

А.И.Коротков  
А.Н.Павлов  
Ю.Г.Юровский

ГИДРО-  
ГЕОЛОГИЯ  
шельфовых  
областей

---

НЕДРА

А. И. Коротков,  
А. Н. Павлов,  
Ю. Г. Юровский

3262

# Гидро- геология шельфовых областей



ЛЕНИНГРАД «НЕДРА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
1980



УДК 551.49 : 551.351.2

Коротков А. И., Павлов А. Н., Юровский Ю. Г.  
Гидрogeология шельфовых областей.—Л.: Недра,  
1980.—216 с.

Дан анализ шельфов как гидрogeологической системы. Рассмотрены особенности функционирования очагов разгрузки подземных вод на границе океан—литосфера с помощью гидравлических, аналоговых и аналитических моделей. Приведена методика оценки дебита источников и подземного стока по материалам подводных наблюдений и исследований, выполненных на берегу. Проанализированы данные по химическому составу поровых вод в илах. Дан прогноз химического состава подземных вод субмаринных артезианских бассейнов шельфов СССР.

Книга рассчитана на геологов, гидрogeологов и студентов гидрogeологической и океанологической специальностей.

Табл. 23, ил. 40, список лит. 193 назв.

К 20806—314  
043(01)—80 78—79 1904060000

© Издательство «Недра», 1980

## Предисловие

В последние годы в Советском Союзе и за рубежом большое внимание уделяется исследованиям по геологии океана. Среди них особое место занимает изучение шельфовых областей, поскольку они весьма перспективны на различного рода полезные ископаемые. История изучения шельфа сложилась таким образом, что его понятие непрерывно трансформируется, и можно думать, что какое-либо общее определение, удовлетворяющее одновременно географию, геологию, гидрогеологию, если и будет выработано, то не скоро. Поэтому для общей характеристики этих областей воспользуемся известным морфологическим понятием, утверждающим, что шельф — это затопленные материковые равнины субаэрального генезиса, характеризующиеся средними уклонами 7—8°. Внешняя их граница проводится по последнему резкому перегибу линии дна (от приведенных уклонов до 7—15°). Их морфометрические данные обычно оцениваются в пределах условной границы — изобаты 200 м, средняя ширина 65 км, глубина 130 м, площадь 28 млн. км<sup>2</sup>.

Обзор современной литературы по шельфовым областям показывает, что наиболее интенсивно развиваются главным образом геологические направления; гидрогеологическое же направление еще не получило достаточного развития, несмотря на публикации по отдельным частным вопросам, по-видимому, из-за отсутствия общих гидрогеологических концепций, которые бы позволили синтезировать имеющиеся достижения и сформулировать кардинальные задачи дальнейших исследований. Необходимость предлагаемой работы вызвана тем, что многие теоретические и практические вопросы современной гидрогеологии не могут быть правильно решены без изучения сложных геологических явлений, физико-химических, гидродинамических и геодинамических процессов, протекающих на шельфе в зоне взаимодействия морских и континентальных вод.

В гидрогеологическом изучении шельфов можно наметить несколько основных направлений: исследование водообмена между сушей и морем, разработка гидрогеологической модели шельфов, гидрогеологическая характеристика. Первое направление связано с необходимостью изучения различных форм большого круговорота воды на Земле, а применительно к задачам гидрогеологии — элементов цикла подземного стока на окраинах суши. В современной научной литературе эти вопросы отражены в целом ряде работ [4, 23, 54, 115 и др.], и авторы сознательно опустили их в этой книге.

Второе направление мало освещалось в литературе. Здесь авторам пришлось идти по непроторенному пути. Опыт конти-

нентальной гидрогеологии подсказывает, что в шельфовых областях, так же как и на суше, можно выделить различные гидрогеологические структуры [11]. Принципиальное их отличие от аналогичных структур на суше должно состоять в том, что так называемые области питания и разгрузки различных водоносных горизонтов и комплексов «работают» в специфических гидродинамических и гидрохимических условиях. Основой для построения модели являются морфологические, литолого-структурные и тектонические особенности шельфовых областей, проанализированные с гидрогеологических позиций. В гидрогеологическом аспекте представляют интерес вопросы динаминости рельефа, влияние на него течений, штормовых волн, возможность миграции выходов субмаринных источников, их размывающая деятельность.

Все эти материалы следует использовать при разработке модели. Но как и когда такая информация будет накоплена в достаточном для эмпирических обобщений объеме? Да и всегда ли следует идти от измерений? В настоящее время наука стала настолько совершенной, что все чаще и чаще появляется возможность начинать исследование не от наблюдения, а от теории, от общего к частному. К тому же теперь мы знаем, что теоретические предпосылки неустранимы в принципе. Именно такой путь и предлагается в книге. Для этого пришлось начать с определения шельфа как гидрогеологической системы, оценить его место в общей структуре гидросферы Земли и поискать наиболее общие принципы построения системной модели.

Третье направление освещено в книге неравномерно. Оно представлено лишь оригинальными исследованиями по субмаринным источникам и региональными обобщениями по гидрохимии континентальной террасы.

По существу, книга представляет собой введение в гидрогеологию шельфовых областей, первый шаг к созданию гидрогеологии этих интереснейших территорий.

Работа над составлением книги распределилась следующим образом: А. И. Коротков написал гл. 4 и п. 5 гл. 3, А. Н. Павлов — предисловие, гл. 1 (п. 4 — С. М. Базаров с участием А. Н. Павлова), Ю. Г. Юровский — гл. 2 и 3, заключение — А. И. Коротков, А. Н. Павлов.

Авторы благодарны профессорам П. С. Воронову, А. А. Коноплянцеву и ст. научным сотрудникам Я. В. Неизвестнову за полезные замечания по проспекту книги, Э. А. Зальцбергу за замечания по работе в целом, Т. Н. Юровской за решение задач на аналоговых моделях; признательны С. М. Турьевой за помощь при оформлении рукописи.

Критические замечания можно направлять в Ленинградское отделение издательства «Недра» по адресу: 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.

**Шельф  
как  
гидрологическая  
система**

**1. Понятие шельфа  
как системы**

В фантастической повести Р. Уормсера «Пан Сатирус в космосе» по ходу развития событий возникает необходимость дать юридическое определение человека. Кажется, оно так и не состоялось. Но мы вспомнили о нем не для того, чтобы решать эту, на первый взгляд, странную задачу, а чтобы в необычности требования к установившемуся понятию читатель почувствовал, что один и тот же объект можно, а в ряде случаев и должно, понимать по-разному, истина может быть многогранной. Все зависит от постановки задачи. Когда мы забываем об этом, то создаем излишние дискуссии и путаницу там, где ее на самом деле нет. Примером может служить спор о границах Балтийского моря. У каждого участника спора были вполне веские доводы в пользу своей и только своей точки зрения. Но они забыли об одной принципиальной детали — предмете обсуждения: они не договорились, о каких границах идет речь. Поэтому одни писали о морфологических границах, другие о гидрологических, климатических, геологических, исторических, международно-правовых, экономических и т. д., иногда критерии смешивались, менялись и в конце концов внешне простой вопрос был запутан предельно. Возможно ли здесь какое-то универсальное определение? Навряд ли. Конечно, одно общее определение желательно, но от него не следует требовать универсальности, оно должно деформироваться под разные задачи (в случае границ Балтийского моря такие, как определение площади испарения, объема водных масс, оценки морфологических деталей, геологических структур и т. д.). Иными словами, при конкретной задаче надо использовать и конкретное, максимально четкое определение, которое должно основываться на общем «мягком» определении.

В настоящее время похожая, но, пожалуй, более сложная ситуация намечается и в толковании шельфа. Более сложная потому, что здесь не только по-разному определяется шельф, но часто используется и разная терминология. Не будем отвлекаться на описание существующих точек зрения, так как по этому поводу имеются и обобщающие работы [118, 124, 155].

Приведем лишь некоторые иллюстрации. Вот варианты терминологии: шельф = материковая отмель = континентальный шельф = континентальная терраса, внутренний шельф = прибрежная отмель = прибрежный шельф = верхняя часть шельфа = мелководная зона шельфа = бенч = стрендфлет. Иногда один и тот же термин обозначает различные объекты. Например, под континентальной террасой понимаются и шельф, и совокупность шельфа с континентальным склоном. А вот из области генетических расхождений: шельфы — это поверхности, сформировавшиеся в субаэральных условиях, поэтому ряд исследователей включает в состав шельфов часть суши, прилегающей к береговой линии; под шельфами находится кора материкового типа, структура коры под шельфами сложнее материковой, под шельфами может находиться и океаническая кора (острова, шельф полуострова Лабрадор, возможно, Каспийского моря) и т. д. За определениями следуют классификации, разумеется, тоже очень разные.

Начнем с того, что поищем принципы для выделения объекта исследований, затем на их основе установим границы, рассмотрим процессы, происходящие на них, и только тогда попробуем предложить определение того, что мы собираемся обсуждать.

Предметом этой книги является гидрогеология. Ее суть кратко можно обозначить как учение о системе вода ≠ порода. За пределами этой системы гидрогеологии нет. Очевидно, что породы выполняют роль вмещающей среды и контролируют как формы движения воды, так и изменение ее химического состава. В этом смысле они определяют геометрию системы, свойства которой (не аддитивные) формируются как продукт взаимодействия составляющих элементов. При таком подходе к предмету нашего исследования шельф следует рассматривать как континентальную террасу в понимании Ф. Шепарда [155], который объединяет в ней континентальный шельф с континентальным склоном, включая сюда и континентальный бордерленд и краевые плато.

Поиски геологического определения шельфа напоминают историю развития представлений о речных террасах. По С. С. Шульцу они были полыми, одновозрастными, не имели геологического объема и представляли собой поверхности, заканчивающиеся на перегибе, теперь называемом бровкой террасы. Неправда ли, схожие ситуации? Действительно, если начинать с морфологии (а шельф — это исторически понятие морфологическое), то выделение пологих и волнистых равнин в области перехода от суши к морю является естественным актом. Но в таком понимании, кроме как о поверхности, говорить больше не о чем. Если же встает вопрос о том, что эта поверхность разделяет, то на нее следует смотреть как на границу между прилегающими к суше областями океана и литосферы. Поэтому при чисто морфологическом понимании шельфов, на

котором настаивают некоторые исследователи, геология и гидрогеология их в обычном понимании становятся беспредметными. Конечно, можно изучать геологические и гидрогеологические условия этой поверхности (и без этого, кстати, не обойтись), но это не исчерпывает предмета. Поэтому для геологов и гидрогеологов понятие шельфа не может быть не объемным, а это значит, что оно не может не совпадать с понятием континентальной террасы в понимании Ф. Шепарда.

Итак, мы будем рассматривать определенный объем горных пород и вод, находящийся в определенных условиях. Этот объем представляет собой систему, потому что породы и воды, которые его заполняют, взаимодействуют. Именно их взаимодействие и формирует континентальную террасу как нечто целостное, по структуризации отличающееся от других геологических объектов. Но взаимодействие  $\text{вода} \rightleftharpoons \text{порода}$  существует и в других областях земной коры и литосферы\*. Поэтому этот принцип без каких-либо дополнений не достаточен для нашей задачи. Он необходим лишь для того, чтобы понять объемность исследования и подчеркнуть, что употребление сочетания «гидрогеология шельфовых областей» опирается не на морфологическое, а на геологическое толкование шельфа. Если говорить строго, то система  $\text{вода} \rightleftharpoons \text{порода}$  является чрезвычайно обширной и емкой, по существу, это понятие охватывает всю подземную часть гидросферы, т. е. тот объем твердой Земли, где можно предполагать взаимодействие воды с породой.

Таким образом, нужны какие-то дополнительные критерии, которые бы позволили увидеть и отличить в общеземной системе  $\text{вода} \rightleftharpoons \text{порода}$  подсистему шельфовую. В общем виде это дополнение можно сформулировать как особые условия взаимодействия, приводящие к возникновению особой структуризации внутри системы. Это верно, но тоже недостаточно, поскольку касается выделения, вероятно, любой подсистемы. Необходимо эти особые условия конкретизировать. В настоящее время, по крайней мере в первом приближении, для шельфа можно обсуждать три момента: состав и структуру вмещающих пород, особенности геофизических полей и условия на границах. Правда, третий момент, касающийся границ, является определенным лишь отчасти. Дело в том, что перед тем как говорить об условиях на границах, необходимо эти границы как-то установить, и здесь начинает работать обратная связь, поскольку границы проводятся на основании определенной меры сходства, и в зависимости от того, какой критерий мы выберем, граница будет той или иной и пространственно может существенно смещаться. Оставим этот вопрос для следующего пункта главы, а пока вернемся к породам и геофизическим полям.

---

\* Термины даются в трактовке иллитной тектоники [96].

Представления о составе и структуре пород шельфа и прилегающей суши можно, пожалуй, свести к двум точкам зрения.

1. Полная геологическая идентичность этих областей или, если выражаться осторожнее, существование принципиально не отличимых различий.

2. Шельфы построены сложнее.

Как отнеслись к этим взглядам? Не хотелось бы категоричности, тем более что в этом вопросе она долго еще будет неуместной и даже вредной. Попробуем порассуждать.

Если принять первую точку зрения, то само собой отпадает и первое дополнительное условие выделения шельфовой подсистемы, а значит, уменьшаются отличия ее от подсистемы континентальной, петрология и структура среды под шельфом становятся быть специфичными. Надо сказать, что на этом основаны некоторые геоструктурные классификации шельфов [118].

Вторая точка зрения для нас интересней, но приняв ее, следует показать, в чем же заключается отличие, в чем состоит петрологическая и структурная специфика шельфов. Известные доводы против этих взглядов кажутся нам мало убедительными, поскольку строятся в основном на несогласии оппонентов с возможностью перерождения континентальной коры в океаническую (о чем будто бы вторая точка зрения свидетельствует) и на утверждении, что нельзя говорить о большей сложности менее изученных объектов по отношению к более изученным. Конечно, не следует настаивать, но допустить, ожидать большую сложность можно, и основанием для этого служит не столько степень изученности объекта, сколько его отношение к целому как части. Шельфы входят в состав переходной зоны, по существу являясь частью граничной области между двумя типами земной коры. А граничные области всегда сложнее объектов, которые они разделяют, поскольку несут в себе свойства и черты каждого из них. Это общеизвестный факт, и он, безусловно, достаточен, чтобы ожидать под шельфами усложнение геологического строения. Другой вопрос, где и когда оно различимо. Кроме того, в пользу второй точки зрения говорит и аномально высокая в сравнении с прилегающей сушей тектоническая активность шельфовых территорий, поскольку сегодня ни у кого не вызывает сомнений, что затопление окраин суши имеет не только эвстатические, но и тектонические причины.

Вообще говоря, не исключена и третья точка зрения, что по геологическому строению одни, возможно, выработанные шельфы \* идентичны, а другие (трансгрессивные и аккумулятивно-дельтовые \*) заметно отличаются от прилегающей суши.

\* Типы шельфов названы по О. К. Леонтьеву и Д. Е. Гершановичу [118].

Если обратиться к более детальной классификации континентальных террас [155], этот взгляд покажется еще более убедительным. При рассмотрении схем Ф. Шепарда (а они основаны на весьма обширном фактическом материале) становится ясным, что большая литолого-структурная сложность шельфов может быть констатирована и без привлечения идеи базификации коры. Достаточно того, что у всех шельфов, кроме выработанных (по Ф. Шепарду, абразионных), на континентальных структурах залегает мощная толща молодых новообразований вплоть до илов, т. е. пород, которых на прилегающей суше нет. А это значит, что здесь активно идут элизионные процессы и разнообразен диагенез.

Как правило, сложному геологическому строению присущи и сложные геофизические поля. Поэтому позиция, которую мы занимаем по первому дополнительному условию, в известной мере предопределяет и отношение ко второму условию. Правда, особенности структуры геофизических полей, особенно таких, как гравитационного, магнитного и теплового, определяются здесь не столько строением верхней части разреза, сколько нижними слоями коры. Но даже если в вопросах гидрогеологии мы будем рассматривать в основном осадочный чехол, то и тогда напряженность полей, градиенты их потенциалов не перестанут влиять на характер взаимодействия главных элементов системы  $\text{вода} \rightleftharpoons \text{порода}$ . Некоторые обобщения по характеру геофизических полей даны С. Б. Слевичем [124]. У береговой линии гравитационные аномалии близки к нулю. Это значит, что вдоль внешней границы шельфа строение земной коры близко к эталонному разрезу. Назовем эту ситуацию нормой, можно принять, что она отвечает некоторому гравитационному равновесию (мы еще вернемся к этому чрезвычайно любопытному факту). К внешнему краю шельфа аномалии возрастают, достигая 100 мгал, на континентальном склоне они увеличиваются уже до 300 мгал. При этом изоаномалии часто почти параллельны изобатам. Край шельфа коррелирует с аномалиями магнитного поля и тепловым потоком.

В общем, создается впечатление, что в земной гидрогеологической системе  $\text{вода} \rightleftharpoons \text{порода}$  континентальная терраса имеет свои отличительные признаки, а значит, может быть выделена в самостоятельную подсистему. Для более четкого обозначения общих признаков таких систем и входящих в них подсистем полезно ввести понятие коллективной структуризации, которую следует рассматривать как фундаментальное свойство этих конструкций. Говоря о коллективной структуризации, мы имеем в виду такое единство свойств природных вод и вмещающей их среды, при котором любое изменение уровня организации одного элемента системы приводит к изменениям уровня организации другого элемента. Анализ различных природных систем, в которых участвует вода, приводит к выводу, что

коллективная структуризация — это форма существования таких систем, механизм наивыгоднейшего перехода их внутренней энергии в работу. Подобно всякому природному явлению коллективная структуризация, вероятно, может быть типизирована. Конечно, задача эта не из простых и на должном уровне будет решена, наверное, не скоро, но по крайней мере три предельных случая рассмотреть можно уже сейчас.

Первый — это, когда вмещающей среды как бы нет, когда вода внешне совмещает функции среды и объекта. Нетрудно догадаться, что наиболее ярким примером такой ситуации является океан. Здесь коллективная структуризация проявляется в свойствах самой воды, и какой бы схемы мы не придерживались [2, 21, 22, 65, 161], всегда адекватным останется положение о молекулах воды и межмолекулярном пространстве. Таким образом, если наш вопрос рассматривать более строго, на молекулярном уровне, то следует говорить не о том, что среды нет, а о том, что она находится внутри объекта и в пределе материально может быть ничем не представлена (разумеется, если не считать, что пустота — это форма существования материи). Но даже и в таком пределе коллективная структуризация, как говорится, налицо: при данных значениях температуры и давления в воде устанавливается определенный кинематический характер взаимоотношений между молекулами и пустотами (структурные давление и температура).

Изменение внешних условий отражается на трансляционном движении молекул и, как следствие, на структуре межмолекулярного пространства. Эта коллективная структуризация консервативна. Всякие попытки разрушить или изменить ее вызывают защитные реакции всей системы, которая стремится сохранить свой структурный статус в соответствии с известным принципом Ле-Шателье. В частности, какие-либо претензии на роль внешней вмещающей среды ликвидируются тем, что вода растворяет претендентов, таким способом переводя элементы потенциальной среды извне внутрь. В условиях Земли первый случай коллективной структуризации представлен именно в таком уже не чистом виде, когда среда материализована продуктами растворения и находится внутри объекта. Можно констатировать, что здесь роль воды в коллективной структуризации является активной, вода управляет средой и контролирует ее структуру. Однако и обратная связь имеет большое значение. Достаточно вспомнить влияние на структуру воды ионов с положительной и отрицательной гидратацией.

Второй случай противоположен первому, он проявляется в структурном господстве среды, когда воды будто бы нет, а точнее, она находится внутри среды, поглощена ею (в магматических расплавах, в химической связи с минералами, в биосфере). Здесь в коллективной структуризации вода выполняет пассивные функции.

Третий случай характеризуется как бы структурным равноправием. Примером могут служить физически связанная вода и пар.

Между тремя предельными типами коллективной структуризации, по-видимому, существует ряд промежуточных как бы смешанных ситуаций, например, когда вода находится в порах и трещинах пород и т. п. Но мы не хотим пока усложнять наш вопрос и ограничимся, как и говорили, лишь предельными случаями.

В природных условиях вода не просто существует в геологическом пространстве, не просто заполняет его, она с ним взаимодействует, образуя что-то вроде не аддитивных смесей. В атмосфере это как бы псевдосмесь с газом, в тектоносфере — с горными породами и минералами, в океане и на поверхности суши — с газами, минералами и элементами биосферы. Мы знаем, что эти взаимодействия весьма устойчивы и, чтобы нарушить их, необходимы серьезные геологические катаклизмы. Но уничтожить коллективную структуризацию, по-видимому, нельзя. Она лишь меняет формы, но сохраняется как материя и энергия. Эта обязательность коллективной структуризации делает ее универсальным критерием для выделения гидрогеологических объектов, их сравнения и типизации. Правда, пока еще остается нерешенным вопрос, как этот критерий параметризовать. В конце главы мы попытаемся как-то сориентироваться в этой задаче, по крайней мере применительно к континентальным террасам.

## 2. Гидрогеологические границы континентальной террасы

### ГРАНИЦА ОКЕАН—ЛИТОСФЕРА

Это единственная граница, положение которой более или менее очевидно. Ее можно разделить на поверхности двух категорий: собственно шельф и континентальный склон.

В геологической истории земной поверхности шельфы занимают особое место. Являясь частью континентов, они находятся под уровнем океана, здесь образовалось почти 90 % известных нам осадочных пород, периодически эти поверхности становятся вновь сушей, потом съязнова затопляются. Одним словом, здесь ведется постоянная борьба между сушей и океаном. И есть за что, так как береговая линия — это уникальное явление: здесь взаимодействуют три главные фазы земного вещества — воздух, вода и твердь.

Если посмотреть на известную всем гипсографическую кривую (рис. 1.1), то легко убедиться, что граница литосферы

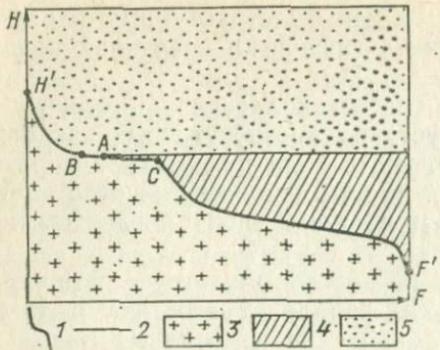


Рис. 1.1. Гипсографическая кривая.

*1* — гипсографическая кривая  $H(F)$ ; *2* — уровень Мирового океана; *3* — литосфера; *4* — океанические водные массы; *5* — атмосфера; *A* — береговая линия; *B* — береговая линия при максимальном поднятии уровня океана (условно); *C* — бровка шельфа.

и поверхность океана делит ее координатную плоскость на три части. Эта картинка внешне напоминает диаграммы фазовых равновесий, при этом точка *A* (представляющая собой след береговой линии) фиксирует равноправное сосуществование трех фаз. Похоже, что в гидросфере таких точек больше нет. Напомним, что точка *A* характеризуется практически нулевыми значениями аномалий поля силы тяжести. Можно думать, что ее положение возникает не просто как продукт взаимодействия трех фаз, но само взаимодействие предопределено глубинными процессами. Похоже, что эталонному сфероиду поля тяготения (как модели) случайно или не случайно, но как бы соответствует реальный прототип — кора под береговой линией. Мы сказали «как бы», потому что коры такой, скорей всего, нет, но гравитационный эффект от прилегающих к этой линии областей коры дает эталонные значения измеряемой напряженности.

В отличие от фазовых диаграмм на рис. 1.1 величины *H* и *F* являются параметрами не состояния, а пространства. Однако характер кривой *H'F'* в известной мере этим пространством контролируется, поскольку фазы, заполняющие его, взаимодействуют. Мы знаем, что начальная форма кривой *H'F'* (как поверхность литосферы) создается эндогенными процессами, а дальнейшее ее изменение определяется экзогенными факторами. Вот тут-то и возникает различие в характере воздействия пространства на кривую *H'F'*. В пределах суши кривая находится под влиянием атмосферного пространства, в пределах океана — под влиянием масс воды. И только точка *A* принадлежит сразу трем фазам. Но ее особенность заключается не только в этом, для нее свойственна еще и способность в геологическом времени перемещаться по кривой *H'F'*. Благодаря этой особенности свойством одновременной трехфазности обладает множество точек, находящихся в пределах отрезка *BC*. Нетрудно видеть, что одна его часть *AC* составляет собственно шельф, а другая *BA* — является бывшим шельфом.

Таким образом, в историческом плане шельфы можно рассматривать как совокупность точек своеобразного фазового равновесия. Все, что происходит на шельфе, контролируется взаимодействием атмосферы, океана и суши. По этой причине граница океан—литосфера в пределах шельфа имеет целый ряд как типично континентальных, так и типично атмосферных черт. Применительно к задачам гидрогеологии это обстоятельство можно расшифровать следующим образом.

1. В пределах континента формируются определенные гидрогеологические условия (водоносный горизонт или комплекс с присущими им полями давления, температуры, химическим составом, областями питания и разгрузки).

2. Эти условия генерируют совершенно конкретный гидрогеологический сигнал на поверхности литосферы в области шельфа.

3. Под действием водных масс шельфа этот сигнал существенно искажается (меняется его химический облик, температура, динамические характеристики).

4. Водные массы шельфа, имея безусловные черты вод открытого океана, перемещаются не сами по себе. Их стратификация и структура определяются атмосферными процессами.

Таким образом, если гидрогеологический сигнал на шельфе можно представить как некоторый параметрический образ, то следует иметь в виду, что по сравнению с чисто континентальными условиями число параметров, описывающих и формирующих его, не только возрастает количественно, но усложняется и качественно.

Окна фильтрации, которые в основном контролируют внешний вид гидрогеологического поля на шельфе, могут быть чрезвычайно мобильны, меняя свое положение буквально от шторма к шторму. Конечно, их структурная геологическая основа так быстро не меняется, но меняются наносы, как правило, перекрывающие их (по типу осадков, по их мощности, форме, слоистости и т. д.). Поэтому говорить о гидрогеологии шельфов, не рассматривая вопросов литодинамики, просто нельзя. На гидрогеологическую ситуацию в области шельфа (и прилегающей суши) большое влияние оказывают приливы и отливы, штормы, периодические течения. Все эти явления надо не только учитывать при создании гидрогеологии шельфовых областей, но и найти им место в моделях, определить форму параметризации, включить их в гидрогеологические системы.

Геологическое строение поверхности шельфов и литодинамика наносов на ней обобщены во многих публикациях. По существу, они и определяют гидрогеологический облик этой пологой поверхности, который может быть охарактеризован фильтрационными свойствами пород верхней части разреза, химией и температурой придонных слоев морской воды, особен-

ностями иловых вод. В целом можно сказать, что общая геологическая обстановка в пределах шельфов свидетельствует о возможности их активного гидрогеологического функционирования. Здесь можно ожидать как разгрузку подземных вод, так и проникновение морских вод в пределы водоносных горизонтов и комплексов.

Континентальные склоны как гидрогеологическая граница изучены значительно хуже шельфов. Однако для общей характеристики информации по ним, вообще говоря, достаточно. Мы знаем, что около 60 % донных осадков здесь представлены алевритовыми и глинистыми илами, около 25 % — песком, обнажения коренных пород и гравий занимают приблизительно 10 % площади, на остальной территории находятся ракушечники и карбонатные илы. Морфология этих поверхностей значительно сложнее шельфовых. Достаточно обратиться к литературе по бордерлендам, аккумулятивным шлейфам континентальных подножий, краевым плато, каньонам. Но главное отличие этой части границы от шельфовой заключается в том, что континентальный склон — это уступ, который срезает все шельфовые структуры. Если в пределах шельфа слои осадочных пород (по крайней мере, образовавшихся после опускания этих территорий) практически параллельны морскому дну, то по отношению к поверхности уступа континентальной террасы они залегают с угловым несогласием. Можно сказать, что водоносные горизонты на уступе террасы выклиниваются.

Иными словами, если бы от нас потребовали в пределах континентальной террасы гидрогеологически типизировать границу океан—литосфера, то первое, что мы могли бы уверенно сделать — это разделить ее на две части (шельф и склон), исходя не столько из морфологических, сколько из структурных соображений.

Даже сказанного достаточно, чтобы понять, что граница в пределах уступа намного сложнее границы в пределах шельфа и, вероятно, значительно активней. Представьте себе срез разнообразных пород, многочисленные контакты, все это может быть перекрыто плащом молодых осадочных, а в ряде случаев и магматогенных образований, разбито сложной системой сбросов, рассечено каньонами, перемежается с краевыми плато, окаймляется аккумулятивным шлейфом и т. д.

Так обстоит дело с верхней границей объекта наших исследований. Она оказалась внешней для системы вода-порода, а потому пространственно и физически легко определимой. Нижняя граница является внутренней, и ее положение сразу перестает быть очевидным. Система вода-порода существует не только в объеме континентальной террасы, а значительно глубже. К ней можно причислить кору и литосферу, астеносферу и, возможно, подастеносферные слои. Где же заканчивается наша подсистема?

Ко всякой внутрисистемной границе может быть предъявлено по крайней мере два требования: 1) она должна очерчивать область какой-то специфической структуризации и 2) должна быть определимой современными методами. Иными словами, недостаточно сформулировать принцип членения целого, нужно еще показать, как это осуществить. Например, за нижнюю границу литосферных плит принимается изотерма, соответствующая солидусу, а физический статус литосферы основывается на реологических характеристиках [96]. Положение же солидуса может быть определено различными методами: по тепловому полю, сейсмическими измерениями, исследованием упругих деформаций плит. Разумеется, такие оценки оказываются приблизительными и неоднозначными, но они позволяют от идеи перейти к их реализации.

В региональной гидрогеологии основным принципом выделения водоносных горизонтов и комплексов является петролого-структурный, отражающий как микро-, мезо-, так и макроструктуризацию подсистем. Безусловно, что пористые среды определяют иной уровень внутренней организации, чем трещиноватые и карстовые, в магматических породах взаимодействие воды со средой отличается от взаимодействия в осадочных толщах и т. д. Этот уровень организации можно назвать мезоструктуризацией. Очевидно, что она влияет и на микроструктуризацию, т. е. взаимодействие на молекулярном и ионном уровне. Складчатость, ее характер, интенсивность, тип определяют макроструктуризацию подсистем ~~вода-порода~~. Петролого-структурный принцип в гидрогеологии хорошо верифицируется и выдержал проверку в теории и практике. По-видимому, его можно применить и для установления нижней гидрогеологической границы континентальной террасы.

Начнем с окраин материков атлантического типа. Известно, что их отличает платформенный режим развития, сформировавшийся повсеместно к мезозойскому времени [17]. Все домезозойские структуры срезаются склоном континентальной террасы и являются прямым продолжением, внешней частью материковых тектонических конструкций. Иными словами, эти структуры образовались до возникновения современных шельфов. Можно считать, что к этому моменту в домезозойских образованиях уже сложился некий материковый тип структуризации ~~вода-порода~~. Скорее всего, он относился к платформенному образцу, но главное, что он был дошельфовым. В мезозое окраины материков начинают опускаться. В различных районах датировки этого события, разумеется, не совпадают, на одних участках опускание возникло раньше, на других позже, но во всех случаях оно фиксируется после палеозоя. Его геологические следы обнаруживаются в виде размытой поверхности

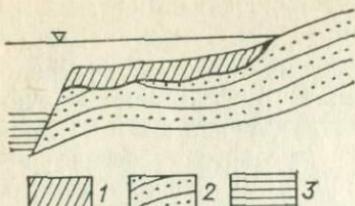


Рис. 1.2. Иллюстрация гидрологических границ континентальной террасы.

Типы структуризации системы вода — порода: 1 — шельфовая, 2 — дошельфовая, 3 — океаническая.

домезозойского фундамента, на которой спокойно залегают мезозойские осадки. Принципиальная схема соотношения дошельфовых\* и современных шельфовых структур показана на рис. 1.2. На окраинах материков тихоокеанского типа выделить шельфовую подсистему вода — порода, по-видимому, трудней. Однако, известно, что и здесь начало затопления окраин датируется мезозоем и поверхность размыва мезозой—домезозой фиксируется.

Вероятно, эту поверхность и следует принимать за нижнюю гидрологическую границу континентальных террас. Она отделяет чисто шельфовую структуризацию системы от дошельфовой и прослеживается геологическими и геофизическими методами.

#### НАИБОЛЕЕ ОБЩИЕ СВОЙСТВА ГРАНИЦ

Мы часто сетуем на слабую гидрологическую изученность тех или иных территорий на суше, а изученность шельфовых областей и вовсе ничтожна, не говоря уже о том, что многие данные по буровым скважинам и геологическим съемкам не опубликованы и мало доступны для широкого круга специалистов. При таком положении дела задача написать гидрологию шельфовых областей даже в форме введения выглядит весьма трудной, больше того, ее можно было бы даже назвать невыполнимой, если предполагать традиционный для геологии путь решения, при котором теоретические выводы являются результатом логических умозаключений на основе натурных данных. Такие построения, по существу, представляют собой аксиомы индукции, поскольку возникают в процессе как бы подстановки всех известных сведений в очевидную или интуитивно выбранную форму. В гидрологии примером таких аксиом может служить идея вертикальной гидрохимической зональности, в геологии — утверждение о покровных материковых оледенениях, в геохимических методах поисков — мысль об ореолах рассеяния и т. д. Дедуктивные схемы, полученные из таких аксиом, называют теориями. На основе теорий строят модели, которые используют для объяснения геологических явлений, прогноза и управления.

\* Имеется в виду современный шельф.

3262

Подобный подход, опиравшийся исключительно на эмпирический базис, был характерен для классического этапа развития геологии. Однако эмпирические факты оказались не свободными от теоретической нагрузки не только в смысле интерпретаций, но и в смысле восприятия. Поэтому одни лишь натурные данные являются не вполне надежной основой для получения нового знания. Их роль часто переоценивается и гипнотизирует многих исследователей, не вникающих в природу той информации, которую они используют. Для сегодняшней геологии это обстоятельство является особенно наглядным. Достаточно вспомнить споры фиксистов и мобилистов, когда одна и та же информация трактуется, а иногда и понимается совершенно по-разному (например, данные об увеличении абсолютного возраста и мощности осадков океана в направлении от срединных хребтов к периферии). По существу, здесь идет речь о двух конкурирующих концепциях, для проверки которых в принципе не может быть предложен какой-либо критический эксперимент [107]. По мере развития дискуссии, преимущества получит та из них, которая, вводя для своего спасения новые допущения и модификации, останется научной, т. е. сохранит объясняющую и предсказательную силу (высокую информативность), хотя бы и в ущерб интерпретативной способности. Для этого всякая вновь вводимая вспомогательная гипотеза должна иметь не только следствия, объясняющие затруднительные для данной концепции факты, но и следствия, которые бы выходили за рамки связей этих фактов с данной теорией. Такой путь определяет естественное развитие теории, утверждая ее принципиальную незавершенность и фальсифицируемость. Если же вспомогательные гипотезы вводятся только для согласования теории с трудными фактами и способствуют лишь ее верификации, они губят ее, хотя и создают видимость благополучия.

Здесь мы попытаемся сформулировать наиболее общие принципы гидрогеологического строения шельфовых областей, опираясь на нетрадиционный вариант гипотетико-дедуктивных построений, в основе которых лежит «теоретический объект, обладающий некоторым существующим до эмпирической интерпретации смыслом» [107, с. 32]. Небольшой объем гидрогеологической информации по шельфовым областям не позволяет рассчитывать на индуктивное постулирование какой-либо «чисто шельфовой» идеи. Использование существующих «континентальных» аксиом, таких как зональность, гидрогеологическая структура, не создает надежных предпосылок для верификации и фальсификации возможных дедуктивных схем. В этих условиях нужна какая-то идея высокой степени общности, которая бы стояла над «континентальным» и «океаническим» мышлением. Наиболее целесообразно такие идеи искать среди представлений, касающихся строения гидросферы как геологии

ческой системы, поскольку шельф является частью одной из ее составляющих — системы вода=порода.

Однако выбор такой «надшельфовой» идеи в качестве поступата для построения объективной гидрогеологической концепции шельфовых областей является актом хотя и необходимым, но недостаточным. Следует в будущем выработать строгую, отвечающую основным законам природы систему правил, которая бы позволила построить вполне научную дедуктивную схему, отвечающую поставленной задаче.

Пока же обратимся к наиболее очевидным и относительно хорошо изученным внутренним границам гидросферы, чтобы, отыскав для них общее в строении и свойствах, постулировать это общее на все границы гидросферы, а значит, и на гидрогеологические границы континентальных террас.

*Океан—атмосфера.* Эта граница в экспериментальном и теоретическом отношении исследована, пожалуй, значительно лучше всех остальных. Миграция влаги через нее связана в основном с теплообменом, механизм которого В. В. Шулейкин рассматривает как работу разного рода тепловых машин [159, 160]. По существу, эти машины отражают различные уровни структуризации гидрометеорологических потоков, причем чем совершеннее их структурная организация, тем интенсивнее тепломассообмен, тем более четко виден дискретный характер силового и теплового взаимодействия, который проявляется в дырчатой структуре (по физическим параметрам) самой границы. Региональные дырки могут быть связаны с термобарическими сейшами, которые не только обеспечивают обширные проникновения одной реологической среды в другую, но способствуют активному горизонтальному перемешиванию. Локальные разрывы формируются ураганами, а динамика вихрей Ленгмюра и холодной пленки океана обеспечивает появление микроразрывов. Анализ всего этого материала показывает, что в основе планетарного функционирования границы океан—атмосфера заложен дискретный (дырчатый) принцип взаимодействия. Хотя в геометрическом смысле ее можно назвать сплошной, по своему физическому состоянию она дискретна.

*Поверхностные воды суши—атмосфера.* Дискретность этой границы хорошо проявлена в ее геометрических особенностях, которые могут быть охарактеризованы через густоту речной сети и обводненность территории.

*Суша—оcean.* Эта граница выражена как береговая линия, отделяющая сушу от океана. Дискретность функционирования ее очевидна, поскольку устье всякой реки можно рассматривать как разрыв границы. На протяжении геологической истории береговая линия испытывает постоянное перемещение, меняет форму и протяженность. Через ее разрывы в течение года происходит более или менее равномерный выброс воды в океан, на фоне которого возникают периодические весьма активные вы-

бросы, по объему обычно значительно превышающие средний суммарный сток. Это как бы кванты стока.

*Границы в атмосфере.* Они имеют иное физическое выражение, чем границы на поверхности Земли, и на много порядков мобильнее по своей изменчивости.

В пределах тропосферы за такие границы можно принять известные ярусы облачности. Все облачные образования демонстрируют дырячий характер этих границ и их статистическую сущность. Облако — это зона конденсации водяного пара, возникающая на пути его передвижения от поверхности Земли. Каждое облако выполняет запрещающие функции, оно как бы останавливает поток влаги. Между облаками для потока пара остается свободное пространство, выполняющее функции разрешающих дырок. Сложная и динамическая структура облачных скоплений создает внешнее впечатление структурной хаотичности облачных границ. Но это кажущееся впечатление. Структурные преобразования облачных полей подчиняются определенным закономерностям, поддаются прогнозу и в ряде случаев даже управлению.

Изучение общих закономерностей циркуляции в тропосфере показало, что тропопауза (как ее верхняя граница и одна из внутренних границ гидросферы) имеет сложное листообразное строение и разрывы.

Страто- и мезопаузы исследованы значительно хуже тропопаузы, однако на вопрос о существовании в них разрывов можно ответить положительно. Об этом свидетельствуют результаты ракетного зондирования атмосферы, которое зафиксировало струи вертикальной циркуляции до высот 30—140 км [23], и анализ перестройки поля температуры и геопотенциала до высот 50—60 км [41].

*Границы в тектоносфере.* Достижения геологии в изучении тектоносферы и мантий, а также гидрофизических зон Земли позволяют выделить три наиболее крупные квазизамкнутые группировки вод в системе вода-порода: воды литосферы, астеносферы и подастеносферной мантии.

Литосфера представляет собой сферическую плиту, и воды находятся в ней главным образом в трещинах и порах и лишь частично являются одной из фаз магматических расплавов. У верхней границы литосферы преобладают воды метеогенного происхождения, у нижней — мантийного. В центральных же областях основная часть вод образуется, вероятно, *in situ*, и в этом проявляется структуризация верхней части подземной гидросферы в самостоятельную квазизамкнутую мегагруппу. Генеральным процессом этой структуризации может быть метаморфизм горных пород. В опускающихся блоках происходит освобождение физически связанных вод и дегидратация минералов — возникает своеобразный как бы поток снизу вверх; в поднимающихся блоках в силу их разуплотнения и уменьшения

внутрипорового давления, а также благодаря гидратации минералов возникают как бы потоки сверху вниз. Таким образом происходит процесс, напоминающий перемешивание.

Измеренные геофизическими методами свойства астеносферы современная геология связывает с состоянием частичного плавления мантийного вещества, квазистойчивость которого может быть обусловлена только присутствием воды. Существование астеносферной мегагруппы подземных вод принципиально отличается от мегагруппы литосферы. В литосфере вертикальное движение блоков плиты и генерируемого их движения как бы потоков воды не совпадают по направлению, в астеносфере же криповая конвекция является общей для воды и вмещающей среды, поскольку вода растворена в определенных составляющих среды.

Как выглядит структуризация мегагруппы подземных вод, находящейся в подастеносферной мантии, сказать трудно. Можно только предполагать, что если переходная зона химически однородна и реологически пластична, то воды в ней распределены более или менее равномерно, и структуризация мегагруппы повторяет структуризацию всей переходной зоны, раздленной глубинными разломами (до 700—800 км) на крупные блоки. Выделенные мегагруппы охватывают воды с различными физическими свойствами. Гидрофизические границы в определенных зонах имеют резкое угловое несогласие с границами мегагрупп, что, вероятно, и определяет функционирование и существование подземной гидросферы. В этих зонах и происходят разрывы физических границ, благодаря которым отдельные мегагруппы взаимодействуют между собой и создается то, что формирует единство гидросферы, ее целостность как системы.

Изучение внутренних границ гидросферы привело нас к некоторым общим выводам о ее устройстве и функционировании. Земля как некая физическая система стремится уменьшить свою внутреннюю энергию и произвести работу. В соответствии с принципом минимальной диссипации [146] наиболее выгодный для этого путь — конвективная форма теплопередачи. Чтобы она была возможной, передающие тепло среды должны обладать достаточно низкой вязкостью. Для вещества мантии приобретание таких свойств гарантируется присутствием воды, в литосфере и на ее поверхности конвективный вынос тепла осуществляют сами воды, в атмосфере — воздушные массы определенной влажности.

Итак, наиболее эффективный теплоперенос на планете Земля, по-видимому, происходит обязательно с помощью воды или при ее участии. Это свойство гидросферы обеспечивать самый высокий к. п. д. геологической тепловой машины можно назвать *фундаментальным*. Оно определяется способностью воды к коллективной структуризации, по типам которой гидросфера расчленяется на квазизамкнутые группы разных порядков.

Теплоперенос в группах происходит под действием внутреннего градиента, но все группы находятся в поле  $pT$  с единственным, общим для них всех энергетическим градиентом, контролируемым внешними, возможно, даже внегалактическими процессами. Поэтому границы групп периодически разрываются, в них возникают дыры и как результат ломки границ происходит выравнивание внутренних градиентов до соответствия с внешним.

Континентальная терраса как гидрогеологическая подсистема литосферной мегагруппы системы вода-порода и часть общеземной тепловой машины, безусловно, отражает черты общего устройства гидросфера и ее внутренних границ. Как начало гидрогеологического изучения континентальных террас можно предложить два постулата.

1. В пределах континентальной террасы система вода-порода стремится выработать некоторую собственную коллективную структуризацию, обособиться от общей системы, самоизолироваться. Благодаря процессам, реализующим эту тенденцию, возникают внешние границы нашей подсистемы, которые выполняют запрещающие функции. Речь идет о том, что внутри подсистемы формируется определенное структурное равновесие, а это значит, что сглаживаются собственные силовые градиенты.

2. В итоге все меньше освобождающейся (согласно второму закону термодинамики) внутренней энергии подсистемы расходуется на структурные процессы. Излишки ее постепенно накапливаются и, переходя в кинетическую энергию, разрушают на некоторых участках внешние границы подсистемы, вырываются за ее пределы, совершая те или иные граничные процессы (границы выполняют разрешающие функции).

Очевидно, что открытие границ нарушает структурное равновесие (точнее — состояние, близкое к нему), внутренняя энергия вновь начинает расходоваться на его воссоздание и т. д. Запасы же внутренней энергии пополняются извне, благодаря аналогичному функционированию соседних подсистем. Теперь посмотрим, какие же процессы в основном протекают на границах континентальной террасы как гидрологической подсистемы.

### 3. Принципы описания граничных процессов на шельфе

ПОСТРОЕНИЕ МОДЕЛИ  
ПЕРЕМЕЩЕНИЯ НАНОСОВ  
И ДЕФОРМАЦИИ ДНА  
В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ

Наиболее активной в геологическом и гидрогеологическом отношении является внешняя часть шельфа, прилегающая к суше. Она изучена значительно лучше, чем другие границы,

поскольку относительно доступней для исследований и освоения. Авторам несколько лет пришлось заниматься этой зоной в связи с решением довольно сложных народнохозяйственных задач. На базе выполненных работ возникли оригинальные модельные представления о перемещении наносов и деформациях дна, с которых мы хотим начать рассмотрение граничных процессов. Мы обратились к этому как будто бы не гидрологическому вопросу, к тому же весьма и весьма конкретному относительно региона, по следующим причинам.

1. Наши представления сформировались, вообще говоря, на уникальных наблюдениях — многолетних режимных и кондиционных исследованиях, проведенных на одном и том же участке, который, пожалуй, можно назвать экспериментальным полигоном.

2. Полученная схема оказалась весьма общей, настолько общей, что появилась возможность результаты частного эксперимента сравнить с системной гидрологической схемой всей континентальной террасы и подойти к ее гидрологической модели.

Итак, вначале о наносах и морфологии дна береговой части шельфа.

#### ЭЛЕМЕНТЫ И ГРАНИЦЫ ПРИБРЕЖНОЙ ОБЛАСТИ ШЕЛЬФА

К материальным элементам этой области следует отнести минеральные наносы, представленные различными грунтами от суглинков до галечников, щепу\* и воду. В результате их взаимодействия возникает еще один, как бы дочерний элемент — поверхность наносов, морфология которой играет чрезвычайно важную роль при воздействии воды на дно. Благодаря этой поверхности область нашего исследования можно назвать геодинамической субсистемой, относящейся к числу граничных и развивающейся в результате прямого взаимодействия двух колossalных систем, океана и литосферы. Материальные элементы этой субсистемы характеризуются различными показателями, которые рассматриваются в многочисленных публикациях по мелкому морю и литодинамике.

По характеру взаимодействия океана и литосферы в прибрежной области могут быть выделены по крайней мере три зоны:

- 1) глубокая, где движение наносов непосредственно не зависит от волнения;
- 2) средняя, где энергия волны передается на дно;

\* Переработанные волнением и движением песчано-галечного материала обломки древесины (обычно игольчатой формы и диаметром сечения от долей миллиметра до нескольких миллиметров).

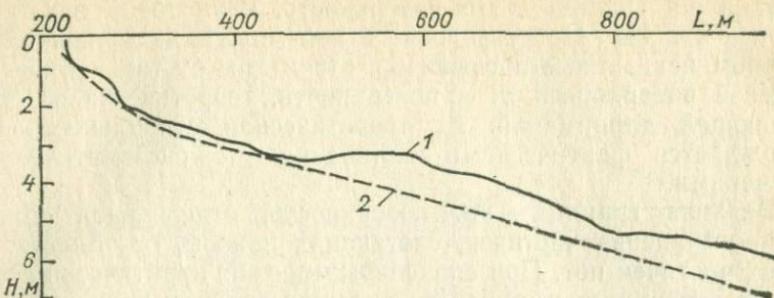


Рис. 1.3. Профиль подводного склона (1) и положение нулевой поверхности (2).

3) мелкая, в которой происходит разрушение волны (зона прибоя).

Первая задача исследований заключается в выделении этих подзон и получении критерия для контроля за их перемещением при изменении условий на границе океан—атмосфера. Наши работы охватывали две последние зоны, которые достаточно четко разделились по данным гранулометрического анализа наносов. Зона прибоя отличалась высокой неоднородностью и относительно большими значениями медианных диаметров  $Md$ . При этом коэффициент неоднородности  $K_h$  и величина  $Md$  менялись синхронно, т. е. рост одной из характеристик сопровождался увеличением другой. В зоне средних глубин эти величины изменялись асинхронно. В качестве критерия контроля использована дискриминантная функция, построенная по показателям механического и химического состава наносов (всего было учтено 20 признаков). Кроме того, при построении функции учитывались глубина взятия пробы, уклон дна, ориентация изобаты относительно сторон света и угол подхода вектора фронта волны к изобате в точке взятия пробы.

Сравниваемые множества были представлены различным количеством точек: зона прибоя 38, зона, в которой энергия волны передается на дно, 177. Задача была решена на БЭСМ-4. Полученный порог дискриминанта составил 19,1201. Множества разделились очень четко. Эмпирический риск распознавания объектов первой зоны составил 5,26 %, а второй 0,56 %. Разумеется, что с помощью полученной дискриминантной функции для всякой новой пробы, взятой после смещения зон, может быть определена ее принадлежность к какой-либо из рассмотренных совокупностей. Таким образом, внутренняя граница нашей субсистемы определена с помощью кривых  $Md(x)$ ,  $K_h(x)$  ( $x$  — координата, направленная от линии берега в сторону моря), а качество ее выделения установлено с помощью дискриминантного анализа. По своему смыслу это граница генетическая, так же как и береговая линия.

Нижняя граница — это поверхность, на которой лежат активные наносы. Представление о ней может дать рис. 1.3, на котором показанные превышения отсчитаны от так называемой нулевой поверхности, т. е. поверхности, теоретически не испытывающей деформаций. Ее теоретическая стабильность подтверждается фактическими наблюдениями — систематическими промерами.

Верхняя граница — это поверхность, отделяющая область распространения частиц, слагающих наносы, от области, где таких частиц нет. При спокойном море она практически совпадает с поверхностью морского дна, при сильном волнении — перемещается вверх и несколько упрощается по форме. При штормах она может достигать поверхности воды и тогда, по существу, совпадает с границей океан—атмосфера (в прибрежной зоне).

#### ВНУТРЕННИЕ СВЯЗИ И МЕХАНИЗМ ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ

В организации внутренних связей между выделенными элементами исключительная роль, по-видимому, принадлежит изобатам. Для ее выяснения было выполнено несколько операций: проведен анализ зависимости затухания содержаний мелкопесчаной фракции наносов от ориентации изобат, сделан факторный анализ и оценена эрозионно-аккумулятивная активность изобат по данным промерных работ.

Результаты первой операции позволили сделать ряд выводов (рис. 1.4—1.7).

1. Во всех случаях, кроме полосы изобат 2—3 м, связь величин  $y$  и  $x$  обратно пропорциональная как для множеств, так и для парных зависимостей. Это свидетельствует о том, что малые углы подхода вектора фронта волны к изобатам определяют аккумуляцию фракции с диаметрами 0,25—0,1 мм, а большие — ее потери (вероятно, процесс эрозии). Причем наибольшая создаваемая дифференциация такого рода на глубинах более 4 м, особенно в полосе 6—7 м. Таким образом, можно ожидать, что роль изобат как линий тока наносов с глубиной возрастает (во всяком случае, в пределах нашего полигона).

2. До глубины 4 м величины  $h$ ,  $i$ ,  $\beta$  делают связь  $y=f(x)$  более резкой. Поскольку параметр  $\beta$  характеризует пространственную ориентацию изобат по странам света и идентичен по смыслу функции  $y$ , его влиянием на зависимость  $y=f(x)$  можно пренебречь. Величина  $h$ , по-видимому, мало сказывается на характере этой зависимости, так как изменение ее в полосе между двумя изобатами, проведенными через 1 м, невелико. Следовательно, дифференциация в распределении мелкопесчаной фракции вдоль изобат существенно усиливается при увеличении уклона дна.

