаблоны для большинства из них еще отсутствуют и практическое включение геофлюидодинамики в систему поисковых исследований во многом остается делом творческим.

Методы и место геофлюидодинамических исследований в геолого-поисковом процессе определяются, с одной стороны, целями работ, а с другой — экономическими соображениями.

По целевому назначению исследования динамики флюидов можно подразделить на изучение поля скоростей в области флюидохимического ореола полезного компонента залежи, исторический анализ геофлюидодинамической обстановки с целью локализации мест, благоприятных для образования и последующего сохранения месторождения полезного ископаемого, и ориентировочную прикидку флюидодинамических условий разведки и эксплуатации возможных месторождений для корректировки очередности проведения поисковых работ на территории изучаемого района.

Геолого-экономическая целесообразность геофлюидодинамических работ, равно как и любых других, определяется соотношением влияния получаемой с их помощью информации на эффективность поисков с затратами средств и времени, необходимыми для ее получения. Ограничения в выборе методов эмпирических исследований и в применении информации о динамике флюидов связаны с двумя моментами.

1. Природные поля значений свойств сред (проницаемость, пористость и др.) и процессов (давления, скорости изменения содержания флюида в единице объема породы и др.) обладают неоднородностью в пространстве и времени. Для получения достаточно хороших аппроксимаций природных полей необходима сеть опробований, густота которой сопоставима с дробностью морфологии неоднородности изучаемой характеристики при выбранном уровне пространственного обобщения. Но при этом проведение нужного объема работ может оказаться неоправданным по сравнению с его вкладом в локализацию и обнаружение месторождения. Это связано как со стоимостью работ, так и с получением в тех же выработках и других видов геологической информации, которые могут дать нужный эффект и при более редкой сети.

2. Каждый метод прямого или косвенного измерения значений свойств сред и процессов имеет некоторую погрешность, определяющую его чувствительность. Если измеряемая величина одного порядка с этой погрешностью или меньше ее, то измерение теряет смысл. В этом случае необходимо применять более чувствительный метод, а при отсутствии такового отказаться совсем от использования данной характеристики. При малых значениях скорости фильтрации оказываются неприменимыми методы ее определения в одиночной скважине и трасерные. Неоднородность плотности флюида ограничивает применение метода приведенных давлений. При очень медленном движении глубоких подземных вод, когда перепад давления в горизонтальных направлениях между точками опробования сопоставим или меньше погрешности измерений давления, направление и скорость фильтрации не поддаются оценке.

В зависимости от геологической ситуации, возможного комплекса работ, неоднородности полей свойств сред и процессов, значений характеристик рациональный комплекс поисковых критериев может в той или иной мере меняться, что требует дополнительного, индивидуального анализа в каждом конкретном случае. Рассмотрим пути применения геофлюидодинамической информации при поисках полезных ископаемых.

Прямое использование собственно геофлюидодинамической, преимущественно эмпирической, информации сейчас осуществляется для ускорения локализации залежи полезного ископаемого по флюидо- и литохимическим ореолам, выявления благоприятных гидродинамических элементов, в том числе ловушек нефти и газа, предварительной оценки геофлюидодинамических условий эксплуатации месторождений.

**Поиск залежи по ореолу.** Снос гидрохимического ореола водным потоком проявляется несколько по-разному в гранулярных и трещиноватых породах или, точнее говоря, в породах с изотропной и анизотропной проницаемостью.

Если проницаемость изотропна, что в первом приближении всегда можно считать выполненным для латерального потока в гранулярных породах, то ореол повышенных содержаний компонента

залежи сносится строго по направлению падения напоров. Располагая измерениями концентрации ореольного компонента хотя бы в двух точках, не лежащих на одной прямой, перпендикулярной к направлению падения напоров, т. е. отстоящих на разные расстояния от выхода залежи, можно определить направление падения концентрации. При поиске выхода залежи только по концентрациям в гидрохимическом ореоле требуется большее число точек наблюдения. Знание направления сноса ореола, т. е. характера его деформации относительно выхода залежи, позволяет обойтись гораздо меньшим числом точек.

В случае трещиноватых пород анизотропия проницаемости уже не пренебрежима. Различные системы трещин имеют не только разную густоту, но и разную раскрытость, обуславливая существенное различие значений проницаемости в разных направлениях. Поэтому в таких породах направление потока подземных вод уже не будет совпадать с направлением падения напора, а займет промежуточное положение между направлениями градиента напора и простираения наиболее раскрытой системы трещин. Чем сильнее анизотропия, тем ближе направление потока к ориентации трещин наибольшего раскрытия.

Для определения формы ореола и локализации залежи флюидодинамические данные нужны лишь в начальный период, позже вполне достаточно только гидрохимических. Необходимо установить только направление потока. Знание его скорости обычно ничего не дает, ибо удовлетворительный прогноз формы ореола требует определения скорости и коэффициента дисперсии, более точного, чем это рационально при проведении поисковых работ.

Изучение ореолов происходит уже на стадии детальных работ и отвечает локальному уровню пространственного обобщения неоднородности сред. В этих ситуациях для предварительных оценок в качестве ориентировочного направления падения напора можно использовать направление падения рельефа местности. При этом следует учитывать тем более крупные элементы рельефа, чем глубже залегает горизонт, воды которого содержат ореол.

**В ы я в л е н и е г и д р о д и н а м и ч е с к и х л о в у ш е к.** Процедура картирования участков пластов, в пределах которых возможно неструктурное гидродинамическое удержание скоплений нефти или газа, была изложена в § 4. Сопоставление полученных контуров гидродинамических ловушек с контурами замыкания структурных ловушек позволяет оценивать их удерживающую способность при фактических гидродинамических условиях. Конфигурация пьезометрической поверхности подземных вод связана с распределением проницаемости. Чем сильнее неоднородность проницаемости пород горизонта, чем меньше размеры ее элементов, тем резче и дробнее изменчивость пьезометрической поверхности и тем более частая сеть опробования нужна для ее достаточно хорошей аппроксимации. Поэтому детальность исследований, при которой

рациональны эти построения, непосредственно зависит от изменчивости проницаемости.

Для хорошо выдержанных горизонтов при гравитационном режиме течения, связанном лишь с формой рельефа местности, можно пытаться решать вопрос о возможности существования гидродинамических ловушек при исследованиях по очень редкой сети, отвечающей зональной степени пространственной обобщенности. Если же неоднородность сильна и притом носит нерегулярный характер, то применение этих построений рационально лишь при разведочных работах, ибо может быть обеспечено необходимыми данными только при густой сети скважин. Поэтому вопрос о целесообразности картирования участков возможного гидродинамического улавливания скоплений нефти и газа необходимо решать всегда применительно к конкретной ситуации. Следует также указать, что на положение ВНК и ГВК влияет не только падение напоров вод, но и изменение открытости поровых каналов в породе-коллекторе. Для положения контактов влияние изменения капиллярного давления, связанного с раскрытием пор, может быть не меньше, а порой и существенно больше, чем влияние гидродинамической ситуации. При этом нужно помнить, что литологическая изменчивость одновременно определяет изменчивость как проницаемости, а следовательно, и пьезометрической поверхности, так и раскрытости пор.