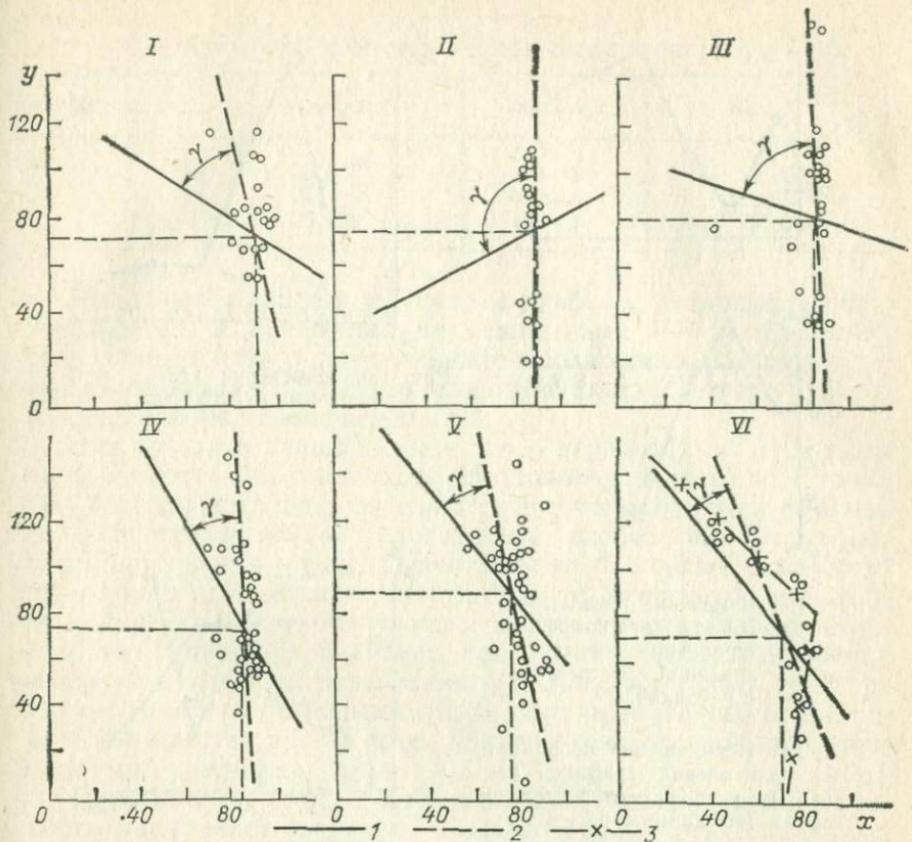


Рис. 1.4. Зависимость содержания мелкопесчаной фракции наносов  $x$  (0,25–0,1 мм) от ориентации изобат по отношению к нормали и фронту волны.

Глубины, м: I—1—2, II—2—3, III—3—4, IV—4—5, V—5—6, VI—6—7.

$y$  — угол между нормалью к фронту волны и касательной к изобате в точке взятия пробы (угол отсчитывается от нормали по часовой стрелке; фронт волны принят параллельным генеральному простираннию береговой линии).

I — уравнение множественной линейной регрессии  $y=f(x)$  по пяти переменным (с учетом глубины  $h$ , уклона дна  $i$ , ориентации изобаты — азимута касательной к изобате в точке опробования  $\beta$ ).

Уравнения вида  $y=a+bx$  получены на БЭСМ-4 (по программе ВСЕГЕИ).

I —  $y=130 - 0,536x$ ,  $\sigma=1,605$ ; II —  $y=30,5 + 0,495x$ ,  $\sigma=3,077$ ; III —  $y=106 - 0,306x$ ,  $\sigma=3,308$ ; IV —  $y=225 - 1,74x$ ,  $\sigma=3,171$ ; V —  $y=184 - 1,25x$ ,  $\sigma=2,556$ ; VI —  $y=162 - 1,26x$ ,  $\sigma=2,705$ ;  $\sigma$  — стандартное отклонение:

2 —  $y=\Phi(x)$  — простая линейная зависимость; 3 —  $y(x)$  — зависимость, учитывающая резкое изменение коэффициентов линейного уравнения.

$\gamma$  — угол между графиком множественной линейной регрессии  $y=f(x)$  и графиком простой аппроксимации  $y=\Phi(x)$ .  $y$ ,  $^\circ$ : I — 45, II — 115, III — 70, IV — 24, V — 25, VI — 20. Координаты точек пересечения графиков  $y=f(x)$  и  $y=\Phi(x)$

$x$	$y$	Глубина, м	$x$	$y$	Глубина, м
90	72	1—2	84	72	4—5
88	74	2—3	76	90	5—6
84	80	3—4	70	72	6—7

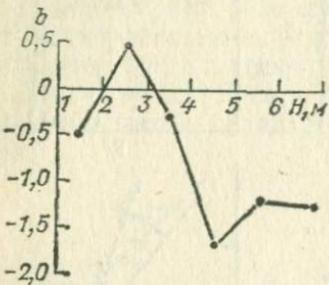
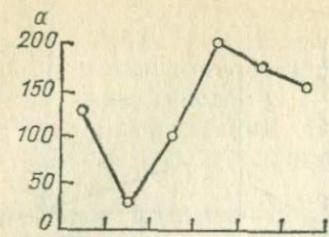


Рис. 1.5. Изменение начальной ординаты  $a$  и углового коэффициента  $b$  уравнений множественной линейной регрессии с глубиной.

Рис. 1.7. Перемещение координат точек пересечения графиков  $y=f(x)$  и  $y=\varphi(x)$  относительно изобат (по данным рис. 1.4).

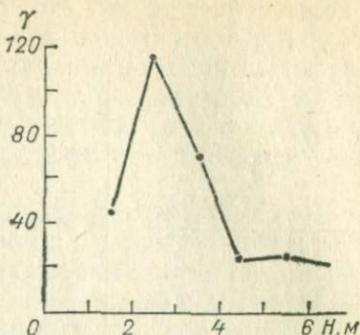
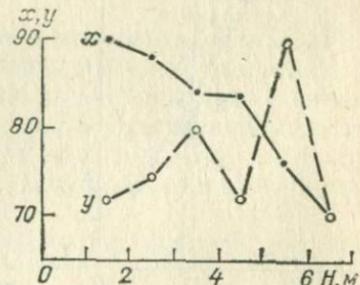


Рис. 1.6. Изменение угла  $\gamma$  при увеличении глубины  $H$ .



3. Полоса глубин 2—3 м является как бы аномальной. Здесь распределение мелкопесчаной фракции индифферентно по отношению к ориентации изобат. Эта аномальность проявляется в изменении углового коэффициента и начальной ординаты в уравнениях регрессии. В этой же полосе уклон дна наиболее сильно влияет на зависимость  $y=f(x)$  [наибольшее отклонение линии множественной регрессии от простой зависимости  $y=\varphi(x)$ ]. Судя по промерным работам, это связано с довольно резким свалом глубин и внутренней границей наших подсистем 2 и 3, т. е. с границей зоны прибоя.

4. Точки пересечения графиков  $y=f(x)$  и  $y=\varphi(x)$  характеризуют область, где уклон дна практически не влияет на зависимость  $y=f(x)$ . Можно отметить, что по мере увеличения глубины содержание мелкопесчаной фракции для этих точек закономерно уменьшается.

Проведенный с множеством из 24 признаков  $R$ -факторный анализ показал, что интенсивность процессов, происходящих в межизобатных полосах, меняется с глубиной (табл. 1.1).

Таблица 1.1  
ИЗМЕНЕНИЕ ФАКТОРНЫХ НАГРУЗОК ПО ИЗОБАТАМ

Изобаты, м	Нагрузки	Изобаты, м	Нагрузки
1—2	20,023	4—5	19,087
2—3	21,138	5—6	22,645
3—4	20,778	6—7	23,086

Выделяются как бы две полосы наиболее активных изобат: 2—3 и 6—7 м, при минимуме между ними 4—5 м. Вероятно, речь должна идти о двух относительно мощных потоках наносов, выделяющихся по своей активности (хотя и не очень сильно) на общем фоне перемещения.

Эти потоки отличаются тем, что в первом (2—3 м) наносы передвигаются без заметного образования групп, во втором (6—7 м) такие группы выделяются достаточно четко и обусловлены пространственной ориентацией изобат по отношению к вектору фронта волны. Ориентация изобат также определяет их активность по протяженности. Так, за штормовую ситуацию первой декады сентября участки изобат северо-западного простирания потеряли в 5—10 раз больше материала, чем участки северной и западной ориентации. За период же 13—20 сентября 1974 г. наиболее активными стали участки западного простирания, получившие в 2—3 раза больше наносов, по сравнению с другими участками (табл. 1.2).

По-видимому, шторм, стремясь выработать нулевую поверхность, уничтожает скопления наносов там, где они создают положительные деформации. Этот процесс протекает наиболее активно на участках, ориентированных к вектору фронта волны под углом, близким к прямому. При слабом же волнении на таких участках возникают аккумулятивные формы.

Анализ результатов промеров и грунтовых съемок позволил сделать два принципиальных вывода общего порядка о перемещении наносов.

1. Спокойное волнение приводит к упрощению механического состава наносов, создавая более или менее равномерное поле в основном супесчаного и суглинистого состава, и формирует сложные аккумулятивные структуры дна.

2. Штормовое волнение свыше 4 баллов разрушает эту относительную однородность вещественного состава и приводит к упрощению морфологии дна, стремясь сделать ее энергетически уравновешенной.

Эти выводы приводят к идее геодинамического цикла, под которым следует понимать всю совокупность процессов, обуславливающих перераспределение наносов и деформацию дна за некоторый условный штормовой период, условный в том

Таблица 1.2

## ХАРАКТЕРИСТИКА ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНОЙ АКТИВНОСТИ ИЗОБАТ РАЗНОЙ ОРИЕНТАЦИИ ПО ДАННЫМ ПРОМЕРНЫХ РАБОТ

Направление	Изобаты, м	Объем структур, м <sup>3</sup>
Северное	2—3	4000/5360
	3—4	4300/3620
	4—5	2400/1370
	5—6	—2000/2600
	6—7	—550/1900
	7—8	—1300/2250
Западное	3—4	5300/
	4—5	—11 400/4320
	5—6	—9400/9120
	6—7	5400/6560
	7—8	2600/4780
Северо-западное	3—4	—63 000/5300
	4—5	—38 600/1472
	5—6	—43 400/1496
	6—7	—57 000/1624
	7—8	—/2640

Примечание. В числителе дан объем структур за период с 28 августа по 13 сентября 1974 г., в знаменателе с 13 по 20 сентября 1974 г.

смысле, что под ним не подразумевается какой-либо конкретный или средний шторм, а имеется в виду такое волнение, которое создает максимальное упрощение поверхности дна и максимальное усложнение вещественного состава наносов. Прекращение волнения меняет картину на обратную: вещественный состав наносов упрощается, а морфология дна за счет появления аккумулятивных форм снова становится сложной.

Иными словами, геодинамический цикл описывает процесс постепенного возбуждения и последующего снижения активности граничной области океан—литосфера в зонах 2 (средней) и 3 (мелкой). Этот цикл может быть изображен серией грунтовых карт в сочетании с картами промерных работ.

Существование цикличности в механическом составе наносов и деформациях дна, вообще говоря, следовало ожидать. Действительно, воздействие на поверхность океана климатических факторов циклично. Функционирование рек как основных поставщиков терригенного материала циклично, смена штормовых и штилевых ситуаций на море, направление волнений, периодические течения, приливы и отливы — тоже цикличны. А ведь под действием всех этих причин наносы формируются и перемещаются. Разве их перенос может быть не цикличным? Положительный ответ очевиден. Но простое утверждение цикличности дает очень мало с точки зрения информации. Надо

еще знать, как эта цикличность проявляется, через положительные или отрицательные градиенты и как ее лучше параметризовать.

С этой целью проведена статистическая проверка степени изменчивости промерных матриц и карт механического состава наносов. Изменчивость оценивалась по коэффициенту вариации и дисперсии (для каждой матрицы и генеральной совокупности) основных признаков: отметок дна, коэффициенту неоднородности механического состава и содержанию мелкопесчаной фракции. Рассмотренные связи статистических показателей с волнением и количеством атмосферных осадков, выпавших на побережье за месяц, предшествующий измерениям на полигоне (как косвенной характеристике интенсивности твердого стока с прилегающей суши), подтвердили выводы, полученные на основании сравнения промерных и грунтовых карт. Коэффициенты корреляции и корреляционные отношения оказались достаточно высокими (0,6—0,9).

Мы говорим о существовании циклов деформаций дна по морфологическим и механическим (составу) признакам. Надеемся, что читатель не осудит нас за такую вольность, поскольку речь идет о модельных, т. е. теоретических представлениях, хотя реальная ситуация, разумеется, лишь квазициклична.

Фронт волны обычно разворачивается параллельно основному простианию береговой черты, вектор его может подходить к изобате под разными углами  $\alpha$ . Очевидно, что при прочих равных условиях наименьшее сопротивление волна будет испытывать при  $\alpha=0^\circ$  (или  $180^\circ$ ) и наибольшее при  $\alpha=90^\circ$ . Кроме того, чем сильнее этот угол отличается от прямого, тем активнее индуцированное фронтом вдольизобатное течение. Таким образом, от угла  $\alpha$  зависит скорость, а иногда и направление вдольизобатных течений, что, безусловно, является одной из важных причин возникновения групп транспортируемых частиц. На участках повышенных скоростей ширина их потока меньше, а мощность больше, чем на участках с пониженными скоростями. Изгибы изобат могут быть такими, что вдольизобатные течения являются встречными. В зоне столкновения этих течений группы частиц формируются наиболее быстро, что приводит к местным деформациям дна, и упрощает форму изобаты, несколько спрямляя ее, а значит, замедляя дальнейший рост группы. Деформации дна, вероятно, всегда направлены на стабилизацию групп, формирующихся в процессе перемещения наносов, и являются механизмом обратной связи, делающим этот процесс саморегулируемым.

Таким образом, задача заключается в том, чтобы установить центры как бы прикрепления деформаций, определяющих образ батиметрической и вещественной поверхности (наиболее характерные их черты). Иными словами, надо знать зоны, из которых развиваются частные деформации, приводящие

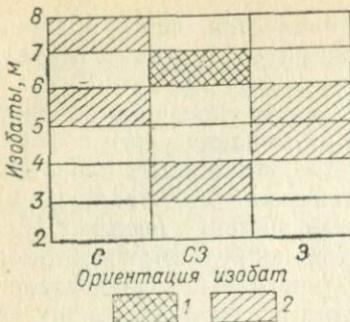


Рис. 1.8. Диаграмма расположения наиболее активно деформируемых зон.

Участки, на которых резко меняются эрозионные и аккумулятивные процессы:  
1 — выделены только по табл. 1.2; 2 — активность по табл. 1.1 и 1.2 совпадают.

к общему квазиклическому изменению морфологии дна и состава наносов всего участка. В нашем случае, если ориентироваться на данные табл. 1.1, 1.2, морфологический образ дна, например, можно изобразить в виде диаграммы, показанной на рис. 1.8. Эта диаграмма наводит на мысль о путях управления геодинамическим циклом, которое, по существу, заключается в том, чтобы изменить диаграмму-образ, добившись выгодного для нас расположения активных участков, не меняя самого цикла и соотношения статей баланса наносов. В пределах геодинамического цикла структуры морфологической и вещественной поверхности, характеризующих поле распределения наносов на том или ином участке, являются сопряженными, что отвечает одному из фундаментальных свойств математических групп. Упрощение одной поверхности приводит к усложнению другой, так что общий уровень полипараметрической организованности, по-видимому, остается постоянным. Изменить характер организованности системы, которая представляет собой группу, довольно сложно, и основная сложность здесь заключается в структурной консервативности. Именно сопряженность структур различных параметров и определяет ту буферность, которая создает консервативность. Разрушить эту консервативность нам, по-видимому, не дано — это закон природы, но использовать ее, безусловно, в наших силах.

Теперь можно говорить о функционировании геодинамической модели нашей субсистемы. Основой модели является геодинамический цикл. В структуре этого цикла выделяются две простые поверхности: вещественная и морфологическая, разобщенные во времени, но взаимно регулирующие друг друга. О второй поверхности мы уже говорили, а о первой может дать представление рис. 1.9 и табл. 1.3.

Нулевая поверхность вещественного состава имеет начальную деформацию, которой соответствует определенный рисунок изобат. Искривленность изобат может быть самой различной и не влияет на вещественную структуру поверхности. Эта поверхность возникает в период спокойного моря, когда переносятся только мелкопесчаные и глинистые частицы, покрываю-

Таблица 1.3

## РЕЗУЛЬТАТЫ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО И СПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА ГРУНТОВ

Расстояние от берега, м	Медианный диаметр $Md$ , мм	Коэффициент неоднородности $K_H = d_{45}/d_{10}$	Содержание, %	
			T1	Cr
67	0,070	1,42	0,6	0,10
114	0,070	1,56	0,5	0,10
195	0,072	1,33	0,4	0,08
260	0,069	1,46	0,5	0,08
325	0,070	1,59	0,5	0,08
390	0,068	1,70	0,4	0,06

ющие все дно как плащом. Появление областей наиболее активной их аккумуляции, вероятно, контролируется придонными течениями. Возможно, что здесь важную роль играют вдольизобатные течения, связанные с разложением вектора фронта волны на составляющие (рис. 1.9).

По такой схеме можно представить образование положительных аккумулятивных структур. По мере их роста первоначальные изобаты должны изгибаться, что препятствует развитию вдольизобатных течений, и наступает относительное равновесие вещественного состава наносов. Можно говорить, что структурная энтропия состава наносов увеличивается, а структурная энтропия рельефа уменьшается, делая его очень неустойчивым к воздействию внешней среды. Поэтому усиление волнения до штормового приводит к упрощению рельефа — его выравниванию почти до нулевой поверхности за счет поперек-

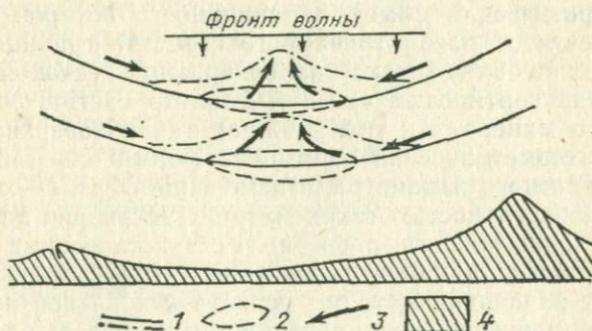


Рис. 1.9. Схема возможного образования групп переноса.

1 — изобата; 2 — группа переноса; 3 — направления интенсивного перемещения частиц;  
4 — суши.

изобатного переноса и эрозионного смыва. При этом структурная энтропия вещественного состава уменьшается, а морфологическая увеличивается.

Таким образом, наша модель описывает такой геодинамический цикл, который постоянно энергетически неуравновешен. Геодинамический цикл может служить хорошим примером к понятию коллективной структуризации. Его консервативность физически определена и управляет энтропийными законами. Любое внешнее воздействие уравновешивает одну составляющую, но при этом выводит из равновесия другую, создавая предпосылки для постоянного развития и изменения.

**ВОЗМОЖНОСТИ РЕАЛИЗАЦИИ МОДЕЛИ  
ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ЦИКЛА  
И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ОПИСАНИЯ  
ПРОЦЕССОВ НА ДРУГИХ ГРАНИЦАХ  
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ТЕРРАСЫ**

Выявление циклических деформаций морфологической и вещественной поверхностей границы океан—литосфера в береговой зоне шельфа и группового характера переноса материала позволяет говорить по крайней мере о двух видах реализации выдвинутых представлений.

Первую реализацию можно назвать алгоритмическим моделированием формообразования. По существу, это один из методов частного решения задачи по исследованию процессов формирования образа. Подробно эту задачу (постановку, теоретические основы, принципы построения алгоритма, применение) изложил, например, В. С. Файн [145]. Мы не станем здесь пересказывать содержание этой чрезвычайно интересной для геолога работы, укажем лишь на ее суть применительно к нашей литодинамической схеме.

Границу океан—литосфера в береговой зоне шельфа мы аппроксимируем как серию поверхностей, описываемых координатой  $z$ , физический смысл и размерность которой меняются в зависимости от рассматриваемого свойства границы. Например, это может быть отметка дна, содержание песчаной фракции, коэффициент сортировки, средний диаметр частиц, содержание какого-либо минерала и т. д. Каждая такая поверхность — это некоторый геометрический образ. Его форма описывается матрицей конкретного параметра, а изменение формы — определенной последовательностью таких матриц. Установив цикличность этой последовательности, проверив ее статистическими методами и найдя границы цикла, останется построить алгоритм, позволяющий от начальной матрицы перейти к конечной через контрольные промежуточные варианты. Если следовать разработкам В. С. Файна, то отыскание алгоритма связано с нахождением точек приложения деформирующих сил (центров развития частных деформаций) и установления закона их действия. В на-

шем случае такими точками, по-видимому, являются центры формирования квазизамкнутых групп перемещающихся наносов.

Очевидно, что в такой постановке задачу алгоритмического моделирования формообразования можно применить и при гидрогеологическом описании остальных границ континентальной террасы. Необходима лишь серия последовательных матриц, укладывающихся в цикл. Точками, в которых начинаются деформации на морском дне, например, будут служить субмаринные источники либо центры гидрогеологически активных (хотя бы потенциально) зон, а координату  $z$  можно выразить различными гидрохимическими параметрами (или температурой), полученными по придонному слою воды.

Описанный подход обладает двумя существенными достоинствами.

1. Процесс формирования образа здесь не выдумывается, а обнаруживается в результате серии многократных измерений.

2. Модель формообразования допускает возможность комплексных решений, так как пригодна практически для любых измеряемых характеристик дна. Например, алгоритм морфологических деформаций позволяет контролировать динамику наносов, алгоритм для их механического состава дает возможность описать распределение по поверхности дна водопроницаемых и непроницаемых грунтов. Сочетание этих двух алгоритмов дает прогноз, когда и какие гидрогеологические дырки (источники, зоны фильтрации) окажутся закрытыми или открытыми. Таким образом, мы еще раз (уже с точки зрения моделирования) убеждаемся, что выполнять какие-либо гидрогеологические построения для шельфа без решения литодинамических задач — дело малоперспективное. Во всяком случае нельзя строить алгоритм гидрогеологического формообразования, не построив литодинамических алгоритмов.

Но идея формообразования в своей реализации имеет и безусловные недостатки.

1. Ее реализация требует больших затрат экспедиционного труда и времени, так как не позволяет воссоздать динамику образа по одному его измерению. Это свидетельствует о недостаточной теоретичности такой модели, она в значительной мере является эмпирическим продуктом.

2. Образ, который описывается этой моделью, монопараметрический, и связь между различными характеристиками функционирующей границы устанавливается на эвристическом уровне.

Вторая реализация может быть отнесена к разряду стохастических моделей и построена с использованием цепей Маркова. Этот подход обладает теми же основными достоинствами и недостатками, что и алгоритмы формообразования, но в отличие от него может давать как самостоятельные модели, так и входить в состав более сложных конструкций.

Напомним, что под цепью Маркова понимается такая последовательность дискретных состояний во времени или пространстве, для которых вероятность перехода в заданное состояние зависит от предшествующих состояний. Если такая зависимость распространяется только на ближайшее предшествующее состояние и отсутствует в отношении всех других состояний, то говорят, что это одношаговая цепь или цепь первого порядка с простым шагом. Могут быть цепи более высоких порядков и со сложным шагом. Кроме того, цепи Маркова характеризуются конечным числом состояний и стационарностью вероятностей перехода.

Многие природные процессы неотличимы от марковских и, если даже не обладают чистой марковостью, могут быть отнесены к разряду квазимарковских. Небольшой опыт использования цепей Маркова для решения геологических задач имеется в работах У. Крамбейна, Дж. Харбуха. В области гидрогеологии цепи Маркова использовались для составления долгосрочного прогнозирования режима подземных вод в работах А. А. Коно-плянцева, В. С. Ковалевского, С. М. Семенова, Э. А. Зальцберга.

Нами реализован наиболее простой вариант — цепь первого порядка с короткой памятью. Алгоритм составлен по следующей схеме.

1. Основой построения модели послужили 12 промеров, выполненных на опытном полигоне в одном масштабе.

2. В каждой точке планшета с координатами  $x$ ,  $y$  вычислялась средняя отметка поверхности  $\bar{z}$  из 108 значений  $z_i$  (для середины квадрата с 9 точками при сканировании).

3. Таким же способом в каждой точке определялось среднее квадратическое отклонение  $\sigma$ .

4. Измеренные значения  $z_i$  выражались в единицах  $\sigma$ .

5. Фиксировалось 5 возможных состояний каждой точки (в единицах  $\sigma$ ):  $<0,5; 0,5-1,0; 1,0-1,5; 1,5-2,0; >2,0$ .

6. Вычислялась матрица переходных вероятностей для этих состояний в каждой точке с координатами  $x$ ,  $y$ .

7. Строилось вероятностное дерево цепи Маркова. При этом за исходное состояние принимались результаты первого промера.

В нашей задаче через 12 шагов переходные матрицы становятся предельными ( $T$ -матрицами). Поскольку выделенные циклы деформаций определяются цикличностью штормовых периодов, которых в районе полигона насчитывается 4 за год, то очевиден вывод, что цикл деформаций дна должен становиться устойчивым (в стохастическом смысле) через 3 года. Разумеется, что всякое антропогенное вмешательство эту устойчивость ломает, а значит, разрушает и нашу модель, которая перестает выполнять прогностические функции.

Аналогичное использование цепей Маркова для описания морского дна как гидрогеологического образа очевидно. Конечно, остается общее требование проверки образа на марковские свойства (строгий подход требует согласованности распределения параметров образа с экспоненциальным законом, а в дискретном случае — с геометрическим распределением, в настоящее время допускается и логнормальный закон [85]).

Рассмотренные возможности применения алгоритмов формообразования и цепей Маркова для описания функционирования границы океан—литосфера на шельфе показывает, что понятие образа может быть расширено. Это не просто класс тех или иных событий и объектов, это *структуризация параметров*. Мерой ее устойчивости может служить вероятностное дерево Маркова. И это дерево не просто форма выражения стохастического равновесия, а суть, генетическое содержание самой структуризации.

Структуризация как образ, как некоторое упорядоченное множество периодически под действием внешних сил разрушаются, но благодаря марковости, как свойству природных объектов, воссоздается: из скопления внешне будто бы не связанных причин возникает определенный порядок, его вершиной является  $T$ -матрица вероятностей перехода.

Если это так, то *предельная матрица или совокупность таких матриц* и будут представлять собой способ выражения того, что мы называем образом. Чем выше порядок таких матриц, тем сложнее образ, чем больше шагов нужно, чтобы добиться устойчивости дерева Маркова, тем труднее разрушить такой образ, но разрушив, труднее и создать.

Похоже, что мы нашли универсальную символику выражения образа как формы устойчивой структуризации. Универсальную потому, что она дает возможность сравнивать практически любые образы. Не имеет значения, в каких параметрах структуризация проявляется, важно, что смена событий, определяющая ее, описывается вероятностями перехода, а число шагов, необходимых для выхода на предельную матрицу, говорит о том, насколько сложно такая устойчивость достигается. Чем больше дифференцированы вероятности внутри предельной строки (у  $T$ -матрицы), тем выше структуризация, равные значения вероятностей показывают отсутствие структуризации, а значит, и образа. Например,  $T$ -матрица вида

$$\begin{array}{ccccc} A & B & C & [60 & 30 & 10] \\ A & 60 & 30 & 10 & \rightarrow \\ B & 60 & 30 & 10 & A & B & C \\ C & 60 & 30 & 10 & & & \end{array}$$

Отражает высокую степень структуризации. Она означает, что, с какого бы события процесс не начался, наиболее вероятным

исходом (60 %) будет состояние *A*. Очевидно, если в каждой фиксируемой нами точке рассматриваемого множества будет получена *T*-матрица с наиболее вероятным выходом на событие *A*, то можно считать, что все это множество составляет *A*-образ. Разумеется, образ может быть и сложным *A-B* или *A-B-C*, т. е. состоящим из мелких внутренних упорядоченностей. Если же предельная *T*-матрица будет иметь вид [33 33 34], то можно думать, что никакой упорядоченности в событиях *A*, *B*, *C* нет, значит, нет и структуризации, нет и образа.

Читатель видит, что идея использовать *T*-матрицы как азбуку для образов настолько обща, что выглядит фундаментальной. Право, жаль сразу превращать ее в частные приложения, даже для гидрогеологии.

Очевидно, что это задача не одного дня, над ее решением будут трудиться многие и многие специалисты не только гидрогеологи и геологи, но и океанологи, метеорологи, математики и физики. Сейчас можно попытаться лишь предложить направление такой работы. Авторы видят его в теории формирования образов.

В настоящее время по теории образов пишут довольно много, но чаще всего в понятие образ вкладывают классификационный смысл, тем самым существенно ограничивая задачу, которая в этом случае сводится к разделению исследуемого множества по какому-либо правилу на основании выбранной меры сходства и опознаванию того или иного объекта, т. е. отнесению его к определенной классификационной категории [141]. Иногда задачу ставят как бы еще более узко, но зато углубляют ее, стремясь проникнуть в генетическую суть образа [145]. Рассматривается один класс явлений, обычно описываемый одним параметром, например поверхность объекта или распределение какой-либо его характеристики на плоскости. Исследуется изменение (деформация) этой поверхности или другой характеристики в пределах выбранных границ.

Одно из условий такой задачи заключается в обязательной цикличности этих изменений. Тогда поверхность можно представить серией прогностических матриц, ограниченной максимально простой и максимально сложной для данного образа формой. Все другое исключается, разрешаются только эти два предельных случая и переходы между ними. Для нас это чрезвычайно заманчивый путь, поскольку геология и гидрогеология часто оперирует картами изолиний, например отметок поверхностей (кровли, подошвы пласта, напоров, концентраций и т. д.), глубин залегания, мощностей. Стохастическая модель, основанная на построении дерева Маркова, хорошо дополняет схему формообразования и совершенствует наши представления об образах.

Очевидно, что пример описания деформаций дна и перемещения наносов в пределах береговой зоны может быть распро-

странен и на другие границы континентальной террасы. По крайней мере, каких-либо принципиальных запрещающих такой подход условий мы не видим.

Однако особенность любых границ состоит в том, что они подвержены воздействию часто не только двух, непосредственно контактирующих объектов, а нескольких физических пространств. Мы уже писали о береговой линии, на которой взаимодействуют воздух, вода и суша. Разумеется, это уникальная граница. Но ведь воздействие необязательно должно быть непосредственным, оно может быть, и это обычная ситуация, опосредованное. Например, в атмосфере формируется та или иная структуризация, скажем циклоны и антициклоны. Эта структуризация является многопараметрической. Она действует на поверхность океана (как границу). Через нее атмосферные образы попадают в другую реологическую среду, меняются, но общий (принципиальный) их характер сохраняется, и в океане возникают гигантские вихри\*. В настоящее время еще преждевременно говорить о том, влияют ли они и в какой мере на морфологию и состав наносов океанического дна. Такое влияние можно только ожидать. Но в прибрежных и особенно мелководных районах атмосферные образы, безусловно, через водную среду передаются и на морское дно.

Поэтому необходимо ставить задачу создания модели формирования и развития многопараметрических образов. Под таким образом (назовем его динамическим) следует понимать физико-математический объект, пространственно-временная форма существования которого описывается известной совокупностью функций (в общем случае обобщенных). Образы могут быть однофазными, многофазными, а также многокомпонентными. Покажем те возможности и трудности, которые возникают при постановке такой задачи и ее приложения для построения гидрогеологической модели шельфовых областей.

#### 4. Общие закономерности формирования многопараметрических образов на шельфе

КОНЦЕПТУАЛЬНЫЕ  
ОСНОВЫ МОДЕЛИ

Вся совокупность динамических образов в атмосфере, океане и литосфере может быть представлена как вполне определенное множество элементов, полностью заполняющее все про-

---

\* Установлены в начале 70-х годов программами «Полигон-70» и «МОДЕ-1». Сейчас исследуются по программе «ПолиМОДЕ».

странство этой сложной обобщенной системы. Множества образов каждой из трех подсистем составляют отдельные подмножества, границы между которыми являются открытыми, что приводит к некоторому перекрытию подмножеств. Области этих перекрытий играют роль аналогов пограничных слоев, в общем случае дисперсных, многофазных и многокомпонентных. Через них происходит взаимодействие рассматриваемых подсистем, приводящее, в частности, к возникновению в однофазных подмножествах подмножеств многофазных. Множество динамических образов обобщенной системы является четным, а количество подмножеств — конечным.

Таким образом, концепция задачи заключается в раскрытии взаимного соответствия и отображения элементов множества (аналогов динамических образов) как в отдельных подмножествах, так и в пограничных слоях.

#### ВОЗМОЖНОСТИ ДЕТЕРМИНИРОВАННЫХ ПОСТРОЕНИЙ

Все три рассматриваемые системы можно рассматривать как сплошные среды. Поэтому детерминированные схемы должны опираться на исследования уравнений механики сплошных сред, отражающих основные законы сохранения массы, импульса, энергии и момента количества движения. Уравнения движения замыкаются при помощи выбранной реологической модели, уравнений физической механики и кинетики межфазового взаимодействия для дисперсных динамических образов.

Рассмотрим известные в механике сплошных сред опорные реологии упругого твердого тела, вязкой жидкости и пластического тела.

*Закон Гука* для упругого твердого тела устанавливает связь между касательным напряжением  $\tau$  и деформацией  $\eta$  [158]:

$$\tau = G\eta, \quad (1.1)$$

где  $G$  — модуль сдвига.

Введем прямоугольную систему координат  $x, y, z$  с соответствующими ортами  $i, j, k$ . Поверхностная сила  $P$  [158], отнесенная к единице объема,

$$P = i \left( \frac{\partial \sigma_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \right) + j \left( \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_y}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} \right) + k \left( \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_z}{\partial z} \right). \quad (1.2)$$

Связь между шестью составляющими  $\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z, \tau_{xy}, \tau_{yz}, \tau_{zx}$  тензора напряжений и тремя составляющими  $s_x, s_y, s_z$  вектора

смещения  $s$  в матричной форме на базе закона Гука имеет вид

$$\begin{aligned}
 & \left| \begin{array}{ccc} \sigma_x & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{xy} & \sigma_y & \tau_{yz} \\ \tau_{xz} & \tau_{yz} & \sigma_z \end{array} \right| = \left| \begin{array}{ccc} \bar{\sigma} & 0 & 0 \\ 0 & \bar{\sigma} & 0 \\ 0 & 0 & \bar{\sigma} \end{array} \right| + \\
 & + G \left| \begin{array}{ccc} \frac{\partial s_x}{\partial x} & \frac{\partial s_x}{\partial y} & \frac{\partial s_x}{\partial z} \\ \frac{\partial s_y}{\partial x} & \frac{\partial s_y}{\partial y} & \frac{\partial s_y}{\partial z} \\ \frac{\partial s_z}{\partial x} & \frac{\partial s_z}{\partial y} & \frac{\partial s_z}{\partial z} \end{array} \right| + G \left| \begin{array}{ccc} \frac{\partial s_x}{\partial x} & \frac{\partial s_y}{\partial x} & \frac{\partial s_z}{\partial x} \\ \frac{\partial s_x}{\partial y} & \frac{\partial s_y}{\partial y} & \frac{\partial s_z}{\partial y} \\ \frac{\partial s_x}{\partial z} & \frac{\partial s_y}{\partial z} & \frac{\partial s_z}{\partial z} \end{array} \right| - \\
 & - \frac{2}{3} G \left| \begin{array}{ccc} \operatorname{div} s & 0 & 0 \\ 0 & \operatorname{div} s & 0 \\ 0 & 0 & \operatorname{div} s \end{array} \right|. \quad (1.3)
 \end{aligned}$$

*Закон Ньютона* устанавливает связь между касательным напряжением и градиентом скорости движения вязкой жидкости в виде

$$\tau = \mu dv_x/dy, \quad (1.4)$$

где  $\mu$  — динамическая вязкость;  $v_x$  — скорость жидкости в направлении  $x$ .

Обобщением закона Ньютона является закон Стокса, который устанавливает пропорциональность между напряжением и скоростью деформации. Поэтому связь между составляющими тензора напряжений и скорости смещения будет иметь вид соотношения (1.3), в котором модуль сдвига  $G$  заменяется динамической вязкостью  $\mu$ , а смещение  $s$  — скоростью смещения  $v$ .

*Закон Сен-Венана* устанавливает равенство напряжения сдвига  $\tau$  пределу текучести  $\tau_t$ :

$$\tau = \tau_t. \quad (1.5)$$

На базе указанных геологических моделей возможны и их взаимные композиции. В этом случае приходят к известным законам Максвелла (упруго-вязкое тело), Бингама (вязко-пластичное тело) и др. Представленные реологические модели, отражающие закономерности явлений переноса на микромасштабном уровне, должны быть опорными при построении реологии крупномасштабных процессов переноса. На необходимость построения крупномасштабной реологии, на наш взгляд, указывает хотя бы наличие явления отрицательной вязкости, с которым столкнулись при исследовании крупномасштабных процессов переноса в атмосфере [130]. Поэтому создание крупно-

масштабной реологии является одной из основных задач глобальной детерминированной модели [10].

Расширение микрореологии на макрореологию в первом приближении возможно путем анализа размерности коэффициентов пропорциональности в известных законах Гука и Ньютона, соответственно модуля сдвига  $G$  и динамической вязкости  $\mu$ . В результате необходимо выделить линейные масштабы и самостоятельные параметры состояния. Так, можно представить модуль сдвига в виде

$$G = l_t \gamma, \quad (1.6)$$

где

$$l_t = G/\gamma \quad (1.7)$$

— линейный масштаб;  $\gamma$  — удельный вес вещества.

Соответственно динамическая вязкость

$$\mu = l_d c \rho, \quad (1.8)$$

где  $c$  — средняя тепловая скорость движения молекул;  $\rho$  — плотность вещества;  $l_d$  — линейный масштаб, по значению равный средней длине свободного пробега молекул.

При исследовании крупномасштабных процессов переноса входящие в  $G$  и  $\mu$  параметры  $\gamma$ ,  $c$  и  $\rho$  представлены в виде переменных полей, имеющих заметные аномалии, линейные масштабы играют роль меры однородности исследуемой субстанции. В этих условиях в качестве первого шага при построении крупномасштабной реологии следует ввести под знак дифференцирования соответствующие  $\gamma$ ,  $c$  и  $\rho$ . Тогда линейные масштабы однородности будут выполнять функции коэффициентов пропорциональности, и в первом приближении мы получаем обобщенную реологическую модель макромасштабных процессов, которая для микромасштабных явлений переходит в известные законы Гука и Ньютона.

*Обобщенный закон Гука* устанавливает условные пропорциональности между напряжением сдвига  $\tau$  и линейной деформацией  $\gamma E$  в виде

$$\tau = L_t d\gamma E / dx, \quad (1.9)$$

где  $L_t$  — макроскопический линейный масштаб однородности.

Для микромасштабных явлений

$$L_t = l_t; \quad E = s \quad (1.10)$$

и соотношение (1.9) запишется в виде

$$\tau = l_t d\gamma s / dx, \quad (1.11)$$

из которого следует

$$\tau = G \eta \left( 1 + \frac{d \ln \gamma / dx}{d \ln s / dx} \right). \quad (1.12)$$

В условиях, когда градиенты гравитационных аномалий существенно меньше линейных деформаций, соотношение (1.12) переходит в известный закон Гука (1.1). На базе обобщенного закона Гука связь между составляющими тензора напряжений и составляющими вектора смещения будет иметь вид соотношения (1.3), в котором модуль сдвига заменен линейным масштабом  $L_t$ , а смещение  $s$  величиной  $\gamma E$ .

*Обобщенный закон Ньютона* раскрывает связь между касательным напряжением  $\tau$  и градиентом количества движения  $\rho_x v_{mx} c$  в виде соотношения

$$\tau = L_d d\rho_x v_{mx} c_m / dy. \quad (1.13)$$

Для микромасштабных явлений

$$L_d = l_d, \rho_x = \rho, v_{mx} = v_x, c_m = \bar{c} \quad (1.14)$$

и формула (1.13) принимает вид

$$\tau = l_d d\rho v_x c / dy, \quad (1.15)$$

из которой следует

$$\tau = \mu \frac{dv_x}{dy} \left( 1 + \frac{d \ln \rho / dy}{d \ln v_x / dy} + \frac{d \ln c / dy}{d \ln v_x / dy} \right). \quad (1.16)$$

Учитывая, что  $c \approx T^{1/2}$  ( $T$  — температура), соотношение (1.16) примет вид

$$\tau = \mu \frac{dv_x}{dy} \left( 1 + \frac{d \ln \rho / dy}{d \ln v_x / dy} + \frac{d \ln T / dy}{2d \ln v_x / dy} \right). \quad (1.17)$$

Для несжимаемой изотермической жидкости зависимость (1.17) переходит в закон Ньютона (1.4).

На базе обобщенного закона Ньютона связь между составляющими тензора напряжений и составляющими скорости движения жидкости будет иметь вид соотношения (1.3), в котором  $G$  замещена  $L_d$ , а  $s = \rho_x v_{mx} c$ .

Здесь следует также остановиться на обобщении известных законов Фурье и Фика [158]. Первый является опорным при построении уравнения теплопроводности, а второй — диффузии.

Коэффициент теплопроводности  $\lambda$ , являющийся коэффициентом пропорциональности в законе Фурье, равен [158]

$$\lambda = l c C \rho, \quad (1.18)$$

где  $C$  — теплоемкость.

Поэтому с позиций рассматриваемой нами гипотезы *обобщенный закон Фурье* для крупномасштабных явлений будет иметь вид

$$q = - L d \dot{C}_m T c_m \rho_x / \partial n, \quad (1.19)$$

где  $q$  — удельный тепловой поток;  $n$  — нормаль к поверхности.

Для микромасштабных явлений

$$L=l; \quad c_m=C; \quad T_x=T; \quad c_m=c; \quad \rho_x=\rho \quad (1.20)$$

и формула (1.19) переходит в соотношение

$$q=-l\partial CTc\rho/\partial n, \quad (1.21)$$

из которой следует

$$q=-\lambda \frac{\partial T}{\partial n} \left( 1 + \frac{\partial \ln \varrho / \partial n}{\partial \ln T / \partial n} + \frac{\partial \ln c / \partial n}{\partial \ln T / \partial n} \right). \quad (1.22)$$

Для несжимаемой жидкости соотношение (1.22) переходит в известный закон Фурье

$$q=-\lambda \partial T / \partial n. \quad (1.23)$$

По аналогии обобщенный закон Фика представим в виде

$$K=-Ldc_mN_x/\partial n, \quad (1.24)$$

где  $N_x$  — объемная концентрация частиц;  $K$  — удельный поток частиц.

Для микромасштабных процессов

$$L=l, \quad c_m=c, \quad N_x=n_x \quad (1.25)$$

и соотношение (1.24) запишется в виде

$$K=-l\partial cn_x/\partial n \quad (1.26)$$

или

$$K=-D \frac{\partial n_x}{\partial n} \left( 1 + \frac{\partial \ln C / \partial n}{\partial \ln n_x / \partial n} \right), \quad (1.27)$$

где  $D$  — коэффициент диффузии.

Для квазизотермических условий соотношение (1.27) переходит в известный закон Фика

$$K=-D\partial n_x/\partial n. \quad (1.28)$$

Введение масштаба переноса создает достаточную общность микро- и макропроцессов в исследуемых средах.

#### УРАВНЕНИЯ ДВИЖЕНИЯ ДИСПЕРСНЫХ ПОТОКОВ

Существование открытых границ в шельфовой системе взаимодействия атмосфера—океан—литосфера ставит задачу построения уравнений законов сохранения многофазных дисперсных потоков. В штормовых условиях над поверхностью океана формируется мощный капельный подслой, а сама водная поверхность насыщена газовыми пузырями. В береговой зоне донные наносы тоже формируют одну из разновидностей естественных дисперсных сред. Эти среды характеризуются значительной изменчивостью по плотности, форме и размерам входящих в них частиц (аэрозоли, глинистые, пылевые, песчаные частицы, гравий, галька).

При построении уравнений динамики дисперсных потоков обычно следуют одному из двух направлений: это либо так называемый феноменологический подход, основанный на представлениях механики сплошных сред, либо псевдогазокинетический, принципы которого определяются статистической механикой дискретных частиц. В первом случае возникают трудности построения реологических моделей сплошных сред с учетом дисперсных систем, а во втором — статистических пространственно-временных функций распределения дисперсных частиц по выделяемым признакам.

Широкое применение голографических методов исследований структуры дисперсных потоков дает основания для выбора наиболее вероятных статистических функций распределения дисперсных частиц по размерам, скорости и координатам и построения статистической механики дисперсных систем.

При построении уравнений движения дисперсных потоков примем следующие основные допущения.

1. Каждая фаза характеризуется своими осредненными параметрами состояния.

2. Фазы представляют собой материальные континуумы, непрерывным образом заполняющие физический объем пространства.

3. Справедлива гипотеза эргодичности для элементарного объема дисперсной среды.

Кроме того, большое значение имеет вопрос построения макроскопических параметров каждой из фаз в отдельности.

*Макроскопические параметры состояния дисперсной фазы.* Построим их через микроскопическую структуру фаз. Для этого рассмотрим двухфазную систему, заполняющую объем  $V$ . Дисперсная фаза представлена в этом объеме в виде дискретных источников (стоков) массы, импульса и энергии. Пусть дисперсная фаза состоит из  $n_r$  сферических частиц, имеющих одинаковую массу  $m_r$  и радиус  $r$ . Примем, что частицы не имеют внутренних степеней свободы.

Микроскопическое состояние взвешенной фазы будет определяться точкой фазового пространства  $6n_r$ , измерений с координатами центров тяжести частиц  $x_{11}, \dots, x_{n_r}$  и скоростей  $\varepsilon_{11}, \dots, \varepsilon_{n_r}$ . Тройка координат  $x_{i1}, x_{i2}, x_{i3}$  и скоростей  $\varepsilon_{i1}, \varepsilon_{i2}, \varepsilon_{i3}$  становится в соответствие радиусу-вектору  $x_i, \varepsilon_i$ . Введем функцию распределения  $F_r(t, x_1, \dots, \varepsilon_n)$ , которая описывает в момент времени  $t$  состояние системы из  $n_r$  частиц каждая, массой  $m_r$  в элементарном объеме фазового пространства  $dx_1, \dots, d\varepsilon_n$  около точки с координатами  $x_1, \dots, \varepsilon_n$ .

Условия нормировки:

$$\int_{-\infty}^{\infty} F_r(t, x_1, \dots, \varepsilon_n) dx_1 \dots d\varepsilon_n = 1. \quad (1.29)$$

При помощи функции  $F_r$  строятся макроскопические параметры состояния дисперсной фазы в момент времени  $t$  и в точке  $x$  [147]. Плотность массы дисперсной фазы

$$m_{gr}(t, x) = \int \hat{m}_{gr} F_r dx_1 \dots d\varepsilon_n, \quad (1.30)$$

где оператор плотности массы

$$\hat{m}_{gr} = \sum m_r \delta(x - x_i); \quad (1.31)$$

$\delta$  — дельта-функция Дирака.

Плотность средней скорости

$$v_r(t, x) = \int \hat{v}_r F_r dx_1 \dots d\varepsilon_n, \quad (1.32)$$

где

$$\hat{v}_r = \sum_{i=1}^n \varepsilon_i \delta(x - x_i). \quad (1.33)$$

Плотность количества движения

$$i_{gr}(t, x) = \int \hat{i}_{gr} F_r dx_1 \dots d\varepsilon_n, \quad (1.34)$$

где

$$\hat{i}_{gr} = \sum_{i=1}^n m_r \varepsilon_i \delta(x - x_i). \quad (1.35)$$

Плотность кинетической энергии

$$e_r(t, x) = \int \hat{e}_r F_r dx_1 \dots d\varepsilon_n, \quad (1.36)$$

где

$$\hat{e}_r = \sum_{i=1}^n m_r \frac{\varepsilon_i^2}{2} \delta(x - x_i). \quad (1.37)$$

Плотность тепловой энергии

$$j_r(t, x) = \int \hat{j}_r F_r dx_1 \dots d\varepsilon_n, \quad (1.38)$$

где

$$\hat{j}_r = \sum_{i=1}^n C_g T_{gi} m_r \delta(x - x_i). \quad (1.39)$$

Плотность заряда

$$\hat{g}_r(t, x) = \int \hat{g}_r F_r dx_1 \dots d\varepsilon_n, \quad (1.40)$$

где  $\hat{g}_r$  — оператор плотности зарядов дисперсных частиц, и т. д.

Для менее детального описания микроскопического состояния дисперсной системы следует вводить одночастичную, двухчастичную и т. д.  $n$ -частичную функции распределения, где зна-

чение  $n$  устанавливается из условия плотной упаковки единицы объема дисперсной системы.

При умеренной плотности для описанного статистического ансамбля частиц достаточной является одночастичная функция распределения  $F_{1r}$ , связанная с  $F_r$  соотношением

$$F_{1r}(t, x_1, \varepsilon_1) = \int F_r dx_2 \dots dx_n d\varepsilon_2 \dots d\varepsilon_n. \quad (1.41)$$

По своему смыслу функция  $F_{1r}$  описывает вероятность обнаружения одной частицы в момент времени  $t$  в элементе  $dx_1 d\varepsilon_1$ , в окрестностях точки  $x_1, \varepsilon_1$ . Введем функцию  $f_r(t, x, \varepsilon)$  такую, что [147]

$$dn = f_r(t, x, \varepsilon) dx d\varepsilon \quad (1.42)$$

представляет ожидаемое число дисперсных частиц в элементе пространства, ограниченного

$$x \leq x_i \leq x + dx, \quad (1.43)$$

и имеющих скорость

$$\varepsilon \leq \varepsilon_i \leq \varepsilon + d\varepsilon. \quad (1.44)$$

Для одинаковых дисперсных частиц

$$f_r(t, x, \varepsilon) dx d\varepsilon = n F_{1r}(t, x_1, \varepsilon_1) dx_1 d\varepsilon_1. \quad (1.45)$$

При помощи функции распределения  $f_r$  несложно построить макроскопические параметры состояния дисперсной фазы (1.30) — (1.40):

$$m_{gr}(t, x) = m_r f_r d\varepsilon; \quad (1.46)$$

$$v_r(t, x) = \frac{1}{n_r} \int \varepsilon f_r d\varepsilon; \quad (1.47)$$

$$i_{gr}(t, x) = m_r \int \varepsilon f_r d\varepsilon; \quad (1.48)$$

$$e_r(t, x) = m_r \int \frac{\varepsilon^2}{2} f_r d\varepsilon; \quad (1.49)$$

$$j_r(t, x) = m_r \int C_g T_g f_r d\varepsilon \quad (1.50)$$

и т. д. Здесь объемная концентрация дисперсных частиц

$$n_r(t, x) = \int f_r(t, x, \varepsilon) d\varepsilon. \quad (1.51)$$

Характерной особенностью дисперсной системы является наличие функции распределения  $f_n(r)$  частиц по размерам такой, что

$$dn_r = f_n(r) dr \quad (1.52)$$

определяет число частиц, размеры которых лежат между  $r$  и  $r + dr$ . Условие нормировки имеет вид

$$\int f_n(r) dr = n. \quad (1.53)$$

Введем функцию распределения дисперсных частиц по массам  $f_m(m)$  такую, что

$$dn = f_m(m) dm \quad (1.54)$$

определяет число частиц, имеющих массу между  $m$  и  $m+dm$ . Для сферических частиц

$$f_m(m) = r f_n(r)/3. \quad (1.55)$$

Наличие функции распределения дисперсных частиц по массе заставляет расширить фазовое пространство и ввести одночастичную функцию распределения  $F_r(t, x, \varepsilon, m)$  такую, что величина

$$dn = F(t, x, \varepsilon, m) dx d\varepsilon dm \quad (1.56)$$

представляет собой математическое ожидание в момент времени  $t$  числа частиц в элементе объема  $dx d\varepsilon dm$ , примыкающего к точке  $x, \varepsilon, m$ . Здесь принимается статистическая независимость  $x, \varepsilon$  и  $m$  друг от друга. По аналогии с одночастичной функцией распределения можно ввести двух-, трех- и т. д.  $n$ -частичные функции, описывающие различную степень уплотнения элементарных объемов дисперсных систем. При помощи функции  $F$  макроскопические параметры состояния дисперсной фазы примут вид

$$m_g(t, x) = \int m F d\varepsilon dm; \quad (1.57)$$

$$v_g(t, x) = \int \varepsilon F d\varepsilon dm; \quad (1.58)$$

$$i_g(t, x) = \int m \varepsilon F d\varepsilon dm \quad (1.59)$$

и т. д.

Отметим, что определение одно-, двух- и т. д.  $n$ -частичных функций распределения является одной из центральных задач статистической механики дисперсных систем.

*Макроскопические параметры состояния сферы взаимодействия фаз.* Область межфазового взаимодействия, примыкающая к дисперсной частице, характеризуется параметрами состояния, отличными от их значения вдали от частицы. Поэтому наряду с выделением дисперсной фазы, параметры которой существенно отличаются от сплошной, параметризуем пограничный слой интенсивного взаимодействия, примыкающий к каждой дисперсной частице. Сферу интенсивного межфазового взаимодействия можно параметризовать введением характерного объема  $V_\Phi$ , в пределах которого наблюдается интенсивное изменение параметров состояния сплошной фазы, и временем релаксации  $t_\Phi$ . В этом случае уместно говорить о псевдофазе в области межфазового взаимодействия. Это обстоятельство следует учитывать для корректного пространственно-временного осределения параметров состояния сплошной фазы.

Каждой дисперсной частице поставим в соответствие характеристический объем псевдофазы по параметру состояния  $\gamma_r$ :

$$v_{\Phi r}'' = \int \Delta \gamma_r''(t, x) dx / \Delta \gamma_{rm}'', \quad (1.60)$$

где  $\Delta \gamma_r'' = \gamma_r'' - \bar{\gamma}''$ ;  $\Delta \gamma_{rm}'' = \gamma_{rm}'' - \bar{\gamma}''$ ;  $\bar{\gamma}_r$ ,  $\bar{\gamma}_\Phi$ ,  $\bar{\gamma}''$  — соответственно значения параметров состояния сплошной фазы на поверхности раздела фаз, внутри пограничного слоя и вдали от частицы.

Под  $\gamma_r$  могут фигурировать такие величины, как плотность, вязкость, скорость, давление, заряд и т. д. По аналогии с дисперсной фазой введем одночастичную функцию распределения псевдофаз  $f_r(t, x, V_{\Phi r}'')$  такую, что

$$dn_r = f_r(t, x, v_{\Phi r}'') dx dV_{\Phi r}'' \quad (1.61)$$

определяет математическое ожидание псевдофаз в момент времени  $t$ , находящихся в элементе  $dx dV_{\Phi r}''$ , примыкающего к точке  $x$ ,  $V_{\Phi r}''$ .

В общем случае для многочастичных функций распределения дисперсных частиц вводятся соответствующие многочастичные функции распределения псевдофаз, которые описывают поведение сплошной фазы в окрестности дисперсной. Введем величину

$$\Delta \gamma''(t, x) = \int \Delta \gamma_{rm}'' f_r(t, x, V_{\Phi r}'') dV_{\Phi r}'' \quad (1.62)$$

и определим среднее значение макроскопического параметра состояния  $\gamma''$  сплошной фазы в точке  $x$ :

$$\bar{\gamma}''(x) = \gamma''(1 - V_c) + \Delta \gamma'', \quad (1.63)$$

где  $V_c$  — объемная концентрация сплошной фазы.

Перепишем выражение (1.63) в виде

$$\bar{\gamma}'' = \gamma''(1 - V_c)\theta, \quad (1.64)$$

где

$$\theta = 1 + \Delta \gamma'' / [\gamma''(1 - V_c)]. \quad (1.65)$$

Множитель  $\theta$  учитывает влияние существования псевдофаз на параметр состояния  $\gamma_r$  сплошной среды. Функция распределения  $F_r(t, x, \varepsilon, m)$  позволяет детально исследовать микроструктуру дисперсных потоков и дает возможность построить макроскопические уравнения законов сохранения массы, количества движения и энергии.

Все изложенное касается в основном пограничных областей океан—атмосфера, океан—литосфера. Однако в прибрежных зонах шельфа обе границы при штормовых ситуациях могут сливаться, создавая чрезвычайно сложные дисперсные потоки, определяющие не только последующую морфологию дна, но и состав наносов и их распределение по площади, а значит, и гидрологическую обстановку.

Динамические образы в шельфовой системе атмосфера—океан—литосфера имеют сложный статистический характер возникновения, развития и диссипации, на который оказывают влияние различные факторы: термогазодинамические, радиационные, гравитационные и т. д. Эти воздействия разделяют обычно на определяющие и сопутствующие. Определяющие воздействия формулируют наиболее вероятные параметры состояния, сопутствующие — спектр параметров вокруг модальных значений по статистическим законам. Определяющее воздействие имеет единичный характер, спектральные характеристики отличаются одномодальным или, если их несколько, многомодальным распределением параметров состояния.

Поле параметров состояния всего рассматриваемого множества и соответствующие ему поля динамических образов с обще-механической точки зрения можно представить как динамическую систему с большим числом степеней свободы. При этом предполагается возможность разложения поля на систему ортогональных функций. Каждая такая функция описывает элементарную компоненту движения, а коэффициенты разложения играют роль обобщенных координат. Набор обобщенных координат будет совпадать с числом степеней свободы рассматриваемой системы. В этом случае поле параметра состояния  $U$  [93] можно представить в виде

$$U = \sum_{p_1, \dots, p_n} A_{p_1, p_n} \exp\left(-i \sum_{i=1}^n p_i \varphi_i\right), \quad (1.66)$$

где фаза

$$\varphi_i = \nu_i t + \beta_i; \quad \nu_i = 2\pi/T_i; \quad (1.67)$$

$\nu_i$  — круговая частота;  $T_i$  — период;  $p_i$  — целые числа, связанные с периодичностью  $\varphi_i$ ;  $\beta_i$  — начальная фаза.

Движение, описываемое соотношением (1.66), имеет  $n$  степеней свободы.

Из общих принципов статистической механики следует, что в стационарных условиях динамические системы с большим числом степеней свободы стремятся к предельному равновесному состоянию. Поэтому одной из основных задач статистической модели динамических образов является определение наиболее вероятного распределения параметров состояния по степеням свободы [10]. Введем среднее значение параметра  $\bar{U}$  за период осреднения

$$\bar{U} = (T)^{-1} \int_0^T U dt, \quad (1.68)$$

и представим случайную компоненту

$$U' = U - \bar{U}, \quad (1.69)$$

согласно [111] для стационарного случайного процесса

$$U'(t) = \sum_{i=1}^n W_i \cos(\nu_i t + \beta_i), \quad (1.70)$$

для однородного случайного поля

$$U'(x) = \sum_{i=1}^n W_i \cos(k_i x + \alpha_i), \quad (1.71)$$

где волновое число  $k_i = 2\pi/\lambda_i$ ;  $\lambda_i$  — длина волны;  $W$  — амплитуда.

Соотношения (1.70), (1.71) выражают величину  $U'$  в виде композиции некоррелированных между собой гармоник со случайными амплитудами и начальными фазами. Отметим, что эти разложения являются простейшими частными случаями представления случайной функции, на которых удобно проследить за формированием наиболее вероятных спектров параметров по степеням свободы, аналогом которых служат в данном случае рассматриваемые частоты и волновые числа.

Рассмотрим стационарный случайный процесс, для которого пульсации  $U'$  определяются соотношением (1.70). Корреляционная функция процесса (1.70) имеет вид

$$B(\tau_x) = \sum_{i=1}^n E_i \cos \nu_i \tau_x, \quad (1.72)$$

где

$$E_i = \frac{1}{2} \bar{W}_i^2; \quad (1.73)$$

$$B(\tau_x) = \overline{U'(t) U'(t + \tau_x)}. \quad (1.74)$$

При  $\tau_x = 0$  значение

$$B(0) = \bar{U}^{12}(t) = \sum_{i=1}^n E_i. \quad (1.75)$$

Соотношение (1.70) показывает представление средней квадратической пульсации параметра состояния в виде суммы средних квадратических значений амплитуд гармоник разложения.

Поставим задачу определения наиболее вероятной функции распределения  $E_i$  по частотам  $\nu_i$ , являющихся аналогами числа степеней свободы рассматриваемой системы. Предварительно перепишем соотношение (1.70) в виде

$$U'(t) = \sum_{i=1}^n W_i \cos\left(\frac{2\pi t}{T_i} + \beta_i\right), \quad (1.76)$$

а также выполним квантование величин  $E_i$  в  $T_i$  таким образом, чтобы при

$$\bar{W}_i^2 = n_{iw} \Delta W; \quad T_i = n_{iT} \Delta t, \quad (1.77)$$

$n_{iw} \gg 1$  и  $n_{iT} \gg 1$ , тогда задача поиска наиболее вероятных спектров сводится к комбинаторике.

Рассмотрим наиболее вероятное распределение величин  $n_{iw}$  по ячейкам фазового пространства, определяемого рядом дискретных значений  $n_{iT}$  в условиях выполнения равенств

$$\sum_{i=1}^n n_{iw} = N = \text{const}; \quad (1.78)$$

$$\sum_{i=1}^n n_i n_{iw} = H = \text{const}. \quad (1.79)$$

Первое равенство отражает условие постоянства средней квадратической пульсации  $\bar{U}^{12}$ , второе — постоянство суммы квадратических пульсаций за период осреднения:

$$\sum_{i=1}^n \int_0^{T_i} W_i^2 dt = \sum_{i=1}^n \bar{W}_i^2 T_i = \text{const}. \quad (1.80)$$

Здесь следует отметить аналогию с выводом известного максвелловского распределения молекул по скоростям [147]. В рассматриваемом случае соотношение (1.78) является аналогом условия сохранения массы молекул, равенство (1.79) — кинетической энергии.

Вероятность  $S_i$  заполнения ячеек фазового пространства

$$S_i = n_{iw}! \left/ \prod_{i=1}^n n_{iw}! \right.; \quad (1.81)$$

с учетом формулы Стирлинга [147], справедливой для  $n \gg 1$ ,

$$n! = n^n e^{-n}, \quad (1.82)$$

перепишем вероятность (1.81) в виде

$$\ln S_i = S \ln S - \sum_{i=1}^n n_{iw} \ln n_{iw}. \quad (1.83)$$

Наиболее вероятное распределение  $n_{iw}$  по  $n_{iT}$ , обусловленное равенствами

$$\sum_{i=1}^n d \ln S_i = 0; \quad (1.84)$$

$$\sum_{i=1}^n d n_{iw} = 0; \quad (1.85)$$

$$\sum_{i=1}^n n_{iT} d n_{iw} = 0, \quad (1.86)$$

отражающими условия максимума, имеет вид

$$n_{IW} = Ae^{-\alpha_x n_i T}, \quad (1.87)$$

где постоянные  $A$  и  $\alpha_x$  определяются из условия нормировки (1.78) и (1.79):

$$A = N^2/H; \quad \alpha_x = H/N. \quad (1.88)$$

По условию квантования (1.77) перепишем распределение (1.87) в виде

$$\bar{W}_i^2 = Le^{-\alpha_x T_i}, \quad (1.89)$$

или, опуская индексы,

$$d\bar{W}^2 = Le^{-\alpha_x T} dT, \quad (1.90)$$

где  $L = \text{const}$ .

Соотношение (1.90) является аналогом фундаментального в статистической механике равновесных систем соотношения Больцмана—Гиббса. Переходя в выражении (1.90) от периода  $T$  к частоте  $\nu$ , получаем

$$d\bar{W}^2 = L\nu^{-2} \exp(-2\pi\alpha_x/\nu) d\nu. \quad (1.91)$$

Соотношение (1.91) удобно представить в виде

$$d\left(\frac{\bar{W}^2}{\bar{W}_m^2}\right) = \left(\frac{\nu_m}{\nu}\right)^2 \exp\left[2\left(1 - \frac{\nu_m}{\nu}\right)\right] d\left(\frac{\nu}{\nu_m}\right), \quad (1.92)$$

где  $\bar{W}_m^2$  — модальное значение при  $\nu_m$ .

Аналогичным путем несложно показать, что для однородного случайного поля имеет место соотношение

$$d(\bar{W}^2/\bar{W}_m^2) = (K_m/K)^2 \exp[2(1 - K_m/K)] d(K/K_m). \quad (1.93)$$

Итак, наиболее вероятное распределение средних квадратических амплитуд гармоник по частотам описывается двухпараметрической универсальной зависимостью, имеющей вид соотношений (1.92) и (1.93).

На рис. 1.10—1.12 приведены результаты расчетов по формулам (1.92), (1.93) (сплошные кривые) с опытными данными спектральных характеристик динамических образов в атмосфере и океане, а также рельефом подстилающей поверхности. Видно вполне удовлетворительное соответствие между рассматриваемой теорией и опытом. Отметим, что в том случае, когда выполняются условия [111]\*

$$B(0) = \text{const};$$

$$B''(0) = \text{const},$$

\* Исследования спектров морского волнения выполнены совместно с Н. М. Табакаевым.

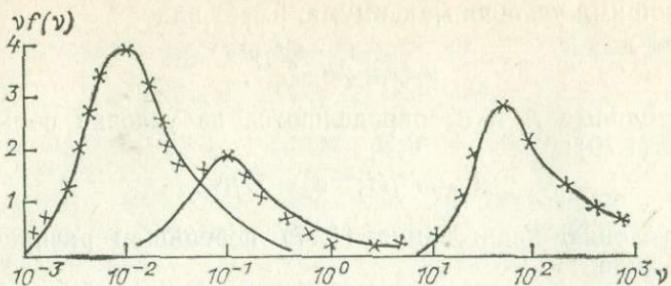


Рис. 1.10. Спектр средних квадратических пульсаций скорости атмосферных движений в пограничном слое.

Отдельные наблюдения взяты из работы А. С. Монина и А. М. Яглома [111].

наиболее вероятный спектр средних квадратических отклонений для однородных полей имеет вид

$$d(\overline{W}^2/\overline{W}_m^2) = (K_m/K)^4 \exp[4(1-K_m/K)] d(K/K_m), \quad (1.93a)$$

для стационарных процессов

$$d(\overline{W}^2/\overline{W}_m^2) = (\nu_m/\nu)^4 \exp[4(1-\nu_m/\nu)] d(\nu/\nu_m). \quad (1.93b)$$

На рис. 1.12 (кривая 2) представлен спектр морского волнения, который описывается формулой (1.93a).

Исследования позволили вскрыть наиболее вероятные спектры формирования статистических характеристик параметров состояния динамических образов. Построенные функции распределения являются двухпараметрическими. Поэтому дальнейшим естественным шагом следует решение задачи поиска связи между модальными значениями средних квадратических пульсаций параметров состояния в спектрах с детерминированными характеристиками системы.

Согласно сложившимся представлениям гидродинамическая структуризация береговой зоны океана в значительной степени создается известным явлением турбулентности. Последнее

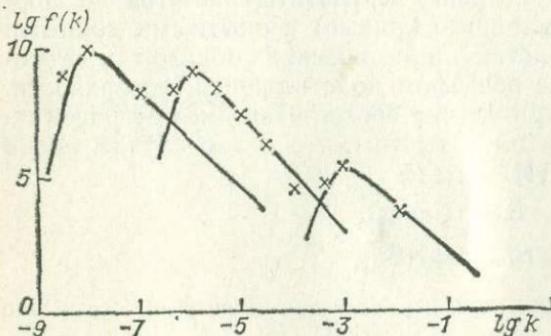
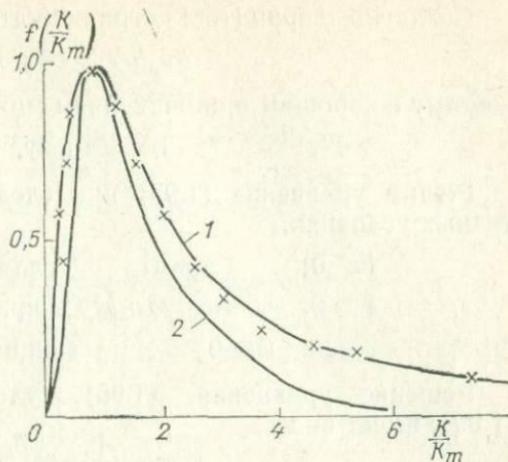


Рис. 1.11. Спектр средних квадратических пульсаций скорости океанических движений.

Отдельные наблюдения на-  
несены из работы А. С. Монина  
и А. М. Яглома [111].  
 $k$  — волновое число.

Рис. 1.12. Спектр средних квадратических пульсаций высоты микрорельефа 1 и волнения 2.



в свою очередь определяет характер перемещения наносов и деформаций дна, а следовательно, влияет на формирование гидрогеологических условий верхней границы шельфовых областей.

На примере раскрытия детерминистических и вероятностных связей параметров состояния турбулентных потоков можно проиллюстрировать методологические принципы анализа пространственно-временных полей параметров состояния динамических систем с большим числом степеней свободы, к которым относятся и гидрогеологические системы вода-порода, в том числе и шельфовые области.

*Автоколебательный характер развития течения на твердой стенке. Вязкий подслой.* Экспериментальными исследованиями структуры вязкого подслоя на твердой стенке установлено автоколебательное развитие вязкого подслоя. При этом наблюдается явление периодического набухания турбулентного пятна жидкости на стенке и его сдувания. Исследуем течение несжимаемой изотермической жидкости в окрестности твердой стенки. В этом случае развитие профиля скорости описывается [158] уравнениями

$$\frac{\partial v_x}{\partial t} = -\rho^{-1} \frac{\partial p}{\partial x} + \nu \frac{\partial^2 v_x}{\partial y^2}; \quad (1.93b)$$

$$\frac{\partial v_y}{\partial t} = -\rho^{-1} \frac{\partial p}{\partial y} + \nu \frac{\partial^2 v_y}{\partial y^2}, \quad (1.94)$$

где  $v_x$ ,  $v_y$  — продольная и поперечная составляющие скорости движения;  $p$ ,  $\rho$  — давление и плотность.

Выполнив операцию  $\text{rot}$ , приходим к соотношению

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} = \nu \frac{\partial^2 \omega}{\partial y^2}, \quad (1.95)$$

где завихренность

$$\omega = \frac{\partial v_x}{\partial y} - \frac{\partial v_y}{\partial x}. \quad (1.96)$$

Согласно теории [158] пограничного слоя

$$\frac{\partial v_x}{\partial y} \gg \frac{\partial v_y}{\partial x}, \quad (1.97)$$

поэтому с хорошим приближением можно принять

$$\omega \approx \frac{\partial v_x}{\partial y}. \quad (1.98)$$

Решим уравнение (1.95) при следующих начальных и граничных условиях:

$$\begin{aligned} t \leq 0; \quad \omega = 0 & \quad \text{для всех } y; \\ t > 0; \quad \omega = \omega_0 = \frac{\partial v_x}{\partial y} \Big|_0 & \quad \text{при } y = 0; \\ \omega = 0 & \quad \text{при } y \rightarrow \infty. \end{aligned} \quad (1.99)$$

Решение уравнения (1.95), удовлетворяющее условиям (1.99), имеет вид

$$\omega = \omega_0 [1 - \operatorname{erf}(\eta)], \quad (1.100)$$

где

$$\begin{aligned} \operatorname{erf}(\eta) &= \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^{\eta} e^{-\eta^2} d\eta; \\ \eta &= y/(2\sqrt{vt}). \end{aligned} \quad (1.101)$$

Интегрируя выражение (1.100), учитывая равенство (1.98), находим профиль продольной скорости вязкого подслоя

$$v_x = 2\sqrt{vt} \omega_0 \left[ \eta - \int_0^{\eta} \operatorname{erf}(\eta) d\eta \right]. \quad (1.102)$$

При  $\eta \rightarrow \infty$

$$\eta - \int_0^{\eta} \operatorname{erf}(\eta) d\eta \rightarrow 0,5, \quad (1.103)$$

и на внешней границе слоя скорость жидкости

$$v_{mx} = \omega_0 \sqrt{vt}. \quad (1.104)$$

Учитывая выражения (1.102) и (1.104), безразмерный профиль скорости определяем из соотношения

$$v_x/v_{mx} = \left( \eta - \int_0^{\eta} \operatorname{erf}(\eta) d\eta \right) / 0,5. \quad (1.105)$$

Исследования профиля скорости (1.105) на устойчивость к малым возмущениям показали, что критическое число Рейнольдса для него равно

$$Re_{kp} = v_{mx} \delta_+ / \nu = 600 \quad (1.106)$$

и близко к критическому числу Рейнольдса для профиля Блазиуса, равному 420.

Введем динамическую скорость

$$u_x = \sqrt{\nu \partial v_x / \partial y} |_0, \quad (1.107)$$

тогда, учитывая выражения (1.102) и (1.107), запишем

$$v_x/u_x = 2\sqrt{\omega_0 t} \left[ \eta - \int_0^\eta \operatorname{erf}(\eta) d\eta \right], \quad (1.108)$$

откуда осредненное значение продольной скорости

$$\bar{v}_x/u_x = (2\sqrt{\omega_0}/T) \int_0^T \sqrt{t} \left[ \eta - \int_0^\eta \operatorname{erf}(\eta) d\eta \right] dt. \quad (1.109)$$

Введем

$$\eta_+ = y v_x / \nu, \quad (1.110)$$

и перепишем осредненную продольную скорость (1.109) в виде

$$\bar{v}_x/u_x = T^{-1} \int_0^T \sqrt{t} \left[ \eta_+ - \int_0^{\eta_+} \operatorname{erf}(\eta_+/2\sqrt{t}) d\eta_+ \right] dt. \quad (1.111)$$

Отметим, что исследование пристеночного течения можно также выполнить на базе уравнений

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{\partial^2 v_x}{\partial y^2} \right) = \nu \frac{\partial^2}{\partial y^2} \left( \frac{\partial^2 v_x}{\partial y^2} \right); \quad (1.112)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{\partial^3 v_x}{\partial y^3} \right) = \nu \frac{\partial^2}{\partial y^2} \left( \frac{\partial^3 v_x}{\partial y^3} \right) \quad (1.113)$$

и т. д.

*Автоколебательная модель турбулентности.* Рассмотренный выше автоколебательный характер развития вязкого подслоя на твердой стенке можно использовать для моделирования наиболее вероятного динамического образа пульсаций продольной скорости течения в турбулентном ядре. В зависимости от автоколебательного характера развития и тех или иных параметров  $(v_x, \frac{\partial v_x}{\partial y}, \frac{\partial^2 v_y}{\partial y^2} \text{ и т. д.})$  можно исследовать различные образы и найти их аналоги существующих теорий.

*Аналог гипотезы Прандтля.* Покажем, что допущение о постоянстве пульсации скорости  $v'$  в процессе ее переноса приводит к известной модели Прандтля [158]. Запишем уравнение развития пульсации скорости в виде

$$\partial v'_x / \partial t = \nu \partial^2 v'_x / \partial y^2, \quad (1.114)$$

решая уравнение (1.114)

$$\text{при } t \leq 0, \quad v'_x = 0 \quad \text{для всех } y;$$

$$\text{при } t > 0, \quad v'_x = v'_{mx} \text{ при } y \rightarrow \infty;$$

$$v'_x = 0 \quad \text{при } y = 0, \quad (1.115)$$

получаем соотношение

$$v'_x = v'_{mx} \operatorname{erf}(\eta), \quad (1.116)$$

которое описывает развитие вязкой пульсации скорости.

Из соотношения (1.116) следует, что в месте возникновения пульсации

$$\frac{\partial v'_x}{\partial y} = v'_{mx} / \sqrt{\pi \nu t} \quad (1.117)$$

или после осреднения за период  $T$  устойчивости вязкого профиля

$$(\bar{\partial} v'_x / \partial y) = 2 v'_{mx} / \sqrt{\pi \nu T}. \quad (1.118)$$

В рассматриваемых нами условиях примем

$$(\bar{\partial} v'_x / \partial y) = \bar{\partial} v_x / \partial y, \quad (1.119)$$

тогда несложно получить связь между средней пульсацией скорости и порождаемым средним градиентом скорости в виде

$$|v'_{mx}| = (\sqrt{\pi \nu T} / 2) (\bar{\partial} v_x / \partial y). \quad (1.120)$$

Среднюю пульсацию скорости найдем из условия существования ранее полученного спектра:

$$d(\bar{v}_x'^2 | v'_{mx}) = (K_m / K)^2 \exp[2(1 - K_m / K)] d(K / K_m), \quad (1.121)$$

из которого следует, что средняя квадратическая пульсация скорости

$$\bar{v}_x'^2 = 3.7 v'_{mx}^2. \quad (1.122)$$

В первом приближении примем

$$\sqrt{\bar{v}_x'^2} \approx |\bar{v}_x'| \approx 2 |\bar{v}_{mx}'|, \quad (1.123)$$

тогда

$$|\bar{v}_x'| \approx \sqrt{\pi \nu T} \bar{\partial} v_x / \partial y. \quad (1.124)$$

В соответствии с основными представлениями теории пограничного слоя [158] для рассматриваемого профиля пульсации скорости толщина вязкого слоя

$$\delta_n = 4 \sqrt{\nu t}. \quad (1.125)$$

после осреднения

$$\bar{\delta}_n = (8/3) \sqrt{\nu T}, \quad (1.126)$$

откуда

$$\sqrt{\nu T} = (3/8) \bar{\delta}_n. \quad (1.127)$$

После подстановки выражения (1.127) в уравнение (1.124) получаем

$$|\bar{v}_x'| = \frac{3 \sqrt{\pi}}{8} \bar{\delta}_n \frac{\partial \bar{v}_x}{\partial y}. \quad (1.128)$$

Принимая величину  $\bar{d}_n$  за длину пути перемешивания  $l_n$ , перепишем соотношение (1.128) в виде

$$|\bar{v}'_x| = \frac{3\sqrt{\pi}}{8} l_n \frac{\partial \bar{v}_x}{\partial y}. \quad (1.129)$$

Полученное соотношение является аналогом известной формулы Прандтля [158], связывающей среднюю пульсацию скорости с длиной пути перемешивания и градиентом средней скорости.

*Аналог гипотезы Кармана.* Для того чтобы определить связь между длиной пути перемешивания  $l_n$  и средними величинами  $\partial \bar{v}_x / \partial y$  и  $\partial^2 \bar{v}_x / \partial y^2$ , выполним интегрирование уравнения (1.112) при следующих условиях:

$$\begin{aligned} & \text{при } t \leq 0, \quad \partial^2 v_x / \partial y^2 = 0 \quad \text{для всех } y; \\ & \text{при } t > 0, \quad \partial^2 v_x / \partial y^2 = \partial^2 \bar{v}_x / \partial y^2 = \text{const} \text{ при } y = 0; \quad (1.130) \\ & \partial^2 v_x / \partial y^2 = 0, \quad \text{при } y \rightarrow \infty. \end{aligned}$$

В результате несложно получить

$$\partial^2 v_x / \partial y^2 = (\partial^2 \bar{v}_x / \partial y^2) [1 - \operatorname{erf}(\eta)], \quad (1.131)$$

откуда следует

$$\partial v_x / \partial y = \partial v_x / \partial y |_0 + (\partial^2 v_x / \partial y^2) 2 \sqrt{yt} \left[ \eta - \int_0^\eta \operatorname{erf}(\eta) d\eta \right]. \quad (1.132)$$

Учитывая, что при  $y \rightarrow \infty \partial v_x / \partial y \rightarrow 0$ , находим

$$\partial v_x / \partial y |_0 = -\sqrt{yt} \partial^2 \bar{v}_x / \partial y^2, \quad (1.133)$$

После осреднения получим

$$\partial \bar{v}_x / \partial y = (2/3) \sqrt{yt} (\partial^2 \bar{v}_x / \partial y^2), \quad (1.134)$$

откуда

$$\sqrt{yt} = \frac{3}{2} \cdot \frac{\partial \bar{v}_x / \partial y}{\partial^2 \bar{v}_x / \partial y^2}. \quad (1.135)$$

Вспомнив, что

$$\sqrt{yt} \approx \delta_k = l_k, \quad (1.136)$$

перепишем выражение (1.135)

$$l_k = \frac{3}{2} \cdot \frac{\partial \bar{v}_x / \partial y}{\partial^2 \bar{v}_x / \partial y^2}. \quad (1.137)$$

Видно, что соотношение (1.137) является аналогом известной формулы Кармана [158], связывающей длину пути перемешивания с градиентом скорости  $d \bar{v}_x / dy$  и  $d^2 \bar{v}_x / dy^2$ .

*Аналог гипотезы Тейлора.* В соответствии с гипотезой Тейлора [158] пульсации скорости развиваются в условиях постоянства значения завихренности. Этому случаю соответствует полученное ранее решение (1.102). После осреднения решения (1.102) несложно получить

$$|\bar{v}'_{mx}| = \left(\frac{2}{3}\right) \sqrt{\nu T} \partial \bar{v}_x / \partial y. \quad (1.138)$$

С учетом спектральной характеристики

$$|\bar{v}'_x| = \left(\frac{4}{3}\right) \sqrt{\nu T} \partial \bar{v}_x / \partial y. \quad (1.139)$$

Для рассматриваемого профиля толщина вязкого слоя

$$\delta_T = 3 \sqrt{\nu t}, \quad (1.140)$$

после осреднения

$$\bar{\delta}_T = 2 \sqrt{\nu T}. \quad (1.141)$$

Принимая величину  $\delta_T$  за среднюю длину пути перемешивания  $l_T$  в гипотезе Тейлора, получаем

$$|\bar{v}'_x| = \left(\frac{2}{3}\right) l_T \partial \bar{v}_x / \partial y. \quad (1.142)$$

*Аналог гипотезы Колмогорова.* Выполним анализ на базе уравнения

$$v'_x \partial v'_x / \partial t = \nu (v'_x \partial^2 v'_x / \partial y^2), \quad (1.143)$$

которое приведем к виду

$$\frac{\partial}{\partial t} \frac{1}{2} v'_x^2 = \nu \left[ \frac{\partial}{\partial y} \left( v'_x \frac{\partial v'_x}{\partial y} \right) - \left( \frac{\partial v'_x}{\partial y} \right)^2 \right]. \quad (1.144)$$

После интегрирования по  $y$  и  $t$  получаем

$$\frac{1}{2} \int_0^\infty v'_x^2 dy = -\nu \int_0^\infty \int_0^\infty (\partial v'_x / \partial y) dy dt. \quad (1.145)$$

Из выражения (1.145) после осреднения несложно найти

$$\overline{U'^2} = T_i e_d, \quad (1.146)$$

где

$$\overline{U'^2} = \left(\frac{1}{2}\right) \int_0^\infty v'_x^2 dy; \quad e_d = \nu \int_0^\infty (\partial v'_x / \partial y)^2 dy. \quad (1.147)$$

Соотношение (1.146) устанавливает связь между периодом  $T_i$  развития пульсации, энергией  $\overline{U'^2}$  и диссипацией  $e_d$  и является аналогом известной гипотезы Колмогорова [111].

*Диссипативный аналог завихренности.* По аналогии с выражением (1.143) можно записать

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{1}{2} \omega^2 \right) = \nu \left[ \frac{\partial}{\partial y} \left( \omega \frac{\partial \omega}{\partial y} \right) - \left( \frac{\partial \omega}{\partial y} \right)^2 \right]. \quad (1.148)$$

Выполнив интегрирование по  $y$  и  $t$ , получим

$$\int_0^\infty 0,5 \omega^2 dy = T \nu \left[ \omega_0 \frac{\partial \omega}{\partial y} \Big|_0 - \int_0^\infty (\partial \omega / \partial y)^2 dy \right] \quad (1.149)$$

или

$$T = \overline{\Omega}^2 / e_{d\omega}, \quad (1.150)$$

где

$$\overline{\Omega}^2 = \int_0^\infty \frac{1}{2} \omega^2 dy; \quad e_{d\omega} = \nu \left[ \omega_0 \frac{\partial \omega_0}{\partial y} \int_0^\infty (\partial \omega / \partial y)^2 dy \right]. \quad (1.151)$$

Рассматриваемую операцию можно в принципе продолжить и для последующих величин  $\partial^3 v_x / \partial y^3$ ,  $\partial^4 v_x / \partial y^4$  и т. д. Остановимся на вопросе обобщения рассматриваемой автоколебательной модели развития вязких пульсаций в турбулентных потоках. Первой характерной особенностью является наличие вполне определенного периода  $T_i$  развития вязкой пульсации, в течение которого профиль пульсации скорости остается устойчивым и не разрушается. Вторая особенность связана с масштабом переноса пульсации. Этот масштаб, как видно из предыдущих исследований, соответствует  $\sqrt{vT}$ .

Выбрав масштабы времени  $T$  и длины  $\sqrt{vT}$ , несложно получить следующую цепочку уравнений:

$$\frac{\partial}{\partial \tau} \left( \frac{\partial v_x}{\partial \eta_0} \right) = \frac{\partial^2}{\partial \eta_0^2} \left( \frac{\partial v_x}{\partial \eta_0} \right); \quad (1.152)$$

$$\frac{\partial}{\partial \tau} \left( \frac{\partial^2 v_x}{\partial \eta_0^2} \right) = \frac{\partial^2}{\partial \eta_0^2} \left( \frac{\partial^2 v_x}{\partial \eta_0^2} \right); \quad (1.153)$$

$$\frac{\partial}{\partial \tau} \left( \frac{\partial^3 v_x}{\partial \eta_0^3} \right) = \frac{\partial^2}{\partial \eta_0^2} \left( \frac{\partial^3 v_x}{\partial \eta_0^3} \right) \quad (1.154)$$

и т. д. Видно, что рассматриваемые пульсации имеют автомодельный характер в выбранных масштабах.

В качестве масштаба длины в условиях развития пульсаций скорости от градиентов  $\partial v_x / \partial y$  и  $\partial^2 v_x / \partial y^2$  можно определить  $l_k$  из соотношения (1.135). В этом случае, если вторая производная

средней скорости равна нулю ( $\partial^2 \bar{v}_x / \partial y = 0$ ), то можно воспользоваться решением

$$\frac{\partial v_x}{\partial y} = \frac{\partial^3 v_x}{\partial y^3} 4yt \left[ \frac{1}{2} \eta^2 - \int_0^\eta \psi(\eta) d\eta \right] - \frac{\partial v_x}{\partial y} \Big|_0, \quad (1.155)$$

после осреднения

$$\frac{\partial \bar{v}_x}{\partial y} = 2\sqrt{yT} \frac{\partial^3 \bar{v}_x}{\partial y^3} \left[ \frac{1}{2} \eta^2 - \int_0^\eta \psi(\eta) d\eta \right] - \frac{\partial \bar{v}_x}{\partial y} \Big|_0, \quad (1.156)$$

где

$$\psi(\eta) = \int_0^\eta \operatorname{erf}(\eta) d\eta. \quad (1.157)$$

Из выражения (1.156) следует связь между масштабом переноса  $l$  и градиентами  $\partial \bar{v}_x / \partial y$  и  $\partial^3 \bar{v}_x / \partial y^3$ .

$$l = \sqrt{yT} = \sqrt{\frac{2\partial \bar{v}_x / \partial y}{\partial^3 \bar{v}_x / \partial y^3}}. \quad (1.158)$$

В том случае, если первая производная  $d\bar{v}_x / dy = 0$ , несложно получить

$$l = \frac{3}{2} \cdot \frac{\partial^2 \bar{v}_x / \partial y^2}{\partial^3 \bar{v}_x / \partial y^3} \quad (1.159)$$

и т. д.

Для определения масштаба времени  $T$  развития вязких пульсаций воспользуемся энергетическим критерием устойчивости по Лоренцу. По Лоренцу устойчивость профиля скорости оценивается из условия равенства скорости диссипации и кинетической энергии малых колебаний. По расчетам Кармана для линейного участка профиля скорости критическое число Рейнольдса равно

$$Re_{kp} = 44. \quad (1.160)$$

Для решения уравнения (1.102) имеем соотношение

$$T = 22 / (A \partial \bar{v}_x / \partial y), \quad (1.161)$$

где

$$A = v'_{kp} \eta_{kp} / v'_m. \quad (1.162)$$

Рассмотрим пульсацию поперечной скорости  $v'$  в условиях выполнения

$$\frac{\partial}{\partial x} = \frac{1}{v'_m} \cdot \frac{\partial}{\partial t} = - \frac{\eta}{2t v'_m} \cdot \frac{\partial}{\partial \eta}. \quad (1.163)$$

Из уравнения неразрывности для пульсаций скорости

$$\partial v'_x / \partial x + \partial v'_y / \partial y = 0 \quad (1.164)$$

следует

$$v'_y = - \int_0^y (\partial v'_x / \partial x) dy. \quad (1.165)$$

Поэтому на внешней границе

$$v'_{my} = - \int_0^\infty (\partial v'_x / \partial x) dy \quad (1.166)$$

или

$$v'_{my} = \sqrt{\frac{v}{t}} \int_0^\infty \frac{\eta}{v'_{mx}} \cdot \frac{\partial v'_x}{\partial \eta} d\eta, \quad (1.167)$$

откуда после вычислений получаем

$$v'_{my} = 0,5 \sqrt{v/t}, \quad (1.168)$$

или после осреднения

$$\bar{v}'_{my} = \sqrt{v/T}. \quad (1.169)$$

Запишем величину

$$|\bar{v}'_{my}| = \frac{3}{2T} \cdot \frac{\partial \bar{v}_x / \partial y}{\partial^2 \bar{v}_x / \partial y^2} \quad (1.170)$$

или с учетом соотношения (1.161)

$$|\bar{v}'_{my}| = \frac{3A}{44} \cdot \frac{(\partial \bar{v}_x / \partial y)^2}{\partial^2 \bar{v}_x / \partial y^2}. \quad (1.171)$$

Учитывая связь

$$|\bar{v}'_y| \approx 2 |\bar{v}'_{my}|, \quad (1.172)$$

запишем

$$|\bar{v}'_y| = \frac{3A}{22} \cdot \frac{(\partial \bar{v}_x / \partial y)^2}{\partial^2 \bar{v}_x / \partial y^2}, \quad (1.173)$$

а также

$$|\bar{v}'_x| = 2 \frac{(\partial \bar{v}_x / \partial y)^2}{\partial^2 \bar{v}_x / \partial y^2}, \quad (1.174)$$

тогда величина

$$|\bar{v}'_x| |\bar{v}'_y| = \left[ \sqrt{\frac{3A}{11}} \frac{(\partial \bar{v}_x / \partial y)^2}{\partial^2 \bar{v}_x / \partial y^2} \right]^2. \quad (1.175)$$

Для профиля (1.102) значение  $A=0,6$ , поэтому

$$|\bar{v}'_x| |\bar{v}'_y| = \left[ 0,406 \frac{(\partial \bar{v}_x / \partial y)^2}{\partial^2 \bar{v}_x / \partial y^2} \right]^2. \quad (1.176)$$

Данное соотношение практически совпадает с известной полуэмпирической формулой Кармана.

Анализ построения наиболее вероятных спектральных характеристик простейших стационарных и однородных полей, естественно, можно использовать при пространственно-временном изменении любого параметра  $U$ . В этом случае

$$U(x, y, z, t) = u(x, y, z, t) + U'(x, y, z, t), \quad (1.177)$$

где  $u(x, y, z, t)$  — трендовая составляющая, определяющая детерминизм;  $U'$  — случайная компонента, определяющая стохастичность [84].

Примером реализации уравнения (1.177) могут служить построения трендовой поверхности и карты отклика (случайной компоненты) по одной из характеристик механического состава наносов на подводном склоне западного побережья одного из районов Дальнего Востока (рис. 1.13, 1.14). Трендовая составляющая здесь представляет собой уравнение регрессии, построенное по методу наименьших квадратов. Достоверность полученной по этому уравнению поверхности высокая (95 %), тренд сильный (около 45 % от общей изменчивости натурных данных). Поверхность отклика более слабая, ее изменчивость составляет лишь 19,5 % от общей изменчивости по всей площади исследованного планшета. Однако геологический смысл карты отклика проявляется достаточно хорошо, что видно при сравнении ее с морфометрической картой, построенной за тот же гидродинамический период. Аномалии в площадном распределении содержаний механической фракции 0,25—0,1 мм в основном совпадают с относительными превышениями дна. Это обстоятель-

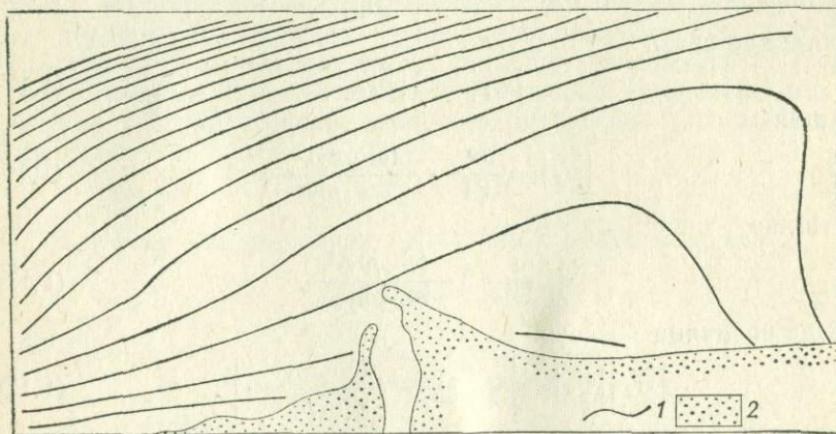


Рис. 1.13. Схема изолиний трендовой поверхности, характеризующей содержание мелкопесчаной фракции в рыхлых наносах.

1 — изолинии тренда; 2 — суши.  
 $z_{\min} = 33,885$ ;  $\Delta z = 3,359$ .

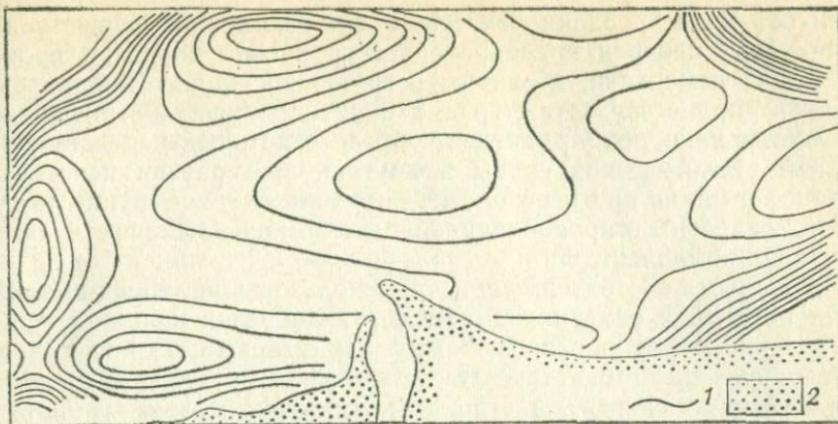


Рис. 1.14. Схема изолиний поверхности отклика (относительно регрессивной поверхности, характеризующей распределение содержаний мелкозернистой фракции в рыхлых наносах рис. 1.13).

1 — изолинии поверхности отклика; 2 — суша.  
 $\Delta z = 3,507$ .

ство позволяет думать, что формирование деформаций дна, вероятно, контролируется перемещением главным образом мелкозернистой фракции.

Карта деформаций дна и карта отклика для гранулометрического параметра с формальной точки зрения были построены методически по-разному, однако имеют очень близкую смысловую основу. Деформации вычислялись относительно некоторой условной «нулевой» поверхности, претендующей на поверхность равновесия, а «трендовые аномалии» — от некоторой выровненной поверхности, относительно которой квадраты отклонения эмпирических значений дают наименьшую сумму. Если опираться на терминологию теории формирования образов, то можно говорить об определенном совпадении морфологических образов дна и образов механического состава. Это совпадение в нашем примере, вероятно, было бы гораздо полнее, если бы методика выделения образов была бы идентичной, а объем натурной информации одного порядка. Но тем не менее нулевую и трендовую поверхности можно (во всяком случае в первом приближении) рассматривать как те предельно простые формы, которые лежат в основе всех последующих возможных изменений, а центры деформаций и «трендовых аномалий» — как центры этих изменений.

Приведенный пример является весьма скромной иллюстрацией к рассматриваемому вопросу, но и он показывает, что изучение шельфовых процессов на основе представлений об образах выглядит перспективным. Чрезвычайно важным моментом в этом вопросе является, на наш взгляд, определяющая роль

центров формирования тех или иных изменений. Существование таких центров предопределяет групповой характер происходящих изменений, а значит, и групповой характер вызывающих их процессов. Итак, группа каких-то признаков, вероятно, является наиболее устойчивым образом, который передается из одной реологической среды в другую, претерпевая некоторые трансформации при переходе через границы. Такие группы могут быть выделены и проанализированы с помощью множественного анализа компонент [85].

Важным обстоятельством в использовании тренд-анализа для поисков и описания динамических образов является существование обратной связи между параметрами, характеризующими спектры стохастических отклонений (отклика), и систематическими спектрами (тренда). При этом можно говорить и о некоторой двойственности информации по исследуемым системам: трендовой — низкочастотной и случайной — высокочастотной. Такая двойственность проявляется во взаимосвязи и взаимообусловленности как значений самих параметров, так и их градиентов.

Этот вывод кажется фундаментальным, так как констатирует и математически оформляет связь детерминизма и стохастичности, утверждая, что оба принципа моделирования природных процессов едины в своей физической сущности. Значит, гидрогеологическое функционирование шельфовых областей тоже двойственно. Эта двойственность определяет коллективную структуризацию системы  $\text{вода} \rightleftharpoons \text{порода}$ : меняя сложность тренда, мы меняем и сложность случайной компоненты (остатка). Следовательно, наиболее объективное решение необходимо искать в модели, объединяющей детерминизм и стохастичность как физический дуализм системы.

Можно надеяться, что идея формирования наиболее вероятных образов явится фундаментальной основой для построения модели взаимодействия не только атмосферы, океана и литосферы в пределах шельфа и склона, но и любой другой структуризации как на нижней гидрогеологической границе континентальной террасы, так и внутри ее.

## 5. Принципы построения гидрогеологической модели шельфовых областей

Все, о чем мы говорили в этой главе, позволяет сформулировать гидрогеологическое определение шельфа. Шельф — это часть общеземной системы  $\text{вода} \rightleftharpoons \text{порода}$ . Ее верхней границей является океаническое дно в пределах континентальной террасы, нижней — поверхность, отделяющая шельфовые структуры от дошельфовых (по времени возникновения). Особенности гидрогеологической структуризации этой подсистемы со-

стоят в том, что они несут черты прямого и косвенного влияния атмосферы, океана и суши. Элементы ее внутренней структуризации могут быть описаны как многопараметрические наиболее вероятные образы, возникающие, формирующиеся и диссирирующие под воздействием силовых полей. Это определение позволяет наметить основные принципы построения гидрогеологической модели шельфовых областей.

В пределах гидрогеологической шельфовой подсистемы устанавливаются или строятся параметры, которые могут характеризовать ее как группу.

С помощью постулатов и теорем, определяющих группу, строят структуру группы.

Рассматривается устойчивость этой группы, распадение ее на подгруппы разных порядков, ищутся дополнительные группы и т. д., т. е. наша подсистема описывается и анализируется с помощью методов теории групп. Эта теория дает аппарат прогнозирования и управления гидрогеологической шельфовой подсистемы и позволит раскрыть фундаментальные ее свойства.

Обращаясь с группой и подгруппами как с консервативной системой наиболее вероятных информативных образов, можно строить модель их передачи в пределах самой подсистемы и через ее границы.

Прокомментируем эту схему. Поскольку мы говорим о природной системе  $\text{вода} \rightleftharpoons \text{порода}$ , а понятие системы подразумевает целостность как продукт взаимодействия (причем в нашем случае оно консервативно), то речь должна идти не только о группе параметров, но и о группе их преобразований. Иными словами, природное взаимодействие, определяющее целостность как коллективную структуризацию, следует описывать алгоритмом преобразований, отвечающих математическому понятию группы. Как известно, под такой группой понимают любую композицию преобразований, которая, не являясь пустым множеством, отвечает условию ассоциативности, имеет нейтральную и симметричную операции.

Применительно к шельфу как гидрогеологической системе эти требования можно сформулировать следующим образом.

1. Множество  $G$  дискретных элементов  $g_1, g_2, g_3, \dots, g_n$ , характеризующих систему  $\text{вода} \rightleftharpoons \text{порода}$ , образуют группу, если применительно к ним найдена ассоциативная операция  $\odot$  [ $(g_1 \odot g_2) \odot g_3 = g_1 \odot (g_2 \odot g_3)$ , относительно которой в  $G$  содержится нейтральный элемент  $e$  ( $e \odot g_i = g_i \odot e$ ) для всех  $g \in G$ , при этом каждому элементу  $g_i$  множество  $G$  содержит симметричный ему элемент  $\bar{g}_i$  ( $g_i \odot \bar{g}_i = \bar{g}_i \odot g_i = e$ ).

2. Очевидно, что устойчивость такой группы как динамической системы обеспечивается только композицией операций  $\odot$ , которая сама является группой преобразований.

Основанную на этих принципах модель шельфа как гидро-геологической системы можно представить в таком виде.

1. Параметры  $g$  заданы спектральными функциями, сопряженными в форме тренд—отклик. Эта совокупность детерминистических и стохастических спектров рассматривается как элементарная группа.

2. Такие элементарные группы строятся отдельно для вод и вмещающих пород.

3. Из них создается множество  $G$ , отвечающее постулатам и теоремам математических групп. Эти группы и будут описанием того уровня внутренней многопараметрической организованности (структуризации), которая позволяет узнать шельфовую подсистему в общей системе вода  $\rightleftharpoons$  порода.

4. Но эта модель статична и носит в основном классификационный характер. Чтобы сделать ее динамической, необходимо еще построить группу преобразований, т. е. такую композицию операций  $\odot$ , которая бы описывала функционирование системы, определяющей ее целостность и консервативность, хотя бы за какой-то геологически целесообразный отрезок времени.

Таким образом, идея коллективной структуризации, сформированная в начале главы, определила взгляд на гидрогеологическую систему вода  $\rightleftharpoons$  порода, как на параметрическую группу, изменения которой контролируются группой преобразований. Найти такие группы для всей общеземной системы вода  $\rightleftharpoons$  порода и отдельных ее частей — вот генеральная цель теоретической гидрогеологии. Этот подход замечателен тем, что он чрезвычайно общий и не меняется при членении системы на подсистемы любых порядков, гарантируя сохранение основных требований к моделям: монизма, детерминированности и симметрии.

В основе изложенных принципов построения математических моделей гидрогеологических объектов, в том числе и шельфовых областей, лежит фундаментальная физическая идея — понятие двойственности природных систем и информационного поля, через которое мы эти системы воспринимаем. В любом проявлении суть дуализма окружающего нас мира состоит в существовании двух тенденций: стремления к упорядоченности и необходимости уменьшить внутреннюю энергию. Первая связана с затратами энергии, вторая с разрушением достигнутого уровня организации. Иными словами, природа создает, чтобы сломать, и ломает, чтобы построить. Создательная тенденция дает нам информацию для членения целого на части, т. е. то, что принято называть классификацией и связано с анализом систем и явлений (в едином мы видим разное). Вторая тенденция позволяет в разном увидеть общее, что достигается синтезом информации.

С позиций дуализма природы систему вода  $\rightleftharpoons$  порода, являющуюся предметом гидрогеологии, можно рассматривать как

изолированную и открытую одновременно. Обладая определенным запасом внутренней энергии, стремясь уменьшить ее и увеличить свою энтропию, эта система, будучи замкнутой, совершает работу сама над собой и структурно усложняется. Но сложные системы неустойчивы и стремятся к упрощению (как самостоятельный класс событий). Это упрощение совершается уже в открытой системе [115].

Можно утверждать, что согласно второму закону термодинамики система теряет энергию, но эти потери в своей основе не диссипативны (диссипация лишь фон), а периодичны и носят квантовый характер. Если система не получает энергию извне, она переходит на более низкий энергетический уровень (повышает свою энтропию) как бы скачками. Если исключить диссипацию, то можно говорить, что, находясь на энергетическом уровне, система функционирует как изолированная, при переходе же на другой уровень она развивается как открытая система. Если же энергия поступает извне, то система лишь меняет энергетические уровни в обратном порядке, энтропийный же дуализм сохраняется.

Очевидно, что дуализм природных систем предопределяет и форму их функционирования — цикличность: от простого к сложному, затем опять к простому, чтобы повторить это многократно. Развитие подчинено закону спирали, поэтому циклы меняются, но циклы близкие во времени благодаря структурной памяти систем обычно похожи настолько, что наши аппроксимации позволяют их считать идентичными.

Коллективная структуризация — это тоже форма природного дуализма (во всяком случае гидрологического, систем вода  $\rightleftharpoons$  порода), но форма более высокого, может быть второго, порядка. Она как бы раскрывает механизм энтропийного дуализма, показывая, на каких принципах создается, существует и разрушается организованность системы. Для шельфовых областей этот принцип может быть проиллюстрирован как процесс дегидратации. С начала мезозоя большинство шельфов погружалось как окраины континентов. При этом глубины моря в их пределах практически оставались без изменений, за счет компенсированного осадконакопления. В этом процессе все шельфовые осадки перемещались с верхнего энергетического уровня гравитационного поля Земли (с поверхности литосферы) на нижние, проходя элизионный этап развития.