Перепад напоров по разрезу покрышки влияет на ее суммарную удерживающую способность. Будучи направленным вниз, он способствует удержанию покрышкой нефти или газа, а вверх — снижает ее удерживающую способность. Этот эффект, названный Н. М. Кругликовым «гидравлической покрышкой», косвенно может быть оценен по значениям связанной с ним вертикальной компоненты фильтрационной силы, которую приближенно можно определить как

$$\vec{F}_z = (p_1 - p_2)/h - \gamma,$$

где  $p_1$  и  $p_2$  — давления соответственно у подошвы и у кровли покрышки мощностью  $h$ ;  $\gamma$  — удельный вес воды в покрышке.

Картирование значений  $\vec{F}_z$  позволяет не только учесть изменчивость удерживающей способности покрышки, но и получить косвенную информацию о распределении залежей нефти в разрезе. Для стадии поисковых работ, на которой рационально применение этих построений, верно все то, что было сказано для гидродинамических ловушек.

**Выявление пьезометрических минимумов.** Формирование и переформирование залежей нефти и газа во многом связано с вертикальным перемещением флюидов. Пространственная связь размещения многих месторождений нефти и газа с зонами пьезометрических минимумов, «маркирующих» места сквозьпластовых разгрузок флюидов, была замечена давно. Поэтому наличие пьезо-минимумов подземных вод считается благоприятным признаком

возможной локализации залежи в нижележащих отложениях. Для залежей твердых полезных ископаемых такие зоны разгрузки, особенно если они устойчивы в течение достаточно продолжительного отрезка времени, также могут быть благоприятным признаком, поскольку субвертикальные потоки воды могут при соответствующих условиях сопровождаться выделением полезных компонентов дифференцированно по глубине. Пьезометрические минимумы выявляются на основе карты напоров подземных вод, в основном при локальном уровне исследований.

**Прогнозы образования месторождений.** При гравитационном режиме движения подземных вод возможна экстраполяция современного поля скоростей фильтрации и полей определяющих ее параметров на тот период ближайшего прошлого, в течение которого регион оставался тектонически достаточно стабильным. Данные о конфигурации и интенсивности потока подземных вод могут быть совместно с гидрохимическими данными использованы для прогноза образования месторождений полезных ископаемых за счет выделения компонентов состава подземных вод в местах геохимических барьеров. В более простом варианте можно использовать современное поле скоростей фильтрации при заданных параметрах состава воды, положения и свойств физико-химических барьеров и оценить возможное накопление полезного компонента; в более сложном — построение математической модели массопереноса, учитывающей взаимовлияние гидродинамических и физико-химических факторов. Реальность результатов, получаемых с помощью таких моделей, определяется правильностью описания всего круга природных процессов и качеством, близостью аппроксимации природных полей параметров. Последнее в случае достаточно неоднородных сред может явиться непреодолимым препятствием для получения результатов, отвечающих природной ситуации. Разработка этого подхода еще только начинается (см. В. И. Лялько, М. М. Митник. Исследования процессов переноса тепла и вещества в земной коре. Киев, Наукова думка, 1978, с. 94—98).

**Ориентировочный прогноз условий эксплуатации.** Предсказание существенных различий в условиях эксплуатации месторождений, открытие которых предполагается в результате поисковых исследований, может повлиять на размещение объемов работ по территории. С экономической точки зрения рационально выбирать в качестве первоочередных те участки территории, в пределах которых возможности эксплуатации максимальны. К числу характеристик для такого рода оценок в первую очередь следует отнести дебитность скважин (для залежей нефти и газа) и возможные притоки воды в горные выработки (для твердых полезных ископаемых). Понятно, что этот фактор будет значим для стратегии поиска только в том случае, если разница в условиях эксплуатации достаточно велика. Соответствующие предсказания опираются главным образом на прогноз проницаемости пород в пределах сравниваемых участков и носят порядковый характер.

Некоторые замечания общего характера. В зависимости от неоднородности горных пород, горизонтов, толщ в пределах изучаемой территории необходимо разное количество точек опробования для получения одной и той же точности аппроксимации природной картины. Поэтому при оценках изученности, их сопоставлении для разных объектов, проектировании объемов работ детальность нужно понимать не как густоту сети опробования, а как отношение средних расстояний между точками опробования (выработками) к среднему размеру элемента неоднородности изучаемого природного свойства на выбранном уровне пространственного обобщения. Оптимальная детальность будет зависеть от целей исследования. Для описания поля проницаемости, по-видимому, наиболее рационально иметь 3—5 точек на линии пересечения каждого элемента неоднородности. Строгое определение оптимальной детальности может быть проведено по аналогии с выбором полинома, аппроксимирующего функцию с заданным приближением. Стремление к оптимальной детальности важно с геолого-экономической точки зрения: недостаточная детальность ведет к большим погрешностям и нередко к ложным выводам, избыточная — к неоправданному удорожанию работ.

При построении карт изолиний значений какого-либо свойства с помощью интерполяции данных очень важно учитывать масштабы влияния факторов, определяющих значения этого свойства в точках опробования. В некоторых пунктах опробования значения изучаемого свойства (например, давления) могут очень резко отличаться от наиболее часто встречаемых. Факторы, с которыми это связано, могут действовать в очень ограниченном объеме, линейные размеры которого во много раз и даже на порядки меньше среднего расстояния между точками опробования. Включение таких данных в интерполяцию наравне с данными остальных точек ведет к получению ложных представлений о фактической картине, поскольку узколокальное изменение значения величины распространяется на несравненно большую область пространства. Примером может служить интерполяция на значительные расстояния аномальных значений давления воды в линзах внутри формирующейся газовой залежи или на ее фронте. Давление нормализуется нередко уже в нескольких десятках или сотнях метров от залежи, интерполяция же его на большое расстояние принципиально искажает картину регионального течения.

Подобный учет локальных эффектов весьма важен для правильного определения фона и выявления аномалий. Особенно необходим такой индивидуальный подход к каждому измерению при применении тренд-анализа, ибо использование математических методов у многих геологов отождествляется с обязательной и полной объективностью результатов. При любом способе построения карт точки локальных экстремумов значений картируемой величины должны исключаться из интерполяций и не учитываться при построении изолиний, если область действия вызывающих их факторов значи-

тельно меньше среднего расстояния между точками, данные по которым используются для составления карты.

\* \* \*

Образование и сохранение залежей многих полезных ископаемых тесно связаны с движением флюидов. В свою очередь, движение флюидов обусловлено геологическими факторами. Анализ существа процессов на термодинамическом уровне позволяет выяснить, какие именно элементы геофлюидодинамических полей играют определяющую роль и какие именно суперпозиции полей отдельных величин — давления, коэффициента проницаемости, скорости изменения содержания флюида в единице объема породы и т. д. — определяют возникновение и существование этих элементов. Иными словами, мы можем выявить существо процесса в его «чистом» виде, вне зависимости от того, в какие «геологические одежды» он облачен. Это обеспечивает создание причинно-следственного подтекста, независимого от частных геологической индивидуальности объекта. На его основе можно перейти уже к геологическим характеристикам, отражающим те свойства геологической среды и процессов, которые определяют соответствующие термодинамические величины. Очень важно, что геологические ситуации термодинамически конвергентны, т. е. разные геологические ситуации могут быть одинаковы в отношении к обеспечиваемому ими элементу флюидодинамического поля, важному для поисков. Термодинамический подтекст универсален, а знание геологической обусловленности различных термодинамических величин позволяет «записать» их на геологическом языке с учетом индивидуальных особенностей рассматриваемого объекта. Этот путь обеспечивает более целенаправленный выбор характеристик. Кроме того, «запись» геофлюидодинамической информации на геологическом языке позволяет гораздо полнее отразить все многообразие геологической информации. Способы опосредованного использования геофлюидодинамической информации только развиваются, и пока еще нет возможности предложить готовые четкие рекомендации по их практическому применению.

## **ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ ПОИСКОВОЙ ГЕОФЛЮИДОДИНАМИКИ**

Развитие геофлюидодинамики и увеличение ее участия в геологопоисковом процессе во многом определяется идущим сейчас в геологии переосмыслением роли теории, и в частности глубоких теоретических исследований, для совершенствования методов повседневной практики. Внедрение представлений и методов точных наук (физики, химии, термодинамики и др.), начавшееся с необязательного дополнения к традиционным геологическим, сейчас приходит к органическому слиянию «физики» и геологии, к формированию обязательного при всех геологических построениях «физического» подтекста. Это ведет к более глубокому, а порой впервые правильному пониманию существа, природы многих геологических явлений, открывает новые возможности и новые области практического приложения геологической и в том числе геофлюидодинамической теории к поиску месторождений полезных ископаемых. Более того, такое изменение взаимоотношений «физики» и геологии открывает возможность для создания геологической феноменологической теории той же степени адекватности природным явлениям, что и физическая, химическая, термодинамическая. Вполне понятно, что феноменология, опирающаяся на систему понятий, отражающих однородные в том или ином аспекте геологические величины и их причинно-следственные отношения, откроет качественно новые возможности для практики, ибо такие феноменологические законы и закономерности обладают несравненно большей предсказательной способностью и контролируемостью области их применения.

В геофлюидодинамике внедрение точных наук отразилось в двухуровневой организации теории и методов [24, 26]. Термодинамический уровень обеспечивает отражение причинно-следственных механизмов геофлюидо-

динамических явлений на языке точных наук (гидромеханики деформируемых сред, термодинамики, химии и т. д.) с привлечением всего арсенала их знаний и методов. Геологический уровень — описание геофлюидодинамических процессов и как таковых, и с точки зрения различных прикладных целей на языке геологических характеристик, выбранных на основе термодинамической причинно-следственной канвы. Подобная роль теории термодинамического уровня связана с многофакторностью геологических процессов и многоликостью геологических объектов, с одной стороны, и с принципиальной невозможностью причинно-следственного понимания многих явлений при их эмпирическом изучении и анализе только на геологическом уровне — с другой. Можно привести два весьма характерных примера.

В течение относительно коротких промежутков времени скопление нефти или газа удерживается капиллярными силами на разделе нефть (газ) — вода, поэтому удерживающие свойства пород-покрышек полностью характеризуются давлением прорыва, т. е. капиллярным давлением в наиболее раскрытых поровых каналах. Но при больших промежутках времени диффузия создает опережающее насыщение свободным газом выше раздела и капиллярное давление перестает быть сдерживающим фактором. Тем самым для геологических промежутков времени само понятие давление прорыва теряет физический смысл и геологические характеристики покрышек должны уже отражать не величину капиллярных сил, а их диффузионную и фильтрационную проницаемость для газа.

Газ, перемещаясь вверх, в область пониженных давлений, одновременно расширяется. Но это расширение приводит к общему повышению давления в системе, тем большему, чем выше изоляция ее от поверхности. В периоды интенсивного миграционного перемещения скоплений газа в более высокие горизонты это явление может служить мощным фактором не только локального, но и регионального проявления компрессионных черт флюидодинамики, особенно в толщах пород, перекрытых хорошими водоупорами.

Совершенно ясно, что при только геологическом подходе ни существо этих явлений, ни определяющие их факторы не могут быть правильно определены, поэтому геологический анализ обязательно должен опираться на термодинамический подтекст. В этой обстановке коренным образом меняются требования к кругу знаний и навыков специалиста, возникает необходимость в значительной фундаментальной его подготовке. Вполне естественно, что иное содержание вкладывается и в понятие «Практическое руководство».

Сегодняшний арсенал средств поисковой геофлюидодинамики еще невелик и связан практически полностью (при массовых поисках) с использованием ее эмпирики: данных о современных полях давления и скоростях фильтрации, их экстраполяциях в ближайшее прошлое. Но в то же время ясна и новая область практического применения геофлюидодинамики — уточнение выбора гео-

логических характеристик, формирования их наборов и оценки их поисковой значимости для различных геологических ситуаций.

Динамика флюидов играет огромную роль в размещении месторождений полезных ископаемых. Миграция и аккумуляция газа и нефти, образование залежей битумов; формирование гидротермальных и переотложенных залежей рудных и нерудных полезных ископаемых; осадочное накопление полезных ископаемых за счет садки вещества, приносимого в водный бассейн разгружающимися в него флюидами — все эти процессы определяются динамикой флюидов. Для всех видов флюидогенных залежей полезных ископаемых геофлюидодинамика предоставляет возможность уточнения старых и создания новых способов локализации мест вероятного обнаружения месторождений, гибкой корректировки поиска применительно к произвольной геологической ситуации. Именно с этим направлением связаны сегодня основные перспективы поисковой геофлюидодинамики. Практическая отдача исследований этого плана несомненна, поэтому можно ожидать, что развитие ее в ближайшие годы будет достаточно активным. Уверенность в этом возрастает, если учесть, что фонд легкодоступных месторождений постепенно исчерпывается, переход же к поискам глубоких залежей и работам в трудных климатических условиях или на акваториях связан с резким удорожанием. Тем самым окупаемость научных разработок, а следовательно, и интерес к ним чрезвычайно быстро растут.

Круг практических приемов поисковой геофлюидодинамики будет быстро расширяться и уже через несколько лет потребуются новое, более совершенное руководство. Опыт написания этой книги и тенденции современного развития геофлюидодинамики позволяют предположить, что в нем много внимания будет уделено методам аналогии, способам анализа геофлюидодинамики природных объектов с использованием всего комплекса геологических данных и методологическим приемам региональных исследований поискового этапа, методикам включения геофлюидодинамических исследований и информации в поисковый процесс и в составляемые на основе его результатов прогнозы. Необходимо отметить, что и содержание такого руководства — круг приводимых сведений, акценты — и характер изложения должны будут определяться в высшей степени принципиальным моментом: необходимостью и неизбежностью творческого подхода к решению практических задач, ибо природные ситуации нешаблонны, а также наличием у специалиста определенных фундаментальных знаний, без которых такой творческий подход просто невозможен.

Важность динамики флюидов для образования и сохранения месторождений и необходимость ее учета при поисках полезных ископаемых были осознаны относительно давно. Однако практическое применение геофлюидодинамических данных и построений вопреки ожиданиям оставалось весьма ограниченным. Сейчас стало ясно, что это было объективно вызвано недостатком теоретической

базы, в частности тем, что не учитывался специфический характер геофлюидодинамической информации и попытки ее практического применения предпринимались почти в полной аналогии с использованием других видов геологической информации. В настоящее время этот барьер успешно преодолевается, что дает основание надеяться на активное внедрение геофлюидодинамики в практику поисковых работ.