При этом в результате увеличения внутрипластового давления, уплотнения и перестройки структуры порового пространства осадки, а потом и сформировавшиеся из них породы теряли капельно-жидкую воду. Рушился прежний уровень организованности пластовой системы вода  $\rightleftharpoons$  порода. Воссоздание его происходило за счет десорбции физически связанных вод. Эта схема, известная сейчас всем гидрологам, с позиций общих принципов структурной организованности имеет некоторые

тонкости. Система не просто теряла сингенетическую капельно-жидкую воду и вместо нее приобретала десорбированную физически связанную, в системе физически связанная вода могла оставаться *in situ*, но приобретала свойства гравитационной влаги.

Иными словами, сохранение коллективной структуризации заключается не в том, что система сохраняется в неизменном виде, а в том, что происходит реконструкция разрушенного уровня организованности системы, т. е. соотношения основных ее составляющих. Была гравитационная вода и минеральные зерна осадков. Изменилась структура толщи, но уровень структуризации системы вода-порода остался прежним: поры все равно заполнены водой со стандартными свойствами (способностью к растворению, температурой кипения, замерзания, структурой и т. д.), присущими данной гидрофизической зоне [115]. Уровень структуризации консервативен. Для большей наглядности приведем еще пример по другой гидрофизической зоне — фации амфиболитового метаморфизма. Здесь потери поровых вод восполняются в результате разрушения амфиболов, которые, «погибая», как бы спасают себе подобных, стремясь сохранить присущий этой зоне уровень организованности системы вода-порода.

Дуализм коллективной структуризации гидрогеологических систем заключается в том, что это, с одной стороны, внутренний процесс, работающий на изолированность системы, стремящийся сохранить ее как самостоятельный класс объектов в новых условиях, с другой — этот же процесс создает предпосылки для разрушения реконструируемой структуризации. Например, переход физически связанных вод в свободную форму воссоздает начальный структурный статус системы, т. е. организационно сохраняет ее, но одновременно система теряет тот внутренний относительно устойчивый запас воды, который позволяет поддерживать существующий уровень структуризации вода-порода. И когда этот запас будет исчерпан, система перейдет в другой класс, сменит уровень структуризации. Иными словами, коллективная структуризация — это инструмент, который как бы охраняет систему от внешних посягательств, помогает ей сохранить себя как индивидуальность, но одновременно создает условия для перерождения, чтобы не быть уничтоженной как гидрогеологическая система.

Дуализм геологических систем определяет и дуализм информационного поля, через которое мы их воспринимаем и где строим модели реального мира. Наши предельные аппроксимации в этом поле сводятся либо к детерминистическим, либо к стохастическим схемам, что, по существу, представляет собой условное разделение марковости, объединяющей в себе непрерывность и одновременную дискретность Мира. Поэтому требование детерминированности для моделей природных систем

должно быть заменено требованием информационного дуализма, заключающегося в единстве детерминированности и стохастичности. Реализация этого требования может быть осуществлена либо с помощью цепей Маркова, либо в форме спектральных функций, сопряженных в форме тренд-отклика. Обе возможности рассматривались в данной главе.

Таким образом, принципы построения моделей гидрогеологических систем  $\text{вода} \rightleftharpoons \text{порода}$ , к которым относятся, безусловно, и шельфовые области, методологически выдержаны как с точки зрения физических, так и с точки зрения информационных постулатов.

Нам кажется, что идея коллективной структуризации как формы гидрогеологического дуализма при ее реализации в виде математических групп может привести к закону целых чисел в гидрогеологии. Вспомним кристаллографию. По этому закону грани кристалла растут параллельно самим себе, каждая простая форма имеет свой символ, по которому она отличается от других кристаллографических особей. По существу, это элементарные группы. Возьмем для примера хорошо всем известный гексаэдр, его символ  $\{100\}$  можно записать в виде отдельных индексов:

$$\begin{aligned} 100 & \quad \bar{1}00 \quad g_1(g_1)^{-1} \\ 010 & \quad 0\bar{1}0 = g_2(g_2)^{-1} \\ 001 & \quad 00\bar{1} \quad g_3(g_3)^{-1}. \end{aligned}$$

Нетрудно видеть, что эта запись обладает всеми свойствами математической группы: единичная грань имеется, симметрия очевидна из понятия простой формы, операция ее построения ассоциативна, поскольку простая форма может быть построена из любой грани при любой последовательности использования элементов симметрии.

Разумеется, что для системы  $\text{вода} \rightleftharpoons \text{порода}$  закон целых чисел, если он существует, должен иметь более сложную форму. Роль индексов будут выполнять либо спектральные функции различных параметров, сопряженные по схеме тренд-отклика, либо  $T$ -матрицы дерева Маркова; симметрия, видимо, проявится через коллективную структуризацию, единичный (нейтральный) параметр будет представлять собой некоторую постоянную сопряженности (типа постоянной равнобочкой гиперболы  $xy = \text{const}$ , где  $x$  и  $y$  — симметричные параметры), ассоциативная операция будет определена зональностью характеристик и цикличностью их изменения.

Читатель, безусловно, уже понял, куда клонит автор. Шельфовые области — это часть общеземной гидрогеологической системы. И модель ее следует строить на принципах, общих для системы в целом (принципы должны быть одинаковыми для

любых ее составляющих). Это основа всякой науки, и здесь могут быть лишь временные исключения. Как ни печально, но мы оказываемся в самом начале реализации этих принципов, поскольку их формулировка представляет собой новый акт веры, дедуктивной надстройки над которой еще нет. Чтобы создать ее, необходимы, с одной стороны, новые эмпирические факты, с другой — новая информация на основе уже накопленных наблюдений, такая, например, как спектральные характеристики,  $T$ -матрицы и т. д. Но главное определено — это принципы, на которых следует продолжать строительство науки гидрогеологии, и гидрогеологическая модель шельфовых областей будет ее частью.

Глава закончена. Ее методология ясна: от общего к частному. В следующих двух главах подход меняется на обратный. Трудно сказать, хорошо это или плохо, но очевидно, что к истине можно подходить одновременно с противоположных сторон. В этих главах речь пойдет о субмаринных источниках как одной из форм разгрузки подземных вод на шельфе. Рассматривая морское дно как верхнюю гидрогеологическую границу шельфовой системы вода-порода, субмаринные источники можно трактовать как наиболее активные разрывы границы. Из этого следует, что, хотя мы решаем частную задачу, но возможные экстраполяции решений на другие границы шельфовой гидрогеологической системы опираются на самые общие представления о ней. Таким образом, идя к истине с различных сторон, правила движения мы соблюдаем одни и те же. Наверное, это и является тем основным, что объединяет все главы книги.

**Особенности  
функционирования  
очагов разгрузки  
подземных вод  
на границе  
океан—литосфера  
в области шельфа**

**1. Гидравлическая модель**

Имеющийся в нашем распоряжении материал по разгрузке подземных вод на шельфе и внедрению морских вод в область суши позволяет говорить о том, что процессы эти дискретны как в пространстве, так и во времени. Наиболее известным и очевидным проявлением такой прерывистости являются субмаринные источники, которые можно рассматривать как некоторые элементарные очаги в теоретически непроницаемой границе океан—литосфера. Изучение субмаринных источников представляет для гидрогеологии новую задачу. Характерно, что при обилии сведений о них мы до сих пор не имеем достаточно надежных и обоснованных способов оценки основных параметров самого феномена.

В настоящей главе сделана попытка показать на основе конкретных примеров наиболее перспективные, на наш взгляд, пути изучения механизма разгрузки субмаринных источников как элементарных очагов, обсудить теоретические предпосылки и результаты работ.

Процесс смешения морских и подземных вод в зависимости от соотношения напоров может происходить либо в пористой среде коллектора верхней части литосферы (вблизи границы), либо над границей в водной среде. При этом механизм разгрузки пластовых и трещинно-жильных (или карстовых) подземных вод на границе океан—литосфера принципиально различен. Теоретически (в обоих случаях) в морской воде должна образоваться аномальная область, вызванная разгрузкой подземных вод. Попытки объяснить существование придонной аномалии разгрузкой пластовых подземных вод были сделаны на примере северо-восточной части Каспийского моря [143, 144]. Однако полной уверенности в том, что отмеченная температурная аномалия вызвана не чем иным, как разгрузкой подземных вод, нет главным образом потому, что интенсивность гидродинамических процессов в мелководной части моря на порядок выше того расхода подземных вод, который мог бы обеспечить ее существование.

Объектом наших исследований является отдельный субмаринный источник. Границы его четко определены размерами трещины или локальной дисьюнктивной зоны. Будем считать, что боковые стенки трещины (дисьюнктивной зоны) практически не фильтруют.

Выходящая из источника струя (факел) попадает либо непосредственно в морскую воду, либо в перекрывающие трещину (в дальнейшем будем именовать устье трещины — грифоном) наносы. Подземные воды субмаринного источника аномальны по отношению к морским (по температуре, солености, химическому составу), и расход источника обеспечивает существование в морской воде (или в толще перекрывающих грифон наносов) относительно стабильной, четко фиксируемой аномалии.

Предварительные исследования, проведенные в натурных условиях и на моделях, показали невозможность определения расхода субмаринного источника объемным методом (для этого нужен кантаж) и гидрометрическим методом скорость — площадь. Применить последний метод нельзя по двум причинам: 1) из-за отсутствия соответствующих приборов для измерения скорости, стабильно работающих в сильно турбулизированной струе потока переменной плотности и 2) даже при наличии такого прибора его весьма сложно в подводных условиях зафиксировать в нужных точках действующего грифона. Поэтому при моделировании субмаринного источника основное внимание было обращено на следующие показатели.

1. Гидродинамические, гидротермические и гидрохимические характеристики факелов разгружающихся вод и связь их с параметрами источника.

2. Электрофизические характеристики факелов разгружающихся вод и связь их с параметрами источника.

3. Характер развития аномалии в пористой среде наносов в зависимости от их проницаемости и параметров источника.

Достоинством гидравлической модели является возможность непосредственного наблюдения работы субмаринного источника и получения его параметров прямыми измерениями. Схема модели показана на рис. 2.1. Соотношение между напором морской воды и подземных вод варьировалось в пределах 0,1—3,5. Если принять глубину выхода источника 200 м, то максимальное соотношение 3,5 соответствует напору в природе 700 м. Значения температуры и солености разгружающихся вод источника и морской воды могут меняться в очень широких пределах. В наших опытах разность температур задавалась в пределах от 0 до 25 °С, солености 0—35 ‰. В экспериментах использовались насадки, имитирующие грифоны различных конфигураций открытого и закрытого (заполненного наносами) типа. Насадка, имитирующая закрытый грифон, в ходе эксперимента заполнялась грунтами различной заданной проницаемости.

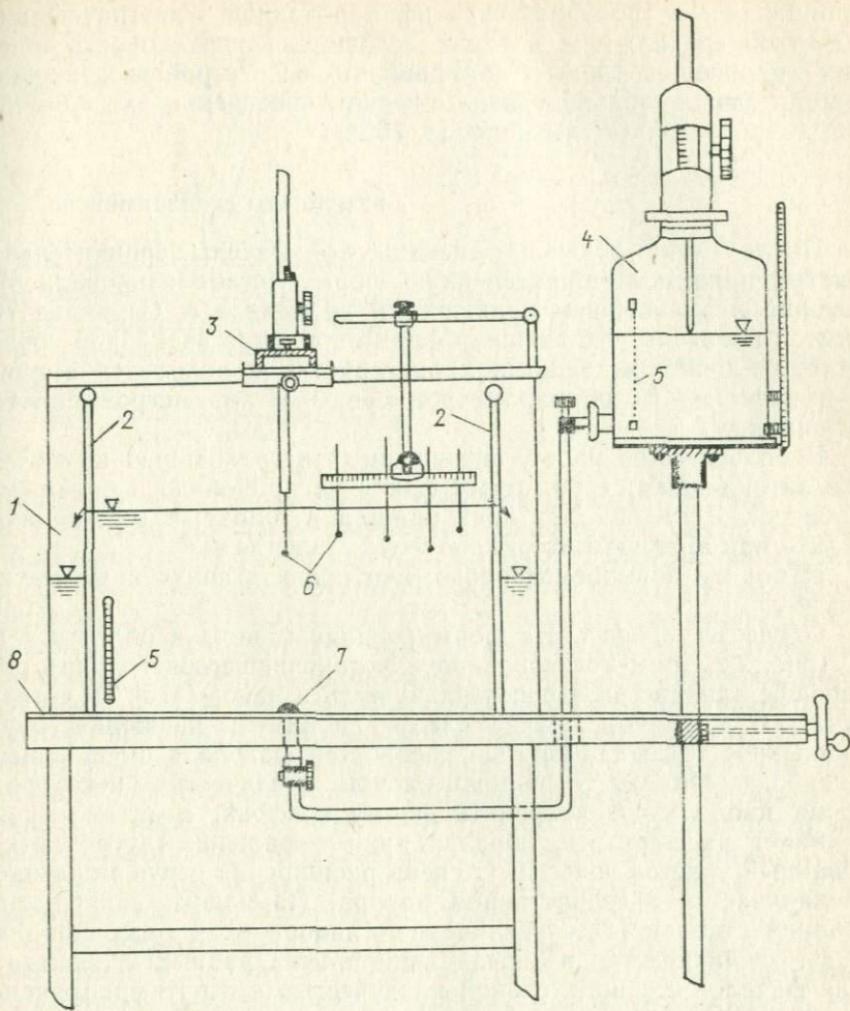


Рис. 2.1. Схема гидравлической модели.

1 — основной резервуар модели; 2 — съемные боковые стенки, контролирующие положение уровня в основном резервуаре; 3 — передвижная рамочная система; 4 — напорный бак с уровнемером; 5 — термометры; 6 — термисторы; 7 — насадка; 8 — светоотражающая пленка.

Процесс развития и положения стабилизированного факела фиксировался при помощи фото- и киносъемки, для чего вода в баке 4 подкрашивалась нигрозином или флюoresцином.

В качестве термометров сопротивления использовались полупроводниковые микротермосопротивления бусинкового типа (МТ-54). Результаты измерений температуры записывались светолучевым осциллографом, а пробы для определения солености отбирались с помощью специальной пипетки. Опыты

проводились в спокойной стратифицированной и нестратифицированной средах, т. е. в таких условиях, когда скорость течения вмещающей среды была равна нулю. Устройство модели, измерительная аппаратура и методика проведения экспериментов подробно изложены ранее [8, 165].

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

После пуска воды из насадки все факелы сравнительно быстро принимали определенную форму (стабилизировались), которая в дальнейшем практически не менялась. Серия из 70 опытов показала, что внешняя форма факела в спокойной среде является одной из важных характеристик и находится в прямой зависимости от параметров среды и параметров самого источника.

В большинстве работ, посвященных исследованию параметров затопленных струй, этому факту не придавалось большого значения. Да и нам эта идея пришла в голову, к сожалению, только при анализе материалов фото-, киносъемки.

И все же попытаемся прокомментировать полученные материалы.

*Открытый грифон.* На формирование факела в области I и II (рис. 2.2, зоны установления и установившегося потока) решающее влияние оказывают плавучесть и напор [175]. Под плавучестью в данном случае следует понимать движение, обусловленное только разностью плотностей факела и вмещающей жидкости. Факелы с положительной плавучестью некоторое время продолжают сохранять форму грифона, а затем струя начинает расширяться, образуя ярко выраженный турбулизированный участок зоны II. Степень расширения струи медленно увеличивается с возрастанием напора. По нашим данным на границе с зоной III с увеличением напора в 24 раза ширина струи увеличивается в 3 раза (при прочих равных условиях). Для факелов с отрицательной плавучестью в стратифицированной жидкости начальное расширение струи сравнительно мало даже при больших напорах. Верхняя часть факела, достигающего поверхности, образует четкое пятно, а движение воды идет по схеме, показанной на рис. 2.3. Аномалия достаточно устойчива даже при небольших градиентах и долго сохраняет свою форму.

Факелы с отрицательной плавучестью, не доходящие до поверхности, как правило, образуют линзообразную придонную аномалию с характерным изменением температуры, о чем будет сказано ниже.

*Закрытый грифон.* Особый интерес представляет качественный анализ формы факела при закрытом грифоне, так как подобные наблюдения, как нам известно, ранее не проводились. Здесь, как и в вышеописанных опытах, большое влияние

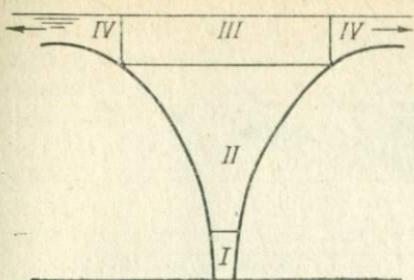


Рис. 2.2. Характерные зоны перемешивания факела (по Р. Френкелю и Д. Каммингу).

Зоны: I — установления потока, II — усташновившегося потока, III — перехода к поверхности, IV — горизонтального поверхностного течения.

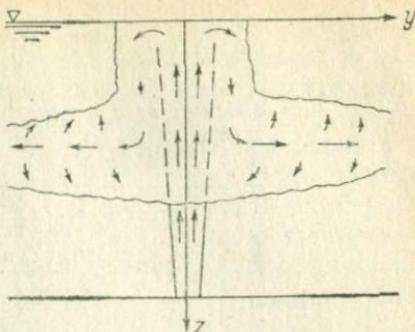


Рис. 2.3. Схема движения воды в факеле.

на форму факела оказывает величина напора. На рис. 2.4 показаны два факела с одинаковой плавучестью, но с разными значениями  $v_{\text{вых}}$  (в опытах № 33 и № 68 соотношение напоров 1 : 7). При большой начальной скорости (опыт № 68) форма факела из закрытого грифона приобретает упорядоченность. Хорошо видны отдельные струйки, соответствующие расположению пор породы, заполняющей грифон. Характерная черта формы факела — сужение в верхней части за счет дискретности потока, выходящего из грифона, и достаточно сильного подсоса, притягивающего отдельные струйки. Можно предположительно сказать, что степень сужения факела зависит от напора и пористости породы, заполняющей грифон. В верхней части факела обычно создается четкая грибообразная форма (опыт № 33), причем периферийная часть аномалии может быть немного опущена по отношению к поверхности.

Анализ материалов фото-, киносъемки позволил получить новые данные о стадиях развития различных типов аномалий, вызванных деятельностью факела разгружающихся вод, а также о значении вертикальной  $v_z$  и горизонтальной  $v_y$  скоростей движения воды в самом факеле. В работе В. Харта [179] имеются сведения о развитии только двух типов факелов, выходящих из открытой круглой насадки (факелы достигают поверхности воды с числами Фруда  $Fr=20,3$  и  $Fr=15,0$ , а также для одного взвешенного факела с  $Fr=5,8$ ). При этом основное внимание уделялось развитию начальной стадии.

На рис. 2.5 можно наблюдать формирование придонной ( $Fr=10,9$ ) и взвешенной аномалии ( $Fr=27,4$ ) в спокойной стратифицированной среде. В опыте № 35 температура на поверхности вмещающей жидкости  $21,2^{\circ}\text{C}$ , у дна  $20,2^{\circ}\text{C}$ . В опыте № 39 на поверхности  $24,4$ , у дна  $23,8^{\circ}\text{C}$ . На рисунке 2.5, б хорошо видно, что данная стратифицированная среда обеспечивает

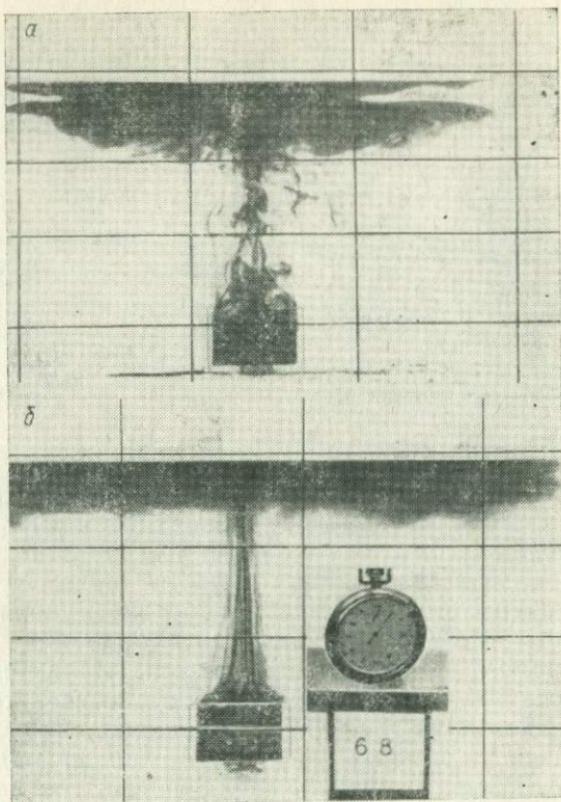


Рис. 2.4. Влияние скорости выхода на формирование внешней формы факела.

Опыты: а — № 33, б — № 68.

устойчивое положение аномальных вод даже после прекращения истечения из насадки. Аналогичным образом изучались стадии развития поверхностной аномалии в опытах с насадками, имитирующими закрытый грифон.

Внешние формы стабилизировавшихся факелов в стратифицированной неподвижной среде можно свести к шести основным случаям, представленным на рис. 2.6. Первые пять форм могут образоваться как при открытом, так и при закрытом грифонах. Последняя шестая форма характерна только для закрытого грифона. Как показали натурные исследования, при затухании периодически действующих течений развитие факелов до стабилизации формы идет по изложенной выше схеме. Первые два случая характеризуют аномалии с отрицательной плавучестью. Напор источника во втором случае достаточно велик и подземные воды достигают поверхности и затем вновь возвращаются на дно. Третий и четвертый случаи показывают формы факела в стратифицированной среде. В придонном, бо-

лее холодном слое факелы имеют положительную плавучесть, а в верхнем, теплом слое — отрицательную. В зависимости от напора они достигают или не достигают поверхности. В пятом и шестом случае факелы имеют большой запас положительной плавучести и пятно аномалии развивается на поверхности.

*Распределение температуры и плотности внутри факела разгружающихся вод.* Полученные в ходе экспериментов данные позволяют построить совмещенный график изменения амплитуды пульсаций температуры по вертикальной оси факела  $A_{\bar{t}} = f(z/D)$  и в области горизонтального распространения разгружающихся вод  $A_{\bar{t}'} = f(y)$  (рис. 2.7). Опыты проводились с изменением напора в 1,5 и 2 раза и изменением  $\Delta t$  (разности температур источника и вмещающей среды) от 3,2 до 20°C.

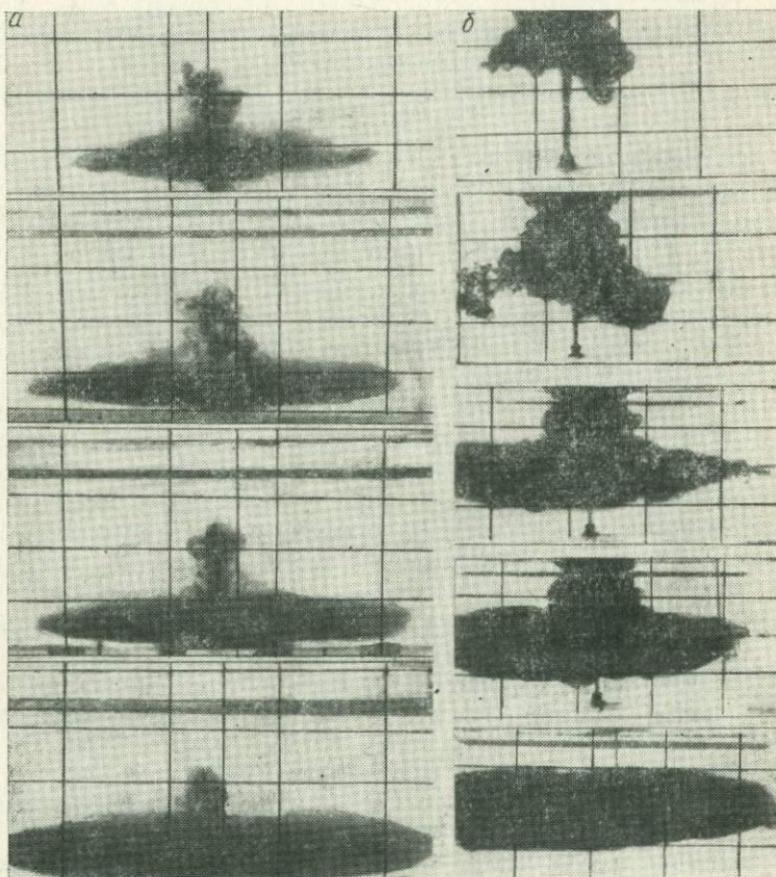


Рис. 2.5. Факелы с отрицательной плавучестью.

*a* — не достигающий поверхности в стратифицированной среде (придонная аномалия),  
*b* — достигающий поверхности в стратифицированной среде (взвешенная аномалия).

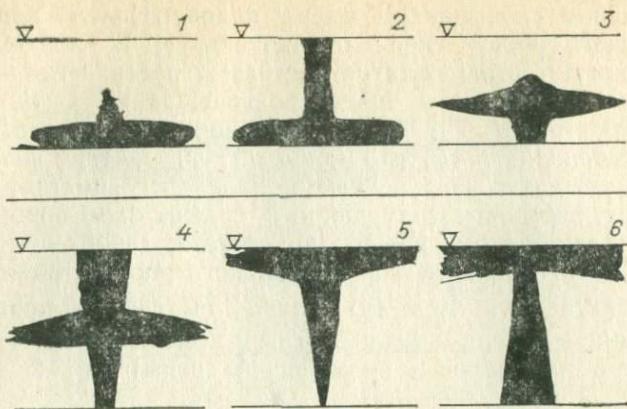


Рис. 2.6. Внешние стабилизированные формы факелов в стратифицированной спокойной среде.

Факелы: 1, 2 — с отрицательной плавучестью, 3, 4 — в стратифицированной среде, 5, 6 — с положительной плавучестью.

При изменении напора в 2 раза значение  $A_t$ , практически не менялось (опыты № 61, № 60). При постоянном напоре и изменении  $\Delta t$  наблюдались максимальные амплитуды пульсаций (опыты № 59, № 58), т. е. четкая зависимость  $A_t$  от плавучести  $\Delta\rho(\Delta t^{\circ}\text{C})$ . Во всех наших опытах максимальные значения амплитуд пульсаций совпадают с зоной I, выделенной Р. Френкелем и Д. Каммингом (см. рис. 2.2) для концентраций. Зона II характеризуется плавным уменьшением  $A_t$ , к поверхности. В зоне III (зоне перехода к поверхности) пульсации резко изменяются в пределах первых сантиметров глубины. Выравнивание температур объясняется здесь влиянием поверхности раздела вода—воздух и переходом струи к горизонтальному течению. Зона IV (зона горизонтального поверхностного течения) характеризуется плавным уменьшением  $A_t$ , в направлении оси  $y$ , что объясняется затуханием горизонтального поверхностного течения, управляемого перепадом температур между центром и периферией факела. В целом значения амплитуд пульсаций хорошо подтверждают концентрационные зоны факела и могут являться его независимой характеристикой.

Распределение средних значений температуры (то же самое можно сказать и о плотностях, так как минерализация воды источника и среды одинакова) по вертикальной оси факела с положительной плавучестью показана на рис. 2.8. Сопоставление кривых с одинаковой плавучестью при незначительном увеличении напора позволило получить подтверждение неформального выделения зон в динамической структуре факела. Верхняя точка пересечения кривых лежит на границе II и III

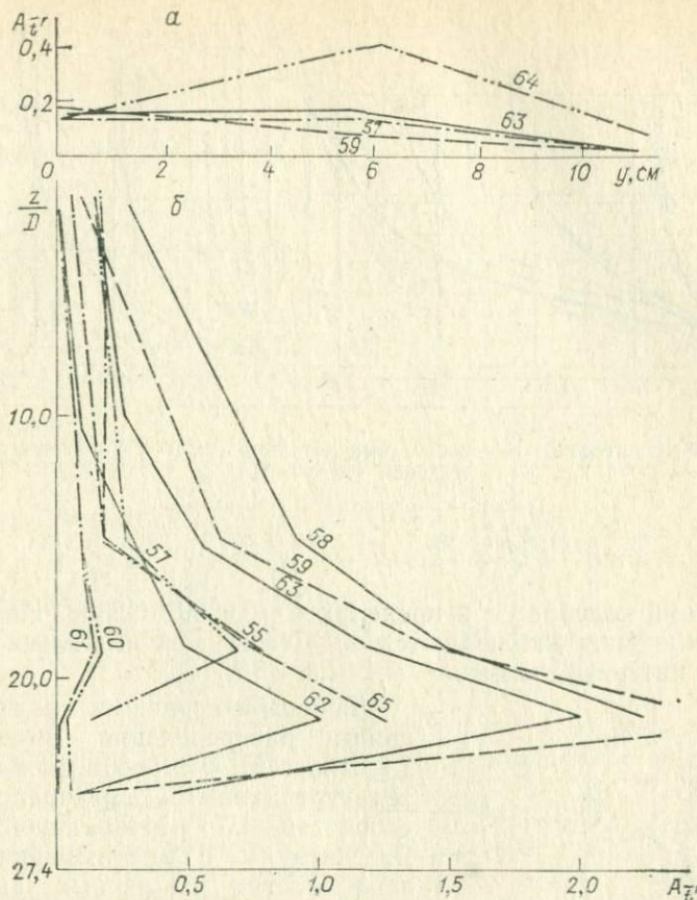


Рис. 2.7. Распределение осредненных амплитуд пульсаций температуры  $A_z'$ , по осям  $y$  (а) и  $z$  (б) для факелов с положительной плавучестью (открытый грифон).

Цифры на кривых обозначают номера опытов.

зон по Р. Френкелю и Д. Каммингу и может быть подтверждена расчетом.

Для большинства опытов распределение средних температур по оси  $z$  (особенно в верхней части кривой) подчиняется параболическому закону. Это подтверждается расчетами по интерполяционной формуле Ньютона вида

$$F(x) = f_0 + (x - x_0)(x - x_1) + \dots + (x - x_0)(x - x_1) \dots (x - x_{n-1}) f_{01} \dots n. \quad (2.1)$$

Расчеты показали, что экспериментальные кривые ближе всего описываются параболой вида  $y = az^2 + bz + c$ . Среднее квадратическое отклонение каждой измеренной точки за период

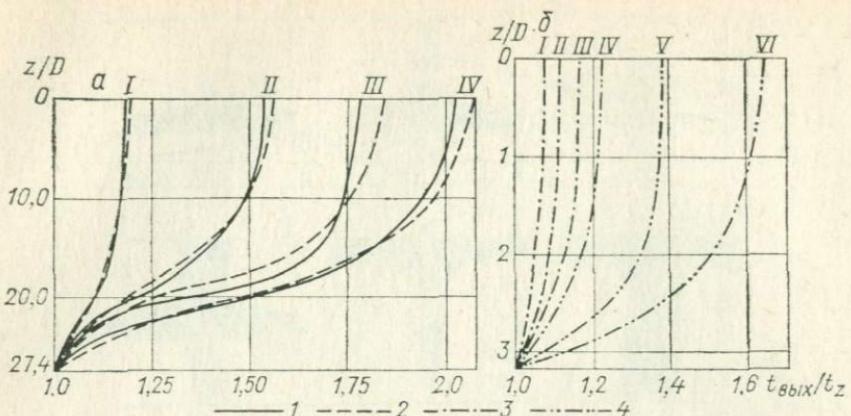


Рис. 2.8. Относительное изменение температур по оси  $z$  для факелов с положительной плавучестью.

Грифон:  $a$  — открытый,  $\beta$  — закрытый.

Напор, м:  $I - 0,4$ ;  $II - 0,6$ ;  $III - 0,45$ ;  $IV - 0,7$ .

$a, \Delta t, ^\circ\text{C}$ :  $I - 3,2$ ;  $II - 10,2$ ;  $III - 15,4$ ;  $IV - 20,0$ .

$\beta, \Delta t, ^\circ\text{C}$ :  $I - 1,8$ ;  $II - 2,1$ ;  $III - 4,3$ ;  $IV - 10,0$ ;  $V - 15$ ;  $VI - 20$ .

осреднения колеблется в пределах  $\bar{\sigma} = 0,0936 \div 0,2308$ . Наибольшие отклонения наблюдаются в области максимальных пульсаций в интервале значений  $A_{\bar{t}} = 2,0 \div 3,75^\circ\text{C}$ .

Любопытно сравнить полученные кривые распределения температур (плотностей) с имеющимися в литературе данными о распределении скоростей по вертикальной оси. Рассчитанные по полуэмпирическим зависимостям различных авторов графики изменения относительной скорости по оси  $z$  для затопленной струи, вытекающей из круглой насадки, приведены в работе Е. Пуревича [190] (рис. 2.9). Причем, по



Рис. 2.9. Относительное изменение скоростей по вертикальной оси факела (по Е. Пуревичу).

Данные: 1 — И. Пай Ши; 2 — В. Робакевича; 3 — Е. Пуревича; 4 — В. В. Чичасова; 5 — И. Коновалова.

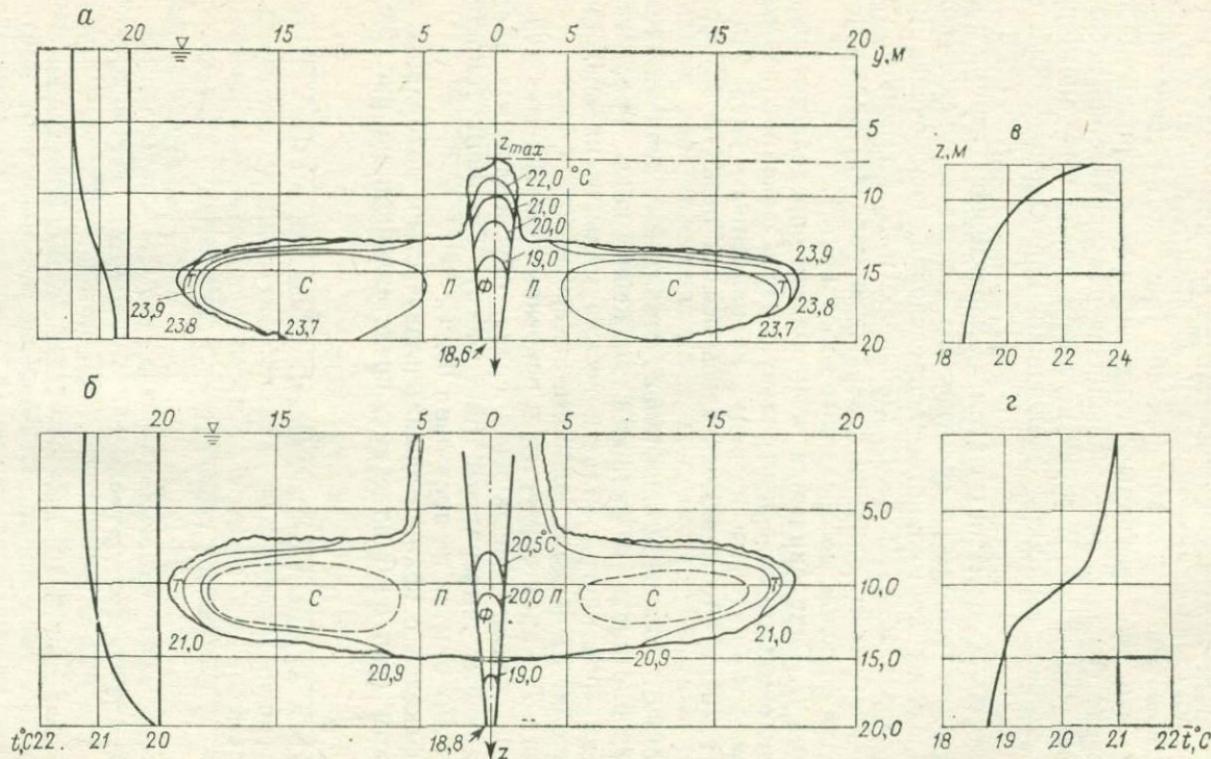


Рис. 2.10. Факелы с отрицательной плавучестью в стратифицированной среде.

Опыт: а — № 39, б — № 35; распределение средних температур по оси  $z$  факела, опыт: в — № 39, г — № 35.

утверждению автора, предлагаемая им зависимость справедлива и для струи, разгружающейся под углом к плоскости дна.

В процессе обработки результатов опытов выявились также характерные особенности распределения средних значений температуры по горизонтальной оси  $y$ . Наименее изучен этот вопрос в отношении 1—4 типов факелов (рис. 2.6). Исследования показали, что для придонных и взвешенных в стратифицированной среде факелов разгружающихся вод характерна весьма однородная структура. В горизонтальном плане этих аномалий условно можно выделить следующие характерные области (рис. 2.10).

*Область Ф.* Собственно факел с характерной структурой. Распределение температур (плотностей) в каждом сечении подчиняется закону нормального распределения. Исключение может составлять зона III по Р. Френкелю и Д. Каммингу, где заметно сказывается влияние поверхности раздела жидкость—воздух (для факелов, достигающих поверхности).

*Область П.* Гидродинамика этой области определяется главным образом подсосом в центральную часть факела и перемешиванием с «обратным» потоком, направленным вниз. Плотность и температура меняются здесь весьма резко и неупорядоченно.

*Область С.* Область сравнительно стабильных значений температуры, плотности и скорости движения воды. Градиенты этих параметров внутри области весьма малы, и их значения часто выходят за пределы точности измерений.

*Область Т.* Характеризуется в основном тепломассообменом на границе факел—вмещающая среда, обусловленным наличием градиента температуры (плотности). Градиент температуры в наших опытах не превышал  $0,4^{\circ}\text{C}$ .

Для факелов с положительной плавучестью, доходящих до поверхности (тип 5—6 по схеме, представленной на рис. 2.6),

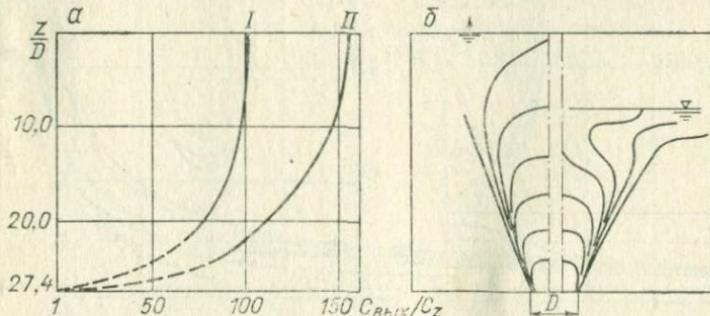


Рис. 2.11. Относительное изменение концентраций в факелах с положительной плавучестью по оси  $z$  факела при постоянной температуре (а).

I —  $\Delta C = 14,88\%$ ,  $\text{Fr} = 10,4$ ; II —  $\Delta C = 18,88\%$ ,  $\text{Fr} = 9,24$ ; б — изохалины по Р. Френкелю и Д. Каммингу.

для области  $T$  показательны процессы тепломассообмена на поверхности раздела вода—воздух. Распределение средних значений температур на поверхности хорошо коррелируется с распределением средних значений пульсаций  $\bar{t}'$  (рис. 2.7). Градиенты здесь могут быть весьма большими в зависимости от глубины и соотношения температур среды и разгружающихся вод.

В ряде опытов проведены наблюдения за распределением концентраций по оси факела. Полученные результаты (рис. 2.11, а), вследствие нарушения динамической структуры факела при принятой системе отбора проб, являются приближенными. Достоверные результаты получены в верхней части факела (до относительной глубины  $z/D=20,0$ ,  $D$  — диаметр) для открытого грифона. Тем не менее эти данные свидетельствуют, что изменение концентраций по оси факела также подчиняется параболическому закону. Распределение концентраций внутри факела показывает рис. 2.11, б.

#### КРИТЕРИАЛЬНАЯ ОБРАБОТКА ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Анализируя исследуемую систему, моделирующую субмаринную разгрузку подземных вод, можно отметить, что интересующая нас скорость подъема разгружающихся вод в зависимости от зоны подъема будет определяться следующими характеристиками:

а) зона выхода (по Р. Френкелю и Д. Каммингу — I зона)

$$v_{\text{вых}} = f(D, H), \quad (2.2)$$

где  $H$  — напор;  $D$  — диаметр выхода;

или в полубезразмерном виде

$$v_{\text{вых}} = f_1(H/D); \quad (2.3)$$

б) зона подъема (по Р. Френкелю и Д. Каммингу — II зона)

$$v = f(z', \Delta\rho, \mu, D), \quad (2.4)$$

где  $z'$  — высота подъема разгружающихся вод, на которой силы плавучести начинают преобладать над силами инерции, иными словами, скорость не зависит от напора;  $\Delta\rho$  — разность плотностей разгружающейся и вмещающей жидкостей;  $\mu$  — динамическая вязкость.

В последнем случае для определения вида зависимости в безразмерных переменных используем релеевский метод решения размерных систем [154]. Выразим размерность переменных, описывающих рассматриваемую систему, по отношению к трем основным единицам: массы  $m$ , времени  $T$  и длины  $L$ , подставим в выражение (2.4) вместо символов их размерности и после простых преобразований получим

$$v = f_1[(z')^{-1-e}, \Delta\rho^{-1}, \mu, D^e]. \quad (2.5)$$

После объединения членов с одинаковыми показателями степени получим сочетание следующих безразмерных комбинаций:

$$\mu/(vz' \Delta\rho) = f_1(z'/D). \quad (2.6)$$

Так как величина, стоящая в левой части равенства (2.6), соответствует структуре критерия  $Re$ , то можно окончательно записать

$$1/(Re \Delta\rho) = f_1(z'/D). \quad (2.7)$$

Обработка ряда экспериментов (*in situ* [10]) с целью подтверждения зависимости (2.7) указала на наличие линейной связи между  $1/Re_{\Delta\rho}$  и  $z'/D$  с коэффициентом пропорциональности, равным 0,08 (коэффициент корреляции 0,9).

#### ЭЛЕКТРОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПАРАМЕТРОВ СУБМАРИННЫХ ИСТОЧНИКОВ

Изучение естественных электрических полей в океане уже давно введено в практику океанологических и морских геофизических работ. Используемые при этом методы [метод естественного поля (ЕП), метод градиент-зонда, метод потенциала и другие] применяются в основном для характеристики крупномасштабных физико-химических процессов, происходящих в сравнительно больших водных массах. Однако совершенствование метода ЕП показало, что возможности его весьма широки и с его помощью можно исследовать и локальные электрические поля, обусловленные различными гидрологическими явлениями (волнением, течениями, турбулентностью, движением разноплотностных потоков и т. д.) [6]. Логично было предположить, что метод ЕП можно использовать и для изучения разгрузки субмаринных источников. В качестве рабочей гипотезы для экспериментов предположили возможность измерения в районе активной фильтрации скачка разности потенциалов на фоне квазистационарного электрического поля, генерированного суммарным эффектом, а именно:

- изменением диффузионного потенциала при соприкосновении разнородных по составу жидкостей;
- индуцированием потенциала в измерительной схеме за счет движения проводящей жидкости в магнитном поле Земли;
- ионофильтрационным потенциалом, обусловленным адсорбцией ионов при просачивании жидкости через образец грунта, заполняющий насадку;
- скоростью истечения струи через насадку.

Следует отметить, что измерить упомянутые эффекты стационарной двухэлектродной установкой [7] очень сложно. Например, приближенный расчет индукционного эффекта (при малых скоростях истечения) дает значение настолько малое, что

оно лежит в пределах чувствительности измерительной аппаратуры.

Для решения гидрогеологических задач методами электрометрии исследуют в основном фильтрационные и диффузионные естественные поля. Фильтрационное стороннее поле рассчитывают [83] по формуле

$$E_{\Phi} = 2\varepsilon n \rho_0 \mathcal{E}_0 v_{\Phi}, \quad (2.8)$$

где  $v = 2\varepsilon n \rho_0 \mathcal{E}_0 = \text{const}$  — фильтрационно-электрический параметр данной пористой породы;  $E_{\Phi}$  — напряженность поля;  $\mathcal{E}_0$  — скачок потенциала;  $n$  — коэффициент пористости;  $v_{\Phi}$  — скорость фильтрации;  $\varepsilon$  — диэлектрическая проницаемость [83].

В нашей работе, наоборот, ставится задача: по известному значению  $E_{\Phi}$  поля рассчитать параметры источника, в частности скорость фильтрации. Диффузионное стороннее поле  $E_d$  в общем случае характеризуется законом

$$E_d = K_d \lg (\sigma_2 / \sigma_1), \quad (2.9)$$

где  $\sigma_2$  и  $\sigma_1$  — электропроводности соприкасающихся сред;  $K_d$  — коэффициент диффузионной э. д. с., зависящий от температуры и химического состава растворов, валентности и в некоторой степени от концентрации солей. В частном случае, например, для растворов хлористого натрия при бесконечном разбавлении

$$E_d = -11,6 \lg (\sigma_2 / \sigma_1). \quad (2.10)$$

Индукционный эффект достигает существенных значений при разгрузке со скоростью, равной 1 м/с. Индукционный потенциал (или магнитогидродинамический) можно измерить в чистом виде при расположении двухэлектродной установки симметрично относительно источника. Однако высокодебитные источники с большими скоростями истечения встречаются сравнительно редко, поэтому основное внимание было уделено изучению суммарного электрического эффекта.

Эксперименты выполнялись на гидравлической модели, описание которой имеется в начале данной главы. Плотностная стратификация создавалась путем электронагрева жидкости и контролировалась в основном резервуаре термисторами, а в дополнительном — ртутным термометром. Использовались те же насадки, имитирующие открытый и закрытый грифоны. В качестве заполнителя для второго типа насадки использовался песок с размерами фракций 1—2 мм.

Измерители-преобразователи (электроды) крепились на съемном держателе, конструкция которого позволяла устанавливать их в трех взаимно перпендикулярных плоскостях с постоянным расстоянием между ними 10 см. Датчиками измеряемой разности потенциалов при моделировании служили свинцовые-хлорсвинцовые слабополяризующиеся электроды конструкции Научно-исследовательского института геологии

Арктики, малая модель. Применялись также лабораторные хлорталлиевые электроды типа ЭВЛ-5М1.

Сигналы регистрировались взаимосвязанным комплектом аппаратуры, включающим в себя:

— стрелочный автокомпенсационный измеритель напряженности электрического поля (ЭСК-1);

— усилитель постоянного тока специальной конструкции;

— милливольтметр постоянного тока самопищий (Н-372 или Н-341).

Измерительная электродная установка  $MN$  неподвижно размещалась под источником так, чтобы электрод  $M$  находился в струе, а  $N$  — вне ее. Получаемый таким образом максимальный сигнал фактически соответствовал потенциалу струи. Собственная э. д. с. электродов компенсировалась или учитывалась численно. Временная поляризация практически исключалась ввиду кратковременности периода опытного пуска, длящегося 20—30 с.

Серия из 20 опытов по установлению связи  $E=f(Q)$  и  $u=f(Q)$  ( $Q$  — дебит источника) проведена для двух случаев разгрузки: а) температура источника и вмещающей среды равны и б) температура источника и вмещающей среды отличаются на  $20^\circ$ . В обоих случаях при использовании насадок открытого и закрытого грифонов на ленте самопищущего милливольтметра был уверенно зафиксирован скачок разности потенциалов, который колебался в пределах 0,105—0,155 мВ/см. При этом намечается некоторая тенденция к линейной зависимости между расходом и разностью потенциалов. Однако недостаточность материалов для статистической обработки и в некоторых случаях неустранимые помехи в опытах не позволяют нам обобщить результаты и дать математически обоснованные связи между исследуемыми параметрами.

Развитие электрометрического метода, подтвержденное соответственным экспериментальным материалом, может быть перспективным на этапе поисковых работ. Однако использование этого метода, по-видимому, ограничено исследованием только высокодебитных субмаринных источников, с большой ( $\sim 1$  м/с) начальной скоростью истечения струи из грифона. В этом случае градиенты локального поля источника достаточно велики и могут быть легко зарегистрированы существующей измерительной аппаратурой. Формулы оценки дебита при использовании двухэлектродной установки были предложены С. М. Коротаевым [77], где дебит определяется в зависимости от разности потенциалов на горизонтальной измерительной линии, составляющих магнитного поля и геометрических характеристик факела.

Автор рекомендует проводить измерения двухэлектродной симметричной установкой в непосредственной близости от дна.

Ожидаемый полезный сигнал при 10-метровой базе, по его мнению, может достигать 1 мВ.

Проведенные на гидравлической модели эксперименты по изучению параметров локального субмаринного источника, по существу, являются первым шагом в физическом моделировании этого феномена. Имеющийся в настоящее время опыт натурных работ, к сожалению, не имеет экспериментальной базы, и это отрицательно сказывается на дальнейшем развитии полевых методов. Естественно, что восполнить этот пробел в рамках сравнительно небольшой работы невозможно, и целый ряд параметров и зависимостей в дальнейшем будет уточнен, однако можно считать, что в постановочном варианте это решение вполне приемлемо. Задаваемые в ходе моделирования параметры субмаринных источников и окружающей среды лежат в диапазоне известных нам натурных данных, а полученные характеристики факелов хорошо коррелируются с эмпирическими зависимостями, полученными другими авторами для затопленных струй. Опираясь на полученные представления о масштабах и направленности гидродинамических и физико-химических процессов, происходящих при разгрузке источника, мы можем перейти к рассмотрению других моделей — аналоговых и аналитических.

## 2. Аналоговая модель (метод ЭГДА)

Литодинамические исследования верхней части шельфа и береговой зоны океана в настоящее время дают довольно ясное представление о масштабах перемещения наносов в этих областях. Наиболее активные процессы миграции твердого материала (а также его дифференциации) происходят на участке непосредственной передачи волновых нагрузок на дно и в прибойной зоне. Эти же участки характеризуются непрерывным поступлением обломочного материала с суши и в свою очередь служат источником поступления твердого материала на шельф. Основными агентами переноса являются волны и течения. Перенос тонкодисперсных фракций в общем плане может быть описан уравнением турбулентной диффузии. Транспортировка более грубых фракций осуществляется в основном придонными течениями, а в прибрежной зоне с одновременным воздействием волнения. Универсальной теории, описывающей этот процесс, нет, хотя за последнее 10-летие накоплен обширный натурный и экспериментальный материал и предложен ряд полуэмпирических зависимостей расчета расхода твердого материала при вдольбереговом переносе.

Механический состав донных отложений на береговом склоне и шельфе может меняться в самых широких пределах: от валунов до глин, со всеми промежуточными типами осадков.

По многочисленным литературным источникам преимущественное развитие на береговом склоне и шельфе имеют песчаные, супесчаные и в меньшей степени суглинистые разности. По данным К. Эмери, на большей части атлантического шельфа США преобладают пески, которые обычно более крупнозернистые на внешней стороне шельфа, чем у берегов [162]. Ряд других авторов, Ф. П. Шепард [155], В. Баском [13], В. В. Лонгинов [98] и другие также отмечают широкое развитие песков почти на всех типах шельфов. Пески с илистыми отложениями чередуются в той или иной последовательности, и обычно это начинается от береговой зоны, граница которой чаще всего проводится по изобате, соответствующей глубине, равной одной трети длины наибольших, ежедневно повторяющихся волн. В то же время на больших глубинах весьма часто наблюдаются значительные области развития грубозернистого материала, а в устьях рек и у берегов, где абрелируются глинистые породы, иловатые отложения распространены на малых глубинах. Известны участки дна на глубине 40—60 м с гравийно-галечным материалом, а также обнажения коренных пород на глубинах до 200 м [155, 162]. На береговом склоне в районе Гантиади такие обнажения наблюдаются на глубинах 6—8 м (Юровский Ю. Г. [163]). В Адриатическом море П. А. Каплин отмечает обнажения карстующихся пород до глубин 65 м. Таким образом, береговая зона и шельф вряд ли существенно различаются по литологическим признакам (что справедливо отмечено В. В. Лонгиновым [98]), а граница между ними, очевидно, разделяет области, различные по темпу переноса твердого материала.