## Программа «FILTR»

```

    DIMENSION X(200), Y(200), Z(200), P(200), C(200)
    COMMON N, AL, X, Y, Z, J1, J2, J3, J4, J5, J6, SX, SY
1  FORMAT(I4)
   READ(1, 1)N2
   DO 119 N1 = 1, N2
2  FORMAT(I6, F8.1)
   READ(1, 2)N, AL
3  FORMAT(10F8.4)
   READ(1, 3)(X(I), I = 1, N)
   READ(1, 3)(Y(I), I = 1, N)
   READ(1, 3)(Z(I), I = 1, N)
   READ(1, 3)(P(I), I = 1, N)
   READ(1, 3)(C(I), I = 1, N)
4  FORMAT(////////20X, 1HX, 17X, 1HY, 17X, 1HZ, 17X, 1HP, 17X,
   1HC/)
   WRITE(3, 4)
5  FORMAT(I5, 5F18.4)
   WRITE((3, 5)(I, X(I), Y(I), Z(I), P(I), C(I), I = 1, N)
   DO 119 I = 1, N
6  FORMAT(/50X, 5HНОМЕР, 5X, 5HТОЧКИ, 5X, 18)
   WRITE(3, 6)I
   CALL NOJ11(I)
   CALL NOJ21(I)
   CALL NOJ31(I)
   CALL NOJ41(I)
   CALL NOJ51(I)
   CALL NOJ61(I)
116 FORMAT(/9X, 1HK, 9X, 1HL, 9X, 1HM, 11X, 16HГОРИЗ. СОСТ.,
   *AT/M, 13X, 15HВЕРТ. СОСТ., AT/M, 19X, 9HАЗИМ. УГОЛ, 6X,
   *9HВЕРТ. УГОЛ/)
   WRITE(3, 116)
851 DO 119 NN=1,8
861 IF(NN-2) 89, 90, 862
862 IF(NN-4) 91, 92, 863
863 IF(NN-6) 93, 94, 864
864 IF(NN-8) 95, 96, 118
117 FORMAT(10X, 34HEH JEMELJA YOU HAVE MISTAKEN IN NN/)
118 WRITE(3, 117)
89  K = J1
   L = J2
   M = J3
   GO TO 97
90  K = J2
   L = J3
   M = J4
   GO TO 97
91  K = J3
   L = 4
   M = J1
   GO TO 97
92  K = J5
   L = J1
   M = J2
   GO TO 97

```

```

93 K = J6
   L = J1
   M = J2
   GO TO 97
94 K = J4
   L = J5
   M = J6
   GO TO 97
95 K = J4
   L = J5
   M = J1
   GO TO 97
96 K = J6
   L = J4
   M = J1
   GO TO 97
97 XK = X(I) - X(K)
   XL = X(I) - X(L)
   XM = X(I) - X(M)
   YK = Y(I) - Y(K)
   YL = Y(I) - Y(L)
   YM = Y(I) - Y(M)
   ZK = Z(I) - Z(K)
   ZL = Z(I) - Z(L)
   ZM = Z(I) - Z(M)
   PK = P(I) - P(K)
   PL = P(I) - P(L)
   PM = P(I) - P(M)
   V = XK * (YL * ZM - YM * ZL) + XL * (YM * ZK - YK * ZM) + XM *
     * (YK * ZL - YL * ZK)
   IF(V) 105, 104, 105
104 U = 7777
   H = 7777
   GR = 7777
   IA = 7777
   GO TO 119
105 F = -(PK * (YL * ZM - YM * ZL) + PL * (YM * ZK - YK * ZM) +
     * PM * (YK * ZL - YL * ZK))/V
   G = -(PK * (XM * ZL - XL * ZM) + PL * (XK * ZM - XM * ZK) +
     * PM * (XL * ZK - XK * ZL))/V
   U = (.1 ** 6 * F) ** 2 + (.1 ** 6 * G) ** 2
   U = 10. ** 6 * SQRT(U)
   C(I) = (C(K) + C(L) + C(M) + C(I))/4.
   H = -(PK * (XL * YM - XM * YL) + PL * (XM * YK - XK * YM) +
     * PM * (XK * YL - XL * YK))/V - C(I) * 10. ** 2
   GR = (.1 ** 6 * U) ** 2 + (.1 ** 6 * H) ** 2
   GR = 10. ** 6 * SQRT(GR)
   A = H/GR
   U = .001 * U
   H = .001 * H
   CALL ARCSC(A, E, A, 0)
   A = 57.3 * A
   IA = A
106 BB = F/G
   IF(BB) 107, 108, 108
107 BB = -BB
108 BBA = 57.3 * ATAN(BB)
   BBB = 1/BB
   BBB = 57.3 * ATAN(BBB)

```

```

      IB = BBB
      IBA = BBA
1151 IF(F) 1152, 1154, 1153
1152 IF(G) 1182, 1182, 1181
1153 IF(G) 1183, 119, 119
1154 IF(G) 1182, 1185, 119
1181 IB = 90 + IBA
      GO TO 119
1182 IB = 180 + IB
      GO TO 119
1183 IB = 270 + IBA
      GO TO 119
      9 FORMAT(/15X, 46HYOU HAVE MADE FUN OF YOURSELVES:
      *CHECK F AND G/)
1185 WRITE(3, 9)
      8 FORMAT(3I10, 12X, F10.5, 18X, F10.5, 15X, 2I15)
119 WRITE(3, 8)K, L, M, U, H, IB, IA
      END

```

```

      SUBROUTINE NOJ11(I)
      DIMENSION X(200), Y(200), Z(200)
      COMMON N, AL, X, Y, Z, J1
      J = 0
      D = 10. ** 10
11 J = J + 1
      IF(J-N) 12, 12, 20
12 B = (X(I)-X(J)) ** 2 + (Y(I)-Y(J)) ** 2
      IF(J-I) 110, 11, 110
110 IF(B-AL) 111, 111, 112
111 IF(J-N) 11, 20, 20
112 IF(J-N) 16, 16, 20
16 A = SQRT(B + (Z(I)-Z(J)) ** 2)
      IF(D-A) 19, 19, 18
18 D = A
      J1 = J
19 IF(J-N) 11, 20, 20
20 RETURN
      END

```

```

      SUBROUTINE NOJ21(I)
      DIMENSION X(200), Y(200), Z(200)
      COMMON N, AL, X, Y, Z, J1, J2
      J = 0
      D = 10. ** 10
21 J = J + 1
      IF(J-N) 22, 22, 31
22 B = (X(I)-X(J)) ** 2 + (Y(I)-Y(J)) ** 2
      IF(J-I) 210, 21, 210
210 IF(J-J1) 211, 21, 211
211 IF(B-AL) 212, 212, 213
212 IF(J-N) 21, 31, 31
213 IF(J-N) 214, 214, 31
214 IF(X(J)-X(J1)) 27, 215, 27
215 IF(Y(J)-Y(J1)) 27, 21, 27
27 A = SQRT(B + (Z(I)-Z(J)) ** 2)
      IF(D-A) 30, 30, 29
29 D = A
      J2 = J

```

```

30 IF(J-N) 21, 31, 31
31 RETURN
END

```

```

SUBROUTINE NOJ31(I)
DIMENSION X(200), Y(200), Z(200)
COMMON N, AL, X, Y, Z, J1, J2, J3
J = 0
D = 10. ** 10
32 J = J + 1
IF(J-N) 33, 33, 43
33 B = (X(I)-X(J)) ** 2 + (Y(I)-Y(J)) ** 2
IF(J-I) 320, 32, 320
320 IF(J-J1) 32, 32, 321
321 IF(J-J2) 350, 32, 350
350 IF(J-N) 351, 351, 32
351 IF(B-AL) 352, 352, 353
352 IF(J-N) 32, 43, 43
353 IF(J-N) 381, 381, 43
381 IF(X(J)-X(J1)) 383, 382, 383
382 IF(Y(J)-Y(J1)) 383, 32, 383
383 IF(X(J)-X(J2)) 39, 384, 39
384 IF(Y(J)-Y(J2)) 39, 32, 39
39 A = SQRT(B + (Z(I)-Z(J)) ** 2)
IF(D-A) 42, 42, 41
41 D = A
J3 = J
42 IF(J-N) 32, 43, 43
43 RETURN
END

```

```

SUBROUTINE NOJ41(I)
DIMENSION X(200), Y(200), Z(200)
COMMON N, AL, X, Y, Z, J1, J2, J3, J4, SX, SY
J = 0
D = 10. ** 10
44 J = J + 1
IF(J-N) 45, 45, 59
45 B = (X(I)-X(J)) ** 2 + (Y(I)-Y(J)) ** 2
IF(J-I) 461, 44, 461
461 IF(J-J1) 462, 44, 462
462 IF(J-J2) 463, 44, 463
463 IF(J-J3) 47, 44, 47
47 IF(J-N) 48, 48, 44
48 SX = SIGN(1.,(X(I)-X(J1))) + SIGN(1.,(X(I)-X(J2))) +
* SIGN(1.,(X(I)-X(J3)))
SY = SIGN(1.,(Y(I)-Y(J1))) + SIGN(1.,(Y(I)-Y(J2))) +
* SIGN(1.,(Y(I)-Y(J3)))
471 IF(B-AL) 472, 472, 473
472 IF(J-N) 44, 59, 59
473 IF(J-N) 501, 501, 59
501 IF(SIGN(1.,(X(I)-X(J)))-SX) 521, 502, 521
502 IF(SIGN(1.,(Y(I)-Y(J)))-SY) 521, 44, 521
521 IF(X(J)-X(J1)) 522, 524, 522
522 IF(X(J)-X(J2)) 523, 525, 523
523 IF(X(J)-X(J3)) 55, 526, 55
524 IF(Y(J)-Y(J1)) 55, 44, 55
525 IF(Y(J)-Y(J2)) 55, 44, 55

```

```

526 IF(Y(J)—Y(J3)) 55, 44, 55
55 A = SQRT(B + (Z(I)—Z(J)) * * 2)
   IF(D—A) 58, 58, 57
57 D = A
   J4 = J
58 IF(J—N) 44, 59, 59
59 RETURN
   END

```

```

SUBROUTINE NOJ51 (I)
DIMENSION X(200), Y(200), Z(200)
COMMON N, AL, X, Y, Z, J1, J2, J3, J4, J5, SX, SY
J = 0
D = 10. * * 10
60 J = J + 1
   IF(J—N) 61, 61, 72
61 B = (X(I)—X(J)) * * 2 + (Y(I)—Y(J)) * * 2
621 IF(J—I) 622, 60, 622
622 IF(J—J1) 623, 60, 623
623 IF(J—J2) 624, 60, 624
624 IF(J—J3) 625, 60, 625
625 IF(J—J4) 63, 60, 63
63 IF(J—N) 65, 65, 72
65 SX = SX + SIGN(1.,(X(I)—X(J4)))
   SY = SY + SIGN(1.,(Y(I)—Y(J4)))
641 IF(SIGN(1.,(X(I)—X(J)))—SX) 651, 642, 651
642 IF(SIGN(1.,(Y(I)—Y(J)))—SY) 651, 60, 651
651 IF(B—AL) 652, 652, 653
652 IF(J—N) 60, 72, 72
653 IF(J—N) 67, 67, 72
67 A = SQRT(B + (Z(I)—Z(J)) * * 2)
   IF(D—A) 70, 70, 69
69 D = A
   J5 = J
70 IF(J—N) 60, 72, 72
72 RETURN
   END

```

```

SUBROUTINE NOJ61 (I)
DIMENSION X(200), Y(200), Z(200)
COMMON N, AL, X, Y, Z, J1, J2, J3, J4, J5, J6, SX, SY
J = 0
D = 10. * * 10
73 J = J + 1
   IF(J—N) 74, 74, 86
74 B = (X(I)—X(J)) * * 2 + (Y(I)—Y(J)) * * 2
751 IF(J—I) 752, 73, 752
752 IF(J—J1) 753, 73, 753
753 IF(J—J2) 754, 73, 754
754 IF(J—J3) 755, 73, 755
755 IF(J—J4) 756, 73, 756
756 IF(J—J5) 75, 73, 75
75 IF(J—N) 76, 76, 86
76 SX = SX + SIGN(1.,(X(I)—X(J5)))
   SY = SY + SIGN(1.,(Y(I)—Y(J5)))
781 IF(SIGN(1.,(X(I)—X(J)))—SX) 783, 782, 783
782 IF(SIGN(1.,(Y(I)—Y(J)))—SY) 783, 73, 783
783 IF(SIGN(1.,(X(I)—X(J)))—(—SX)) 801, 784, 801

```

```

784 IF(SIGN(1., (Y(I)-Y(J)))-(-SY)) 801, 73, 801
801 IF(B-AL) 802, 802, 803
802 IF(J-N) 73, 86, 86
803 IF(J-N) 73, 82, 86
82 A = SQRT(B + (Z(I)-Z(J)) ** 2)
  IF(D-A) 85, 85, 84
84 D = A
  J6 = J
85 IF(J-N) 73, 86, 86
86 RETURN
  END