Не касаясь факторов и анализа образования той или иной литологической ситуации, можно говорить о весьма разнообразных условиях, в которых происходит разгрузка подземных вод под уровень океана. Очевидным является и то, что современные наносы в береговой зоне и прибрежной части шельфа весьма динамичны и динамика их существенным образом может влиять на субмаринную разгрузку подземных вод. Специальные исследования, посвященные этому вопросу, нам не известны, поэтому любые попытки сопоставления данных по объему и режиму движения наносов, эрозии, современной седиментологии и динамики разгрузки подземных вод под уровень океана будут представлять несомненный интерес. Вероятно, в равной мере это относится и к изучению внедрения морских вод в сторону суши.

В зоне действия волновых нагрузок значительные перемещения твердого материала происходят во время штормов. По наблюдениям в западной части залива Терпения [1, 166] изменение отметок песчаного дна за один штурм может доходить до 1,5 м. Характер и направленность этих изменений фиксировались повторным промером. На рис. 2.12, а показана батиметри-

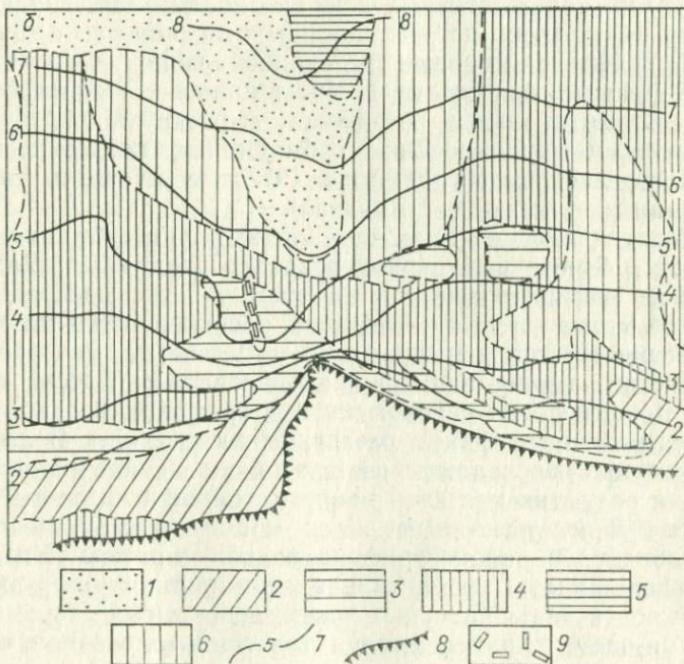
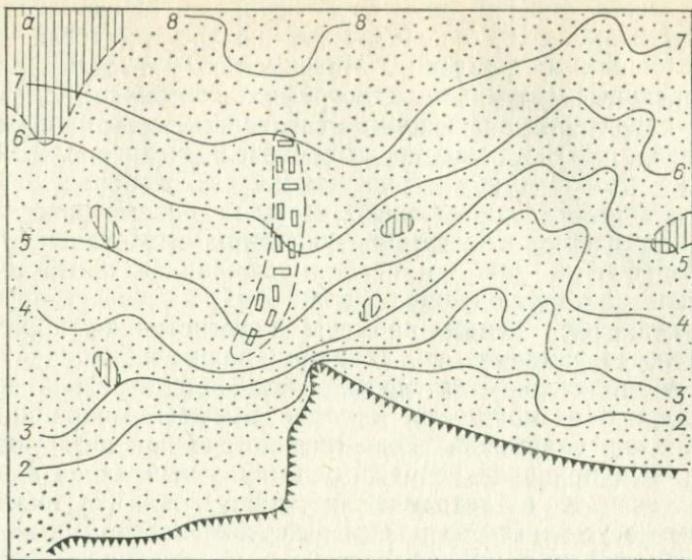


Рис. 2.12. Батиметрическая карта дна и состав наносов.

*a* — после длительного периода штиля; *б* — после шторма.  
 1 — пески; 2 — пески с гравием; 3 — супеси; суглинки; 4 — легкие, 5 — средние, 6 — тяжелые; 7 — изобаты, м; 8 — линия берега; 9 — камни на дне.

ческая карта участка дна после периода продолжительного штиля. На рис. 2.12, б показан тот же участок после шторма юго-восточного направления. Максимальные высоты волн, зафиксированные струнным волнографом, составляли 2,3 м (эта высота характерна для штормов средней силы по наблюдениям в течение 3 лет). Как видно из приведенных на рис. 2.12 карт, характер изобат существенно изменился, особенно в южной части планшета. Сравнительно сложная батиметрическая ситуация до шторма существенно упростилась. Механический состав наносов за этот же период усложнился после шторма.

Трехлетние наблюдения на полигоне, в состав которых входили грунтовые съемки, промеры и регистрация параметров волнения, показывают, что такая цикличность вполне закономерна и характерна для других участков побережья. Изменение состава и мощности наносов вызывает экранирование участков как пластовой, так и сосредоточенной разгрузки подземных вод, придавая ее режиму импульсный характер. Итак, гидрологические и литодинамические условия существенным образом могут влиять на режим разгрузки подземных вод.

Динамика субмаринной разгрузки по тектоническим нарушениям в значительной степени зависит от глубины и активности самих дизъюнктивных зон, их заполнителя, характера и степени перекрытия источника морскими наносами. Заполнителями грифонов крупных источников чаще всего являются грубые фракции из состава морских наносов, отсортированные от мелких вертикальным взвешиванием разгружающихся струй. С явлениями экранирования субмаринных источников наносами автор впервые столкнулся в 1972 г. в районе п. Гантиади (Черноморское побережье Кавказа).

Наблюдение за режимом нескольких групп субмаринных источников в 3-месячный период показало следующее. Даже при известном дефиците наносов на этом участке побережья ряд грифонов малодебитных источников, расположенных на глубине 6 м, периодически перекрывался супесчаным материалом и практически переставал функционировать. (Здесь имеется в виду то, что после перекрытия над грифоном не наблюдался четко выраженный факел разгружающихся вод.) Более мощный источник, расположенный в этой же группе, не перекрывался ни разу, так как слой наносов, толщина которого не превышала 0,2 м, легко вымывался мощными струями пресной воды, образуя в районе грифона подобие кратера. Вполне естественно ожидать, что активная субмаринная разгрузка подземных вод в дизъюнктивных зонах, перекрытых современными осадками, вызовет изменения в литологии этих осадков, а также в гидрохимической обстановке содержащихся в них вод.

Исследование геохимических и гидрохимических аномалий в иловых водах и донных осадках получили в последнее время довольно большое развитие [14, 15, 31—34, 90]. Участки субма-

ринной разгрузки подземных вод чаще всего характеризуются аномальными значениями иона хлора, а также  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$ ,  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{SO}_4^{2-}$ . Фоновые значения концентраций этих ионов определяются общей гидрохимической обстановкой бассейна седimentации. Пробы для последующих анализов отбирались обычно в верхней зоне осадков в интервале 10—30 см. Полученные данные могут корректироваться показаниями удельной электропроводности, магнитной восприимчивости и другими параметрами.

Геохимические и гидрохимические методы дают возможность натурного изучения рассредоточенной субмаринной разгрузки и малодебитных источников, исследование которых существующими гидродинамическими и геофизическими методами невозможно. Эти же методы могут быть полезны для получения данных о местоположении и масштабах тектонических нарушений, распространения водоносных горизонтов пресных подземных вод под уровень моря и даже мест расположения грязевых вулканов. Однако при этом остается открытым вопрос о решении одной из главных задач — количественная оценка субмаринной разгрузки. Поэтому развитие этих методов, по-видимому, перспективно в комплексе с бурением, отбором колонок грунта с помощью грунтовых трубок, геофизическими методами и построением карт приведенных напоров. Такого же мнения придерживается большинство специалистов. Указанный комплекс работ будет не полным без работ, дающих литодинамическую характеристику района. Изучение гидрохимических аномалий без учета состава и динамики современных наносов не может дать достаточно четкие характеристики реальной картины разгрузки. Постоянное изменение условий разгрузки, экранирование «гидрогеологических окон» и участков площадной разгрузки и перекрытие их различными по составу и проницаемости донными наносами требует непременного изучения этого фактора на натурных работах и расчетах.

При рассмотрении влияния миграции современных наносов на гидродинамические условия субмаринной разгрузки можно воспользоваться экспериментальными методами исследования, основанными на явлении аналогии между электрическими и физическими явлениями в природе. В применении к теории движения фильтрующихся вод хорошо апробирован метод электрогидродинамических аналогий (ЭГДА). Рассмотрим примеры использования метода ЭГДА для оценки параметров отдельного субмаринного источника.

Как и во всех практических случаях, при фильтрации напорных вод источника через слой наносов в грифоне мы имеем дело с пространственным фильтрационным потоком. Однако в общем виде задачу можно упростить, представляя фильтрационный поток в грифоне, как установившуюся осесимметричную фильтрацию, т. е. как один из наиболее простых частных

случаев фильтрации. Поскольку линии тока рассматриваемого фильтрационного движения занимают установившееся положение, симметричное относительно оси, решение задачи о гидродинамических параметрах источника можно свести к плоской расчетной схеме.

При исследовании плоских напорных фильтрационных потоков расход в общем виде можно оценить [59] по формуле

$$q = K \Delta h \sum_{m=1}^n \Delta l_m / \Delta S_m, \quad (2.11)$$

где  $\Delta S_m$  — средняя ширина элементарного отсека, ограниченного линиями равного напора;  $\Delta l_m$  — средняя длина элементарного отсека между эквипотенциалами;  $\Delta h = H \Delta h_2$  — изменение напора по ширине отсека;  $H$  — полный напор, см;  $\Delta h_2$  — разность средних приведенных линий равного напора, ограничивающих отсек;  $m$  — число частей, на которые разбит отсек;  $K$  — коэффициент фильтрации, см/с.

На действующей модели ЭГДА в процессе опыта фильтрационный расход

$$q = K H \rho I / (\delta U) = K H \rho / (\delta R_m), \quad (2.12)$$

где  $q$  — фильтрационный расход,  $\text{см}^2/\text{с}$  на 1 см ширины потока;  $\rho$  — удельное сопротивление материала модели,  $\text{Ом} \cdot \text{см}$ ;  $I$  — сила тока, А;  $\delta$  — толщина модели, см;  $U$  — напряжение между шинами, В;  $R_m$  — сопротивление модели, Ом.

Линейные размеры моделируемой области  $L$  можно приблизенно оценить по аналогии с известным выражением, используемым для оценки фильтрации под гидротехническими сооружениями:

$$L = D + (3 \div 4) m_n, \quad (2.13)$$

где  $m_n$  — мощность толщи наносов.

Рассмотрим несколько вариантов фильтрации в области локального субмаринного источника. При этом обратим внимание на следующие вопросы: а) оценку параметров установившейся фильтрации потока напорных вод через слой наносов (градиенты напора, скорости фильтрации, расход), б) определение линейных размеров гидрохимической аномалии по гидродинамическим данным (т. е. зависимость линейных размеров аномалии в зоне действия источника от напора и расхода).

Примем, что грифон локального и субмаринного источника имеет форму круга с радиусом 0,5 м. На кровле коренных пород стени грифона практически водонепроницаемы, а состав современных наносов в пределах каждого слоя однороден.

*Вариант I.* На рис. 2.13 представлены варианты гидродинамической сетки субмаринного источника. Разгрузка такого типа может иметь место при сравнительно слабых напорах, не при-

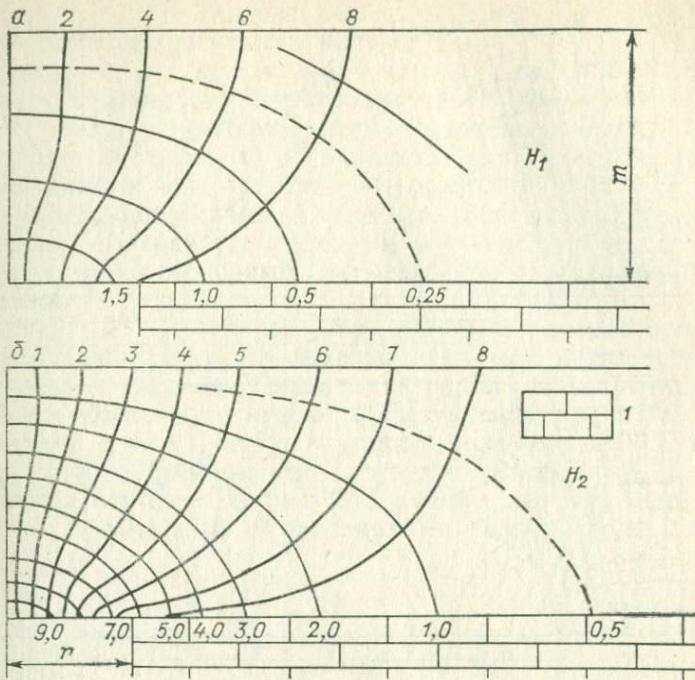


Рис. 2.13. Гидродинамическая сетка субмаринного источника, перекрытого наносами.

$m=1$  м;  $H_1 : H_2 = 1 : 5$ ;  $r$  — радиус источника;  $I$  — известняки.

водящих к изменению механического состава грунта над источником, т. е. состав заполнителя и наносов одинаков. Из рис. 2.13 следует, что при возрастании напора в 5 раз можно ожидать увеличения площади аномалии на линии дна в 2—2,5 раза (при учете 80 % расхода). В реальных условиях вряд ли можно оконтурить аномалию с большей точностью. Градиент напора на границах площади также уменьшается в 2,5 раза (для данного случая).

*Вариант II.* Рассмотрим условия разгрузки субмаринного источника, когда проницаемость наносов относительно мала. В этом случае мощные источники чаще всего образуют в районе грифона область хорошо перемытых песчано-гравелистых отложений, которые и являются заполнителем грифона. Коэффициент фильтрации заполнителя в этих случаях может быть на 1—2 порядка больше коэффициента фильтрации окружающих грифон наносов (такое соотношение наблюдалось нами в районе Гантиади). Естественно, что построить гидродинамическую сетку в этих случаях можно только для определенных периодов действия источника, так как в период активизации

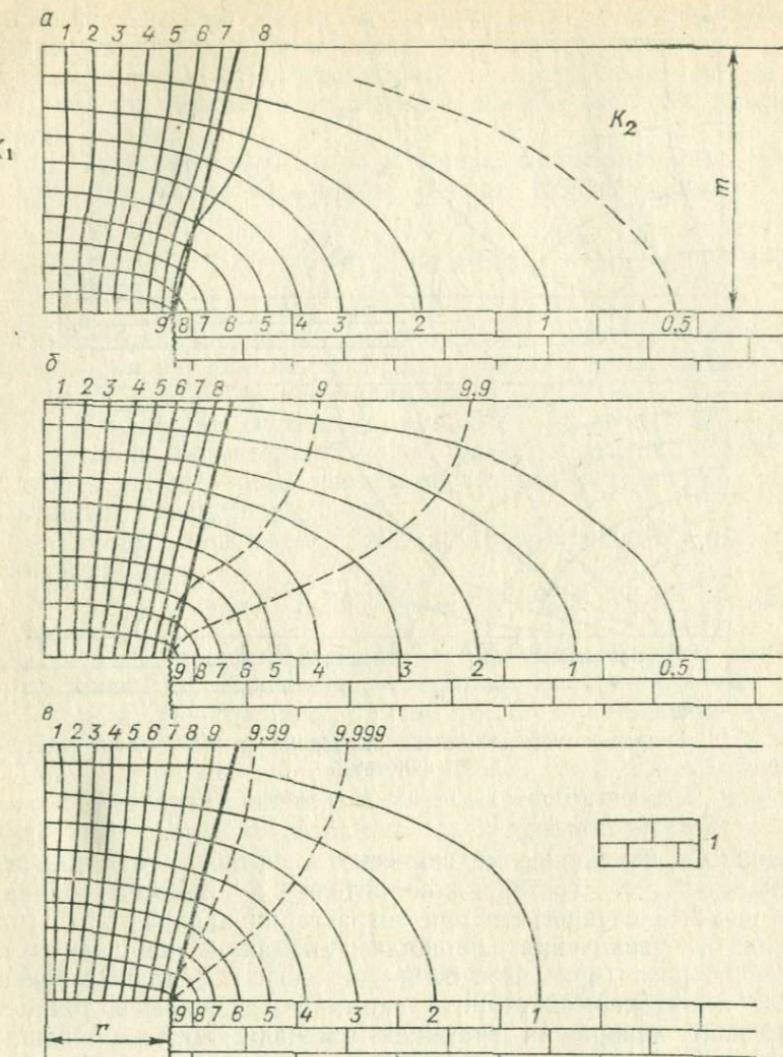


Рис. 2.14. Гидродинамическая сетка субмаринного источника, перекрытого наносами различной проницаемости.

$m=1$  м;  $r$  — радиус источника; 1 — известняки.  
 $K_1/K_2$ : а — 5,85; б — 27,6; в — 161.

источника скорости фильтрации в районе грифона столь велики, что применение закона Дарси становится невозможным.

На рис. 2.14 показаны гидродинамические сетки при различных соотношениях коэффициента фильтрации заполнителя  $K_1$  и окружающих грифон наносов  $K_2$ ;  $K_1/K_2=R_2/R_1^*=5,85$ , где

\* Для прямой модели.

$R_1$ ,  $R_2$  — сопротивление электропроводной бумаги в грифоне и для слоя наносов. Условия разгрузки везде идентичны (т. е. задано равенство расходов и напоров).

Анализируя результаты серии опытов с различными соотношениями сопротивления электропроводной бумаги в грифоне и вне его, можно утверждать, что при соотношении  $K_1/K_2 > 10$  (при прочих равных условиях) 80 % расхода проходит через грифон, образованный в наносах. При соотношении  $K_1/K_2 < 10$  реальная площадь гидродинамической аномалии больше площади, занимаемой на поверхности породами заполнителя на 20—30 %, и это значение необходимо учитывать при определении дебита источника.

*Вариант III.* В первых двух вариантах рассмотрены простейшие случаи разгрузки локального субмаринного источника. В районах, характеризующихся активной миграцией наносов (особенно вблизи источников их поступления: устья рек, абразия берегов и т. п.), могут возникать более сложные ситуации экранирования субмаринной разгрузки. Рассмотрим один из возможных случаев. На рис. 2.15 модели, выполненные в одинаковом масштабе и с одинаковыми параметрами, весьма

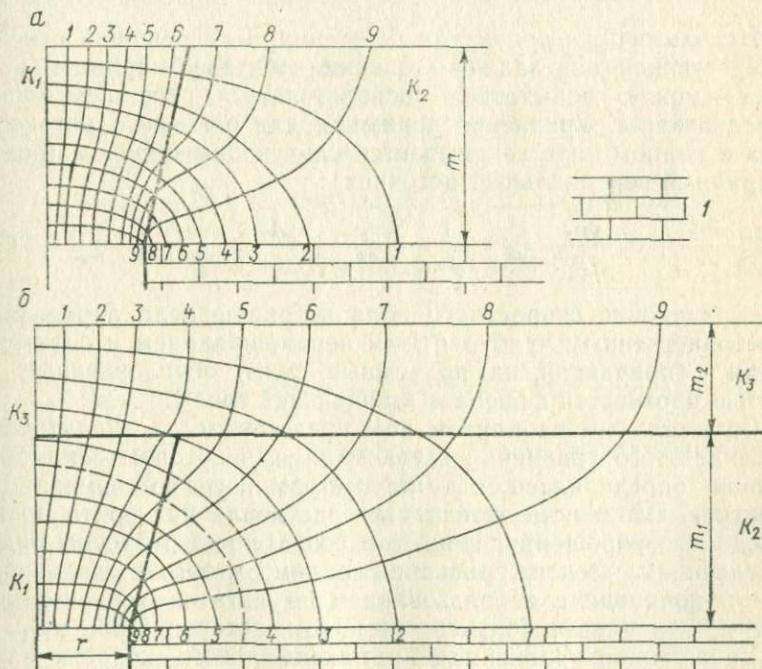


Рис. 2.15. Гидродинамическая сетка субмаринного источника.

Перекрытие грифона наносами: *a* — однократное, *б* — двукратное.  
 $m_1 = 1$  м;  $m_2 = 0,5$  м;  $r$  — радиус источника;  $K_1/K_2 = 1/2,8$ ;  $K_2/K_3 = 1/1,45$ ; *I* — известняки.

наглядно показывают изменение характера разгрузки. Градиенты напора на линии дна заметно меньше для источника, перекрытого слоем наносов, и значительная часть расходов проходит через границу  $K_1-K_2$ . Очевидно, что в натурных условиях для выявления соотношений  $K_1-K_3$  необходимо бурить, отбирая образцы в центре аномалии и на ее периферии или в непосредственной близости от зафиксированной границы аномалии.

Приведенные выше результаты исследований, несомненно, дают самые общие представления о динамике разгружающейся струи субмаринного источника в слое наносов. Однако даже этот материал показывает, что решить поставленную задачу можно не только в прямой, но и в обратной постановке.

При однородном составе наносов линейные размеры исследуемой аномалии будут прямо зависеть от расхода. В остальных случаях необходимы детальные работы для определения мощности и коэффициентов фильтрации каждого слоя (в том числе и заполнителя), а также градиентов (по гидрохимическому опробованию) от центра к периферии аномалии.

### 3. Аналитическая модель

*Использование уравнения движения.* Для решения основной интересующей нас задачи — оценки дебита субмаринного источника — можно попытаться воспользоваться решением уравнения движения. Уравнение движения для основного потока факела в полном виде записывается следующим образом (осесимметричный вертикальный источник):

$$v_z \frac{\partial v_z}{\partial z} + v_y \frac{\partial v_z}{\partial y} = g - \frac{1}{\rho_0} \cdot \frac{\partial p}{\partial z} + \frac{A_t}{\rho_0} \left( \frac{\partial^2 v_z}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 v_z}{\partial y^2} \right), \quad (2.14)$$

т. е. изменение скоростного поля потока факела определяется пространственным турбулентным перемешиванием и силами тяжести с поправкой на подъемные силы, обусловленные разностью плотностей факела и вмещающей среды.

Оптимальным вариантом нам представляется аналитическое решение этого уравнения в таком виде, в котором искомая величина определялась бы параметрами, легко измеряемыми в природе. Сложность этой задачи заставила нас пойти по пути заведомого упрощения. При этом сознательно отбросим ряд определяющих членов уравнения с тем, чтобы в дальнейшем ввести поправки с использованием результатов экспериментальных исследований, полученных рядом авторов [163, 168, 179].

Упрощенное уравнение для максимальной скорости на оси факела запишем в виде

$$g - \frac{1}{\rho_0} \cdot \frac{\partial p}{\partial z} + \frac{A_t}{\rho_0} \cdot \frac{\partial^2 v_z}{\partial z^2} = 0, \quad (2.15)$$

с граничными условиями (начало отсчета на свободной поверхности) на выходе источника  $z=H$ ;  $v_z=\text{const}$ ;  $dv_z/dz=0$  и на свободной поверхности водоема  $z=0$   $v_z=0$ .

К решению записанного таким образом уравнения следует относиться cum grano salis, т. е. с осторожностью, памятуя о том, что мы имеем дело с потоком, масса которого не является постоянной величиной. Переменность массы обусловливается постоянным вовлечением в факел значительных порций морской воды. Процесс вовлечения наиболее активен в периферийных частях факела, в то время как ядро факела (область вдоль оси  $z$ ) некоторое время не испытывает влияния подсоса.

Считая, что распределение средних значений плотности по вертикальной оси факела близко к параболическому (согласно данным лабораторных и полевых исследований [163, 165]), можно записать

$$p = \rho g z = g (az^3 + bz^2 + cz), \quad (2.16)$$

тогда градиент давления по оси  $z$  можно представить в виде

$$\partial p / \partial z = g (3az^2 + 2bz + c). \quad (2.17)$$

Подставляя последнее выражение в исходное уравнение, получаем

$$g - \frac{g}{\rho_0} (3az^2 + 2bz + c) + \frac{A_t}{\rho_0} \cdot \frac{d^2 v_z}{dz^2} = 0. \quad (2.18)$$

После интегрирования и подстановки граничных условий выражение для  $v_z$  выглядит следующим образом:

$$v_z = -\frac{\gamma z}{A_t} \left( \frac{z}{2} - H \right) + \frac{g}{A_t} \left[ a \left( \frac{z^4}{4} - H^3 z \right) + b \left( \frac{z^3}{3} - H^2 z \right) + c \left( \frac{z^2}{2} - Hz \right) \right], \quad (2.19)$$

где  $\gamma = \rho g$ ,  
при  $z=H$

$$v_{z_H} = -\frac{\gamma H^2}{2A_t} + \frac{g}{A_t} \left[ -\frac{3}{4} aH^4 - \frac{2}{3} bH^3 - \frac{cH^2}{2} \right]. \quad (2.20)$$

Формулы для  $v_z$  и  $v_{z_H}$  дают возможность приближенно рассчитать максимальную скорость по оси факела.

Дебит источника следует оценивать по средней скорости  $v_{\text{вых}}$  с учетом снижения скоростей на периферии факела за счет интенсивного бокового перемешивания, которое мы не учли в исходном уравнении. Для нахождения средней скорости по площади выхода в случае открытого грифона можно воспользоваться соотношением В. Харта [179]:

$$v_{\text{вых}} = v_{z_H} e^{-K' (D/H)^2}, \quad (2.21)$$

где  $D$  — диаметр источника.

Для закрытых грифонов согласно данным наших наблюдений приближенно можно принять

$$v_{\text{вых}} = (0,7 \div 0,85) v_{zH}. \quad (2.22)$$

Для факелов, не выходящих на поверхность, можно предложить аналогичное решение. Уравнение (2.15) решается со следующими граничными условиями: при  $z=z_{\max}$   $v_z=0$  (где  $z_{\max}$  — высота подъема факела) и при  $z=H$   $dv_z/dz=0$ . Согласно нашим наблюдениям, а также экспериментальным и натурным данным других авторов [163, 179, 267] распределение плотности по оси  $z$  в этом случае может быть описано уравнением прямой:

$$p=\rho g z = g (az^2 + bz); \quad (2.23)$$

$$\partial p / \partial z = g (2az + b). \quad (2.24)$$

Подставляя выражение (2.24) в уравнение (2.15), получаем

$$\frac{d^2 v_z}{dz^2} = \frac{g}{A_t} (2az + b) - \frac{g \gamma_0}{A_t}. \quad (2.25)$$

Решение уравнения (2.25) относительно  $v_z$  имеет вид

$$\begin{aligned} v_z = & \frac{g}{A_t} \left[ a \left( \frac{z^3}{3} - H^2 z \right) + b \left( \frac{z^2}{2} - Hz \right) \right] + \frac{\gamma_0}{A_t} \left( zH - \frac{z^2}{2} \right) + \\ & + \frac{g}{A_t} \left[ a \left( H^2 z_{\max} - \frac{z_{\max}^3}{3} \right) + b \left( Hz_{\max} - \frac{z_{\max}^2}{2} \right) \right] + \\ & + \frac{\gamma_0}{A_t} \left( \frac{z_{\max}^2}{2} - Hz_{\max} \right); \end{aligned} \quad (2.26)$$

при  $z=H$

$$\begin{aligned} v_{zH} = & \frac{1}{A_t} \left\{ \frac{\gamma H^2}{2} - \frac{2}{3} g H^3 - \frac{b H^2}{2} + z_{\max} \left[ a \left( H^2 - \frac{z_{\max}^2}{3} \right) + \right. \right. \\ & \left. \left. + b \left( H - \frac{z_{\max}}{2} \right) - \frac{\gamma_0}{g} \left( H - \frac{z_{\max}}{2} \right) \right] \right\}. \end{aligned} \quad (2.27)$$

Дальнейшее решение аналогично первому случаю. Полученные нами формулы для расчета  $v_z$  и  $v_{zH}$  достаточно просты и удобны для применения. Однако трудно оценить коэффициент турбулентности на практике. Имеются достаточно точные способы расчета  $A_t$  в однородном потоке, в водных факелях, насколько нам известно, эта величина не измерялась и не рассчитывалась.

При оценке  $A_t$  разгружающегося факела, по-видимому, с допустимой степенью точности можно принять, что тепло и количество движения переносятся одними и теми же вихрями [24], и отсюда вертикальная составляющая пульсации скорости будет пропорциональна пульсации температуры:  $\sqrt{\bar{v'^2}} = m \sqrt{\bar{t'^2}}$ , где  $m$  —

числовой коэффициент. Если предположить, что турбулентную диффузию можно характеризовать некоторым средним коэффициентом турбулентности  $\bar{A}_t$ , то  $\bar{A}_t$  на некоторой высоте можно вычислить по формуле

$$\sqrt{y^2} = \sqrt{\bar{A}_t z / \bar{v}}, \quad (2.28)$$

где  $\bar{v}$  в принципе близко к распределению Гаусса:

$$dw = \frac{1}{\sqrt{2\pi(\Delta v)^2}} e^{-\frac{v-v_z}{2(\Delta v)^2}} dv. \quad (2.29)$$

В последнем выражении  $dw$  — вероятность того, что  $v$  лежит в пределах  $v' + dv$  (т. е. практически амплитуда пульсации скорости).

В ряде случаев, используя известные соотношения между  $v_{\text{вых}}$  и  $v_z$ , можно получить расчетную зависимость для оценки  $v_{\text{вых}}$ , куда не входит  $A_t$ . Определим отношение  $v_{\text{вых}}/v_z$  по нашим формулам. Так как практика расчетов показывает, что коэффициенты  $a$  и  $b$  малы, то пренебрегая ими, получаем

$$v_{\text{вых}}/v_z = -2z(z/2-H)/H^2. \quad (2.30)$$

Согласно Г. Абрахаму [168], для случая преобладающей плавучести ( $Fr_\Delta \rightarrow 0$ ):

$$v_{\text{вых}}/v_z = 3,65 Fr_\Delta^{-2/3} (z'/D + 2)^{-1/3}, \quad (2.31)$$

где  $z' = H - z$ .

Приравнивая правые части уравнений (2.30) и (2.31), находим

$$-\frac{2z(z/2-H)}{H^2} = 3,65 Fr_\Delta^{-2/3} (z'/D + 2)^{-1/3}; \quad (2.32)$$

так как известно, что

$$Fr_\Delta = \frac{v_{\text{вых}}}{\sqrt{\left(\frac{\rho_{\text{cp}} - \rho_{\text{вых}}}{\rho_{\text{вых}}}\right) D g}}; \quad Fr_\Delta^{-2/3} = \frac{-0,55(z/2-H)}{H^2(z'/D + 2)^{-1/3}}, \quad (2.33)$$

то легко получить формулу для  $v_{\text{вых}}$ :

$$v_{\text{вых}}^{-2/3} = \frac{0,55(z/2-H)}{H^2(z'/D + 2)^{-1/3} \left( \sqrt{\left(\frac{\rho_{\text{cp}} - \rho_{\text{вых}}}{\rho_{\text{вых}}}\right) D g} \right)^{-2/3}}. \quad (2.34)$$

Используя выражение (2.34), можно рассчитать начальную скорость выхода источника, имея данные о распределении температуры и солености по оси факела. Далее легко перейти к дебиту субмаринного источника, для чего необходимо знать площадь выхода (или начальный диаметр струи). Последний параметр определяется в натурных условиях.

*Использование уравнения теплового баланса.* При относительно большой разности температур источника и морской воды для приближенной оценки дебита субмаринного источника можно воспользоваться методом теплового баланса [167].

Рассмотрим локализованный источник, расположенный на глубине  $H$ , с температурой в точке выхода  $t_{\text{вых}} > t$  среды и условным диаметром выхода  $\tilde{D}$ . Под условным диаметром будем понимать диаметр равновеликого круга для источников с различной конфигурацией выхода в плане. При этом будем считать, что  $\tilde{D}$  используется при всех  $3,5B \leq L$  и  $BL \leq 0,1H$ , где  $B$  и  $L$  — ширина и длина выхода источника соответственно. Эти соотношения получены эмпирическим путем на гидравлической модели.

Такая схематизация позволяет более обоснованно оценить диаметр источника для выходов сложной конфигурации и в тех случаях, когда его трудно получить в натурных условиях.

Так как температура  $t$  и минерализация  $M$  воды непосредственно определяют ее плотность  $\rho$ , будем в дальнейшем рассматривать задачу как случай взаимодействия двух разноплотностных потоков — разгружающихся вод и окружающей среды. На пути факела разгружающихся вод от точки выхода до поверхности моря можно выделить два основных этапа: а) подъем в вертикальном направлении и б) распространение разгружающихся вод в горизонтальном направлении. Что касается первого этапа распространения вод источника, то параметры его движения можно оценить, исходя из представлений, изложенных в предыдущих разделах этой главы. Второй этап в свою очередь может быть охарактеризован следующими случаями.

1. Воды источника доходят до свободной поверхности моря и распространяются по ней, имея некоторый запас количества движения. Такой случай может иметь место главным образом при разгрузке вод со значительным напором, когда подъем вод источника обусловлен собственной скоростью разгружающихся вод.

2. Воды источника, достигшие поверхности моря, распространяются лишь за счет разности в плотностях разгружающихся и морских вод, так как вертикальная скорость подъема факела источника практически равна нулю у свободной поверхности.

Для обоих случаев попытаемся найти зависимость дебита от площади « пятна » аномальных вод на поверхности моря.

В случае 1 площадь « пятна » разгружающихся термальных вод является, очевидно, функцией двух факторов: а) начальной скорости распространения « пятна »  $v_{y0}$ , появляющейся за счет запаса количества движения, б) разности плотностей разгружающихся вод и окружающей морской воды.

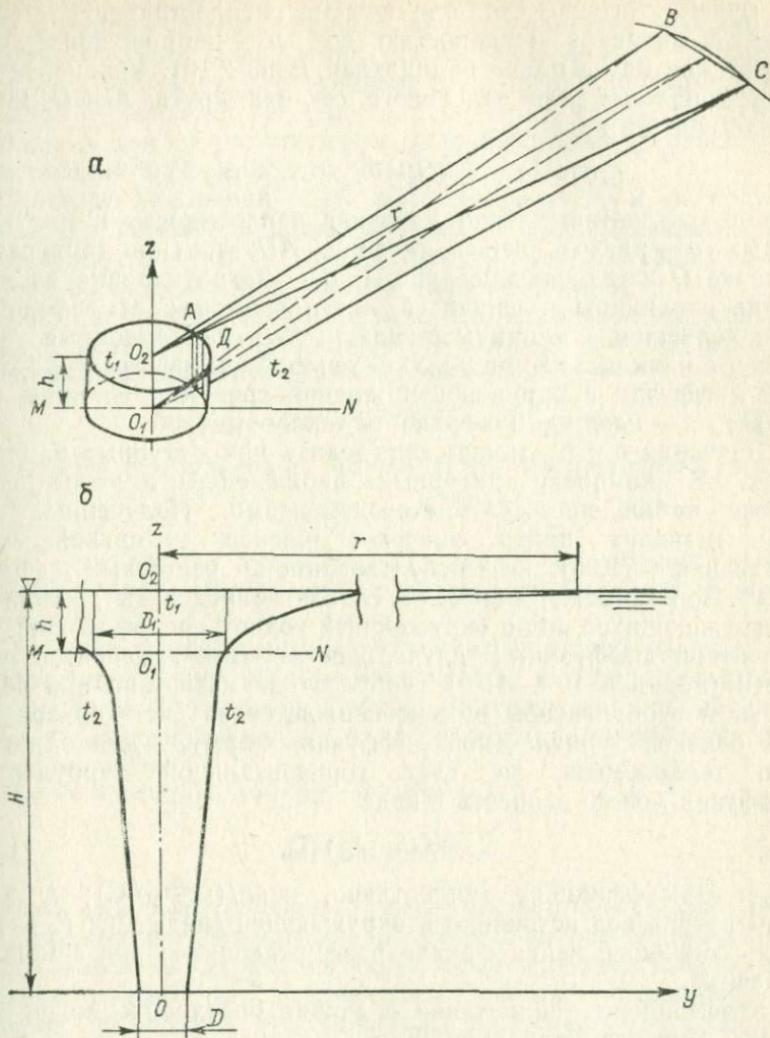


Рис. 2.16. Выделение расчетного элемента термального субмаринного источника на поверхности моря (а) и на глубине (б).

В случае 2 площадь распространения « пятна » связана только с разностью плотностей, т. е.  $v_{y0} = f(\rho_{ср} - \rho_{ист})$ , где  $\rho_{ср}$  — плотность среды и разгружающихся вод.

Таким образом, для установления площади « пятна » необходимо оценить начальную скорость распространения разгружающихся вод в горизонтальном направлении. Для решения этой задачи можно использовать уравнение теплового баланса.

Будем считать, что при штиле распространение « пятна » идет с одинаковой скоростью во всех направлениях, т. е. форма « пятна » в плане радиальная (рис. 2.16). Уравнение теплового баланса для отдельного сектора круга  $ABCD$  можно представить в виде

$$c\gamma q(t - t_{cp}) = (S_u + S_k - S_R + S_t) F_n, \quad (2.35)$$

где  $c$ ,  $\gamma$  — соответственно удельная теплоемкость и плотность воды;  $q$  — расход через сечение  $AD$ ;  $t$ ,  $t_{cp}$  — температура в точке  $O$  и окружающей среды;  $S_u$  — затраты тепла на испарение с единицы площади;  $S_k$  — теплообмен с атмосферой за счет конвекции с единицы площади;  $S_R$  — радиационный теплообмен с единицы площади;  $S_t$  — теплообмен за счет турбулентной диффузии с окружающей водной средой с единицы площади;  $F_n$  — площадь поверхности теплообмена.

Значения  $t$  и  $t_{cp}$  можно определить при натурных наблюдениях. В комплекс натурных наблюдений должны войти также наблюдения за метеоэлементами. Полученные данные позволяют найти значение членов в правой части уравнения (2.35) с использованием известных формул [142]. По-видимому, наиболее сложно определить теплообмен разгружающихся вод с окружающей водной средой за счет турбулентной диффузии. В случае достаточных градиентов плотности (порядка  $10^{-8}$ — $10^{-5}$ ) турбулентная диффузия при вертикальном турбулентном обмене снижается за счет горизонтальной боковой турбулентной диффузии. Формулу для определения теплообмена за счет горизонтальной турбулентной диффузии можно записать в виде

$$S_t = \alpha (t - t_{cp}) F_b, \quad (2.36)$$

где  $\alpha$  — коэффициент теплоотдачи, ккал/( $m^2 \cdot \text{ч} \cdot {}^\circ\text{C}$ );  $t$ ,  $t_{cp}$  — температура вод источника и окружающей среды,  ${}^\circ\text{C}$ ;  $F_b$  — площадь соприкосновения факела разгружающихся вод с морской водой,  $m^2$ .

Коэффициент теплоотдачи  $\alpha$  можно определить по эмпирической формуле Колборна [20]

$$Nu = \xi Re^{0.8} Pr^{0.33}, \quad (2.37)$$

где  $\xi$  — коэффициент сопротивления движению;  $Re$ ,  $Pr$  и  $Nu$  — соответственно критерии Рейнольдса, Прандтля и Нуссельта.

Для определения  $\xi$  используем экспериментальные данные о коэффициенте сопротивления движению на поверхности раздела разноплотностных потоков К. Я. Кинд [75], где автор для диапазона градиентов плотности  $\partial\rho/\partial z > 10^{-5}$  дает среднее значение  $\xi = 0.04$ . В качестве определяющих величин примем: среднюю температуру разгружающихся вод и окружающей среды  $\bar{t} = (t + t_{cp})/2$ , начальную толщу слоя разгружающихся вод

у свободной поверхности моря  $h$  (рис. 2.16), начальную скорость распространения вод источника по свободной поверхности в горизонтальном направлении (ее значение обычно составляет не более 5—10 см/с). Коэффициент теплоотдачи по формуле для перепада температур  $10^\circ$  равен  $75 \text{ ккал}/(\text{м}^2 \cdot \text{ч} \cdot {}^\circ\text{C})$ . Найденное значение  $\alpha$  для соответствующих условий позволяет определить недостающий член теплового баланса  $S_t$ .

Далее, из уравнения (2.35) находим расход  $q$  и, располагая данными о начальной площади « пятна» разгружающихся вод на поверхности  $\sim \pi D^2/4$ , можем оценить среднюю скорость  $v_{cp}$ , которой обладают в этом сечении воды источника.

Дебит источника можно определить, используя экспериментальные данные Г. Абрахама [179], который дает зависимость для изменения скорости вдоль оси факела в виде

$$v_z/v_{\text{вых}} = 3,65 \text{ Fr}_\Delta^{-2/3} (z/D + 2)^{-1/3}, \quad (2.38)$$

скорость на оси факела  $v_z$  можно найти из известного соотношения:

$$v/v_z = \exp(-K' y^2/z^2), \quad (2.39)$$

где  $v$  — скорость в любой точке факела;  $y$  — абсцисса точки, в которой определяется скорость;  $K'$  — эмпирический коэффициент.

Согласно предыдущим формулам вычисляется  $v_{cp}$ , так как характер изменения скоростей от центра к периферии факела нам известен (по кривой Гаусса), всегда известна абсцисса точки  $y$ , в которой  $v = v_{cp}$  и, таким образом,  $v_z$  определяется из выражения (2.39).

Дебит источника находим по формуле

$$Q = v_{\text{вых}} \pi D^2 / 4. \quad (2.40)$$

*Использование уравнения турбулентной диффузии.* Дебит субмаринных источников можно оценить на основе гидрохимических данных, характеризующих поле концентрации в аномальном « пятне» над источником. Размеры определяются из решения уравнения турбулентной диффузии, описывающего процессы конвективно-диффузационного переноса вещества в зоне горизонтального поверхностного течения [175].

В зависимости от характера внешних условий (главным образом ветровых, формирующих поле скоростей, а следовательно, и поле концентраций акватории) для определения размеров аномального « пятна» используются следующие диффузационные модели.

1. Одномерное нестационарное уравнение диффузии [72] (радиальная диффузия при штиле)

$$\frac{\partial C}{\partial r} = \left( K_d - \frac{Q}{\varphi h} \right) \frac{1}{r} \cdot \frac{\partial C}{\partial r} + K_d \frac{\partial^2 C}{\partial r^2}, \quad (2.41)$$

где  $C$  — концентрация;  $\tau$  — время;  $\varphi$  — угол выделенного сектора факела;  $K_d$  — коэффициент турбулентной диффузии;  $r$  — горизонтальная координата;  $h$  — глубина слоя аномальных вод, распространяющихся по поверхности моря.

2. Трехмерное стационарное уравнение диффузии:

а) перенос и диффузия « пятна » аномалии при постоянном вдольбереговом течении

$$v_y(x, y) \partial C / \partial y = K_{dx} \partial^2 C / \partial x^2, \quad (2.42)$$

б) перенос и диффузия « пятна » аномалии при любом направлении ветра

$$\begin{aligned} v_y(x, y, z) \partial C / \partial y + v_x(x, y, z) \partial C / \partial x = \\ = K_{dx} \partial^2 C / \partial x^2 + K_{dz} \partial^2 C / \partial z^2. \end{aligned} \quad (2.43)$$

Решение уравнения (2.41) выполняется при граничных условиях вида

$$\begin{aligned} C(0, 0) = C_{z \text{ поб}} = 100\%; \\ C|_{x, y \in \Gamma_1} \rightarrow 0. \end{aligned} \quad (2.44)$$

При реализации моделей (2.42) и (2.43) задаются следующие граничные условия:

$$\begin{aligned} C(0, 0) = C_{z \text{ поб}} = 100\%; \\ C|_{x, y \in \Gamma_1} = C(x, y); \quad \partial C / \partial x|_{x, y \in \Gamma_2} = 0, \end{aligned} \quad (2.45)$$

где  $\Gamma_2$  и  $\Gamma_1$  — граница расчетного контура со стороны берега и со стороны моря соответственно.

В случае присутствия в воде источника характерных примесей, не имеющихся в окружающей морской среде, могут быть заданы граничные условия вида

$$\begin{aligned} C|_{x, y \in \Gamma_1} = n \delta'(m - m_0); \quad n = 100, \quad m = f(x, y); \\ \partial C / \partial x|_{x, y \in \Gamma_2} = 0, \end{aligned} \quad (2.46)$$

где  $\delta'$  — единичная функция Дирака.

Реализация предложенных диффузионных моделей может быть осуществлена на аналоговых вычислительных машинах (АВМ) (структурных и сеточных), точность решения на которых (порядка 10 %) является достаточной при использовании в качестве исходных данных результатов расчета и натурных измерений.

Рассмотрим решение задачи в условиях штиля. Приведем расчетное уравнение (2.41) к виду, удобному для решения на

структурной АВМ (типа МН-10), путем замены частных производных их конечно-разностными аналогами:

$$\frac{dC_i}{d\tau} = \frac{K_d}{l_r^2} (C_{i+1} + C_{i-1} - 2C_i) + \frac{K_d \varphi h - Q}{\varphi h r l_r} (C_i - C_{i-1}), \quad (2.47)$$

где  $l_r$  — шаг моделирования.

После алгебраических преобразований уравнение (2.47) будет иметь вид

$$dC_i/d\tau = a_1 C_{i+1} + a_2 C_{i-1} + a_3 C_i, \quad (2.48)$$

окончательно (в машинных единицах)

$$d\bar{C}_i/d\tau = b_1 \bar{C}_{i+1} + b_2 \bar{C}_{i-1} + b_3 \bar{C}_i. \quad (2.49)$$

В уравнениях (2.48) — (2.49) коэффициенты

$$a_1 = K_d/l_r^2; \quad a_2 = [K_d \varphi h (r - l_r) + Q l_r]/(\varphi h r l_r^2);$$

$$a_3 = [2K_d \varphi h (r + l_r) - Q l_r]/(\varphi h r l_r^2); \quad \bar{C}_i = m_y C_i,$$

где  $\bar{C}_i$  — машинная переменная, В;  $b_1, b_2, b_3$  — передаточные коэффициенты операционных усилителей.

Аналогичные преобразования, выполненные для расчетной модели (2.42) для вдольберегового распространения аномалии, приводят к следующему уравнению:

$$\frac{d\bar{C}_i}{d\tau} = \bar{K} (\bar{C}_{i+1} + \bar{C}_{i-1} - 2\bar{C}_i), \quad (2.50)$$

где  $\bar{K} = K_{dx}/(m_\tau v_y l_y^2)$ ;  $\bar{C}_i = m_c C$ ,  $\tau = m_\tau y$  — масштабные соотношения.

Для решения задачи о распространении аномалии при любом направлении ветра расчетное уравнение также представим в конечно-разностной форме

$$\begin{aligned} & \frac{v_{y,1} + v_{y,0}}{2} \cdot \frac{C_1 - C_0}{h_{1y}} + \frac{v_{x,3} + v_{x,0}}{2} \cdot \frac{C_3 - C_0}{h_{1x}} = \\ & = 2K_{dx} \left( \frac{\frac{C_3 - C_0}{h_{1x}} + \frac{C_4 - C_0}{h_{2x}}}{h_{1x} + h_{2x}} \right) + 2K_{dz} \left( \frac{\frac{C_5 - C_0}{h_{1z}} + \frac{C_6 - C_0}{h_{2z}}}{h_{1z} + h_{2z}} \right), \end{aligned} \quad (2.51)$$

удобной для воспроизведения на сеточной АВМ (типа БУСЭ-70). Условия моделирования уравнения (2.51) на сеточной модели можно определить из аналогии между полученным конечно-разностным уравнением и законом Кирхгофа для токов электрической цепи.

Из сопоставления уравнения баланса токов в узле сеточной модели и уравнения (2.51) получим следующие условия моделирования.

$$R_y = \frac{2h_{1y}R_m}{(v_{y,1} + v_{y,0})(h_{1x} + h_{2x})(h_{1z} + h_{2z})}; \quad (2.52)$$

$$R_{0x} = \frac{2h_{1x}R_m}{(v_{x,3} + v_{x,0})(h_{1x} + h_{2x})(h_{1z} + h_{2z})}; \quad (2.53)$$

$$R_{1x} = \frac{h_{1x}R_m}{2K_{dx}(h_{1z} - h_{2z})}; \quad (2.54)$$

$$R_{2x} = \frac{h_{2x}R_m}{2K_{dx}(h_{1z} + h_{2z})}; \quad (2.55)$$

$$R_{1z} = \frac{h_{1z}R_m}{2K_{dz}(h_{1x} + h_{2x})}; \quad (2.56)$$

$$R_{2z} = \frac{h_{2z}R_m}{2K_{dz}(h_{1x} + h_{2x})}. \quad (2.57)$$

Полученные решения диффузионных моделей позволяют при измеренных концентрациях в любом створе аномального пятна определить максимальную концентрацию  $C_{\text{пов}}$  непосредственно над источником. Дебит источника при штилевых условиях можно вычислить по результатам моделирования согласно модели (2.41). При ветровых течениях дебит можно приближенно определить при известном диаметре грифона для схематизированного в виде конуса объема аномалии по известным формулам [191] смешения.

*Использование полуэмпирических решений.* Предложенные выше решения касались в основном факелов, достигающих поверхности моря. В случае, если грифон расположен достаточно глубоко, а толща морской воды над ним четко стратифицирована (например, имеется слой скачка), воды факела могут не достигать поверхности и распространяются на некоторой глубине. Параметры таких факелов можно оценить, исходя из известных решений теории затопленных струй и полуэмпирических решений для источников искусственного происхождения. Одно из первых предложений определения критерия затопления сделано в работе А. Рауна и Г. Палмера [192]. Стратификация морских вод была схематизирована следующим образом: выделялось всего два слоя — нижний холодный и верхний теплый. Для определения степени разбавления на границе двух слоев была предложена номограмма. При затоплении факела ниже теплого слоя должна выполняться зависимость

$$[(n-1)\rho_x - \rho_{\text{ист}}]/S > \rho_t, \quad (2.58)$$

где  $n = 1/\rho_v$  — разбавление на оси поднимающегося факела;  $\rho_v$  — доля подземных вод (объем) в смеси подземных вод и морских;  $\rho_t$ ,  $\rho_x$  — удельные плотности теплого и холодного слоев морской воды;  $\rho_{\text{ист}}$  — удельная плотность подземных вод.

Авторы отмечают, что плотность смеси вод должна быть больше плотности теплого слоя. В противном случае за счет инерции воды факела могут дойти до поверхности и затем погрузиться вновь (см. рис. 2.6). Дальнейшее исследование критерия было проведено В. Хартом [179]. Высота установившегося подъема факела

$$z_{\max} = f(\bar{\rho}, Fr_{\Delta}), \quad (2.59)$$

где  $\bar{\rho} = (\rho_z - \rho_t) / \rho_{\text{вых}}$ ;  $\rho_z$ ,  $\rho_t$  — соответственно плотности воды на оси факела и в термоклине.

Согласно данным Н. Брукса и К. Коха [172] для линейного в плане источника

$$z_{\max} = 20 \xi_{\max}^3 \frac{Q (\sigma_z - \sigma_{\text{вых}})}{\sqrt{g} (-d\sigma/dz)}, \quad (2.60)$$

где  $\xi_{\max} = f(\xi)$ ;  $\xi$  — безразмерная переменная, которая в большинстве случаев равняется 2,7;  $\sigma = 1000(\rho - 1)$ ;  $d\sigma/dz$  — градиент плотности по глубине. В последней формуле параметры легко определимы в натуре, и, следовательно, мы можем вычислить значение расхода  $Q$ . В общем виде высота подъема факела с учетом бокового сдвига (под действием течений)

$$z = K_v z_{\max}, \quad (2.61)$$

где  $z_{\max}$  — высота подъема факела, рассчитанная по формуле (2.60);  $K_v = z_v/z$  — отношение высоты подъема факела при любой скорости к высоте подъема при весьма малой скорости.

Рекомендации расчета  $K_v$  можно найти в работе В. И. Заца, В. Н. Степанова [64].

## Субмаринные источники, опыт их исследования и реализация моделей

### 1. Общая характеристика областей разгрузки субмаринных источников

Преждевременно проводить строгую типизацию условий и механизма функционирования локальных зон субмаринной разгрузки подземных вод на шельфе. Существование и происхождение таких зон тесно связано с геолого-структурными, тектоническими и геоморфологическими особенностями строения самих шельфовых областей, общая изученность которых еще далека от совершенства. Представления об условиях и механизме разгрузки также сплошь и рядом базируются на концептуальных моделях, часто весьма противоречивых. Что же касается геологических и гидрогеологических условий участков суши, прилегающих к области субмаринной разгрузки, то они главным образом должны отвечать таким условиям, при которых пьезометрические напоры подземных вод (приведенные напоры для минерализованных вод) в области разгрузки превышают гидростатический напор морской воды.