```

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексин А. А., Чеховских М. М. О моделировании гидрогеологических процессов, протекающих в глубоких недрах земной коры. — Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геология, 1964, № 1, с. 3—7.
2. Бабалян Г. Г., Ованесов М. Г. Об интенсификации разработки залежей нефти массивного типа в карбонатных коллекторах. — Геология нефти и газа, 1970, № 11, с. 16—20.
3. Буриштар М. С., Назаров Д. А. Методика построения региональных схематических карт палеогидродинамической обстановки. — Сов. геология, 1970, № 9, с. 19—33.
4. Буряковский Л. А., Джеванишвиль Р. Д. О зависимости пористости глин от геологического возраста и литологии терригенного комплекса. — Изв. вузов. Нефть и газ, 1975, № 10, с. 7—12.
5. Бэр Я., Заславски Д., Ирмей С. Физико-математические основы фильтрации воды. М., Мир, 1971. 452 с.
6. Валуконис Г. Ю., Ходьков А. Е. Геологические закономерности движения подземных вод, нефтей и газов. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1973. 304 с.
7. Викторов М. М. Методы вычисления физико-химических величин и прикладные расчеты. Л., Химия, 1977. 360 с.
8. Влияние вертикальной миграции флюидов на формирование залежей нефти и газа. Тюмень, 1968. 276 с.
9. Водоватова З. А. Влияние температуры и давления на проницаемость песчано-глинистых пород. — Труды Моск. ин-та нефтехим. и газ. пром-сти, 1975, вып. 115, с. 126—130.
10. Гаттенбергер Ю. П. Влияние гидродинамической обстановки на залежи нефти и газа. — Геология нефти и газа, 1973, № 6, с. 59—65.
11. Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М., Наука, 1975. 536 с.
12. Гидрогеологические показатели нефтегазоносности докембрийских отложений Иркутского нефтегазового бассейна/В. В. Павленко, В. Ф. Обухов, В. А. Бронников и др. М., Недра, 1978. 125 с.
13. Гидрогеологические предпосылки нефтегазоносности Таджикской депрессии. Душанбе, Долиш, 1975. 197 с.
14. Гидрогеохимические и палеогидрогеологические критерии перспективных зон нефтегазоаккумуляции. М., 1977. 219 с. (Труды ВНИГНИ, вып. 200).
15. Гольдберг В. М., Баскаков А. А. О фильтрационных свойствах глинистых пород в условиях переменных температур. — В кн.: Научно-техническое совещание по геотермическим методам исследования в гидрогеологии. Тезисы. М., 1975, с. 25—26.
16. Гороховский В. М. Математические методы и достоверность гидрогеологических и инженерно-геологических прогнозов. М., Недра, 1977. 78 с.

17. Готгильф А. В. Некоторые принципиальные вопросы исследования региональных водонапорных систем (с примерами по Таджикской депрессии). — В кн.: Вопросы геологии Таджикистана. Душанбе, 1965, с. 118—129.

18. Граусман А. А. О связи пластового и горного давлений. — В кн.: Теплофизика и механика материалов, природных сред и инженерных сооружений при низких температурах. Якутск, 1974, с. 162—174.

19. Гуревич А. Е. Процессы миграции подземных вод, нефтей и газов. Л., Недра, 1969. 112 с.

20. Гуревич А. Е. Процессы миграции подземных вод, нефтей и газов в связи с формированием залежей нефти и газа на Южном Мангышлаке. Автореф. дис. Л., 1969. 20 с.

21. Гуревич А. Е. К методике построения гидродинамических карт. — В кн.: Проблемы гидрогеологического картирования и районирования. Л., 1971, с. 118—119.

22. Гуревич А. Е. Анализ существующих методик определения приведенных давлений. — В кн.: Гидродинамика глубинных зон артезианских бассейнов. Л., 1972, с. 95—100.

23. Гуревич А. Е. Алгоритм и программа счета на ЭВМ для метода фильтрационной силы. — В кн.: Проблемы геофлюидодинамики. Л., 1976, с. 191—202. (Труды ВНИГРИ, вып. 387).

24. Гуревич А. Е. Геофлюидодинамика: структура и контуры теории. — Там же. Л., 1976, с. 10—46.

25. Гуревич А. Е. Анализ некоторых физико-математических моделей движения подземных вод. — Сов. геология, 1978, № 6, с. 72—84.

26. Гуревич А. Е. Метод обобщенных нефтегеологических характеристик и методологические аспекты их выбора. — В кн.: Проблемы нефтегеологического подобия. Л., 1978, с. 11—47.

27. Гуревич А. Е., Капченко Л. Н., Кругликов Н. М. Теоретические основы нефтяной гидрогеологии. Л., Недра, 1972. 272 с.

28. Гуревич А. Е., Котова М. С., Кругликов Н. М. О книге Н. В. Кулакова «Палеогидрогеологические условия формирования газонефтяных месторождений». — Сов. геология, 1967, № 9, с. 149—152.

29. Гухман А. А. Введение в теорию подобия. М., Высшая школа, 1973. 296 с.

30. Гухман А. А. Применение теории подобия к исследованию процессов тепломассопереноса. М., Высшая школа, 1974. 328 с.

31. Девликамов В. В., Хабибуллин З. А., Кабиров М. М. Аномальные нефти. М., Недра, 1975. 167 с.

32. Добрынин В. М. Деформации и изменения физических свойств коллекторов нефти и газа. М., Недра, 1970. 239 с.

33. Добрынин В. М. Физические свойства нефтегазовых коллекторов в глубоких скважинах. М., Недра, 1965. 163 с.

34. Донабедов А. Т., Коровина Т. Л. Изучение соотношений сейсмичности и динамических параметров месторождений нефти и газа. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1973, № 4, с. 84—88.

35. Дьяконов Г. К. Вопросы теории подобия в области физико-химических процессов. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1956. 206 с.

36. Дэлмес К. Ф. Основные черты развития бассейна в связи с распространением нефти. — В кн.: Распространение нефти. М., 1961, с. 634—672.

37. Зверев В. П. Режим массопереноса растворенного вещества в гидрогеологических бассейнах. — В кн.: Гидродинамика глубинных зон артезианских бассейнов. Л., 1972, с. 76—80.

38. Зерчанинов И. К. Формирование зон нефтегазонакопления различных районов СССР. М., Недра, 1971. 224 с.

39. Зерчанинов И. К. О методике расчета приведенных напоров пластовых вод. — В кн.: Вопросы нефтепромышленной геологии. М., Гостоптехиздат, 1960, с. 128—135. (Труды ВНИИ, вып. 30).

40. Карцев А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М., Гостоптехиздат, 1963. 354 с.