Такие условия характерны для приморских горных сооружений и крупных карстовых массивов (например, массив Арабика или плато Карст). Характер и темп разгрузки определяются геологической обстановкой (размером и формой дислокаций коллектора, пространственным положением складок, размерами и направленностью дисъюнктивных зон, фильтрационными свойствами пород), гидродинамическими параметрами (значением и распределением напоров, водопроводимостью, пьезопроводностью) и степенью и динамикой экранирования области разгрузки современными морскими наносами. Все эти параметры и условия движения подземного потока (с той или иной степенью трудности определяемые на суше) за линией уреза, как правило, не оцениваются вообще. И если для грубообломочных и песчаных водовмещающих пород исследуемой формации мы с некоторой долей достоверности можем проводить интерполяцию их гидродинамических параметров от уреза до зоны субмаринной разгрузки, то для трещиноватых и закарстованных пород с их ярко выраженной анизотропией это сделать практически невозможно. И следовательно, здесь необходимы прямые методы оценки, которые еще не разработаны и к которым мы еще вер-

немся в конце этой главы. В структурно-гидрологическом отношении для приморских горных сооружений области субмаринной разгрузки приурочены в основном к бассейнам латерального типа [119], одно крыло которых высоко поднято вверх по склону, а другое (дистальное) опущено ниже уровня моря.

Большое развитие субмаринные источники получили также на подводных склонах островных систем с ярко выраженным горным рельефом (Большой и Малый Зондский архипелаги, Большие Антильские, Гавайские, Филиппинские острова и др.) и влажным климатом тропического типа с явным избытком влаги (осадки 1000—3000 мм/год).

Встречаются, однако, районы со сравнительно невысоко поднятыми областями питания, на подводном склоне которых функционирует большое число субмаринных источников, в том числе высокодебитных. К таким районам относится полуостров Флорида (гипсометрические отметки которого не превышают 100 м). Условия активной субмаринной разгрузки здесь обеспечиваются сильным развитием закарстованных палеоген-неогеновых известняков, слагающих большую часть полуострова, большим количеством осадков (1200—1400 мм/год) и равнинным рельефом с обширными заболоченными участками, практически исключающим поверхностный сток.

Аналогичные условия разгрузки наблюдаются на полуострове Юкатан, поверхность которого представляет собой низменную равнину и только на юго-востоке небольшой участок занимают горы Майя. Площадь развития известняков 100 000 км<sup>2</sup> (общая площадь полуострова около 180 000 км<sup>2</sup>) при длине береговой линии — 1000 км. На песчаных прибрежных островах пресная вода залегает в виде линз на соленой морской воде. Отметка гидростатического уровня пресных вод на 1 м выше отметки уровня моря [189].

Интересные условия субмаринной разгрузки существуют на островах Бахрейн (собственно Бахрейн и близлежащие небольшие острова: Ситра и Мугаррак) в Персидском заливе. Низменный, сложенный в основном известняками и доломитами, остров Бахрейн находится в зоне пустынь и полупустынь. Осадков выпадает крайне мало. Естественные ресурсы пресных подземных вод весьма ограничены. В то же время, в прибрежной зоне с севера и северо-востока имеется большое количество субмаринных источников с солоноватой водой ( $\text{Cl}' = 2,0\%$ ; общая минерализация — 4 г/л). По мнению А. Фроманта [176], область питания этих вод находится на материке в районе Саудовской Аравии. Такого же взгляда придерживается Л. И. Маруашвили [108]. Приходится предположить, что подземные воды проделывают путь более 100 км под морским дном, сохраняя достаточный напор для активной разгрузки в прибрежной зоне этих островов. Удивительно, что на пути этих вод не встречается дизъюнктивных зон, по которым они могли бы разгружаться

ближе к области питания, но других объяснений этому явлению пока не найдено.

Обширный описательный материал, касающийся субмаринных источников, позволяет в настоящее время сделать некоторые обобщения. Не претендуя на универсальность изложенной ниже схемы, в первом приближении источники можно разделить по генетическому признаку:

- 1) карстового происхождения; 2) вызванные разгрузкой подрусловых потоков в дельтах и авандельтах; 3) вызванные разгрузкой трещинно-жильных вод.

*Субмаринные источники карстового происхождения.* Это, пожалуй, наиболее многочисленная и наиболее часто упоминаемая в литературе группа субмаринных источников. Однако немного работ, в которых субмаринная разгрузка карстовых вод связана с общими проблемами изучения карста и приморского карста (в частности, где имеются сведения о выделении областей субмаринной разгрузки и анализ их функционирования), среди них можно выделить исследования Г. А. Максимовича [104—106], Н. А. Гвоздецкого [40], Б. И. Куделина и др. [90], В. Дейвиса [174] и др.

Рассматривая общие условия, свойственные разгрузке карстовых вод, следует отметить ряд обстоятельств, имеющих важное значение. Прежде всего это характер и интенсивность колебательных движений земной коры в исследуемом районе. В некоторых областях земного шара зафиксированы поднятие и опускание со скоростью до 40 мм/год. Археологические раскопки на Херсонесском мысе (Крым) показали, что некоторые его части периодически затоплялись, а затем осушались. Продолжительность одного цикла 5—6 веков [17]. Источники, питавшие пресной водой другую древнегреческую колонию северного причерноморья — Ольвию, в настоящее время находятся под уровнем моря и продолжают функционировать уже как субмаринные. Изучение колебательных движений сильно осложняется эвстатическим фактором. По данным Л. Стратена [132], полученным при изучении процессов седиментации в Адриатическом море, его уровень во время последней ледниковой эпохи был ниже современного на 110—120 м. Изменение базиса эрозии и соотношения напоров в области питания и в области разгрузки, несомненно, влияет на характер развития карста и в некоторых случаях определяет нижнюю границу существования субмаринных источников.

В Средиземном море известны источники, расположенные на глубинах более 120 м (у города Канны на глубине 165 м, Сан-Ремо — 190 м, в заливе Святого Мартина 700 м). Объяснить обстоятельства их существования на таких глубинах можно двумя путями: либо предположить, что процессы карстообразования могут протекать значительно глубже уровня моря, либо считать, что участки дна у этих источников опустились в период

неотектонического этапа, охватывающего неоген и четвертичный период [40, 174]. В какой-то мере второе предположение подтверждается данными, послужившими основой для составления сейсмотектонической карты Европы [18]. Согласно этой карте интересующий нас район относится к участкам шельфа и континентального склона, испытавшего резко дифференцированные глыбовые движения именно в неоген-четвертичный период. Против первого предположения свидетельствуют весьма убедительные доводы, сформулированные в работе Б. Н. Иванова [70]: системы карстовых полостей не обнаружены в карстовых массивах ниже современных самых углубленных базисов карстования. Ниже таких отметок наблюдается только трещинное обводнение. По-видимому, крупные локальные дизъюнктивные зоны и объясняют деятельность упомянутых глубоководных источников.

Второе важное обстоятельство — жесткая связь режима большинства карстовых субмаринных источников с климатическими факторами (главным образом с осадками). Резкие перепады пьезометрического давления, свойственные потокам воды, движущимся в карстовых каналах, приводят к образованию так называемых интермиттирующих или перемежающихся субмаринных источников. Эти источники периодически действуют как по-норы, всасывающие морскую воду. При равновесии напоров подземных и морских вод источники прекращают свою деятельность, часто заполняются морскими наносами, а при незначительном изменении соотношения напоров начинают работать в фильтрационном режиме. Грифоны таких источников сохраняют в этот период свои особенности и легко различимы в рельфе дна. В одних случаях это овальные углубления (до 0,5 м) в современных наносах, дно которых заполнено хорошо отсортированным крупнозернистым песком и мелкой галькой (по нашим наблюдениям в районе Гантиади), в других случаях это карстовые воронки и цилиндрические углубления диаметром до 1,5 м и глубиной до 1 м, на дне которых лежат крупные камни и плиты (по наблюдениям П. А. Каплина [71] и С. Альфиревича на Далматинском побережье Югославии).

И третье обстоятельство: конфигурация грифона, определяющая начальные морфометрические параметры факела разгружающихся вод (осесимметричные или не осесимметричные), зависит от характера и параметров залегания карстующихся пород, формы и размеров дизъюнктивных нарушений и степени обнаженности на дне карстующихся пород. Под действием абразионных и карстовых процессов на подводном береговом склоне карбонатные породы образуют специфические формы мезо- и микрорельефа, разрабатываются и раскрываются трещины, особенно в приурезовой полосе [71]. На отметках смешения морских и пресных вод интенсивно формируются мелкие глубинные полости [70]. Мощность потока наносов и их механический состав оказывают на эти процессы определенное влияние. Наносы,

содержащие в основном тонкие фракции, могут полностью перекрывать источники с малым напором и тем более мелкие трещины. Продолжают функционировать только крупные источники со значительным напором. Все эти процессы и условия в конечной степени и определяют форму и тип грифонов.

*Источники, вызванные разгрузкой подрусловых потоков в дельтах и авандельтах.* Разгрузка мощных подрусловых потоков в дельтах и авандельтах — весьма распространенное явление. Чаще всего она имеет рассредоточенный характер, причем аномалии химического состава иловых вод занимают большие площади. Результаты расчетов модулей вертикальной субмаринной разгрузки в авандельтах некоторых рек бассейна Каспийского моря, выполненных разными авторами, отличаются на 1—2 порядка. Максимальные цифры, полученные как отношение подземного стока аллювиальных вод к площади гидрохимической аномалии, весьма велики: для р. Самур — 100, р. Гильгильчай — 30, р. Куры — 5 л/(с·км<sup>2</sup>) [15], и нам кажутся завышенными в 2—3 раза, но даже в этом случае масштабы разгрузки очень значительны.

На Черном море в 1971 г. мы наблюдали несколько небольших субмаринных источников в районе устьев рек Псезуапсе и Псоу. Источники обнаружены при прохождении маршрутов в легководолазном снаряжении на глубинах от 4 до 10 м на расстоянии до 250 м от берега [164]. Расположенные в зоне песчано-галечных отложений, они имели вид небольших родничков, анализы отобранных проб показали пониженное содержание хлор-иона даже по отношению к сильно опресненным водам предустьевого участка. Зафиксировать источники этого типа обычно весьма сложно из-за повышенной мутности воды и очень малых гидрохимических градиентов. Термосъемка также малоэффективна ввиду того, что малые источники этого типа не дают четко выраженных факелов.

*Субмаринные источники, вызванные разгрузкой трещинно-жильных вод.* Трещинно-жильные воды приурочены обычно к системам крупных тектонических разрывов в изверженных и метаморфических породах. Источники, относящиеся к этому типу вод, широко известны на суше, причем наиболее часто встречаются в горных районах (Кавказ, Памир, Тянь-Шань). Дебит их бывает значителен, химический состав отличается большим разнообразием. Исследования, посвященные субмаринной разгрузке именно этих вод, нам не известны. В 1975 г. на южном берегу Крыма нам удалось наблюдать три малодебитных источника у северо-западного склона горы Аюдаг. Происхождение этих источников, по-видимому, связано с системой обводненных трещин интрузивных образований (горы Аюдаг). Источники расположены на глубине 6 и 18 м. Их грифоны не превышают размеров 0,2×0,3 м. Температура 9,8°C. Дебит и химический состав воды не определялись.

Крупные обводненные трещины в лавах и диабазах могут обусловить субмаринную разгрузку в районах с влажным климатом, например у Филиппинских и Гавайских островов. Холодные пресные источники на подводных склонах островов этих архипелагов известны давно, а геологическое строение и состав пород в области разгрузки позволяют сделать это предположение о происхождении источников.

Температура воды большинства субмаринных источников не превышает обычно 10—12 °С. Термальные (температура выше 30 °С) и особенно парогидротермальные источники (температура до 100 °С и более) наблюдаются чаще всего в районах активного вулканизма. Подземные воды, питающие эти источники, поступают по крупным вулкано-тектоническим разрывам и сбросам, а также по системам трещин, развитых в вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах (лавах, андезитах, риолитах, пемзовых и туфовых брекчиях). Термальные источники Гавайских островов отличаются сравнительно низкой температурой, что, по мнению Г. Макдональда [103], объясняется обилием грунтовых вод и интенсивностью их циркуляции. Напротив, высокая температура характерна для небольших субмаринных источников о. Уайта в заливе Пленти (Новая Зеландия). Термальные субмаринные источники, приуроченные к вулканогенным породам, известны в береговой зоне Курильских островов и Японии. Во время отлива расположенные в углублениях дна источники используются в качестве горячих ванн. На подводных склонах вулкана Бану-Вуху участники советско-индонезийской экспедиции наблюдали струи горячей воды, бьющей среди обломков пород. На расстоянии 1 м от дна струи мутнели и желтели. При охлаждении из них выпадало от 100 до 140 мг/л гидроокислов железа и марганца [51]. Очевидно, подобные явления обычны для подводного вулканизма, масштабы которого, особенно в тихоокеанском бассейне, весьма широки. Ф. А. Кохоут [82] считает, что термальные источники могут встречаться в лагунах и на внешних рифах коралловых островов. Происхождение этих источников автор объясняет гипотетической циркуляцией соленых морских вод под атоллом, вызванной интенсивным тепловым потоком от вулканических пород. Если такая циркуляция и существует, то ее температурные градиенты должны быть относительно невелики, в противном случае они бы исключили возможность жизнедеятельности кораллов.

Термальные субмаринные источники известны у средиземноморских берегов Франции [106] (департамент Буш-дю-Рон) и на Черноморском побережье Румынии. Выходы термальных источников у берегов Франции приурочены к породам миоценового возраста, воды их насыщены сероводородом. Повышенную температуру (30—35 °С) объясняют экзотермическими реакциями, при которых вода обогащается сероводородом и железом. Сероводородные воды такого типа часто связаны генетически

с битуминозными и нефтеносными осадочными породами. Однако не исключается возможность связи их происхождения с интрузиями магматических пород. Поэтому окончательный вывод об их генезисе можно сделать только при достаточно полных геологических данных.

Режимные характеристики субмаринных источников можно разделить по времени действия на постоянные, перемежающиеся и временные. И очевидно, что режим определяют климатические, геологические, литодинамические и тектонические факторы, причем степень важности каждого из них для различных генетических типов источников будет разной. Так же как и наземным источникам, субмаринным должны быть присущи черты динамики режима и для многих — резкие колебания параметров разгрузки в сравнительно короткие промежутки времени. На фоне медленных колебаний подземного стока порово-пластовых вод субмаринные источники дают как бы высокочастотный спектр разгрузки, внося свои корректизы в общую картину водообмена на границе океан—литосфера. Пока затруднительно определить масштабы этого процесса на шельфе в целом, но они, несомненно, играют свою роль, в некоторых районах весьма ощутимую, следовательно, не учитывать ее нельзя.

## 2. Получение основных расчетных параметров

В этом разделе мы остановимся на работах по изучению субмаринных источников в натурных условиях и получении основных характеризующих их параметров. Изучение одного или нескольких источников может представлять, пожалуй, лишь чисто утилитарный интерес, например с целью использовать этот источник для водоснабжения. Исследование источников на значительных участках шельфа позволит решать более общие многоплановые задачи (о чем уже упоминалось), но для этого, по существу, надо научиться выполнять гидрогеологическую съемку шельфа с той же кондиционностью, что и на суше. Иначе говоря, на базе общей геологической обстановки необходимо проводить картирование субмаринных источников. Причем под картированием будем понимать следующие основные операции: 1) обнаружение источника; 2) общая характеристика участка выхода (геоморфологическая, геологическая, литодинамическая) и грифона (размеры, конфигурация, степень заполнения и состав наносов); 3) измерение физических и химических его показателей (температуры, минерализации, химического состава и цвета воды); 4) измерение дебита; 5) режимные наблюдения. Применяемые в настоящее время методы исследования субмаринных источников можно разделить на две группы: поисковые и детальные.

«Отыщи всему начало и ты многое поймешь» (К. Прутков. Сочинения. М., 1976, с. 136) или, если перефразировать К. Пруткова, можно сказать: прежде чем исследовать субмаринные источники, нужно их найти. Крупные субмаринные источники, в особенности расположенные на небольшой глубине, искать практически не приходится: они известны давно. На поверхности моря четко выделяется гладкое пятно (часто отличающееся по цвету) или иногда наблюдается явление, похожее на вскипание воды. У источников с очень сильным напором на поверхности образуется куполообразное возвышение. Естественно, что еще в древности это явление привлекло к себе внимание. В литературе по этому поводу можно встретить ссылки (например, у Г. А. Максимовича [105]) на Лукреция, Страбона, Плиния. Пресные субмаринные источники служили важным (а иногда и единственным) источником водоснабжения. Относительно города-острова Арвада (Сирия) Страбон (63 г. до н. э.—21 г. н. э.) писал следующее: «Эта скала, со всех сторон омываемая водой, застроенная домами. В военное время жители получают воду из канала, расположенного недалеко от города. Этот канал питается многоводным источником. В канал опущено нагнетательное устройство с перевернутой широкой воронкой, сделанной из свинца. Верхняя часть этой воронки сужается в относительно узкую трубку, вокруг прикреплены кожаные меха. В эти меха через всю систему подается вода из источника. Сначала идет морская вода, но затем пресная» (цитируется по Ф. А. Кохууту). В Персидском заливе арабские моряки и торговцы водой получали пресную воду, вставляя в грифон источника тростниковую трубку, из которой пресная вода била ключом на высоту десятка сантиметров.

В заливе Карпентария (Австралия) для этой же цели используются бамбуковые трубы. По замечанию Ф. А. Кохуута [82], техника получения воды из субмаринных источников мало изменилась со времен Страбона, заменен лишь материал, из которого делаются трубы. На смену тростнику, бамбуку и коже пришел пластик.

Каптирование крупных пресноводных источников может существенно облегчить тяжелое положение, связанное с недостатком пресной воды на некоторых участках морских побережий. Это очевидное положение побудило ряд исследователей провести специальные работы по обнаружению и описанию субмаринных источников, исходя из простой предпосылки, что далеко не все из них можно найти визуально.

В 1963 г. по проекту Комитета по грунтовым водам при ООН компания Ральф и Парсонс провела исследования у берегов Ливана для выяснения возможности улучшения водоснабжения и выявила ряд неизвестных ранее субмаринных источников.

В 1966 г. по программе национального исследовательского центра Италии выполнены полевые исследования на северо-западном берегу о. Сицилия. Работы были связаны с проблемой обеспечения острова пресной водой. Предварительные геологические исследования показали, что наиболее перспективным оказался горизонт, приуроченный к толще доломитов и доломитизированных закарстованных известняков палермского и тирренского возраста. Карбонатные породы подстилает глинистый нумидийский флиш, причем зона контакта в основном погружена под уровень моря. Известняково-доломитовая толща сильно тектонизирована многочисленными сбросами, в направлении которых наиболее интенсивно развиваются карстовые процессы. Большинство исследованных источников находится в зоне сбросов или на контакте с флишем.

Поиски выходов субмаринных источников заключались во вдольбереговом профилировании с измерениями солености. В некоторых случаях измерялись температура и электропроводность воды. Соленость измерялась на станциях в 15 м от берега и 100 м друг от друга на глубинах 0,5 и 0,25 м. Измерения выполнялись индукционным солемером модели РС5-3. Изохалины на участке съемки хорошо оконтурили аномалии, вызванные разгрузкой источников (рис. 3.1, а). На рис. 3.1 б показан характерный участок профиля, где видно резкое уменьшение солености в районе действия источников Музо-ди-Порко 2, Кала-Сиакота 3 и Кала-дей-Мулетти 4. Все источники расположены на глубине

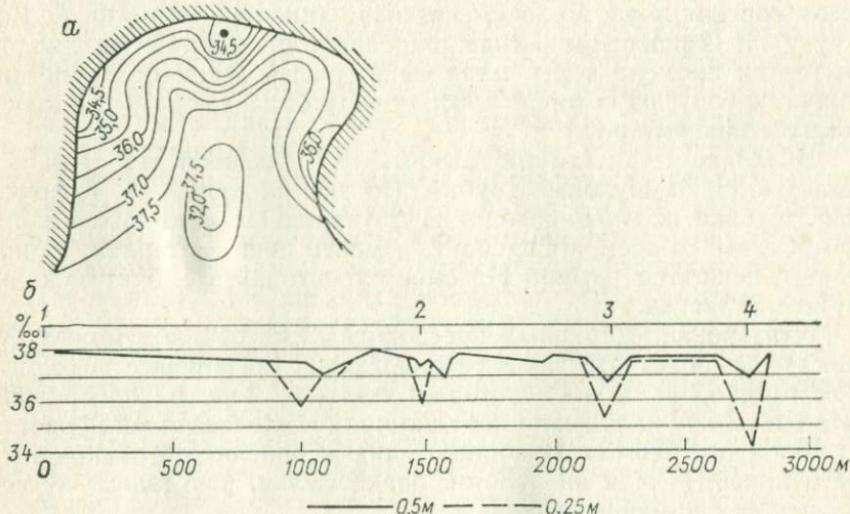


Рис. 3.1. Субмаринные источники на северо-западном берегу о. Сицилии (по Р. Кассини).

*a* — изохалины в районе субмаринного источника Аква-ди-Фора; *б* — характерный участок профиля солености на разных глубинах.  
Источники: 1 — Капо-Рама, 2 — Музо-ди-Порко, 3 — Кала-Сиакота, 4 — Кала-дей-Мулетти.

не более 10 м, ниже которой попытки поисков не предпринимались. В выводах автора [173] отмечено, что волнение и течения не влияют значительным образом на форму и размеры зон низкой солености. Измерения, повторенные в различные периоды года, показали сезонный характер большинства источников.

Работы подобного типа проведены также в Триестском заливе (Адриатическое море) на участке устье р. Изонцо — бухта Систиана [169]. Методика исследований — профилирование по створам с непрерывной записью электропроводности и температуры воды. Датчики буксировались за судном на поплавке с фиксированной глубиной погружения 0,35—0,5 м или на кабеле, глубина погружения которого зависела от скорости движения судна. Возможная скорость движения судна в первом случае до 3 узлов, во втором до 10 узлов.

Области субмаринной разгрузки подземных вод отмечались по понижению температуры воды и значению электропроводности. При этом авторы отметили два различных типа разгрузки: локализованную (локальные аномалии, приуроченные к зоне действия субмаринных карстовых источников) и диффузионного типа. Первый тип отмечен в районе выходов коренных пород на дне, второй — в области развития отложений аллювиального типа. В результате проведенных работ авторы, так же как и Р. Кассини, обращают внимание на сезонный характер функционирования ряда источников (совпадающий с паводочным режимом рек) и связь аномалий электропроводности с областями загрязнения и районами распространения речных вод. Очевидно, что в подобных ситуациях необходимы дополнительные гидрохимические наблюдения.

В методическом отношении эта работа не имеет принципиальных отличий от исследований Р. Кассини. Применение более совершенной аппаратуры позволило расширить объем работ по площади и провести измерения на больших глубинах. Непрерывность записи дала возможность лишь более уверенно фиксировать локальные аномалии, а использование ЭВМ для обработки полевых материалов ускорило выход результатов.

При обзоре методов исследования субмаринных источников [48] упоминается работа С. Альфиревича по изучению разгрузки подземных вод в бухте Каштела у г. Сплита. Современная аппаратура позволила не только непрерывно по ходу судна определять температуру, минерализацию и химический состав воды, но и проводить вертикальное зондирование.

В основу исследований на Черноморском побережье Кавказа (район Гагр) [35] был положен гидрохимический метод, заключавшийся в выявлении аномалий в характерном режиме солености Черного моря. Анализы выполнялись в основном на определение содержания хлор-иона. Кроме того, на ряде створов отбирались образцы грунта со дна моря. В результате было отмечено два субмаринных источника и 24 случая аномального

уменьшения минерализации, прослеживающихся до глубины 400 м. Аномальные значения зафиксированы в центре исследуемого района и приурочены к полосе обнажения на дне карбонатных пород.

На стадии поисковых работ все большее значение приобретают геофизические методы. Возможность быстрого получения информации по большим площадям о геологическом строении, составе и мощности наносов давно привлекает многих исследователей. Имеются сведения об успешном использовании геотектонического метода для изучения локальных очагов субмаринной разгрузки [48]. В карстовых районах давно применяются методы электроразведки [25]. Однако эффективность применения этих методов в различных регионах далеко не одинакова. Нам известны попытки использовать стандартные резистивиметры для изучения субмаринной разгрузки в Черном и Азовском морях, которые не привели к положительному результату.

Изучение состава и мощности современных наносов с помощью стандартного оборудования (станции АКС-Л-7) для гамма-каротажа на сахалинском шельфе показало перспективность этого метода [1, 166], но интерпретация материалов вызывает серьезные затруднения. Успешно применять геолокаторы (типа ЗГЛ-3) можно только в тех районах, где разрез представлен резко дифференцированными слоями различных по литологическому составу пород. Это же условие ограничивает применение ряда методов электроразведки. Имеет свои недостатки и метод естественного поля. И тем не менее геофизические методы весьма перспективны не только в экономическом плане (учитывая стоимость морского бурения), а главным образом в сочетании их между собой и в комплексе с другими видами исследований, например с литолого-geoхимическими. Сущность последнего метода заключается в том, что во время разгрузки подземных вод под уровень моря осаждаются многие химические компоненты подземных вод на окислительно-восстановительном барьеце. Этот процесс приводит к образованию источника geoхимической аномалии с избыточным содержанием ряда элементов, которое можно оценить количественно. Сравнивая содержание этих элементов в источнике с их значениями в пределах аномалии и определяя возраст минеральных образований аномалии, можно оценить объем разгружающихся вод [32, 33, 48, 90]. Трудно судить о точности этого метода, но зато с его помощью можно получить интегральные характеристики источника за весьма длительный период.

Подводя итоги краткого обзора поисковых методов, следует заметить, что ожидаемая эффективность применения любого из них в значительной степени определяется предварительным анализом общей геологической, гидрогеологической, геоморфологической и гидрологической обстановки исследуемого района.

Детальные методы должны включать в себя не только нахождение местоположения источника и общую характеристику разгрузки подземных вод (приуроченность к тем или иным породам, размеры и конфигурацию аномалии, температуру и минерализацию), но и обследование грифона, степень заполнения его наносами, расход и режим, т. е. выполнение всех операций по картированию, о которых было сказано выше. Наиболее трудны для изучения глубоководные источники (условно отнесем сюда все источники, расположенные глубже 40 м — глубины, доступной для погружений в легководолазном снаряжении с воздушной дыхательной смесью), наблюдать которые можно с помощью специальной аппаратуры, и источники, воды которых по своим физико-химическим показателям практически не отличаются от морской воды. В последнем случае для оценки дебита удобно использовать индикаторы, в том числе радиоактивные. В качестве примера можно привести интересный в методическом отношении эксперимент, проведенный на оз. Кинерет [171]. В грифон источника, расположенного на глубине 20 м и около 5 км от берега, опустили ампулу объемом 10 см<sup>3</sup> с радиоактивным изотопом <sup>60</sup>Со. Расположенные в разных частях факела датчики были соединены кабельной связью со счетным устройством. После того как ампула была разбита электродetonатором, в течение 2 месяцев наблюдали за изменением содержания изотопа в поверхностном слое. Для определения дебита использовалась формула вида

$$2,31g(C_{\tau}/C_0) = Q\tau/V, \quad (3.1)$$

где  $C_{\tau}$  — концентрация изотопа через время  $\tau$  после начала опыта;  $C_0$  — концентрация изотопа в начальный момент времени;  $V$  — объем перемешивания воды.

За период наблюдений дебит источника существенно менялся от 850 до 210 м<sup>3</sup>/сутки. При этом авторы оценивают максимальную погрешность вычисления дебита 25 %. Учитывая схематизацию определения объема перемешивания и зависимость его направления и скорости течения в озере, следует считать, что максимальная погрешность несколько больше, однако трудно ее оценить с помощью использованного в данном случае метода разбавления. Формулы смешения довольно широко используются на практике, так как расчеты по ним чрезвычайно просты, а натурные наблюдения легко выполнимы. Эмпирическая формула смешения использовалась и в работе Б. Мижатовича [189]. В этой работе сделана попытка на основании одновременных наблюдений за режимом субмаринных и прибрежных (расположенных на литорали) карстовых источников оценить динамику зоны смешения пресных и морских вод.

Исследования проводились на побережье Далмации вблизи г. Шибеника в заливах Врило и Затон. Субмаринные источники

расположены здесь на глубинах 3—10 м. В июле 1959 г. с интервалом 1 ч одновременно наблюдали за колебанием уровня моря, температурой воды и воздуха, содержанием хлор-иона в водах источников и их расходами. Период наблюдений охватывал суточный (24 ч) приливно-отливный цикл. Содержание хлор-иона в морской воде принималось постоянным (23,0 г/л), обычным для этого участка побережья, этот компонент определялся в заливе Брило по параллельным профилям. К сожалению, автор ничего не говорит о частоте отбора проб на профилях и методике наблюдения над элементами режима источника. После морских работ на берегу была выполнена обычная гидрогеологическая съемка.

Считая, что некоторая доля морской воды может попасть в источник на уровне грифона или ниже его, автор предлагает определять количество пресной воды  $Q_{\text{пр}}$  в расходе субмаринного источника следующим образом:

$$Q_{\text{пр}} = QX_{\text{пр}}/100, \quad (3.2)$$

где  $Q$  — расход воды субмаринного источника;  $X_{\text{пр}} = 100n_1/(n_1 + 1)$  — процентное содержание пресной воды;  $n_1 = (S_{\text{пр}} - v)/(v - S)$ ;  $S$ ,  $S_{\text{пр}}$  — соленость морской и пресной воды, мг/л;  $v$  — соленость вод источника, мг/л.

Суммарный расход береговых и субмаринных источников по данным автора составил 300 л/с, дебит самого крупного источника — 90 л/с.

Результаты наблюдений показали следующее. Содержание хлор-иона в районе действия прибрежных и субмаринных источников меняется в зависимости от колебаний уровня моря (прилив—отлив), амплитуда которых около 0,5 м. В отдельных случаях изменения хлорности могут быть весьма существенны и достигать нескольких грамм на 1 л. Полученные данные позволяют выделить два типа режимов источников.

1. Хлорность воды источника синхронно (но с некоторым сдвигом по времени) увеличивается с ростом уровня моря, и наоборот. Так же меняется температура воды и дебит источника. В периоды прилива дебит оказывается наибольшим, отлива наименьшим.

2. Изменение хлорности воды источника асинхронно по отношению к колебаниям уровня. Так же асинхронно изменяются и остальные параметры. Второй тип характерен для источников с большим дебитом (более 200 л/с).

Здесь следует отметить, что на графиках, приведенных автором, кривые дебита изменяются в обратном порядке, в первом случае колебания расхода не следуют ходу уровня, а во втором случае повторяют его. Выводы Б. Мижатовича сводятся к утверждению, что при первом типе режима морская вода проникает в глубину водовмещающих пород, образуя там обширную зону солоноватых вод. При большой амплитуде колебания со-

держания хлор-иона (более 10 г/л) в приливо-отливный цикл морская вода проникает в сторону суши на несколько километров (1—5 км). В этих случаях карстовые воды образуют линзу пресной воды, располагающуюся на поверхности солоноватых вод. Определить ее границы можно с помощью известных методов электроразведки.

При втором типе режима проникновение морской воды в сторону суши ограничено, причем морская вода проникает в толщу карстующихся пород только через крупные трещины и пустоты. При этом морская вода образует временную естественную препятствию потоку подземных вод, способствуя накоплению их запасов и возрастанию напора. В конечном итоге давление пресной воды превышает напор морской воды, в результате чего начинают функционировать береговые и субмаринные источники. Амплитуда колебания хлорности для этого типа режима лежит в пределах 1—6 г/л, что, по мнению автора, указывает на относительно небольшое проникновение морской воды в сторону суши (не более нескольких сотен метров).

В работе Б. Мижатовича несомненный интерес представляют натурные данные о связи режимных характеристик субмаринных источников с приливо-отливными колебаниями уровня моря в карстовых условиях. Выводы автора не всегда бесспорны, но тем не менее дают общее представление о варианте взаимодействия подземных и морских вод в прибрежной зоне.

Опыт исследования субмаринных источников показывает, что получение их расчетных параметров связано с дорогостоящими натурными работами, а длительные режимные наблюдения многократно увеличивают объем этих работ. В связи с этим в ряде случаев, по-видимому, целесообразно использовать расчетные методы, позволяющие при минимуме натурной информации получать представление о режиме субмаринной разгрузки. Конечно, эти методы не исключают обязательного проведения предварительных детальных работ, но в дальнейшем позволят весьма существенно их сократить. Попытаемся реализовать на примерах некоторые из аналитических моделей, предложенных в предыдущей главе.

Рассчитаем дебит термального субмаринного источника, факел которого достигает поверхности. У нас нет точных параметров такого источника, поэтому зададим их с учетом реальной обстановки, например средиземноморского побережья Франции. Предположим, источник с диаметром грифона 0,5 м расположен на глубине  $H=10$  м и имеет температуру в точке выхода  $35^{\circ}\text{C}$ . За расчетные взяты следующие температуры: воздух  $25^{\circ}\text{C}$ , морская вода  $18^{\circ}\text{C}$ , вода источника, достигшая поверхности моря,  $32^{\circ}\text{C}$ . Для расчета радиационного теплообмена принимаем данные, соответствующие географическому положению источника с координатами  $43^{\circ}15'$  с. ш. и  $5^{\circ}35'$  в. д.: абсолютная влажность воздуха 6 мм рт. ст., скорость ветра — 5 м/с, облачность

0,5 балла. В соответствии с известными рекомендациями [142], члены теплового баланса будут равны, ккал/(м<sup>2</sup>·ч):  $S_R=54,5$ ,  $S_{\text{и}}=80,5$ ,  $S_{\kappa}=-5,40$ .

По формуле (2.36) подсчитываем теплообмен с 1 м<sup>2</sup> поверхности взвешенного факела разгружающихся вод с окружающей средой:  $S_t \approx 562$  ккал/(м<sup>2</sup>·ч). Далее из уравнения (2.35) находим расход  $q=4,9 \cdot 10^{-3}$  м<sup>3</sup>/ч, считая при этом, что площадь поверхностного теплообмена  $F_n$  равна площади теплообмена с морской водой  $F_b$  (до глубины  $h$ ), а радиус распространения « пятна »  $r=200$  м.

Следует отметить, что полученный фиктивный расход  $q$  не является искомым, так как на пути движения от точки выхода источника до поверхности присоединяются значительные водные массы за счет турбулентного обмена, который зависит от разности плотностей факел—среда и скоростей движения.

Средняя скорость на глубине  $h$  будет равна  $v_{\text{ср}}=4q/(\pi d^2)=0,11$  м/с, где  $d=(H/4) \div (H/5)$  по экспериментальным данным В. Харта [179]. Для того чтобы воспользоваться формулой (2.38), по соотношению (2.39) найдем скорость на оси факела  $v_z$ , полагая, что точка, в которой наблюдается  $v_{\text{ср}}$ , имеет абсциссу  $y=0,25$  м. Отсюда  $v_z \approx 0,11$  м/с. Подставляя данные в формулу (2.38), получаем значение  $v_{\text{вых}}=0,02$  м/с. Так как диаметр выхода источника  $D=0,5$  м, т. е. площадь выхода его  $F=0,2$  м<sup>2</sup>, можем определить истинный расход источника  $Q=Fv_{\text{вых}}=4$  л/с.

Таким образом, имея данные лишь о распределении температур внутри аномалии, мы можем приблизенно оценить дебит источника. Начальная постановка специальных балансовых наблюдений позволит в значительной степени повысить точность расчета. За изменением температуры в грифоне можно наблюдать с помощью термистора, кабель от которого выведен на буй, а погодные условия оценивают наблюдатель или получают на ближайшей метеорологической станции.

Реализуем теперь модель, основанную на решении уравнения турбулентной диффузии. Для режимных наблюдений в этом случае нам потребуются натурные данные об изменении концентрации какого-либо характерного компонента в аномалии, вызванной разгрузкой подземных вод. При известных диаметре источника, глубине в месте выхода, температуре вод источника, значения которых получены при проведенных ранее детальных исследованиях, необходимой информацией для оценки дебита субмаринного источника являются измерения гидрохимических показателей в любом створе аномалии. Значения концентраций, измеренных в любом створе аномалии, используются для определения других, характерных для аномалии концентраций ( $C_{\text{вых}}$ ,  $C_{z0}$  — концентрация начальная и на поверхности над ним), непосредственно использующихся для оценки дебита источника. Значения  $C_{\text{вых}}$  и  $C_{z0}$  можно определить как приближенно расчет-

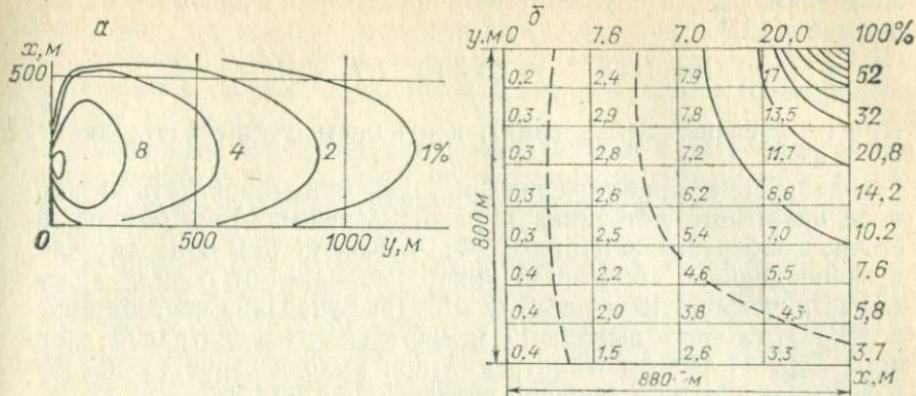


Рис. 3.2. Поле относительных концентраций источника, расположенного в 200 м от берега.

Направление ветра: *a* — вдоль берега, *б* — от берега.

ными методами [94], так и по полю относительных концентраций аномалии, рассчитанному с помощью метода аналогии (см. п. 3 гл. II).

На рис. 3.2 показаны поля относительных концентраций в районе поверхностной аномалии, распространяющейся при ветре со скоростью  $v_w = 10 \text{ м/с}$  \*. Расчеты для случая *a* выполнены на структурной аналоговой вычислительной машине МН-10 для источника с диаметром  $0,8 \text{ м}^2$ , расположенного в 200 м от берега на глубине 8 м. В расчете использовались следующие параметры: расход источника  $Q = 1 \text{ м}^3/\text{с}$ , коэффициент поперечной турбулентной диффузии  $K_x = 100 \text{ м}^2/\text{с}$ , коэффициент вертикальной турбулентной диффузии  $K_z = 0,2 \text{ м}^2/\text{с}$ , толщина поверхностного слоя аномалии  $h = 0,5 \text{ м}$ , скорость вдольберегового течения  $v = 0,3 \text{ м/с}$ . Рассчитанные при таких условиях линейные размеры аномалии 1250 на 500 м.

Расчеты для случая *b* выполнены на сеточной модели типа БУСЭ-70 с использованием метода квазианалогии и дробных шагов [73], при следующих расчетных параметрах:  $K_x = 100 \text{ м}^2/\text{с}$ ;  $K_z = 1,5 \cdot 10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}$ ;  $v_{x\text{пов}} = 0,07 \text{ м/с}$ ;  $v_{y\text{пов}} = 0,04 \text{ м/с}$ , остальные параметры аналогичны первому случаю. Как видно из рис. 3.2, линейные размеры аномалии в этом случае будут существенно меньше. Изменение поверхностной концентрации в створе 300 м от источника в пределах от 0,0026 до 0,0030 мг/л означают возрастание  $C_{z0}$  при соответствующей гидродинамической обстановке от 0,0125 до 0,0144 мг/л. По известным полуэмпирическим формулам [179] находим, что при той же гидродинамической обстановке  $C_{\text{вых}} = 0,25 \text{ мг/л}$ . Соответствующий полученным

\* Моделирование и расчеты выполнены А. Н. Гусевым и Т. Н. Юровской.

значениям  $C_{\text{вых}}$  и  $C_{z0}$  дебит источника можно получить из выражения [191]

$$(i-1) Q^{0,61} = 1,18 \cdot 10^{-2} (H+3)^{2,35} \quad (3.3)$$

(где  $i$  — степень разбавления), и в нашем случае составляет 1 и  $1,5 \text{ м}^3/\text{с}$ .

Реализацию приближенных методов можно показать на примере известного источника в районе Крейсент-Бич (северо-восточное побережье Флориды). Ф. А. Кохут [82] приводит следующие данные этого источника: удаление от берега 4 км, диаметр грифона 15 м, дебит  $42 \text{ м}^3/\text{с}$  (без указания способа определения), глубина выхода 17 м, начальная концентрация хлорида  $C_{\text{вых}} = 7,68 \%$ , концентрация при выходе струи на поверхность моря  $19,8 \%$  и фоновая концентрация  $20,1 \%$ .

Для расчета размера аномалии на поверхности воспользуемся формулой [94], параметры которой легко определимы в натуре:

$$C_{z0}/C_{\text{вых}} = (3, 64/B_n) \sqrt{KL/v}, \quad (3.4)$$

где  $B_n = f(R_i, H/D)$  — ширина начального пятна аномалии, зависящая от числа Ричардсона и относительной глубины;  $L$  — длина аномалии;  $K$  — осредненный коэффициент турбулентной диффузии.

При скорости ветра 10 м/с расчетные значения скорости течения и коэффициента турбулентной диффузии будут 0,2 м/с и  $0,5 \cdot 10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}$  соответственно, а длина аномалии, вычисленная с помощью формулы (3.4), составит 850 м.

Используя предложенные выше формулы для расчета параметров субмаринных источников и факелов разгружающихся подземных вод, не следует забывать, что они получены для условий искусственных выпусков и, естественно, не учитывают особенностей функционирования грифонов закрытого типа. Полученные значения параметров весьма приближены, но их можно легко корректировать постановкой простых натурных наблюдений, не требующих использования специального дорогостоящего оборудования и большого объема полевых работ.

Прежде чем приступить к реализации модели, основанной на решении уравнения движения, рассмотрим на примере изучения субмаринных источников района Гантиади методические вопросы, которым до сих пор мы не уделяли внимания.

Опыт натурных исследований показывает обязательность проведения ряда работ, включающих схематическое геологическое и гидрогеологическое картирование (если эта территория не покрыта гидрогеологической съемкой соответствующего масштаба). При этом выполняются следующие операции: оконтуриваются выходы коренных пород на дневную поверхность, определяются элементы их залегания, характер, степень трещино-

ватости и открытость трещин, зоны развития пляжевых отложений, осыпи и оползни; проводится гидрохимическое опробование имеющихся водопунктов и нанесение их на схему. На берегу разбивается система параллельных створов, которые в море фиксируются буями.

Подводное профилирование выполняется в легководолазном снаряжении с аквалланом, оборудованном компасом и лагом. В процессе работы на профиле выполняются следующие наблюдения:

1) отмечаются границы выхода коренных пород на дне и определяются элементы их залегания; 2) описываются геоморфологические особенности дна; 3) определяются характер и состав донных отложений и знаки ряби; 4) отбираются донные отложения для определения коэффициента фильтрации; 5) фиксируются выходы подземных вод.

Все данные заносятся в пикетажный журнал. Акванавт, проходящий профиль, сопровождается страхующей шлюпкой, на которую поднимаются отобранные образцы и пробы. Обнаруженные грифоны обследуются более детально: измеряются линейные размеры грифона и температура воды в нем, определяются глубины положения грифона и характер прилегающего участка дна. Затем грифону присваивается порядковый номер и на поверхности он отмечается буем.

Гидрохимические наблюдения на створах проводятся путем отбора проб батометром у дна и у поверхности воды с частотой, зависящей от масштаба съемки. В этих же точках одновременно измеряется и температура воды. Гидрометрические наблюдения должны предусматривать 3—4 станции на рабочем створе в штилевых условиях и при устойчивом ветре господствующих направлений.

При проведении всех этих видов работ следует учитывать, что при меняющихся по направлению и скорости прибрежных течениях (характерных для морей с выраженным приливо-отливными явлениями) и заметном суточном ходе температуры, сроки проведения наблюдений должны быть достаточно короткими. Сокращения сроков можно добиться, используя аппаратуру, обеспечивающую непрерывную запись измеряемых параметров по ходу судна. Наблюдения по изучению параметров факела в Гантиади были проведены нами следующим образом. Для измерения температуры в грифоне и по оси факела в центре действующего источника помещался небольшой свинцовый якорь, который был связан с буем на поверхности тонким капроновым маркированным шнуром. Длина шнура регулировалась так, чтобы он совпадал с осью разгружающегося факела подземных вод. Выполнение этого условия постоянно контролировалось аквалангистом. Затем на шнуре через 1 м, начиная от грифона, закреплялись термисторы и измерялась температура по всей оси одновременно.

Далее, для опорных источников (с наиболее четко выраженным факелом) записывались пульсации температуры прибором Н-372 (с механическим приводом и увеличенной скоростью протяжки ленты). Приборы размещались в страхующей шлюпке. Пробы на химический анализ по оси разгружающегося факела и в грифоне отбирались также аквалангистом. Пробы отбирались в полиэтиленовые мешочки, причем в грифоне края его прижимались к поверхности наносов таким образом, чтобы исключить подсос морской воды.

Подводная киносъемка позволяет получить не только линейные параметры факела (степень расширения струи, отклонение ее под действием течения, изменение формы), но и измерить скорость по его оси. Для этой цели нами использовались два индикатора — флюoresцен и нигрозин. Краситель в грифоне небольшого размера вводился аквалангистом с помощью специального баллончика-дозатора с медицинской иглой. В больших источниках краситель вводился с помощью стержня длиной 1,8 м, покрытого тканью, пропитанной смесью флюoresцена и клея. Перед запуском стержень помещался в футляр из винипластика с притертоей пробкой. Непосредственно перед запуском футляр сдергивался со стержня, обеспечивая линейный запуск красителя.

Для съемки под водой применялась фотокамера «Ленинград» с ускоренным лентопротяжным механизмом в стандартном боксе и кинокамера «Адмира-16М-Электрик» в нестандартном боксе. В качестве масштабного эталона при фото-, киносъемке использовалась масштабная сетка  $1,5 \times 1,8$  м с ячейкой 0,2 м и круглая масштабная рейка длиной 1,8 м. Съемка подводных объектов (факелов), как правило, велась с двух точек: параллельно и перпендикулярно по отношению к течению.

Учитывая хорошую геологическую и гидрогеологическую изученность черноморского побережья Абхазии, даем только краткую характеристику прилегающей к участку исследований территории. Благоприятные природные условия этого района способствовали развитию классических форм карста — поверхностных и подземных. Здесь встречаются многочисленные карстовые колодцы, провалы, пещеры. На высоте более 2000 м в долине реки Жоеквары размеры карстовых воронок достигают 300 м при глубине 80—100 м, местами развиты увалы. Долины рек глубокие, каньонообразные. На их склонах отмечено большое количество источников на разных гипсометрических отметках до 2000 м над уровнем моря. Встречаются карстовые реки: Репроа, Чигирипш. Выходящие на поверхность окременные трещиноватые известняки баррема круто падают в сторону моря (углы падения 26—47° на юг и юго-запад). Они относятся к верхней части карстующейся карбонатной толщи, общая мощность которой более 2400 м.

В тектоническом отношении район характеризуется наличием сложной системы крупных сбросов и разломов. Данные по бурению в районе г. Гагра показывают, что в направлении с севера на юг верхнеюрские породы надвинуты на палеоген-неогеновые [35]. Эти предпосылки в сочетании с обильными осадками (более 1500 мм/год) создают благоприятные условия субмаринной разгрузки карстовых вод.

Участок детальных работ (по длине 1 км берега) расположен южнее устья р. Хашупсе в том месте, где склоны Гагринского хребта вплотную подходят к берегу моря (1,5 км от железнодорожной станции Гантиади). Надводная часть песчано-галечного пляжа шириной ~40 м примыкает здесь к уступу, образованному выходами коренных пород (известняки, абрэдированные прибойной деятельностью) в северной части участка. Эта часть пляжа имеет характерный плавный профиль и сложена довольно хорошо отсортированным по крупности мелким, средним и крупным галечным материалом с постепенным уменьшением фракций в сторону моря. Эти галечные отложения непосредственно залегают на коренных породах. Средняя и южная части нашего участка исследований сложены коренными породами (окременные известняки среднего мела плотные, толстоплитчатые, трещиноватые), обрывающимися непосредственно в море.

Подводная часть берегового склона отлогая по всей длине участка. Глубины на расстоянии 25—60 м от берега от 3,5 до 7 м. На северной и средней части участка на расстоянии 20—25 м от берега наблюдаются выходы коренных пород шириной 3—6 м, вытянутые вдоль уреза, перекрытые во многих местах крупным галечником, валунами и глыбами известняка. От уреза крупность гальки постепенно уменьшается до полосы валунов шириной 10—15 м. За полосой валунов дно имеет весьма малый уклон в сторону моря и сложено в основном мелко- и среднезернистыми песками.

Часть средней и южная сторона подводного склона участка исследований шириной до 50 м почти повсеместно представлены выходами коренных пород, местами в виде отдельных глыб и уступов до 2—3 м, на некоторых участках перекрытых маломощными песчано-галечными отложениями наносов. Мористее следуют отложения, представленные песками мелкой и средней зернистости. Мощность этих отложений, как правило, невелика, и они также подстилаются коренными породами.

Характер измерений фильтрационных свойств донных отложений на участке Гантиади показан на рис. 3.3. Границы на схеме проведены на основании 64 проб и материалов подводного профилирования по 14 рабочим створам. Полученные данные показывают, что на подводной части исследуемого участка приблизительно 35 % площади представлены либо ничем не покрытыми коренными отложениями, либо отложениями с большим

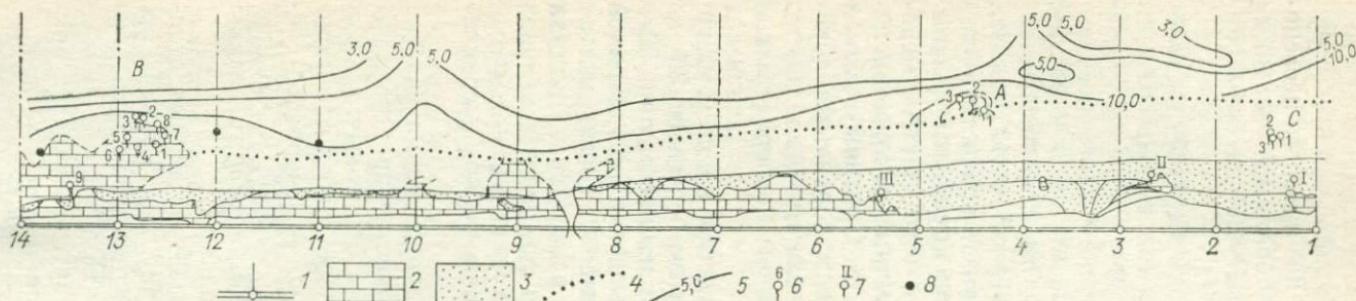


Рис. 3.3. Фильтрационные свойства наносов (Гантиади).

1 — номер рабочего створа; 2 — обнажения коренных пород; 3 — галечники; 4 — внешняя граница валунов; 5 — изолинии коэффициента фильтрации, м/сутки; 6 — субмаринный источник и его номер; 7 — источник на берегу и его номер; 8 — недействующий грифон.

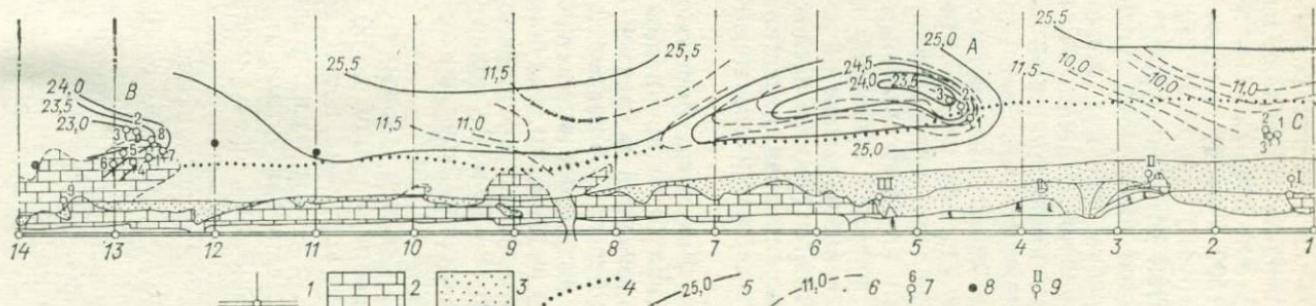


Рис. 3.4. Аномалии температуры и солености в зоне действия субмаринных источников (Гантиади).

1 — номер рабочего створа; 2 — обнажения коренных пород; 3 — галечники; 4 — внешняя граница валунов; 5 — изотермы; 6 — изохлорины; 7 — субмаринный источник и его номер; 8 — недействующий грифон; 9 — источник на берегу и его номер.

значением  $K_{\phi}$ , т. е. такими, которые практически не являются экранирующими.

Аномально большие значения  $K_{\phi}$  наблюдаются повсеместно в грифонах действующих и не действующих источников. Не действующие грифоны в большинстве случаев выражены характерными углублениями и заметно отличаются от окружающих наносов по составу и наличию органических остатков.

При подводном профилировании такие грифоны легко отмечаются визуально. Отбор проб на определение коэффициента фильтрации позволяет более уверенно судить о возможных участках разгрузки.

При описании самих источников их удобно разделить на группы (рис. 3.4).

*Источники группы А* расположены в 30—40 м от берега. Все три выхода хорошо прослеживаются в тихую погоду: на поверхности моря видны 3 пятна, образованные мощными струями поднимающихся к поверхности пресных подземных вод.

Источник 1 вытянут вдоль берега. Выходы коренных пород в виде уступов завалены крупными валунами диаметром 30—40 см. По-видимому, этот грифон представляет собой трещину значительных размеров. Определить размеры и простижение последней трудно, так как велики заваливающие ее валуны. Площадь грифона приблизительно 0,75 м<sup>2</sup>.

Источник 2 находится на расстоянии 35 м от берега и представляет собой эллипсовидный грифон, вытянутый вдоль берега, на глубине 25 см, с довольно крутыми стенками. Линейные размеры его 2,0×1,5 м. Выход расположен на ровном песчаном дне. Почти по всему дну видны фонтанчики взвешиваемого струями воды песка. Под слоем песка мощностью 7—12 см идет слой раковин Рапа, среди которых изредка встречаются еще живые моллюски. Мощность слоя раковин не установлена, но она больше 25 см.

Источник 3 находится на расстоянии порядка 30 м от берега. Имеет меньший грифон с более пологими стенками. Размеры его 1,0×0,7 м. Так же как и в источнике 2, грифон заполнен большим количеством раковин. На дне много деревянных обломков размерами приблизительно 3×5 см. В районе источников 2 и 3 имеются четкие знаки ряби в виде параллельных берегу борозд.

Дебит источников группы А может существенно меняться во времени. В конце июля 1971 г. рабочая часть грифонов источников 2 и 3 составляла приблизительно 2/3 их общей площади, а в середине августа приблизительно 1/2—1/3 общей площади. Кроме того, было замечено, что факелы источников 2 и 3 к середине августа визуально не были видны на поверхности. Режим источников этой группы вероятно сходен с режимом источников, расположенных на берегу. Большинство из них находится в пляжевой зоне и иногда их грифоны засыпаны слоем гальки.

Однако местные жители иногда используют их, расчищая грифоны от гальки, принесенной штормами.

*Источники группы В.* Эта группа источников самая многочисленная. Здесь было обнаружено 9 действующих грифонов. Все они имеют приблизительно одинаковые условия выхода. Участок дна в этом месте представляет собой сплошное обнажение коренных пород и прослеживался в море на расстоянии 60—70 м. Далее начинается полоса дна с песчаными и иловатыми отложениями (в пределах которой также обнаружены источники, по характеру выхода аналогичные источникам 2 и 3 группы А). Выходы источников группы В приурочены к трещинам различной конфигурации, большинство из которых заполнено песчано-галечными наносами. На поверхности наносов наблюдалось скопление органического материала (окатанные куски дерева). Дебит источников группы В самый различный: от минимального, обнаруживаемого только при непосредственном приближении, до весьма значительного (источники 1, 2, 3), когда факел разгружающихся вод выходит на поверхность и заметен визуально на большом расстоянии. Интересно отметить, что в районе выходов источников наблюдается заметное увеличение количества и размеров черноморских мидий, большинство из которых имеет в мантии карбонатные включения.

*Источники группы С* расположены в северной части исследуемого участка. Находятся на расстоянии 10—15 м от берега у подножья галечного склона на глубине 3—3,5 м. На поверхности моря их можно наблюдать только при полном штиле. Грифоны заполнены галькой, размеры не более 0,4—0,5 м.

Результаты температурных и гидрохимических наблюдений по материалам одной из съемок показаны на рис. 3.5. Изотермы и линии равной концентрации хлор-иона проведены в приповерхностном слое моря на глубине 0,3 м. Линейные размеры аномалий в районе источников группы А около 200 м, форма ее

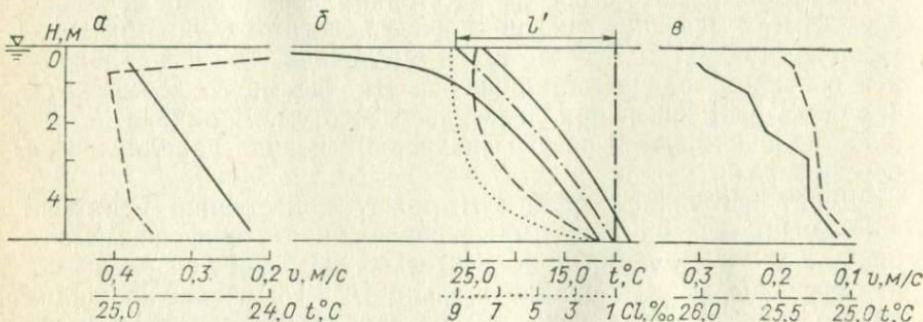


Рис. 3.5. Распределение температуры и солености по вертикальной оси факела в источнике 2 группы А (Гантиади).

а — створ 5 (32 м от источника); б — источник; в — створ 3 (97 м от источника).  
*l'* — смещение оси факела под действием течения.

объясняется направленностью вдольберегового течения. Характер изменения параметров одного из источников этой группы показан на рис. 3.5. Распределение хлор-иона в придонном слое (пробы отбирались в полиэтиленовые мешки водолазом у дна) в целом дополняет схему фильтрационных свойств наносов. Однако уверенно зафиксировать уменьшение концентраций хлора удалось только на участках высоких значений коэффициента фильтрации. В этих же зонах повсеместно отмечены пониженные значения (по отношению к фону) концентрации кальция.

Гидрохимическое опробование субмаринных источников показало несколько повышенную минерализацию в них по сравнению с источниками, расположенным на берегу. Общая минерализация проб, отобранных в грифонах, колеблется в пределах 3,92—6,91 г/л, в области выхода факелов на поверхность 10,81—17,02 г/л. Источники, расположенные на берегу, характеризуются значениями общей минерализации в пределах 0,3—0,9 г/л. Различие минерализации субмаринных и береговых источников, по-видимому, можно объяснить подсогом морской воды в струю факела уже на уровне дна грифона. Соотношение компонентов для пробы, отобранный в грифоне субмаринного источника (*I* в группе *A*), показано в табл. 3.1. Общая минерализация 5,4575 г/л; pH=7,8.

Таблица 3.1  
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВОДЫ СУБМАРИННОГО ИСТОЧНИКА

Элемент	г/л	МГ-ЭКВ	%-ЭКВ
Na <sup>+</sup> +K <sup>+</sup>	1,6711	72,66	77,50
Ca <sup>++</sup>	0,0300	1,50	1,60
Mg <sup>++</sup>	0,2383	19,60	20,90
<b>Σ</b>	1,9394	93,76	100,0
Cl <sup>-</sup>	2,8900	81,50	86,93
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0,4451	9,26	9,87
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,1830	3,00	3,20
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	Следы	—	—
<b>Σ</b>	3,5181	93,76	100,0

Результаты гидрохимического опробования субмаринного источника, расположенного на берегу (между *I* и *2* рабочими створами), представлены в табл. 3.2. Общая минерализация 0,3027 г/л; pH=7,8.

Гидрохимическое опробование и измерения температуры позволили построить графики (рис. 3.6) распределения плотностей

Таблица 3.2  
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВОДЫ ИСТОЧНИКА НА БЕРЕГУ

Элемент	г/л	мг/экв	%-экв
Na <sup>+</sup> +K <sup>+</sup>	0,0306	1,33	32,20
Ca <sup>++</sup>	0,0320	1,60	38,74
Mg <sup>++</sup>	0,0146	1,20	29,06
<b>Σ</b>	0,0772	4,13	100,0
Cl <sup>-</sup>	0,0124	0,35	8,47
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0,0181	0,38	9,20
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,1830	3,00	72,65
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	0,0120	0,40	9,68
<b>Σ</b>	0,2255	4,13	100,0

по вертикальной оси факелов большинства субмаринных источников (кроме малодебитных).

Изучать физико-химические аномалии, вызванные субмаринной разгрузкой подземных вод, удобнее всего в штилевой период, при минимальных скоростях вдольберегового течения. При волнении в 2 балла изучение источников на глубине 3—5 м становится практически невозможным. Измерения скорости течения гидрометрической вертушкой по шести рабочим створам на участке Гантиади показали, что максимальные скорости течения

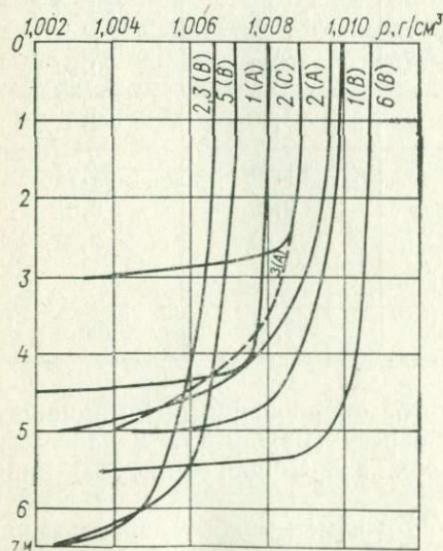


Рис. 3.6. Распределение плотностей по вертикальной оси факелов субмаринных источников (Гантиади).

воды при волнении 1 балл наблюдаются на поверхности и не превышают 0,4 м/с. Эти данные позволяют корректировать отклонение факела от вертикали под действием горизонтальной составляющей вектора скорости течения. Кроме того, данные о скорости позволили судить о размерах и направлении транспорта наносов вдоль берега в межштормовые периоды. Если учесть, что основной источник твердого материала в данном районе (для участка исследований) — устье реки Хашупсе, расположено приблизительно в 3,5 км севернее участка работ, то направление течения играет весьма важную роль в накоплении и миграции донных наносов. Количественно оценить масштабы перемещения наносов во время штормов нам не удалось, однако было замечено, что наибольшие изменения отметок дна имели место в интервале глубин 0—3 м.

Коэффициенты турбулентного обмена  $A_t$  рассчитывались по известной формуле Прандтля вида

$$A_t = (\kappa l)^2 \frac{\partial v}{\partial z}, \quad (3.5)$$

где  $\kappa$  — постоянная Кармана;  $l$  — длина пути смешения, которая вполне применима на небольших глубинах (в нашем случае до 6,5 м). На больших глубинах значение  $A_t$  можно оценить, исходя из известного уравнения баланса энергии турбулентности:

$$A_t = \frac{\omega_z \bar{\rho} \bar{v}_0}{\eta_1 g \pi \frac{\partial \rho}{\partial z}}, \quad (3.6)$$

где  $\omega_z = 7,29 \cdot 10^{-5}$  с<sup>-1</sup>;  $\bar{\rho}$  — средняя плотность по вертикали;  $\bar{v}_0$  — горизонтальная составляющая градиента скорости на поверхности;  $\eta_1 \approx K_{\text{диф}}/K_{t, \text{диф}} \approx 1$ ;  $\partial \rho / \partial z$  — градиент плотности по оси  $z$ .

Расчеты  $A_t$  по шести створам (81 точка) показали, что значение  $A_t$  у дна колеблется в пределах  $(2 \div 1) \cdot 10^{-3}$  м<sup>2</sup>/с, у поверхности  $(2,4 \div 36,0) \cdot 10^{-2}$  м<sup>2</sup>/с. В общем поле значений  $A_t$  створы с источниками не выделяются, что свидетельствует о четкой локализации факела разгружающихся подземных вод в толще морской воды. Полученные таким образом  $A_t$  позволяют сопоставить эти значения для факелов и окружающей среды.

Согласно общим представлениям теории свободной струи, локальные значения  $A_t$  для факела должны быть больше, чем для окружающей среды. Для определения  $A_t$  в натурных условиях воспользуемся соотношением Прандтля вида

$$y'^2 = 2A_t z / \bar{v}_z, \quad (3.7)$$

где  $y'$  — среднее квадратическое отклонение условного края факела от вертикальной оси  $z$ ;  $\bar{v}_z$  — средняя скорость по оси факела на расстоянии  $z$  от точки выхода.

Значение  $v_z$  оценивалось с помощью фото-киносъемки при наблюдении за движением трассера, запускаемого в грифон. Расстояние, пройденное трассером, отсчитывалось по рейке, время по секундомеру и по скорости протяжки пленки в киноаппарате «Адмира-16М-Электрик». Средняя скорость по оси факела на высоте 0,5 м от грифона для различных источников изменялась в пределах от 0,19 до 0,78 м/с,  $A_t = (1,5 \div 5,0) \cdot 10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}$ .

Полученные таким образом данные по участку Гантиади позволяют нам реализовать модель, основанную на решении уравнения движения. Расчетную формулу для начальной скорости факела можно записать в виде

$$v_{\text{вых}} = \frac{H^2}{A_t} \left[ \frac{\gamma}{2} + g \left( -\frac{3}{4} a H^2 - \frac{2}{3} b H - \frac{C}{2} \right) \right]. \quad (3.8)$$

Оценка расчетных параметров для всех источников участка показала, что коэффициенты  $a$  и  $b$  весьма малы, поэтому формулу (3.8) можно упростить:

$$v_{\text{вых}} = \frac{H^2}{A_t} \left[ \frac{\gamma}{2} - \frac{gC}{2} \right]. \quad (3.9)$$

Для закрытых грифонов

$$\bar{v}_{\text{вых}} = 0,7 v_{\text{вых}}, \quad (3.10)$$

при расчете площадей будем учитывать только действующую часть грифона. Результаты расчетов приведены в табл. 3.3. Суммарный дебит источников 1,636 м<sup>3</sup>/с или 141 350 м<sup>3</sup>/сутки.

Таблица 3.3

ДЕБИТЫ СУБМАРИННЫХ ИСТОЧНИКОВ, РАССЧИТАННЫЕ ПО ФОРМУЛЕ (3.9)

Номер источника	Группа	Глубина $H$ , м	$\bar{v}_{\text{вых}}$ , м/с	Действующая площадь грифона, м <sup>2</sup>	$Q$ , м <sup>3</sup> /с
1	<i>A</i>	4,5	0,42	0,393	0,165
2	<i>A</i>	5,0	0,55	1,570	0,864
3	<i>A</i>	5,0	0,51	0,367	0,187
1	<i>B</i>	5,0	0,27	0,407	0,110
2, 3	<i>B</i>	6,5	0,44	0,508	0,224
5	<i>B</i>	6,5	0,24	0,063	0,015
6	<i>B</i>	5,5	0,19	0,094	0,018
2	<i>C</i>	3,0	0,19	0,282	0,053

Используя выражения (2.34) и (3.10), можно оценить дебит источников без вычисления  $A_t$ . Так как получение последней связано с техническими трудностями, а вычисления с известной погрешностью, то результаты второго расчета нам кажутся не-

сколько более точными. Кроме того, второй способ позволяет рассчитать дебит мелких источников (табл. 3.4).

Таблица 3.4

ДЕБИТЫ СУБМАРИННЫХ ИСТОЧНИКОВ, РАССЧИТАННЫЕ ПО ФОРМУЛАМ (2.34) И (3.10)

Номер источника	Группа	Глубина $H$ , м	$\bar{v}_{\text{вых}}$ , м/с	Действующая площадь грифона, $\text{м}^2$	$Q$ , $\text{м}^3/\text{с}$
1	A	4,5	0,470	0,393	0,181
2	A	5,0	0,685	1,570	1,074
3	A	5,0	0,455	0,367	0,165
1	B	5,0	0,252	0,407	0,103
2,3	B	6,5	0,840	0,508	0,426
4	B	4,0	0,190	0,020	0,004
5	B	6,5	0,290	0,063	0,018
6	B	5,5	0,222	0,094	0,021
7	B	6,0	0,085	0,031	0,003
1,3	C	3,0	—	0,041	—
2	C	3,0	0,266	0,282	0,075

Суммарный дебит источников  $2,07 \text{ м}^3/\text{с}$  или  $178\,848 \text{ м}^3/\text{сутки}$ .

Дебиты источников 1 и 3 группы C не рассчитывались, так как параметры их факелов не удалось измерить. Дебит каждого из них в период измерений был весьма мал и, по нашему мнению, не превышал  $0,001 \text{ м}^3/\text{с}$ .

При оценке точности вычислений для обоих способов была определена предельная абсолютная погрешность: для первого случая 31 %, для второго 23 %. Следовательно, суммарный дебит источников будет равен соответственно  $1,636 \pm 0,508$  и  $2,07 \pm 0,476 \text{ м}^3/\text{с}$ .

### 3. Количественная оценка родникового стока на подводном склоне

Количественная оценка стока субмаринных источников, равно как и оценка естественных ресурсов грунтовых вод, в настоящее время усложняется главным образом из-за отсутствия длительных режимных наблюдений. Имеющийся в нашем распоряжении материал показывает, что колебания расходов источников, даже в сравнительно короткие сроки наблюдений (два месяца), весьма значительны, а многие источники, особенно малые, функционируют периодически. Режимные характеристики их должны быть в общих чертах аналогичны режиму надводных источников, приуроченных к тому же водоносному комплексу. Наглядное представление о режиме надводных источников приморского карстового района можно получить,

используя материалы Ялтинской гидрогеологической партии Крымской комплексной ГРЭ, где имеются длительные наблюдения (до 24 лет).

Как правило, кривые изменения расходов источников во времени имеют характерный пилообразный характер, а амплитуда колебаний расходов довольно велика (например: 1596—235 л/с; 309—62 л/с). Мы уже упоминали о том, что существующие прямые методы измерений субмаринного стока трудоемки, а круглогодичные режимные наблюдения очень дороги. Все это заставляет нас еще раз обратиться к традиционным методам расчета, успешно применяемым в условиях суши. Суммарный расход можно оценить косвенным методом, исходя из представлений об эквивалентной средней проницаемости трещиноватых пород [52]:

$$Q = K_{\text{э.п}} F \xi', \quad (3.11)$$

где  $K_{\text{э.п}}$  — эквивалентная средняя проницаемость среды;  $F$  — площадь фильтрующего участка;  $\xi'$  — градиент падения напора.

Поясним основные положения, на которых базируется расчет. Представляя карбонатный комплекс как модель водоносного горизонта, водовмещающие породы которого состоят из отдельных многочисленных блоков, мы тем самым подходим к понятию обобщенной модели карбонатных пород, используемой в ряде работ [68, 69, 120]. Блоки карбонатных пород разделены между собой системами трещин, сохраняющих свое раскрытие благодаря наличию контактов по стенкам. Интенсивность трещиноватости определяется тектоническими факторами, вещественным составом пород, их структурой и текстурными особенностями. При этом важную роль играют карстовые процессы. В работах вышеперечисленных авторов показано, что имеется тесная связь расположения карстовых пустот и ориентировки систем трещин. Локализация трещинно-карстовых пустот в том же направлении, что и трещиноватость, облегчает их поиски не только в разрезе, но и по площади. Тем самым облегчаются и поиски подземных вод, приуроченных к этим зонам. Для определения параметров трещиноватости используется ряд методов: геологические (исследование керна и полевые измерения), геофизические (электроразведка, каротаж) и камеральные (лабораторные, статистическая обработка карт). В первом приближении коэффициент трещинной проницаемости  $K_{\text{т.п}}$  можно оценить по формуле, обычно используемой при исследовании керна [120]:

$$K_{\text{т.п}} = (\frac{2}{3}) \delta^3 T, \quad (3.12)$$

где  $\delta$  — раскрытие трещин;  $T$  — плотность трещиноватости.

При этом следует учитывать наличие ярко выраженной анизотропии трещиноватости всей толщи карбонатных отложений. Для оценки степени анизотропии, ориентировки систем трещин и изменения параметров в зависимости от положения на структурном поднятии также требуются специальные работы.

Если обратиться к рассмотренному нами участку Гантиади, то необходимые материалы по проницаемости можно получить, воспользовавшись данными по бурению и эксплуатации ряда скважин, вскрывших исследуемую карбонатную толщу. Для получения осредненных значений параметров выбраны скважины с большим интервалом опробования, в плане охватывающие значительную площадь, включающую наш участок. Поглощение промывочной жидкости, опытные откачки и выпуски позволяют рассчитать коэффициент проницаемости. Проведенные различными способами вычисления дают интервал значений  $K_{т.п} = 0,01 \div 0,001$  м/сутки. Для скв. З (Гантиади)  $K_{т.п} = 0,01$  м/сутки — среднее значение для вскрытой мощности исследуемого комплекса. Максимальный коэффициент фильтрации для зоны поглощения промывочной жидкости для этой же скважины составил 6,7 м/сутки.

Полученные нами цифры (кроме последней) характеризуют в основном чисто трещинную проницаемость и не типичны для зон тектонического дробления закарстованных карбонатных пород, проницаемость которых, как правило, много выше. Тем не менее они могут быть использованы для оценки суммарной субмаринной разгрузки из микротрещин на участках обнажения пород этого комплекса на дне.

Градиент падения напора можно приближенно оценить из соотношения абсолютных отметок зоны питания водоносного комплекса и зоны разгрузки или по имеющимся данным о статических уровнях в скважинах. Для района Гантиади (учитывая его геолого-структурные особенности и резкие перепады гипсометрических отметок) следует ожидать очень больших значений  $\xi'$ . Если принять, что область питания водоносного комплекса расположена на отметках 2400—2500 м, а область разгрузки распространяется до отметки 400 м [35], то можно легко получить приближенное значение  $\xi' \approx 0,5$ . В качестве фильтрующего участка можно использовать площадь участка подводной съемки ( $8 \cdot 10^4$  м<sup>2</sup>). Подставляя значения параметров в формулу (3.11), получаем суммарный расход: для максимальной трещинной проницаемости ( $K_{т.п} = 0,01$  м/сутки) 400 м<sup>3</sup>/сутки, для максимальной скважности ( $K = 6,7$  м/сутки) 268 000 м<sup>3</sup>/сутки.

Не сравнивая результаты вычислений с суммарным дебитом субмаринных источников, обратим лишь внимание на порядок полученных значений. Несмотря на то, что суммарный дебит отнесен к общей площади участка исследований, т. е. включает в себя значительные области, в пределах которых разгрузка определяется трещинной проницаемостью, он характеризуется повышенными значениями скважности, свойственными зонам тектонического дробления.

Определим еще один параметр, контролирующий масштабы субмаринной разгрузки источников. Речь идет о площади водосборного бассейна. Оценить ее, по-видимому, можно двумя

способами: 1) используя соответствующие картографические материалы (гидрогеологические, гидродинамические и морфографические); 2) используя известные формулы расчета подземного стока, включающие в себя искомую величину, например [114]

$$Q = 2,74 K_{\text{под}} x F, \quad (3.13)$$

где  $Q$  — расход подземных вод с площади  $F$ ,  $\text{м}^3/\text{сутки}$ ;  $F$  — площадь водосбора подземных вод,  $\text{км}^2$ ;  $K_{\text{под}}$  — коэффициент подземного стока;  $x$  — годовой слой осадков,  $\text{мм}$ , или модификацию этой формулы [189]:

$$F = \bar{Q} / (2,74 \alpha x K_3), \quad (3.14)$$

где  $\bar{Q}$  — подземный сток за год,  $\text{м}^3$ ;  $\alpha = 0,1 \div 0,9$  — коэффициент поглощения (отношение слоя просачивающейся воды к слою атмосферных осадков);  $K_3$  — коэффициент закартированности (отношение объема пласта к объему пустот), %.

Полученные по приведенным выше формулам цифры следует рассматривать как приближенные, так как входящие в них параметры весьма сильно меняются во времени и по площади и в расчет неизбежно будут внесены существенные допущения.

Итак, интенсивность процессов разгрузки карстовых вод на подводном склоне для локальных небольших участков определяется деятельностью субмаринных источников. Суммарный дебит источников на таком участке на 2—3 порядка превышает объем разгрузки из мелких трещин. Однако на больших площадях это соотношение может быть иным. Контролирующим параметром в этом случае, по-видимому, будет степень закартированности исследуемого водоносного комплекса.

Масштабы субмаринной разгрузки подземных вод, приуроченных к таким породам, как пески и песчаники, определяются в основном соотношением напоров и степенью обнажения пласта в области разгрузки. Субмаринные источники, функционирующие в контактных зонах и дизъюнктивных нарушениях в песчаниках, имеют подчиненное значение, и удельный вес их в общем объеме разгрузки невелик. Существенное влияние на разгрузку в этом случае оказывают литодинамические процессы. Для количественной оценки разгрузки подземных вод в таких условиях применяются другие методы, описание которых приведено в следующем разделе.

#### 4. Оценка разгрузки подземных вод на шельфе по данным исследований, проведенных на берегу

В 1948—1955 гг. Н. К. Гиринский [44—46] опубликовал несколько интересных и обстоятельных работ, посвященных разгрузке подземных вод в море. Работы эти базировались на так

называемом принципе Гибена—Герцберга, основанном на предположении, что между разгружающимися пресными и проникающими на сушу морскими водами контакт выражен отчетливо, т. е. в силу различной плотности пресная вода стекает по относительно неподвижному клину морской воды, вдающемуся в сушу, а при разгрузке рассолов такой же относительно неподвижный клин морской воды образуется над движущимся в сторону моря потоком рассолов. Подобный подход к проблеме разгрузки подземных вод в море не учитывает процессы смешения вод разной минерализации, диффузионные процессы, приливно-отливные колебания уровня морской воды, однако он позволяет рассмотреть общие закономерности разгрузки подземных вод разной минерализации и дать приближенные расчетные формулы для оценки масштабов разгрузки.

*Разгрузка пресных грунтовых вод в море.* Глубина залегания контакта пресная — морская вода от уровня грунтовых вод составляет

$$H = \frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_n} h, \quad (3.15)$$

расход потока грунтовых вод на единицу ширины потока (единичный расход)

$$q = K \frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_n} \cdot \frac{h_1^2 - h_2^2}{2l}, \quad (3.16)$$

где  $\rho_m$ ,  $\rho_n$  — плотность морской и пресной воды;  $h$  — абсолютная отметка уровня пресной воды;  $h_1$  — то же в скважине, удаленной от моря;  $h_2$  — то же в скважине, расположенной ближе к морю;  $l$  — расстояние между скважинами;  $K$  — коэффициент фильтрации.

Если за второе сечение принять берег моря, то

$$q = K \frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_n} \cdot \frac{h^2}{2l'}, \quad (3.17)$$

где  $h$  — абсолютная отметка зеркала грунтовых вод;  $l'$  — расстояние от данной точки до берега моря.

Это уравнение позволяет приближенно определить расход потока пресных вод по одной опробованной скважине, заданной на морском побережье. Из этой же формулы можно вывести выражение для построения депрессионной кривой по данным опробования одной скважины.

$$h_1 = h_2 V \sqrt{l_1/l_2}, \quad (3.18)$$

где  $h_1$  — абсолютная отметка зеркала грунтовых вод в сечении, отстоящем на расстоянии  $l_1$  от моря;  $h_2$  — измеренная абсолютная отметка зеркала грунтовых вод в сечении, отстоящем на расстоянии  $l_2$  от моря.

*Разгрузка напорных вод в море. Мощность потока пресных вод в данном сечении*

$$m = \left( \frac{\rho_n}{\rho_m - \rho_n} h - a \right) \frac{1}{\cos \alpha}, \quad (3.19)$$

где  $h$  — абсолютная отметка пьезометрического уровня пресных вод;  $a$  — глубина кровли водоупора от уровня моря;  $\alpha$  — угол падения водоносного пласта.

Единичный расход потока пресных вод в горизонтальном пласте

$$q = K \frac{\rho_m - \rho_n}{\rho_n} \cdot \frac{m_1^2 - m_2^2}{2l}, \quad (3.20)$$

где  $m_1, m_2$  — мощность потока пресной воды в первом и во втором сечении.

Единичный расход потока пресных напорных вод в пологопадающем слое рассчитывается из следующего соотношения:

$$q = \frac{\rho_m - \rho_n}{\rho_n} K m_0 i, \quad (3.21)$$

где  $m_0$  — «приведенная мощность» зоны пресных вод;  $i = \sin \alpha \approx \tan \alpha$  — уклон водоносного пласта.

«Приведенная мощность» зоны пресных вод определяется уравнением

$$il/m_0 = \varphi(\eta_2) - \varphi(\eta_1), \quad (3.22)$$

где  $l$  — расстояние между рассматриваемыми сечениями;  $\eta_1, \eta_2$  — относительные мощности зоны пресных вод в первом и втором сечениях, равные  $m_1/m_0$  и  $m_2/m_0$ ;  $\varphi(\eta) = \eta + \ln(\eta - 1)$  — функция относительной мощности при падении пласта в сторону суши ( $\eta_1 > 1, \eta_2 > 1$ );  $\varphi(\eta) = \eta + \ln(1 - \eta)$  — функция относительной мощности при падении пласта в сторону суши ( $\eta_1 < 1, \eta_2 < 1$ );  $\varphi(\eta) = -\eta + \ln(1 + \eta)$  — функция относительной мощности при падении пласта в сторону моря.

Для функций  $\varphi(\eta)$  Н. Н. Павловский составил специальные таблицы, которые приведены в большинстве отечественных учебников по динамике подземных вод. Неудобство метода — в необходимости нахождения  $m_0$  подбором или графическим способом.

Возможность использования уравнений Н. Н. Павловского, полученных для грунтового потока, при разгрузке напорных вод связана с тем, что в данном случае роль свободной поверхности играет контакт пресная — морская вода, т. е. грунтовый поток на наклонном водоупоре рассматривается как бы в перевернутом виде. Гидромеханическая общность контактов пресная — морская вода и свободной поверхности показана Н. К. Гиринским [45]. Возникает мысль о возможности использования для расчета разгрузки напорных вод пологопадающих пластов

в море метода Чжан Чжун-иня [153], рассматривавшего грунтовый поток на наклонном водоупоре как алгебраическую сумму грунтового потока на горизонтальном водоупоре и напорного потока переменной мощности. Анализ этого метода, построенного на допущении цилиндрической формы эквипотенциалей и сходимости получаемых результатов с результатами подсчетов по методу Н. Н. Павловского выполнен ранее [80].

Наиболее общий вид формулы для расчета расхода пресных вод на морском побережье имеет вид

$$q = K \frac{\rho_m - \rho_n}{\rho_n} \cdot \frac{\Delta h}{l} \left[ \frac{\Delta h}{2} \cdot \frac{m_1 + m_2}{m_1 - m_2} + \frac{0,434 (m_1 - m_2 - \Delta h)}{\lg m_1 - \lg m_2} \right], \quad (3.23)$$

где  $\Delta h$  — разность абсолютных отметок границы раздела пресных и соленных вод в рассматриваемых сечениях;  $m_1$  и  $m_2$  — глубина потока пресных вод в рассматриваемых сечениях;  $l$  — расстояние между сечениями.

Формула (3.23) применима для всех трех случаев, рассмотренных на рис. 3.7. В случае  $m_1 < m_2$  одно из слагаемых в квадратной скобке может быть отрицательным.

При  $m_1 \approx m_2$  применять формулы (3.23) нельзя, тогда используются следующие выражения:  
при падении пласта в сторону моря

$$q = \frac{\rho_m - \rho_n}{\rho_n} \cdot \frac{\Delta h}{l} \left[ \frac{m_1 - m_2}{2} - \frac{1}{12} \cdot \frac{(m_1 - m_2)(m_1 - m_2 - \Delta h)}{m_2} \right], \quad (3.24)$$

при падении пласта в сторону суши

$$q = \frac{\rho_m - \rho_n}{\rho_n} \cdot \frac{\Delta h}{l} \left[ \frac{m_1 - m_2}{2} - \frac{1}{12} \cdot \frac{(m_1 - m_2)(m_1 - m_2 - \Delta h)}{m_1} \right]. \quad (3.25)$$

Из структуры формул (3.20) — (3.25) видно, что поток напорных вод, разгружающихся в море, можно уподобить безнапор-

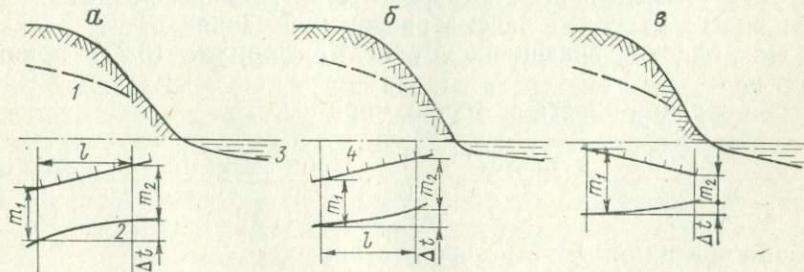


Рис. 3.7. Схема разгрузки подземных вод при наклонном верхнем водоупоре.  
Уклон водоупора: *α*, *β* — обратный, *γ* — прямой.

*1* — пьезометрическая поверхность; *2* — поверхность раздела пресных и соленных вод; *3* — море; *4* — подошва водоупорного пласта.

ному, водоупором для которого является граница раздела пресных и морских вод. Расход этого потока существенно зависит от соотношения плотностей пресной и морской воды. В частности, для нормальной морской воды поправочный коэффициент составит  $(\rho_p - \rho_m)/\rho_p = (1,025 - 1,000)/1,000 = 0,025$ , т. е. расход потока составляет лишь 2,5 % от расхода аналогичного потока безнапорных вод. Вероятно, разгрузка пресных напорных вод в море происходит только на отдельных локальных участках и масштабы ее несоизмеримы с разгрузкой грунтовых вод.

*Разгрузка рассолов в море.* Рассолами принято называть воды с содержанием солей от 35 до 420 г/кг (600 г/л) и плотностью от 1,025 г/см<sup>3</sup> и выше. Вопросы фильтрации сильно минерализованных вод (рассолов) в море также рассмотрены Н. К. Гиринским [46]. Поскольку плотность рассолов выше, чем морской воды, они стекают на более низкие отметки. При этом, как показывает Н. К. Гиринский, наиболее удобно анализировать движение воды на участке пласта, где имеется контакт морская вода — рассол.

Единичный расход потока рассолов при горизонтальном залегании водоносного горизонта

$$q = \frac{\rho_p - \rho_m}{\rho_p} K \frac{M_1^2 - M_2^2}{2l}, \quad (3.26)$$

где  $\rho_p$  — плотность рассола;  $M_1$ ,  $M_2$  — мощность потока рассолов в первом и во втором сечении.

Расход потока рассолов при наклонном водоупоре Н. К. Гиринский предлагает получать с помощью таблиц Н. Н. Павловского. Однако и в этом случае удобнее пользоваться решением Чжан Чжун-иня, которое в применении к рассматриваемому случаю примет вид

$$q = \frac{\rho_p - \rho_m}{\rho_p} \cdot \frac{\Delta h'}{l} \left[ \frac{\Delta h'}{2} \cdot \frac{M_1 + M_2}{M_1 - M_2} + \frac{0,434 (M_1 - M_2 - \Delta h')}{\lg M_1 - \lg M_2} \right], \quad (3.27)$$

где  $\Delta h'$  — разность абсолютных отметок границы раздела морской воды и рассола в рассматриваемых сечениях.

При близких значениях  $M_1$  и  $M_2$  формула (3.27) принимает вид:

при падении пласта в сторону моря

$$q = \frac{\rho_p - \rho_m}{\rho_p} \cdot \frac{\Delta h'}{l} \left[ \frac{M_1 + M_2}{2} - \frac{1}{12} \cdot \frac{(M_1 - M_2)(M_1 - M_2 - \Delta h')}{M_2} \right], \quad (3.28)$$

при падении пласта в сторону суши

$$q = \frac{\rho_p - \rho_m}{\rho_p} \cdot \frac{\Delta h'}{l} \left[ \frac{M_1 + M_2}{2} - \frac{1}{12} \cdot \frac{(M_1 - M_2)(M_1 - M_2 - \Delta h')}{M_1} \right]. \quad (3.29)$$

Таким образом, разгрузка рассолов может быть уподоблена грунтовому потоку, зеркалом которого служит граница рассола и морских вод на участке выклинивания пласта. Расход потока рассолов будет существенно зависеть от соотношения плотностей рассола и морской воды. Так, при разгрузке рассолов с минерализацией 100 г/л (очаг такой разгрузки известен, например, в районе пос. Ненокса на побережье Белого моря) поправочный коэффициент составит  $(\rho_p - \rho_m)/\rho_p = (1,060 - 1,025)/1,060 = 0,032$ , т. е. расход потока будет составлять 3,2 % от потока безнапорных вод. Для рассолов с содержанием солей 300 г/л расход потока будет составлять 14 % от аналогичного потока безнапорных пресных вод.

При расчетах по приведенным в данном разделе формулам положение границы раздела подземных вод разной минерализации определяется по данным поинтервального опробования скважин или же по данным резистивиметрии. В настоящее время таких натурных данных еще очень мало, однако имеющиеся материалы по отдельным районам свидетельствуют о возможности расчетов разгрузки подземных вод разной минерализации на отдельных участках морских побережий.

*Региональная оценка подземного стока в море.* Примером этой оценки могут служить исследования, проведенные И. С. Зекцером при оценке подземного стока в Балтийское море [66]. Подземный сток пресных вод зоны интенсивного водообмена определялся на основании анализа карт гидроизогипс и гидроизопьез основных водоносных горизонтов.

Исходя из средних модулей подземного стока основных водоносных комплексов и площадей, с которых подземный сток этих водоносных комплексов направлен непосредственно в море, И. С. Зекцер подсчитал разгрузку подземных вод зоны интенсивного водообмена в море по отдельным водоносным комплексам. Полученное значение составляет, как указывает И. С. Зекцер, 6,5 % от подземного и 1,5 от общего речного стока с территории Прибалтики.

Подземный сток глубоких водоносных горизонтов в море характеризуется значительно меньшими значениями, что видно уже из структуры формул, приведенных в предыдущем параграфе. В каждом случае для оценки этой величины нужен специальный гидрогеологический анализ, вызывающий обычно значительные трудности из-за отсутствия необходимых исходных данных.

Подробный обзор и анализ данных по подземному стоку с континентов в моря и океаны содержится в интересной работе Р. Г. Джамалова, И. С. Зекцера и А. В. Месхетели [54] и здесь не приводится.

**Формирование  
химического состава  
подземных вод  
на шельфе**

**1. Вводные замечания**

Можно выделить 2 основных типа субмаринных подземных вод: воды илов и консолидированной осадочной толщи. Субмаринные трещинные подземные воды изверженных и метаморфических пород, видимо, имеют подчиненное значение. Формирование химического состава первого типа подземных вод тесно связано с историей данного морского бассейна и существенно зависит от современного состава морской воды. Формирование химического состава этих вод на шельфе, как правило, связано с палеогеографией четвертичного периода, а в глубоководной части океана — с палеогеографией мезозоя и кайнозоя.

Формирование химического состава подземных вод консолидированной осадочной толщи — процесс более сложный, определяющийся комплексом палеогидрологических условий на всем протяжении геологической истории данного субмаринного (или частично субмаринного) артезианского бассейна. Зависимость от современного химического состава морской воды может явно прослеживаться только в верхних частях разреза. В погруженных частях этих бассейнов, находящихся ниже дна моря до 8—10 км и более, влияние современного состава морской воды оказывается в значительно меньшей степени; палеогидрологические реконструкции и прогноз химического состава подземных вод проводятся теми же методами, что и для субаэральных артезианских бассейнов.

Натурные данные имеются в настоящее время только по поровым водам иловых отложений. Ничтожно малое количество данных по подземным водам консолидированных осадков приводит к необходимости интерполяций: пространственных с использованием результатов опробования подземных вод прибрежной зоны; временных (с помощью палеогидрологических реконструкций) и физико-химических (по принятым моделям с использованием полученных натурными и лабораторными испытаниями физико-химических параметров).

Связь химического состава субаквальных подземных вод с составом морской воды обусловила необходимость дать характеристики условий формирования химического состава мор-

ской воды на шельфе, поскольку сведения такого рода разоб-щены. Далее рассмотрим формирование химического состава подземных вод на шельфах, прогноз химического состава подземных вод на шельфах СССР и различие в формировании хи-мического состава подземных вод на шельфе и в глубоководной части океана.

## 2. Особенности формирования химического состава морской воды на шельфе

В начале прошлого века установлено, что химический состав океанической воды во многих пунктах земного шара близок к постоянному (табл. 4.1).

В табл. 4.2 приводятся данные по элементарному составу морской воды, заимствованные из работ Э. Д. Гольдберга [50 и др.]. Формы нахождения элементов в морской воде, при-нятые Э. Д. Гольдбергом, следует использовать с оговоркой, по-скольку комплексные ионы автором почти не учитываются. Дру-гие интерпретации, например Ф. Мак-Инчера [188], существенно отличаются от приведенных.

Р. М. Гаррелсом и Ч. Л. Крайстом [38] показано, что по мере роста ионной силы растворов выше 0,1, увеличиваются расхож-дения между коэффициентами активности, рассчитанными по уравнению Дебая—Гюкеля и среднесолевым методом. В ра-створах, подобных морской воде (ионная сила  $\mu \approx 0,7$ ), расхож-дения между экспериментально определяемыми и расчетными коэффициентами активности весьма заметны. Подобные расхож-дения объясняются дефицитом в растворе свободных ионов вследствие образования в минерализованных водах комплекс-ных ионов. В расчетах соотношений комплексных ионов имеются методические трудности. В связи с этим разные авторы пред-лагают сильно различающиеся между собой модели состава морской воды с учетом концентраций комплексных ионов. На-иболее достоверной, видимо, является модель С. А. Брусилов-ского [31], получившего следующие концентрации сульфатных комплексов в морской воде:  $[MgSO_4^0] = 0,01747$  моль/л (60,20 %);  $[CaSO_4^0] = 0,00341$  моль/л (11,75 %);  $[NaSO_4^-] = 0,0058$  моль/л (19,99 %);  $[SO_4^{2-}] = 0,00234$  моль/л (8,06 %), таким образом, на долю сульфат-иона приходится всего 8 % от общего содержания сульфатных форм.

Приведенные в табл. 4.1 значения концентраций основных компонентов в открытой части океана могут изменяться в пре-делах нескольких процентов под действием ливневых атмосфер-ных осадков, таяния льда, интенсивного испарения. Эти изме-нения могут захватывать глубины до 100—200 м, определяя положение галоклина — границы, ниже которой колебания

Таблица 4.1  
СРЕДНИЙ СОСТАВ ВОДЫ МИРОВОГО ОКЕАНА [3]

Основные компоненты	Концентрация		Характерные коэффициенты	
	г/кг	экв. %		
Cl <sup>-</sup>	19,35	90,20	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> /Cl <sup>-</sup>	0,139
Br <sup>-</sup>	0,07	0,14	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> /Cl <sup>-</sup>	0,0072
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	2,70	9,28	Na <sup>+</sup> /Cl <sup>-</sup>	0,556
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,14	0,38	K <sup>+</sup> /Cl <sup>-</sup>	0,020
Na <sup>+</sup>	10,76	77,32	Ca <sup>2+</sup> /Cl <sup>-</sup>	0,021
K <sup>+</sup>	0,39	1,64	Mg <sup>2+</sup> /Cl <sup>-</sup>	0,067
Ca <sup>2+</sup>	0,41	3,36	Sr <sup>2+</sup> /Cl <sup>-</sup>	0,0005
Mg <sup>2+</sup>	1,29	17,62	Cl <sup>-</sup> /Br <sup>-</sup>	
Sr <sup>2+</sup>	0,01	0,06		279
<b>Σ</b>	<b>35,12</b>			

Таблица 4.2  
ЭЛЕМЕНТАРНЫЙ СОСТАВ МОРСКОЙ ВОДЫ [50]

Элемент	Концентрация, мг/л	Формы нахождения	Элемент	Концентрация, мг/л	Формы нахождения
H	108 000	H <sub>2</sub> O	Tc; Ru, Rh, Pd		
He	5 · 10 <sup>-6</sup>	He (газ)	Ag	4 · 10 <sup>-5</sup>	AgCl <sub>2</sub> ;
Li	0,17	Li <sup>+</sup>	Cd	1,1 · 10 <sup>-5</sup>	Cd <sup>2+</sup> , CdSO <sub>4</sub> ; CdCl <sub>n</sub> <sup>2-n</sup> ; Cd(OH) <sub>n</sub> <sup>2-n</sup>
Be	6 · 10 <sup>-7</sup>		In	<0,2	
B	4,6	B(OH) <sub>3</sub> ; B(OH) <sub>3</sub> O <sup>-</sup>	Sn	8 · 10 <sup>-4</sup>	
C	28	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> ; H <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> ; CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> ; орг. соединения	Sb	5 · 10 <sup>-4</sup>	
N	0,5	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> ; NO <sub>2</sub> <sup>-</sup> ; NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> ; N <sub>2</sub> (газ); орг. соединения	Te		

Элемент	Концентрация, мг/л	Формы нахождения	Элемент	Концентрация, мг/л	Формы нахождения
O	857 000	$\text{H}_2\text{O}$ ; $\text{O}_2$ (газ) $\text{SO}_4^{2-}$ ; и другие анионы	I	0,06	$\text{IO}_3^-$ ; $\text{I}^-$
F	1,3	$\text{F}^-$	Xe	$1 \cdot 10^{-3}$	Xe (газ)
Ne	$1 \cdot 10^{-4}$	Ne (газ)	Cs	$5 \cdot 10^{-4}$	$\text{Cs}^+$
Na	10 500	$\text{Na}^+$	Ba	0,03	$\text{Ba}^{2+}$ ; $\text{BaSO}_4$
Mg	1 350	$\text{Mg}^{2+}$ ; $\text{MgSO}_4$	La	$1,2 \cdot 10^{-5}$	
Al	0,01		Ce	$5,2 \cdot 10^{-6}$	
Si	3	$\text{Si(OH)}_4$ ; $\text{Si(OH)}_3\text{O}^-$	Pr	$2,6 \cdot 10^{-6}$	
P	0,07	$\text{HPO}_4^{2-}$ ; $\text{H}_2\text{PO}_4^-$ ; $\text{PO}_4^{3-}$ ; $\text{H}_3\text{PO}_4$	Nd	$9,2 \cdot 10^{-6}$	
S	885	$\text{SO}_4^{2-}$	Pm		
Cl	19 000	$\text{Cl}^-$	Sm	$1,7 \cdot 10^{-6}$	
Ar	0,6	Ar (газ)	Eu	$4,6 \cdot 10^{-7}$	
K	380	$\text{K}^+$	Gd	$2,4 \cdot 10^{-6}$	
Ca	400	$\text{Ca}^{2+}$ , $\text{CaSO}_4$	Tb		
Sc	$4 \cdot 10^{-5}$		Dy	$2,9 \cdot 10^{-6}$	
Ti	$1 \cdot 10^{-3}$		Ho	$8,8 \cdot 10^{-7}$	
V	$2 \cdot 10^{-3}$	$\text{VO}_2(\text{OH})_3^{2-}$	Er	$2,6 \cdot 10^{-6}$	
Cr	$5 \cdot 10^{-5}$		Tm	$5,2 \cdot 10^{-7}$	
Mn	$2 \cdot 10^{-3}$	$\text{Mn}^{2+}$ ; $\text{MnSO}_4$	Yb	$2 \cdot 10^{-6}$	
Fe	0,01	$\text{Fe(OH)}_3$	Lu	$4,8 \cdot 10^{-7}$	
Co	$5 \cdot 10^{-4}$	$\text{Co}^{2+}$ ; $\text{CoSO}_4$	Hf; Ta		
Ni	$2 \cdot 10^{-3}$	$\text{Ni}^{2+}$ ; $\text{NiSO}_4$	W	$1 \cdot 10^{-4}$	$\text{WO}_4^{2-}$
Cu	$3 \cdot 10^{-3}$	$\text{Cu}^{2+}$ ; $\text{CuSO}_4$	Re; Os; Ir; Pt		
Zn	0,01	$\text{Zn}^{2+}$ ; $\text{ZnSO}_4$	Au	$4 \cdot 10^{-6}$	$\text{AuCl}_2^-$
Ga	$3 \cdot 10^{-5}$		Hg	$3 \cdot 10^{-5}$	$\text{HgCl}_3^-$ ; $\text{HgCl}_4^{2-}$
Ge	$7 \cdot 10^{-5}$	$\text{Ge(OH)}_4$ ; $\text{Ge(OH)}_3\text{O}^-$	Te	$< 1 \cdot 10^{-5}$	$\text{Te}^{4+}$

Элемент	Концентрация, мг/л	Формы нахождения	Элемент	Концентрация, мг/л	Формы нахождения
As	$3 \cdot 10^{-3}$	$\text{HAsO}_4^{2-}$ ; $\text{H}_2\text{AsO}_4^-$ ; $\text{H}_3\text{AsO}_4$ ; $\text{H}_3\text{AsO}_3$	Pb	$3 \cdot 10^{-5}$	$\text{Pb}^{2+}$ ; $\text{PbSO}_4$ ; $\text{PbCl}_n^{2-n}$ ; $\text{Pb(OH)}_n^{2-n}$
Se	$4 \cdot 10^{-3}$	$\text{Se}$ , $\text{O}_4^{2-}$	Bi	$2 \cdot 10^{-5}$	
Br	65	$\text{Br}^-$	Po; At		
Kr	$3 \cdot 10^{-4}$	Kr (газ)	Rn	$0,6 \cdot 10^{-15}$	Rn (газ)
Rb	0,12	$\text{Rb}^+$	Fr		
Sr	8	$\text{Sr}^{2+}$ , $\text{SrSO}_4$	Ra	$1 \cdot 10^{-10}$	$\text{Ra}^{2+}$ ; $\text{RaSO}_4$
Y	$3 \cdot 10^{-4}$		Ac		
Zr			Ph	$5 \cdot 10^{-5}$	
Nb	$1 \cdot 10^{-5}$		Pa	$2 \cdot 10^{-9}$	
Mo	0,01	$\text{MoO}_4^{2-}$	U	$3 \cdot 10^{-3}$	$\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{4-}$

химического состава морской воды мало ощутимы. Кроме того, известны очень небольшие (единицы и десятки миллиграмм на 1 кг) суточные и сезонные флуктуации отдельных компонентов, связанные с метеорологическими факторами [151]. Химический состав морской воды в пределах шельфов меняется под влиянием речного стока, разгрузки подземных вод, активного проекания биологических процессов на мелководье.

Приносимые с материков взвешенные и растворенные вещества распределяются неравномерно вдоль береговой линии континентов. Главная их масса сосредоточена в дельтах крупных рек. Их распределение обусловливается особенностями геологического строения, гидрологическими условиями, климатом, орографией берега и дна. Все это вызывает существенные отклонения состава морской воды внутренних морей, и особенно устьевых взморий, от среднего состава океанической воды как по сумме растворенных веществ, так и по соотношению отдельных компонентов и предопределяет разнообразие и сложность гидрохимических процессов на шельфе.

Основные гидрохимические характеристики устьевого взморья определяются условиями перемешивания речных и морских вод под действием силы инерции речной воды, растекающейся по морской, силы трения на поверхности раздела речная — морская вода, разности в плотности и химическом составе речной и морской воды, морских ветров [79].

В условиях штиля действуют в основном силы инерции и трения. Речной поток сохраняет свое направление и скорости до

свала глубин, т. е. иногда на несколько километров. При этом постепенно поднимается стержень струи и над баром зона максимальных скоростей оказывается на поверхности. Над свалом глубин ширина зоны максимальных скоростей резко увеличивается, а толщина слоя воды,двигающейся в сторону моря, заметно уменьшается; ниже формируется противотечение морской воды.

При сгонных ветрах речной поток усиливается под действием ветра. Скорости на поверхности затухают медленнее, зона максимальных скоростей располагается вблизи поверхности. За баром в районе свала глубин на небольшой глубине скорость резко уменьшается и ниже меняет знак на противоположный. На поверхности течение из стоково-ветрового переходит в ветровое сгонное.