41. Карцев А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М., Недра, 1972. 280 с.
42. Карцев А. А., Вагин С. Б., Басков Е. А. Палеогидрогеология. М., Недра, 1969. 152 с.
43. Керкис Е. Е. Влияние удельного веса подземных вод на условия равновесия и движения. — Зап. ЛГИ, 1952, т. 27, вып. 2, с. 75—106.
44. Кирпичев М. В. Теория подобия. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1952. 96 с.
45. Корценштейн В. Н. Методика гидрогеологических исследований нефтегазоносных районов. М., Недра, 1976. 309 с.
46. Крашин И. И. Моделирование фильтрации и водообмена в водонапорных системах. М., Недра, 1976. 159 с.
47. Крашин И. И. К теории фильтрации подземных вод переменной плотности в многопластовых водонапорных системах. — В кн.: Геология четвертичного периода. Инженерная геология. Проблемы гидрогеологии аридной зоны. М., Наука, 1976, с. 391—396. (МГК, XXV сес. Докл. сов. геологов).
48. Крашин И. И., Ганявин В. В. К теории фильтрации подземных вод переменной плотности в глубоких горизонтах. — Сов. геология, 1975, № 12, с. 91—99.
49. Кричевский И. Р. Понятия и основы термодинамики. М., Химия, 1970. 440 с.
50. Кудряков В. А. Формирование залежей нефти и газа как элементов геогидродинамических систем. Ташкент, Фан, 1976. 124 с.
51. Кулаков Н. В. Палеогидрогеологические условия формирования газо-нефтяных месторождений. М., Недра, 1964. 196 с.
52. Кульتيков А. М. Динамическое состояние осадочной толщи и типы движения подземных вод. — Труды ЗапСибНИГНИ, 1975, вып. 95.
53. Кульتيков А. М. Типы движения подземных вод переменного удельного веса. — Проблемы нефти и газа Тюмени, 1976, вып. 30, с. 8—11.
54. Ландау Л. Д., Лифшиц Е. М. Механика сплошных сред. М., Гостехтеоретиздат, 1953. 788 с.
55. Ландау Л. Д., Ахиезер А. И., Лифшиц Е. М. Курс общей физики. М., Наука, 1965. 384 с.
56. Ларин В. Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. М., Недра, 1975. 100 с.
57. Левич В. Г. Физико-химическая гидродинамика. М., Изд-во АН СССР, 1952. 538 с.
58. Ломоть К. И. Литологические особенности отложений карбона и перми Волго-Уральской области и физико-химические условия их формирования. — В кн.: О происхождении нефти в каменноугольных и пермских отложениях Волго-Уральской области. Л., Гостоптехиздат, 1958, с. 22—63.
59. Лукнер Л., Шестаков В. М. Моделирование геофильтрации. М., Недра, 1976. 407 с.
60. Лялько В. І., Митник М. М. Визначення швидкості руху флюїдів у надрах та проникність гірських порід за геотермічними даними. — Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1968, № 5, с. 389—393.
61. Майр Э. Популяции, виды и эволюция. М., Мир, 1974. 460 с.
62. Мандельштам Л. И. Полное собрание трудов. Т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1950. 468 с.
63. Меликов М. А. К моделированию процесса фильтрации жидкостей. — Изв. вузов. Нефть и газ, 1970, № 7, с. 37—38.
64. Методы обработки и интерпретации результатов гидрогеологических исследований в нефтегазопроисловых целях. М., Недра, 1972. 224 с.
65. Миграция химических элементов в подземных водах СССР. М., Наука, 1974. 240 с.
66. Мирзаджанзаде А. Х., Ковалев А. Г., Зайцев Ю. В. Особенности эксплуатации месторождений аномальных нефтей. М., Недра, 1972. 200 с.
67. МIRONENKO В. А., ШЕСТАКОВ В. М. Теория и методы интерпретации опытно-фильтрационных работ. М., Недра, 1978. 325 с.

68. *Мухин Ю. В.* Процессы уплотнения глинистых осадков. М., Недра, 1965. 200 с.
69. *Мягичев А. Н.* Напорный комплекс подземных вод и колодцы. — Изв. АН СССР. Отд-ние техн. наук, 1947, № 9, с. 1069—1088.
70. *Никаноров А. М., Волобуев Г. П., Барцев О. Б.* Палеогидрогеологические реконструкции нефтегазоносных бассейнов. М., Недра, 1975. 192 с.
71. *Огильви Н. А.* Физические и геологические поля в гидрогеологии. М., Наука, 1974. 160 с.
72. *Озябкин В. Н.* Способ построения прогнозных региональных схем пьезоизогипс для водоносных комплексов, недостаточно охарактеризованных фактическим материалом. — В кн.: Гидродинамика глубинных зон артезианских бассейнов. Л., 1972, с. 133—134.
73. *Паташинский А. З., Покровский В. Л.* Флуктуационная теория фазовых переходов. М., Наука, 1975. 256 с.
74. *Плотников А. А.* Условия формирования гидродинамических ловушек газа. М., Недра, 1976. 150 с.
75. *Поливанова А. И.* Роль гравитации в формировании пластовых и поровых рассолов. — В кн.: Проблемы поровых растворов в геологии. Минск, 1973, с. 174—177.
76. *Поливанова А. И.* Роль состава рассолов в их струйном гравитационном перемещении. — Геохимия, 1975, № 12, с. 1837—1851.
77. *Порядин В. И.* Квантовая гидродинамика природных водонапорных систем (на примере мезозоя Мангышлака и Устьюрта). — Изв. АН КазССР, 1974, № 6, с. 62—70.
78. *Поспелов Г. Л.* Элементы геологического подобия нефтяных и флюидогенных рудных месторождений. — Геология и геофизика, 1967, № 11, с. 3—22.
79. *Пузыревская Т. Н.* Просачивание воды через песчаные грунты. — Изв. НИИГ, 1931, т. 1, с. 251—256.
80. *Рассел У. Л.* Основы нефтяной геологии. Л., Гостоптехиздат, 1958. 619 с.
81. *Рац М. В.* Неоднородность горных пород и их физических свойств. М., Наука, 1968. 108 с.
82. *Розовский Л. Б.* Введение в теорию геологического подобия и моделирования. М., Недра, 1969. 128 с.
83. *Румер Ю. Б., Рывкин М. Ш.* Термодинамика, статистическая физика и кинетика. М., Наука, 1977. 552 с.
84. *Савченко В. П.* Смещение газовых и нефтяных залежей. — Нефт. хоз-во, 1952, № 12, с. 22—26.
85. *Самсонов Ф. П., Новосельцева Д. Ш.* Эмпирическая формула для определения плотности подземных вод при различных пластовых температурах. — В кн.: Гидрогеохимические и палеогидрогеологические критерии перспективных зон нефтегазоаккумуляции. М., 1977, с. 202—207. (Труды ВНИГНИ, вып. 200).
86. *Самсонов Ф. П., Качалов Ю. М., Яковсон Г. П.* Методика количественной оценки палеогидрогеологических условий нефтегазоносных бассейнов. — Геология нефти и газа, 1968, № 6, с. 21—25.
87. *Седов Л. И.* Методы подобия и размерности в механике. М., Наука, 1967. 428 с.
88. *Силин-Бекчурин А. И.* Метод построения гидродинамических сеток для случая переменного удельного веса подземных вод по данным гидрогеологических наблюдений при бурении. — В кн.: Гидрогеология и инженерная геология. Сб. 8. М. — Л., Госгеолгиздат, 1941, с. 39—52.
89. *Скворцов В. В.* Математический эксперимент в теории разработки нефтяных месторождений. М., Наука, 1970. 224 с.
90. *Смирнов С. И.* Некоторые вопросы региональной динамики подземных вод в связи с гидрогеохимическими закономерностями. — Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд-ние геология, 1970, т. 45, № 5, с. 118—131.
91. *Смирнов С. И.* Происхождение солености подземных вод. М., Недра, 1971. 216 с.

92. *Справочник гидрогеолога*. М., Госгеолтехиздат, 1962. 616 с.
93. *Ставицкий Б. П., Культиков А. М.* Процесс молекулярно-диффузионного массопереноса в формировании вертикальной зональности подземных вод. — Проблемы нефти и газа Тюмени, 1973, вып. 20, с. 18—22.
94. *Ставицкий Б. П., Курчиков А. Р.* Процесс диффузии в формировании вертикальной гидрохимической зональности. — Проблемы нефти и газа Тюмени, 1977, вып. 36, с. 18—22.
95. *Станкевич Е. Ф.* По поводу диффузионно-гравитационной гипотезы. — Сов. геология, 1977, № 8, с. 143—146.
96. *Фиалко А. И., Фаст Ф. Б.* К вопросу о зависимости коэффициента проницаемости горных пород от концентрации хлоридно-натриевых растворов. — В кн.: Проблемы гидрогеологии и инженерного грунтоведения. Киев. Наукова думка, 1970, с. 276—284.
97. *Филатов К. В.* Гравитационная гипотеза формирования химического состава подземных вод платформенных депрессий. М., Изд-во АН СССР, 1956. 208 с.
98. *Филатов К. В.* Основные закономерности формирования химического состава подземных вод и поисковые признаки нефтегазоносности. М., Недра, 1976. 304 с.
99. *Филин А. С.* Геогидродинамическая система верхнеюрско-валанджинского комплекса Восточного Предкавказья. — Геология и разв. газ. и газоконденсат. м-ний, 1977, № 1, с. 21—32.
100. *Хаазе Р.* Термодинамика необратимых процессов. М., Мир, 1967. 544 с.
101. *Харкевич А. А.* Спектры и анализ. М.—Л., Гостехтеоретиздат, 1952. 192 с.
102. *Череменин Г. А.* Прикладная геотермия. Л., Недра, 1977. 224 с.
103. *Чудновский А. Ф.* Теплообмен в дисперсных средах. М., 1954. 444 с.
104. *Шестаков В. М.* О потенциале фильтрационного потока жидкости переменной плотности. — В кн.: Вопросы определения гидрогеологических параметров и расчета эксплуатационных запасов подземных вод. Вып. 1. М., 1967, с. 47—51.
105. *Щепак В. М.* Гидрогеологические условия внешней зоны Предкарпатского прогиба в связи с нефтегазоносностью. Автореф. дис. Киев, Изд-во Киев. ун-та, 1965. 22 с.
106. *Ягодин В. В.* К методике определения приведенного давления воды в скважинах. — В кн.: Вопросы геологии нефтяных и газовых месторождений. М., Гостоптехиздат, 1957, с. 261—270. (Тр. ВНИИ, вып. 11).
107. *Язвин Л. С.* Достоверность гидрогеологических прогнозов при оценке эксплуатационных запасов подземных вод. М., 1972. 150 с.
108. *Якобсон Г. П., Качалов Ю. М.* Методика вычисления приведенных давлений пластовых вод в водонапорных системах. — Геология нефти и газа, 1965, № 6, с. 49—58.
109. *Barker C.* Aquathermal pressuring — role of temperatures in development of abnormal pressure zones. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1972, vol. 56, № 10, p. 2068—2071.
110. *Chapman R. E.* Petroleum geology. A concise study. Amsterdam — London — New York, Elsevier Sci. Publ. Co., 1973. 304 p.
111. *Chapman R. E.* Primary migration of petroleum from clay source rocks. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1972, vol. 56, № 11, p. 2185—2191.
112. *Gaulier C., Pascirszy J.* La mesure des tensions interfaciale par la méthode de la goutte applications aux fluides des gisements d'hydrocarbures. — Rev. Inst. Franç. Petrole, 1966, vol. 21, № 2, p. 227—238.
113. *Hubbert M. K.* The theory of ground-water motion. — J. Geology, 1940, vol. 48, p. 785—944.
114. *Hubbert M. K.* Entrapment of petroleum under hydrodynamic conditions. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1953, vol. 37, p. 1954—2026.
115. *Hubbert M. K., Rubey W. W.* Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting (I). — Bull. Geol. Soc. Amer., 1959, vol. 70, № 2, p. 115—166.

116. *Kimbler O. K., Reed R. L., Silberberger L. H.* Physical characteristics of natural films formed at crude oil-water interfaces. — Soc. Petrol. Engrs. J., 1966, vol. 6, № 2, p. 153—165. -

117. *Magara K.* Compaction and migration of fluids in Miocene mudstone, Nagaoka plain, Japan. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1969, vol. 52, p. 2466—2501.

118. *Rubey W. W., Hubbert M. K.* Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting (II). — Bull. Geol. Soc. Amer., 1959, vol. 70, № 2, p. 167—206.

119. *Smith J.* The dynamics of shale compaction and evolution of pore fluid pressure. — Mathematical Geology, 1971, vol. 3, № 3, p. 239—263.

120. *Taylor L. W.* Physics the Pioneer Science. Boston — New York, 1941.

121. *Terzaghi K.* Tragfähigkeit der Flachgründungen. — Prelim. Publ. First Congr. Intern. Assoc. Bridge and Structure Eng., 1934, p. 659—683.

122. *Toth J.* A theory of groundwater motion in small grainage basins in Central Alberta, Canada. — J. Geophys. Res., 1962, vol. 67, № 11, p. 4375—4383.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
Введение. Цели и задачи поисковой геофлюидодинамики . . . . .	7
Глава 1. Общие математические и термодинамические сведения . . .	12
§ 1. Математические понятия, используемые в геофлюидодинамике . . . . .	—
§ 2. Процессы переноса и математические модели их законов . . . . .	19
§ 3. Основные параметры переноса флюидов .	42
Глава 2. Методы определения геофлюидодинамических полей . . . .	48
§ 4. Определение движущих сил . . . . .	—
§ 5. Определение скоростей фильтрации . . . .	80
Глава 3. Вопросы математического моделирования геофлюидодинами- ческих процессов . . . . .	88
§ 6. Физический смысл математических формул	91
§ 7. Основные вопросы построения математиче- ских моделей геофлюидодинамических про- цессов . . . . .	101
§ 8. Возможности применения математических моделей геофлюидодинамических процес- сов при поисках полезных ископаемых . .	120
Глава 4. Геофлюидодинамические аналогии термодинамического уровня	144
§ 9. Геометризованное подобие . . . . .	146
§ 10. Сущностное подобие . . . . .	152
Глава 5. Методы геологического уровня . . . . .	155
§ 11. Основные черты течения флюидов и их геологическая обусловленность . . . .	156
§ 12. Геофлюидодинамические аналогии геоло- гического уровня . . . . .	170
Глава 6. Вопросы обработки и использования геофлюидодинамической информации . . . . .	175
§ 13. Построение моделей распределения пара- метров . . . . .	—
§ 14. Применение геофлюидодинамической информации при поисках полезных иско- паемых . . . . .	192
Закключение. Перспективы развития поисковой геофлюидодинамики	199
Приложение. Программа «EILTR» . . . . .	203
Список литературы . . . . .	209

**Александр Евсеевич Гуревич**

**ПРАКТИЧЕСКОЕ РУКОВОДСТВО  
ПО ИЗУЧЕНИЮ ДВИЖЕНИЯ  
ПОДЗЕМНЫХ ВОД ПРИ ПОИСКАХ  
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

ИБ № 3526

Редактор издательства Э. М. Бородинская  
Переплет художника А. Р. Шиловой  
Техн. редактор И. Г. Сидорова  
Корректор В. Н. Малахова

Сдано в набор 27.08.79. Подписано в печать 18.12.79. М-25918.  
Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага типографская № 3. Гарнитура литературная.  
Печать высокая. Усл. печ. л. 13,5. Уч.-изд. л. 15,07.  
Тираж 3000 экз. Заказ № 1846/296. Цена 90 коп.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение.  
193171, Ленинград, С-171, Фарфоровская, 12.

Ленинградская типография № 4 Ленинградского производственного объединения «Техническая книга» Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. Ленинград, Д-126, Социалистическая, 14.