В условиях нагонных ветров от замыкающего створа до свала глубин стоковый поток направлен в море. В поверхностном горизонте отмечается уменьшение скорости под влиянием встречного ветра. Стоково-ветровое течение встречается над свалом глубин, обусловливая повышение уровня и образование горизонтальных и вертикальных течений. Смешанные воды опускаются. Положение зоны раздела меняется во времени и при сильных ветрах она может переместиться в дельту реки.

Большое значение в формировании гидрохимического режима на шельфах имеет твердый сток, с которым связаны процессы ионного обмена, сорбции карбонатных солей, рассеяния лучистой энергии. Механический состав взвешенных наносов, выносимых в районы взморья, отличается от состава наносов в рукавах дельты. Обычно содержание крупных фракций падает, а мелких возрастает. По характеру распределения взвешенного вещества можно выделить следующие характерные участки дельт: бар и свал глубин с максимальной мутностью и максимальными горизонтальными градиентами мутности; участки между выходами рукавов в море с минимальной мутностью; участок за пределами зоны схождения речных и морских вод с малой мутностью, увеличивающейся с глубиной вследствие уменьшения скорости потока и опускания вниз взвесей. При волнении распределение взвешенных частиц несколько иное: наблюдается резкое увеличение мутности над баром вследствие взмучивания донных грунтов и резкое уменьшение за баром в результате разбавления морской водой. Положение видимой границы раздела мутных и прозрачных вод зависит от кинетической энергии потока на замыкающем створе устья. Между значениями кинетической энергии потока и удалением фронта мутной воды отмечается параболическая связь: с ростом расхода воды темп удаления фронта мутной воды снижается.

Значение мутности воды на расстоянии  $x$  от замыкающего створа реки  $s_x$  определяется следующими слагаемыми [22]:

$$s_x = s_0 - (\Delta s_v + \Delta s_s + \Delta s_k) + \Delta s_w, \quad (4.1)$$

где  $s_0$  — мутность воды в замыкающем створе реки;  $\Delta s_v$ ,  $\Delta s_s$ ,  $\Delta s_k$  — изменение мутности воды в результате изменения скорости стокового течения, смешения с морской водой и коагуляции;  $\Delta s_w$  — приращение мутности за счет взмучивания донных отложений.

Для отдельных устьев можно получить эмпирические решения для  $\Delta s_v$  и  $\Delta s_s$ . Коагуляция частиц при смешении пресных и морских вод достигает заметных значений только при концентрации взвешенных частиц более 100 мг/л, значение  $\Delta s_k$  можно получить в результате специальных экспериментальных исследований. Количественная оценка  $\Delta s_w$  затруднительна, т. е. математическое решение уравнения можно получить только для условия спокойного моря.

Влияние речного стока на химический состав воды на шельфах распространяется значительно дальше ощутимых изменений прозрачности воды. Очертания и мощность зоны опреснения постоянно изменяются во времени под действием ветров. С бризами связаны периодические изменения в дальности опреснения приповерхностных вод, штормы могут вызвать почти полное перемешивание и выравнивание солености. В процессе перемещивания речных и морских вод химический состав речных вод постепенно меняется, приближаясь к составу морских. Одновременно исчезает изменчивость состава во времени, характерная для речной воды, и появляются признаки постоянства солевых (ионных) соотношений.

Можно вывести соотношение между соленостью и хлорностью при опреснении морских вод, широко используемое при изучении водного баланса морей [4]. Объем, соленость и хлорность участвующей в смешении морской воды обозначим через  $V_m$ ,  $S_m$ ,  $Cl_m^-$ , для речной воды  $V_p$ ,  $S_p$  и  $Cl_p^-$ , для смеси  $V$ ,  $S$  и  $Cl^-$ , тогда

$$VS = V_m S_m + V_p S_p; \quad (4.2)$$

$$V = V_m + V_p; \quad (4.3)$$

примем  $V = 1$ , тогда

$$S = \frac{V_m S_m + V_p S_p}{V} = V_m S_m + (1 - V_m) S_p = V_m (S_m - S_p) + S_p, \quad (4.4)$$

отсюда

$$V_m = (S - S_p) / (S_m - S_p). \quad (4.5)$$

Аналогично можно получить через концентрацию хлор-иона

$$V_m = (Cl^- - Cl_p^-) / (Cl_m^- - Cl_p^-). \quad (4.6)$$

Эта формула позволяет рассчитать долю морской воды в смеси морской и речной.

Приравнивая правые части двух последних уравнений (4.5) и (4.6), О. А. Алекин [3] получил выражение

$$S = \frac{S_m - S_p}{Cl_m^- - Cl_p^-} (Cl^- - Cl_p^-) + S_p, \quad (4.7)$$

позволяющее по содержанию хлора в опресненной части моря определить соленость воды.

Формулы смешения подобного типа, широко используемые в гидрологии и гидрогеологии, справедливы для условий динамического перемешивания при отсутствии химических реакций, т. е. в основном для хлор-иона.

Прямолинейная зависимость между соленостью и содержанием хлор-иона, характерная для Мирового океана, имеет несколько вариантов, наиболее совершенный из которых — формула Лаймена и Флеминга:

$$S = 0,069 + 1,8112 Cl^- \% \quad (4.8)$$

Гидрохимические процессы, происходящие в морях, слабо связанных или потерявших связь с океаном, приводят к изменению этой зависимости. Проиллюстрируем это на примере некоторых морей СССР [3].

*Белое море.* Годовой материковый сток в Белое море составляет  $200 \text{ км}^3$ , т. е. соизмерим с объемом моря ( $5510 \text{ км}^3$ ). Пролив Горло, через который осуществляется связь с Баренцевым морем, мелкий (глубина 20—40 м), но достаточно широкий (до 60 км). Вода моря опреснена по сравнению с водой Мирового океана. Соленость в центральной части ~27, у берегов 20—24, на приусտевых участках 10—15 %. Речной сток в Белое море представлен большей частью ультрапресными водами, поэтому разбавление океанической воды происходит без существенных изменений в соотношении главных компонентов. Опреснение воды сопровождается только некоторым увеличением щелочности в заливах и мелководной части моря.

*Балтийское море.* Значительный материковый сток ( $630 \text{ км}^3$  в год) при сравнительно небольшом объеме моря ( $21\,700 \text{ км}^3$ ), а также слабая связь с океаном, осуществляющаяся через узкие неглубокие проливы, приводят к значительному снижению солености воды по сравнению с океанической. В западной части моря соленость не превышает 11, в центральной 7—8, в Финском заливе 0,5—5 %. Для Балтийского моря характерна существенная разница в солености воды приповерхностного и глубоких слоев. У поверхности соленость увеличивается с востока на запад; условия циркуляции воды в придонных слоях значительно более сложные. Большинство рек, впадающих в Балтийское море, имеют более высокую минерализацию воды, чем реки бассейна Белого моря, роль речной воды в формировании

состава морской воды здесь более существенна и даже приводит к некоторому изменению соотношения между главными ионами. Зависимость солености воды от содержания хлор-иона имеет вид

$$S = 1,802Cl^- + 0,040\% \quad (4.9)$$

*Черное море.* Материковый сток в Черное море составляет 46 км<sup>3</sup> в год. Гидрохимические особенности моря обусловлены своеобразием его водообмена со Средиземным морем — существованием постоянного глубинного течения через залив Босфор, несущего воду, близкую по солености и составу к океанической, и большой глубиной, достигающей 2245 м. Для Черного моря характерна резкая стратификация солености по глубине. В приповерхностном слое соленость 17,5—18, глубже 200 м ~ 22%. Водообмен с нижними слоями осуществляется чрезвычайно медленно. Анаэробные условия глубже 300 м привели к образованию зоны с содержанием сероводорода 4—6 мг/л.

Соотношение между главными ионами отличается от соотношения таковых в океанической воде: речной сток с минерализацией воды до 1—1,5 г/л обуславливает повышенное содержание бикарбонатов кальция и магния. Восстановление сульфатов до сероводорода приводит к относительному уменьшению их содержания в глубоких слоях воды. Проникновение сероводорода наверх при штормах и последующее его окисление кислородом приводит к повышенному содержанию сульфат-иона в верхних слоях черноморской воды. Другой особенностью Черного моря является повышение с глубиной содержания аммиака в результате восстановления нитратов и нитритов. Формула  $S=f(Cl^-)$  существенно отличается от таковой для океана:

$$S = 0,186 + 1,798Cl^- \% \quad (4.10)$$

*Азовское море.* Представляет собой неглубокий (до 14 м) водоем, хорошо прогреваемый и подверженный большому влиянию речного стока. Речной сток составляет 40—42 км<sup>3</sup> в год, т. е.  $\frac{1}{8}$  объема моря. С речным стоком приносится значительное количество сульфатных и гидрокарбонатных солей, а также органических веществ. Соленость воды Азовского моря меняется от 6—7 в устье р. Дона до 13% у Керченского пролива. Специфический состав ( $S \approx 100\%$ ) характерен для озера Сиваш — большой лагуны, глубиной около 1 м. Влияние речного стока оказывается и в сезонных колебаниях химического состава, проявляющихся в морской воде. Создание Цимлянского водохранилища привело к увеличению средней солености воды от 10,9 до 11,6%. Формула солености воды Азовского моря

$$S = 0,23 + 1,792Cl^- \% \quad (4.11)$$

*Каспийское море.* Солевой состав воды формируется под влиянием материкового стока и испарения. Поскольку глубина

моря достигает 700—1000 м, процессы эти протекают очень медленно и часть солей, видимо, имеет морское происхождение. С глубиной водообмен затухает, возникает восстановительная обстановка, в которой часть сульфатов восстанавливается до сероводорода. С своеобразно распределение нитратов, присутствующих только на глубинах от 50 до 600 м. Выше они потребляются, ниже — восстанавливаются. Соленость воды Каспийского моря неоднородна, изменяясь от 2—9 в устьях рек Волги и Урала до 11—10 % в южной части моря. В заливе Кара-Богаз-Гол соленость достигает 200 %. Соотношение между соленостью и хлорностью значительно отличается от океанической воды и выражается формулой

$$S = 0,14 + 2,36 Cl^{-} \% \quad (4.12)$$

*Охотское море.* Имеет хороший водообмен с океаном. Тем не менее сток р. Амур (около 600 км<sup>3</sup> в год) при низком испарении опресняет воду на 25—30 % и обогащает органическим веществом. Соотношение основных составляющих солевого состава близко к океанической воде.

Роль речного стока может оказаться настолько значительной в формировании химического состава морской воды на шельфе, что появляется возможность для нахождения количественных отношений между стоком реки и соленостью. А. И. Симонов [122] показал, что для морей, объем которых значительно превосходит средний годовой сток рек, соленость связана со стоком реки экспоненциальной зависимостью, а для морей, речной сток в которые соизмерим с самим объемом моря, — прямолинейной. Автор приводит следующие зависимости:

Азовское море

$$S = S_q e^{-0,0143(V_1 - 6,65)}; \quad (4.13)$$

Северный Каспий

$$S = -0,041V_2 + 17,91; \quad (4.14)$$

Днепровско-Бугский лиман

$$S = -0,0337V_3 + 3,56, \quad (4.15)$$

где  $S_q$  — соленость воды Черного моря, %;  $V_1$ ,  $V_2$ ,  $V_3$  — объем стока, км<sup>3</sup>,  $V_1$  — рек, впадающих в Азовское море,  $V_2$  — р. Волги,  $V_3$  — рек Буга и Днепра.

В большинстве случаев пресные воды, разгружающиеся на шельфе (как поверхностные, так и подземные), имеют гидрокарбонатный кальциевый состав и минерализацию до 0,5—1,0 г/кг. При смешении этих вод с морскими состав меняется на хлоридный натриевый. При этом наблюдается достаточно резкий переход одного гидрохимического типа вод в другой, происходящий при солености около 2 г/кг (%), описываемый гиперболой с резким перегибом в точке перехода одного гидрохимического типа

вод в другой. Точка перегиба подобных кривых определяет границы применимости уравнений типа  $S=f(\text{Cl}^-)$  или  $C=f(\text{Cl}^-)$ , где  $C$  — концентрация одного из компонентов солевого состава морской воды. Точность этих уравнений существенно падает вблизи нижнего предела солености, в связи с этим для интервала солености от 2 до 3—4 г/кг ряд авторов предлагают один вид уравнений смещения, а для солености выше 3—4 г/кг — другой. Так, А. П. Цурикова [152], задаваясь точностью расчета 0,02 г/кг для хлорности  $<4$  г/кг, предлагает для Азовского моря уравнение

$$S=0,263+1,664\text{Cl}^-+0,0294(\text{Cl}^-)^2, \quad (4.16)$$

а для хлорности  $>4$  г/кг уравнение (4.11). Для Балтийского моря получены следующие уравнения [122] типа  $C=f(\text{Cl}^-)$ :

$$\left. \begin{array}{l} \text{Na}^++\text{K}^+=0,614\text{Cl}^- \\ \text{Mg}^{2+}=0,068\text{Cl}^-+120 \end{array} \right\} \text{(при } \text{Cl}^-=100 \div 3500 \text{ мг/л);} \quad (4.17)$$

$$\text{Ca}^{2+}=0,024\text{Cl}^-+1000 \text{ (при } \text{Cl}^-=750 \div 3500 \text{ мг/л);} \quad (4.19)$$

$$\text{SO}_4^{2-}=0,137\text{Cl}^- \text{ (при } \text{Cl}^-=100 \div 3500 \text{ мг/л);} \quad (4.20)$$

$$S=1,805\text{Cl}^-+0,13 \text{ (при } \text{Cl}^->3500 \text{ мг/л);} \quad (4.21)$$

$$\text{Br}^-=0,00328+0,0005\text{Cl}^-. \quad (4.22)$$

Зависимость между щелочностью и хлорностью морской воды значительно более сложная, поскольку содержание гидрокарбонатов в речной воде определяется стоком, газовым режимом и в течение года сильно колеблется. Карбонатная система в морской воде характеризуется сложными равновесиями, которые определяются не только константами диссоциации угольной кислоты и произведением растворимости карбоната кальция, но и константами нестойкости карбонатных и гидрокарбонатных комплексов, а также способностью карбоната кальция образовывать устойчивые пересыщенные растворы в природных водах.

О. А. Алекин, занимавшийся в течение многих лет карбонатным равновесием морской воды, подчеркивает влияние органических веществ и ионов магния на устойчивость пересыщения морской воды карбонатом кальция [4, с. 85]. Выпадение из морской воды карбонатов, приводящее к образованию известняков и реже доломитов, уравновешивается количеством поступающих в море с речным стоком гидрокарбонатных солей [5]. Процессы образования карбонатов приводят к сложным зависимостям щелочности от содержания хлор-иона в морской воде, подробно проанализированные А. И. Симоновым [122].

Еще большие изменения при взаимодействии с континентальными водами претерпевают компоненты, концентрации которых измеряются единицами и долями милиграмм на 1 л (табл. 4.2). К. Б. Краускопф [88], изучавший факторы, контролирующие содержание 13 металлов в морской воде, приводит сравнение наблюдающихся концентраций и концентраций полного насыщения, полученных им экспериментальным путем и рассчитанные по произведениям растворимости (табл. 4.3). Комментируя результаты своих экспериментальных исследований, он приходит к следующим интересным выводам. 1. Морская вода значительно недонасыщена относительно всех 13 металлов. 2. В морской воде, содержащей сероводород, локальное осаждение сульфидов является возможным контролирующим механизмом для меди, цинка, ртути, серебра, кадмия, висмута, свинца; осаждение из насыщенных растворов сульфидов кобальта, никеля,

Таблица 4.3

СРАВНЕНИЕ ВЫЧИСЛЕННЫХ И ИЗМЕРЕННЫХ КОНЦЕНТРАЦИИ МЕТАЛЛОВ  
В НАСЫЩЕННОМ РАСТВОРЕ С КОНЦЕНТРАЦИЯМИ, НАБЛЮДАЕМЫМИ  
В МОРСКОЙ ВОДЕ [88]

Металл	Концентрация в насыщенном растворе, $10^{-4}$ %		Концентрация в морской воде, $10^{-4}$ %	Отношение измеренной концентрации насыщения к концентрации в морской воде
	вычисленная	измеренная		
Zn	4,6	1,2—2,5	0,005—0,021	60—500
Cu	5,7	0,4—0,8	0,001—0,015	30—800
Pb	0,01	0,3—0,7	0,003—0,008	25—200
Bi	0,006	0,04	0,0002	200
Cd	105	4—1000	(32÷75) · $10^{-6}$	$10^5$ — $10^7$
Ni	150	20—450	0,0001—0,0005 (0,0015—0,006)	$4 \cdot 10^4$ — $5 \cdot 10^6$ ( $3 \cdot 10^3$ — $3 \cdot 10^5$ )
Co	0,01—0,08	25—200	0,0001	( $2,5 \div 20$ ) · $10^5$
Hg	Высокая	100—1000	0,00003	( $3 \div 30$ ) · $10^6$
Ag	0,5—6	2,0—2,5	0,00015—0,0003	( $0,7 \div 1,7$ ) · $10^4$
Cr	Высокая	Высокая	( $4 \div 7$ ) · $10^{-5}$ (0,001—0,0025)	$> 10^6$ $> 1 \cdot 10^4$
Mo		25—750	0,003—0,0007 (0,012—0,016)	$3,5 \cdot 10^4$ — $2,5 \cdot 10^6$ ( $1,6 \div 62$ ) · $10^3$
W		2—200	0,0001	$2 \cdot 10^4$ — $2 \cdot 10^6$
V <sup>IV</sup>	Высокая	4—150	0,0003	$> 10^4$
V <sup>V</sup>	Высокая	$> 400$	(0,0024—0,007)	$(> 10^3)$ $> 10^6$

молибдена, вольфрама, ванадия не доводит концентрации этих металлов до пределов, наблюдавшихся в морской воде. З. Возможным механизмом осаждения всех исследованных металлов, кроме ванадия, вольфрама, никеля, кобальта и хрома, является адсорбция; хрома — локальное восстановление и осаждение гидроокиси; остальных четырех металлов — органические реакции. Эти выводы распространяются и на другие металлы середины периодической системы Д. И. Менделеева [88]. Описываемые К. Б. Краускопфом процессы наиболее интенсивно протекают на шельфе, характеризующемся наибольшей динамичностью химического состава морской воды и ее взаимодействия с придонными осадками.

Большое значение с точки зрения взаимодействия морских и поровых вод имеет режим растворенных газов в морской воде на шельфе.

Концентрация кислорода является важным фактором, определяющим интенсивность окислительно-восстановительных процессов. В приповерхностном слое содержание кислорода обычно соответствует насыщению при наблюдаемых температуре и солености воды. Ниже находится подзона максимального развития фитопланктона и наиболее сильно протекающего фотосинтеза; вода здесь может быть пересыщена кислородом до 120—150 % (15—18 мг/л). Интенсивное протекание процессов фотосинтеза часто наблюдается также у берегов. На устьевых взморьях пересыщение прибрежных вод кислородом проявляется наиболее ярко и связано с интенсивным развитием процессов фотосинтеза в зонах смешения морских и речных вод. Зона пересыщения кислородом обычно распространяется до глубин 10—15 м. Нижняя граница этой зоны носит название точки компенсации.

Содержание кислорода в верхней зоне подвержено сезонным и суточным колебаниям, связанным с изменением освещенности и температуры воды и интенсивности процессов фотосинтеза. Суточные колебания могут достигать 1, сезонные 3—5 мг/л. В прибрежной зоне шельфа и в устьях рек на режим кислорода оказывает влияние мутность морской воды, повышающаяся в результате абразии и выноса реками взвешенных наносов. Экранирование световых лучей в верхнем слое приводит к ослаблению процессов фотосинтеза и появлению дефицита кислорода в нижних слоях воды.

Ниже точки компенсации содержание кислорода падает и стабилизируется, однако и в придонной части шельфов оно может сохраняться достаточно высоким и составлять несколько миллиграммов на 1 л.

Азот в морской воде имеет атмосферное происхождение; в небольших количествах встречается биогенный азот. Степень насыщения азотом 100 % [23,3 мг/л при  $t=0^{\circ}\text{C}$  и  $p=9,8 \cdot 10^4$  Па

(1 атм)]. Заметной разницы между концентрациями азота на шельфе и в глубинной части моря не наблюдается. Небольшое пересыщение азотом может возникнуть при смешении относительно теплых континентальных вод с холодными морскими.

*Инертные газы* находятся в морской воде в количествах, соответствующих их парциальному давлению в воздухе, растворимости при данной температуре и солености воды. Соответствующие таблицы приводятся у Р. Хорна [151]. Так же как и для подземных вод, повышенное отношение  $N_2/Ar$  может служить показателем биогенного происхождения части азота. Есть основание предполагать возможность повышенных концентраций гелия и водорода вблизи вулканических очагов и в рифтовых зонах.

*Углекислый газ* в морской воде содержится обычно в концентрациях, не превышающих 1 мг/л, определяемых низким парциальным давлением  $CO_2$  в атмосфере, однако режим двуокиси углерода в шельфовых водах сложен и определяется процессами дыхания организмов, привноса карбонатов континентальными водами, суточным и сезонным изменением режима фотосинтеза. Повышенное содержание углекислого газа и выделение его в спонтанном состоянии наблюдается вблизи действующих подводных вулканов.

*Сероводород* в морской воде обнаруживается во впадинах с затрудненным водообменом, встречающихся как на шельфе, так и в глубоководной части морей. Источником сероводорода служит восстановление сульфатов в анаэробных условиях (фьорды Норвежского моря, впадины Балтийского моря) и, по-видимому, разгрузка субмаринных подземных вод и газов (впадина Черного моря). Концентрации сероводорода далеки от насыщения и не превышают обычно 5—8 мг/л. В Черном море во время штормов сероводород может поступать из впадины на шельф в результате перемешивания водных масс.

При характеристике химического состава морской воды обычно в отдельную группу выделяют *биогенные вещества* — соединения фосфора, кремния и азота, концентрация которых влияет на жизнедеятельность морской фауны и интенсивность процессов фотосинтеза. На шельфе гидрохимический режим этих веществ наиболее сложен и определяется процессами смешения и взаимодействия морских, речных и подземных вод.

*Соединения фосфора* представлены ионами различных степеней диссоциации ортофосфорной кислоты, соотношение которых зависит от значения pH. Появление фосфатов связано с привносом речными водами, поступлением из донных осадков, скоплением отмерших организмов. Расход фосфатов при фотосинтезе происходит на глубинах до 50—100 м. Основное значение в балансе фосфатов имеет их поступление с речными

водами, содержащими фосфора от 10—15 до 50—70 мкг/л. На шельфе концентрации фосфора колеблются в пределах от 1 до 15 мкг/л. Максимум фосфатов в море (фосфора до 50—100 мкг/л) соответствует кислородному минимуму; часто наблюдаемая обратная зависимость между содержанием фосфора и кислорода объясняется потреблением фосфора при фотосинтезе.

Соединения азота играют исключительно важную роль в жизнедеятельности морской фауны и флоры. Чаще всего определяют неорганические формы азота — нитратную, нитритную, аммонийную, переходящие одна в другую при окисительно-восстановительных реакциях. Содержание нитратного азота может достигать на шельфе десятых долей миллиграмма азота на 1 л, нитритного — редко более 10 мкг азота на 1 л. Обе формы активно потребляются при фотосинтезе. Аммонийный азот играет значительно меньшую роль в биологическом круговороте и его содержание (десятки, иногда сотни микрограммов азота на 1 л) определяется составом речного стока.

Кремний обычно находится в морской воде в форме метакремневой кислоты и в коллоидных растворах поликремневых кислот. Потребление кремния морскими организмами и диатомовыми водорослями обычно не полное, поэтому в морской воде всегда есть кремний в концентрациях, измеряемых десятками миллиграммов кремния на 1 л. Большое значение имеет вынос кремния речными водами, повышенные его содержания часто встречаются в устьях рек.

Органические вещества являются важнейшими компонентами морской воды, содержащимися в ней в форме молекулярных и коллоидных растворов и взвесей. Чрезвычайно интересные данные по биохимии океанов приведены у Р. Хорна [151]. Среднее содержание органического углерода в океанах составляет 1,5 мг/л. На шельфах это значение может колебаться в связи с выносом органических остатков реками и из-за сложных процессов создания и распада органического вещества и составляет, например, 3,5—6,6 для Балтийского, 2,4—4,2 для Северного, 4,9—7,8 мг/л для Азовского морей.

Остановимся кратко на возможностях использования морской воды на шельфах.

Поваренную соль из морской воды добывают в СССР, США, Индии, Италии, Франции, Китае. В целом добыча поваренной соли из морской воды составляет примерно 35 % мировой добычи. В Японии, Италии из морской воды добывают калийную соль. С каждым годом увеличивается добыча магния из морской воды (США, Франция, Италия, Англия, Тунис); количество магния, извлекаемого из морской воды, составляет более 40 % от общей его добычи; 70 % мировой добычи брома приходится на морскую воду. Имеются проекты по извлечению из морской воды золота, урана, радия.

•

### 3. Формирование химического состава поровых вод в илах шельфа

При анализе формирования химического состава подземных вод седиментационного генезиса важно разобраться в физико-химических процессах взаимодействия морской воды и осадка. Первая стадия этого взаимодействия — сортировка принесенного реками и абразией материала. После того как осадок отложился на дне моря, протекают диагенетические процессы, сопровождающиеся изменением количества и химического состава поровых вод. Начинается превращение ила в горную породу и формирование подземных вод.

Познакомиться с химическим составом седиментогенных вод *in statu nascendi*\* очень заманчиво. Извлекая воду из колонок отобранного со дна моря ила, мы достоверно знаем о ее морском происхождении, в то время как при изучении подземных вод артезианских бассейнов морское происхождение воды часто гипотетично.

При изучении химического состава поровых вод илов можно проследить, насколько интенсивно протекает взаимодействие захороненной воды с осадком и со свободной морской водой. Во многих случаях возможны палеогидрогеологические и палеогеографические реконструкции с использованием данных по химическому составу поровых вод илов.

Морские илы и процессы их диагенеза исследуются геологами и океанологами с 70-х годов прошлого века. Началом этих исследований можно считать английскую экспедицию на судне «Челленджер» (1872—1876 гг.), пересекшую все океаны, кроме Северного Ледовитого, и собравшую большую коллекцию образцов придонных осадков. Эти образцы исследуют и сейчас. К сожалению, не были отобраны пробы поровых вод. Интересные данные по диагенезу морских и океанических осадков получены во время экспедиций американского судна «Альбатрос» (1888—1905 гг.), немецкого «Гаусс» (1901—1903 гг.), норвежского «Фрам» (1893—1896 гг.), русского «Черноморца» (1890—1894 гг.). Исследования экспедиции «Черноморца» под руководством Н. И. Андрусова привели к выдающемуся открытию — обнаружению сероводородного заражения черноморской воды, представляющего уникальный случай газового режима в море и позволяющего проследить диагенез морских осадков и изменения химического состава поровых вод в условиях восстановительной обстановки. Предметом перечисленных исследований являлись илы (гранулометрия, химический и минеральный состав, физические свойства) и морская вода над ними; иловым растворам достаточного внимания не уделялось.

\* В момент зарождения.

Изучение химического состава поровых вод илов было начато С. В. Бруевичем [27]. На первых стадиях исследований пробы отбирались дночерпательем, растворы отделялись центрифугой или насосом, однако уже с 1949 г. методика исследований совершенствуется, отбираются послойные пробы.

Значительным успехам в изучении поровых вод илов способствовали экспедиции на советских научно-исследовательских судах «Витязь», «Академик Вавилов», «Михаил Ломоносов» и «Академик Зернов», а также исследования на полярных станциях «Северный Полюс». Во время этих экспедиций совершенствовались оборудование, методика отбора проб, методика химического анализа. В последние годы интересные исследования проводятся экспедициями МГУ [32—34, 47].

Грунтовые пробоотборники разработаны в СССР при исследованиях озерных илов Б. В. Перфильевым [116]. Современные грунтовые пробоотборники, позволяющие доставать со дна моря колонки грунтов длиной до первых десятков метров, разработаны шведскими исследователями [184] и усовершенствованы в СССР [89].

Методика отжатия поровых вод разработана П. А. Крюковым [89]. Он же проанализировал изменения в химическом составе поровых вод при их извлечении под большими давлениями [89]. О. В. Шишкиной [156] показано, что при нагрузках менее  $39,2 \cdot 10^6$  Па ( $400$  кгс/см $^2$ ) состав поровых вод практически не меняется, т. е. эту цифру, видимо, следует считать предельной для получения точных данных о составе поровых вод *in situ*; проанализированы изменения химического состава поровых вод, отжатых с более высокими нагрузками [81, 89]. С. А. Брусиловский и Л. А. Лаптева [34] разработали экспресс-метод химического анализа водных вытяжек из илов и показали сопоставимость данных по хлор-иону, определенному из водных вытяжек, с результатами по отжатым поровым водам. Анализируя данные по поровым водам океанических илов и результаты экспериментальных исследований Дж. Л. Бишофса, П. С. Мангелсдорфа и К. А. Фаннинга, С. И. Смирнов [126] указывает на зависимость концентраций отдельных компонентов опрессовываемой из илов воды от разницы температуры в естественных условиях и в лаборатории.

Основные результаты исследований поровых вод илов, выполненных в СССР, отражены в монографиях О. В. Шишкиной [156], О. В. Шишкиной, Г. А. Павловой и В. С. Быковой [157], Н. В. Тагеевой и М. М. Тихомировой [136, 137], А. Е. Бабинца, А. Ю. Митропольского и С. П. Ольштынского [9], а также в многочисленных статьях тех же авторов и статьях Е. Д. Зайцевой [62], Н. Д. Стариковой [129], С. А. Брусиловского [32—34] и др.

Изучение химического состава поровых вод морских и океанических илов за границей начато сравнительно недавно и в монографиях по диагенезу морских осадков, изданных до 1963 г.,

описания химии поровых вод морских илов базируются главным образом на исследованиях советских ученых.

В последние годы наблюдается значительный прогресс в изучении субмаринных подземных вод. Проводятся большие работы по глубоководному бурению на шельфе и в глубоководной части океана, изучаются поровые воды, отжатые из керна буровых скважин до глубин 1—1,5 км ниже дна океана. Результаты исследований поровых вод при бурении по проекту «Мохол» обобщены [170]. К сожалению, в связи с финансовыми затруднениями, бурение по проекту Мохол, предполагавшее достижение пород верхней мантии, было остановлено после прохождения 175-метровой толщи осадков среднего миоцена и достижения базальтового ложа.

В 1968 г. было выполнено подводное бурение в Атлантическом океане от берегов полуострова Флорида до подводного плато Блейк [186], в результате которого обнаружены очаги разгрузки пресных вод на континентальном склоне на расстоянии более 50 км от берега.

С 1965 г. ведутся чрезвычайно интересные исследования по программе ДЖОИДЕС, начатые на континентальном склоне Атлантического океана и на судне «Колдрилл» и продолженные в глубоководной части океанов на судне «Гломар Челленджер». Отчеты [180] содержат большой материал по поровым водам. Поровые воды, полученные при нефтяном бурении на судне «Эврика» на шельфе и в глубоководной части Мексиканского залива, исследовались Ф. Манхеймом и Дж. Бишофом [186].

Проанализируем условия формирования химического состава подземных вод в илах шельфов.

На всех этапах перераспределения и изменения вещества при образовании осадочных пород морского генезиса, выветривании, поступлении продуктов выветривания в море, осаждении, диагенетическом и катагенетическом преобразовании осадков процессы формирования горных пород и подземных вод неразрывно связаны. Между сушей и океаном происходит постоянный обмен не только водой, но и переносимыми ею веществами. Результатом поверхностной денудации является образование стока взвешенных и влекомых наносов и части стока растворенных веществ с той или иной территории. Соотношение между стоком взвешенных, влекомых и растворенных веществ для всей территории суши составляет 10 : 1 : 2,8 [99].

Для территории земного шара речной сток твердого вещества 12,7 млрд. т в год [100]. Главными дополнительными источниками твердого вещества являются также морская абразия и ледниковая эрозия, составляющие соответственно 0,2 и 1,7 млрд. т. в год [39]. Общее количество твердого вещества, выносимого в море, составит 14,6 млрд. т в год или с учетом ветровой эрозии 15 млрд. т в год, что соответствует модулю 150 т в год с 1 км<sup>2</sup> суши, имеющей сток в море.

Твердые вещества, принесенные в океан с суши, осаждаются главным образом на шельфе, континентальном склоне и в прибрежных глубоководных желобах и впадинах. На формирование глубоководных осадков расходуются вещества, принесенные в коллоидном и растворенном состоянии, продукты подводного вулканизма и таяния айсбергов. Отнесем весь приносимый с суши твердый материал к суммарной площади шельфа ( $28 \text{ млн. км}^2$ ), континентального склона ( $\sim 55 \text{ млн. км}^2$ ) и глубоководных желобов ( $\sim 0,1 \text{ млн. км}^2$ ). Тогда количество ежегодно приносимого материала составит  $0,18 \cdot 10^3 \text{ т на } 1 \text{ км}^2$ , что при плотности осадка  $2,0 \text{ г/см}^3$  соответствует средней скорости осадконакопления  $9 \text{ см за } 1000 \text{ лет}$ , вполне отвечающей имеющимся данным по отдельным морям [155]. Сток растворенных веществ, выносимых реками, подсчитан О. А. Алекиным и Л. В. Бражниковой [5] (табл. 4.4).

Таблица 4.4

КОЛИЧЕСТВО РАСТВОРЕНИЙ ВЕЩЕСТВ, ПРИНОСИМЫХ РЕКАМИ С ТЕРРИТОРИИ, ИМЕЮЩИХ СТОК В ОКЕАН [5]

Составляющие стока растворенных веществ	Количество, млн. т/год
Ионный сток	2316
Органические вещества	720
Минеральные коллоиды	175
Микроэлементы	36
Неорганические биогенные вещества	18
Всего	3265

Приток подземных вод непосредственно в океан относительно мал по сравнению с речным и подземным стоками в реки и составляет  $2200 \text{ км}^3$  в год [54]. Этот приток формируется главным образом грунтовыми водами; артезианские воды глубоких водоносных горизонтов составляют ничтожно малую долю. Принимая среднюю минерализацию грунтовых вод  $200 \text{ мг/л}$  [115], получаем годовое поступление растворенных веществ с подземным стоком непосредственно в море  $440 \text{ млн. т в год}$ .\*

Общий сток растворенных веществ с материка в океан составит  $3265 + 440 = 3705 \text{ млн. т в год}$  или окруженно  $3,7 \text{ млрд. т в год}$ , т. е. существенно ниже, чем количество твердых веществ, поступающих с речным стоком и в результате абразии. Из этого количества примерно  $54\%$  приходится на транспортируемый реками и прямой подземный химический сток [110, с. 185], т. е.

\* По расчетам Р. Гаррелса и Ф. Маккензи [39]  $430 \text{ млн. т в год}$ .

подземная денудация на Земле составляет  $\sim 2$  млрд. т в год. При площади суши со стоком в море 101 млн.  $\text{км}^2$  получим средний модуль подземного стока растворенных веществ для Земли 20 т с 1  $\text{км}^2$  в год, что соответствует территориям со средней увлажненностью и слабо пересеченым рельефом [78].

Из принесенного поверхностными и подземными водами количества растворенных веществ большая часть выпадает в осадок в виде карбонатных солей, силикатов (из коллоидного кремнезема), органических веществ. Отнеся количество приносимых в океан растворенных веществ к его площади ( $0,361$  млрд.  $\text{км}^2$ ), получим среднее количество осадков 710,3 т на 1  $\text{км}^2$  в год, что соответствует скорости осадконакопления в глубоководной части океана 0,5 см за 1000 лет. С учетом подводного вулканизма и ледниково-морского осадконакопления это значение должно быть увеличено на 10—15 %.

Таким образом, анализ данных по стоку твердых и растворенных веществ подтверждает принципиально различный механизм и разные скорости формирования осадков на шельфе и в глубоководной части океана, а отсюда и различный механизм формирования седиментогенных вод и протекания процессов диагенеза.

В начальный период формирования глинистых осадков на шельфе их влажность составляет 80—120 %. Дегидратация осадков начинается на самых первых стадиях диагенеза. В пределах верхних 10—15 м влажность снижается в 2—3 раза, плотность возрастает от 1,4 до 1,9  $\text{г}/\text{см}^3$ , далее следует медленное снижение влажности. Отжимание поровых вод обратно в море или в формирующиеся песчаные и гравийные прослои начинается на глубине несколько метров ниже дна моря и продолжается на протяжении длительной геологической истории формирования артезианского бассейна.

Сложный гидрохимический и газовый режим шельфовых морей накладывает свой отпечаток и на формирование химического состава подземных вод в илах. Сравнительно высокая скорость накопления осадков и быстрая их литификация, снижающая диффузионную проницаемость, способствуют тому, что диффузионное выравнивание химического состава поровых вод в илах может существенно отставать от изменений, происходящих в химическом составе морской воды. Действительно, если принять среднюю скорость осадконакопления 9 см за 1000 лет, нетрудно подсчитать, что только на протяжении плейстоцена и голоцене на шельфах могли накопиться толщи пород, мощность которых измеряется десятками и первыми сотнями метров. По экспериментальным данным коэффициент диффузии хлористого натрия в илах  $n \cdot 10^{-6}$   $\text{см}^2/\text{с}$  [63, 113, 183]. С. И. Смирнов [126] принимает среднее значение коэффициента диффузии илов  $2 \cdot 10^{-6}$   $\text{см}^2/\text{с}$ . Время диффузионного выравнивания концентраций в поровых водах определяется из выражения  $\tau \approx h^2/D$  [126], где  $h$  — глубина

слоя ниже дна моря;  $D$  — коэффициент молекулярной диффузии.

Глубина, м	Время выравнивания, годы
1	160
5	$4 \cdot 10^3$
10	$16 \cdot 10^3$
50	$40 \cdot 10^4$
100	$16 \cdot 10^5$

При достаточно часто встречающихся значениях коэффициента диффузии  $(6 \div 10) \cdot 10^{-6}$  см<sup>2</sup>/с время выравнивания концентрации соответственно уменьшится в 3—5 раз. Таким образом, начиная с глубин в несколько метров данные по химическому составу поровых вод морских илов в принципе можно использовать для палеогеографических реконструкций событий четвертичного периода, реже неогена и палеогена. Такие реконструкции нужно проводить с большой осторожностью, с учетом возможных скоростей накопления осадков, возможности их размыва, изменений гидрохимической обстановки в водоеме во время рассматриваемого периода и т. д.

Мы не оспариваем вывода об относительном постоянстве состава морской воды за последние 300—500 млн. лет, базирующегося на комплексе палеонтологических, геохимических и литологических данных. Однако из приведенных расчетов ясно, что аргументация этого вывода на основании данных о химическом составе поровых вод методологически не оправдана: рассматриваемый период слишком длителен.

Приведем примеры анализа палеогеографической обстановки с использованием данных химического состава поровых вод илов отдельных морских бассейнов.

*Балтийское море.* Развитие бассейна в четвертичный период протекало в зависимости от положения края ледника, колебаний уровня океана, изостатического поднятия территории после отступления ледника. История Балтики подразделяется на несколько основных этапов [74]. Приблизительно 12 700 лет назад образовалось Южно-Балтийское приледниковое озеро. Примерно 11 800 лет назад это озеро соединилось с древним озером Рамсеся, в результате чего образовалось Балтийское ледниковое озеро, простиравшееся до современного Ладожского озера; 10 200 лет назад уровень Балтики снизился и в ее котловину проникли морские воды. Образовалось иольдиевое море с солоноватоводной фауной.

Изостатическое поднятие Скандинавского полуострова привело к изоляции этого моря и образованию 9500 лет назад анцилового озера с контурами, близкими современному Балтийскому морю. Повышение уровня океана способствовало образованию Датских проливов и возникновению 7000 лет назад литоринового моря с несколько повышенной соленостью по сравнению с со-

временным Балтийским морем. К концу литоринового времени (3500 лет назад) относится стабилизация уровня океана, тектонических движений и изостатического поднятия; сформировалось Балтийское море в его современных контурах и с современным распределением солености воды.

Изменение химического состава воды Балтийского моря на протяжении четвертичного периода можно представить себе следующим образом. В периоды межледниковых здесь, видимо, господствовал морской режим. Восстановить палеогеографию межледниковых по данным химического состава поровых вод вряд ли возможно, поскольку осадки сохранились только в отдельных погребенных древних долинах, редко обнаруживаемых даже на континенте. Перспективным представляется лишь изучение поровых вод консолидированных морских осадков микулинского межледникового (65—100 тыс. лет назад).

После отступления валдайского ледника в акватории преобладали пресные воды. Даже во время существования иольдштейнского моря соленость в центральной части моря не превышала 2‰, а в заливах преобладали пресные воды. Только начиная с 7000 лет назад море стало соленым, причем интенсивный сток материковых вод сохранялся на протяжении всего послеледникового периода вплоть до настоящего времени.

К сожалению, данные по изменению химического состава поровых вод с глубиной для илов Балтийского моря немногочисленны. Результаты изучения наиболее глубоких колонок опубликованы Б. Кулленбергом [183]. В западной части моря (у о-ва Барнхольм) соленость постепенно уменьшается от 15 (вблизи поверхности ила) до 5—7‰ на глубине 12—15 м (анциловые отложения), указывая на пониженную соленость воды анцилового озера. Профиль из трех скважин, заданных между побережьем Швеции и Латвии и вскрывших отложения литоринового моря, показал увеличение с глубиной солености поровых вод от 8,5 до 11,5‰ вблизи шведского побережья, 10—11‰ посередине и уменьшение с глубиной от 12 до 9,5‰ в южной части моря. Данные различных исследований показывают, что литориновое море, имевшее большие размеры, чем современное Балтийское, характеризовалось также более равномерным распределением солености воды и в целом более высоким ее значением (9—12‰). По-видимому, современное распределение солености воды Балтийского моря, выражающееся в плавном опреснении воды с юго-запада на северо-восток вплоть до появления в восточной части Финского залива пресной воды, наметилось только после образования реки Невы, которое датируется интервалом 2300—1200 лет назад.

Разумеется, данные по нескольким скважинам вносят лишь отдельные штрихи в реконструкцию палеогеографических условий Балтики. Для комплексного решения проблемы палеогеографии Балтики необходимы бурение скважин и химический

анализ поровых вод по специально заданным профилям. С помощью таких работ можно решить вопросы распределения солености в акватории литоринового моря, эволюции химического состава балтийской воды в поздне- и послеледниковые времена и т. д. Скважины неоднократно бурились, но изменение с глубиной химического состава поровых вод в них, к сожалению, не изучалось.

*Черное море.* Во время максимальных стадий валдайского оледенения уровень Мирового океана был на 150—200 м ниже современного [155], в результате чего карагатский морской бассейн с соленостью до 30‰ превратился в новоэвксинский бассейн, представлявший собой сточное озеро с интенсивным питанием ледниковыми водами. Уровень этого бассейна был значительно ниже современного. В начале голоцене (9—7 тыс. лет назад) морские воды стали проникать через пролив Босфор. Уровень, близкий к современному, установился примерно 4000 лет назад.

Шельф хорошо выражен только в северо-западной части Черного моря. Однако условия осадконакопления по всей акватории моря на протяжении последних нескольких десятков миллионов лет были ближе к шельфовым, чем к абиссальным. Достаточно сказать, что скорость осадконакопления в глубоководной части моря за последние 20 000 лет колебалась от 10 до 100 см за 1000 лет [177]. Несколько десятков скважин, пробуренных в глубоководной части моря [156], зафиксировали обнаруженное в 1949 г. С. В. Бруевичем [27] опреснение поровых вод илов с глубиной (табл. 4.5\*). Эти данные однозначно подтверждают существование новоэвксинского бассейна с соленостью воды, значительно меньшей, чем современная, хотя степень опреснения с глубиной в разных колонках оказывается различной. Судить по этим данным об истинной солености воды новоэвксинского бассейна нельзя. По палеонтологическим данным она составляла 2—3‰ [74].

Другой особенностью поровых вод илов Черного моря является хорошо выраженное в них проявление процессов сульфат-редукции, изученных О. В. Шишкиной [156]. Эти процессы протекают достаточно сложно. Зона сульфатного минимума на глубине 3—6 м может глубже сменяться некоторым увеличением концентрации  $\text{SO}_4^{2-}$  и  $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ , связанным, видимо, с окислительной обстановкой, существовавшей в новоэвксинском бассейне, фиксируемой и по изменению окислительно-восстановительного потенциала Eh. Процессы восстановления сульфатов сопровождаются увеличением щелочности в связи с накоплением иона  $\text{HCO}_3^-$ :

$$\text{SO}_4^{2-} + 2\text{C}_{\text{опр}} \rightleftharpoons 2\text{HCO}_3^- + \text{H}_2\text{S}.$$

\* Приведенные в этой главе таблицы для удобства сопоставления пересчитаны по единой форме. Гидрохимический тип водыдается по В. А. Сулину.

Соответственно увеличивается значение рН, сдвигается карбонатное равновесие и осаждается кальцит в верхней части толщи илов (на глубине 2—3 м). Ниже протекают процессы ионного обмена. Диффузия натрия и магния из морской воды сопровождается обменными процессами вытеснения из поглощенного комплекса кальция и его диффузией в верхнюю часть толщи осадков, а при отсутствии отмеченного минимума кальция на глубине 2—3 м — в морскую воду. Палеогеографические условия Черноморского бассейна стимулировали протекание обменных процессов. Этому способствовало сероводородное заражение, являющееся, видимо, не только результатом специфических гидрологических условий, но и разгрузки обогащенных сероводородом артезианских вод, попавших в обстановку затрудненного водообмена.

Приведенные данные характеризуют лишь самую верхнюю часть толщи илов и палеогеографию верхнего плейстоцена и голоцен. Пробуренные во время рейса 42В «Гломар Челленджера» три скважины глубиной до 1073,5 м [177] свидетельствуют о сложных геохимических условиях во всей иловой толще.

Формирование химического состава поровых вод на шельфе северо-западной части Черного моря (табл. 4.6) — процесс, сопровождавшийся передвижением дельт рек Дуная и Днепра, образованием лиманов, размывом ранее образовавшихся осадков. Сульфат-редукция в осадках шельфа протекает достаточно интенсивно, обменные процессы выражены слабо.

Интересны данные по составу поровых вод илов дельты р. Дуная (табл. 4.7). Здесь в настоящее время не аккумулируются, а размываются осадки и на дне обнажаются отложения новоэвксинского бассейна. Появление в верхнем слое осадков резкой смены минерализации и химического состава воды свидетельствует о том, что скорость размыва осадков выше скорости диффузии. В связи с этим представляется вполне вероятным, что изменение концентрации хлора и брома в поровых водах новоэвксинских осадков дельты р. Дуная отражает эволюцию новоэвксинского бассейна на отрезке времени в 2—3 тысячи лет; изменение концентраций сульфат-иона и гидрокарбонат-иона — явление вторичное, являющееся результатом интенсивно протекающих окислительно-восстановительных реакций.

*Каспийское море.* Сложная геологическая история бассейна, неоднократная смена условий связи с черноморским бассейном, изменения климата привели к тому, что на протяжении четвертичного периода соленость моря неоднократно изменялась. На составе поровых вод илов шельфа Каспийского моря отразились: современный состав воды Каспийского моря, изменение состава морской воды в прошлом, разгрузка подземных вод.

Таблица 4.5

## ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОВЫХ ВОД ИЛОВ

Глубина от дна моря, см	$W$ , %	$Eh$ , $mB$	Концентра						
			$\text{Cl}^-$	$\text{Br}^-$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{HCO}_3^-$	$\text{Na}^+$	$\text{K}^+$	$\text{NH}_4^+$
Вода Черного моря,									
—	—	—	12,3*	0,032	1,46	0,24	6,73	0,27	—
Станция 4745,									
10—20 *	64,8	+176	12,2	0,041	1,53	0,32	6,69	0,23	0,005
198—220	50,0	—	11,0	0,037	0,16	0,51	5,86	0,20	0,019
360—380	47,0	-151	9,59	0,030	0,043	0,68	4,87	0,10	0,025
620—635	43,0	-166	7,76	0,031	0,062	0,48	3,59	0,02	0,036
704—720	—	-101	7,13	0,030	0,082	0,19	3,13	3,03	0,049
1013—1030	37,5	+14	5,31	—	0,062	0,21	—	—	—
1171—1192	41,2	+74	4,54	—	0,082	0,12	1,54	0,01	0,052
Станция 1921,									
26—46	—	—	13,6	—	2,26	0,70	6,21	0,30	—
86—96	—	—	13,3	—	0,44	1,01	—	—	—
125—135	—	—	12,4	—	0,39	0,90	6,11	0,30	—
171—181	—	—	12,5	—	0,33	1,05	5,86	0,23	—
308—320	—	—	11,8	—	0,36	0,80	6,34	0,23	—
346—356	—	—	11,8	—	0,04	0,17	5,79	0,29	—
480—497	—	—	10,4	—	0,06	0,71	5,01	0,17	—
493—505	—	—	10,1	—	0,20	0,70	4,30	0,15	—
550—565	—	—	10,3	—	0,43	0,57	4,34	0,15	—

\* Гидрохимический тип воды  $\text{Cl}-\text{Mg}$ , в остальных случаях  $\text{Cl}-\text{Ca}$ .

## ЧАСТИ АКВАТОРИИ ЧЕРНОГО МОРЯ [9, 156]

ция, г/кг	Характерные коэффициенты								
	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Mg}^{2+}$	$\Sigma$	$\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$	$\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^-$	$\text{Na}^+/\text{Cl}^-$	$\text{K}^+/\text{Cl}^-$	$\text{Ca}^{2+}/\text{Cl}^-$	$\text{Mg}^{2+}/\text{Cl}^-$
глубина 270 м									
0,30	0,82	22,1	0,119	0,019	0,55	0,022	0,024	0,067	384
глубина 1700 м									
0,27	0,83	22,1	0,124	0,026	0,55	0,019	0,022	0,068	298
0,21	0,58	19,6	0,015	0,046	0,53	0,018	0,019	0,053	297
0,41	0,53	16,3	0,004	0,071	0,51	0,011	0,043	0,056	320
0,76	0,38	13,1	0,008	0,062	0,46	0,002	0,099	0,049	250
0,84	0,28	11,8	0,011	0,027	0,44	0,004	0,118	0,039	238
0,88	0,25	—	0,012	0,040	—	—	0,166	0,040	—
0,79	0,24	7,3	0,018	0,026	0,34	0,002	0,176	0,053	—
глубина 2190 м									
0,40	0,88	24,3	0,161	0,052	0,47	0,022	0,029	0,065	—
0,24	0,84	—	0,033	0,076	—	—	0,018	0,063	—
0,27	0,72	21,1	0,031	0,072	0,49	0,024	0,022	0,058	—
0,25	0,70	20,9	0,029	0,081	0,47	0,018	0,020	0,054	—
0,35	0,62	20,5	0,031	0,068	0,54	0,019	0,030	0,052	—
0,48	0,65	19,2	0,003	0,014	0,49	0,025	0,041	0,055	—
0,55	0,51	17,4	0,006	0,068	0,48	0,016	0,053	0,049	—
0,50	0,54	16,5	0,020	0,067	0,42	0,015	0,049	0,053	—
0,65	0,51	16,9	0,042	0,055	0,42	0,015	0,063	0,050	—

Таблица 4.6

## ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ИЛОВЫХ ВОД ШЕЛЬФА

Глубина от дна моря, см	Возраст осадков	W, %	pH	Концентра			
				Cl <sup>-</sup>	Br <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>

Станция 15/280,

Морская вода с поверхности	—	—	7,72	8,87	0,033	1,54	0,20
0,0—0,5	Q <sub>IV</sub> <sup>2</sup>	118,2	7,14	9,36	0,035	1,36	0,59
0,5—1,0	Q <sub>IV</sub> <sup>1</sup>	107,3	7,34	9,38	0,037	0,70	0,88
1,0—1,55	Q <sub>IV</sub> <sup>1</sup>	104,5	6,99	9,27	0,033	0,13	0,61
1,55—2,55	Q <sub>III</sub> <sup>2</sup> — Q <sub>IV</sub> <sup>1</sup>	77,2	7,09	8,99	0,033	0,86	0,83
4,05—4,30 *	Q <sub>III</sub> <sup>2</sup>	28,1	7,84	8,96	0,033	1,07	0,70

Станция 18/283,

Морская вода с поверхности	—	—	8,20	7,96	—	1,62	0,19
Морская вода у дна	—	—	7,78	10,24	—	1,76	0,20
0,0—0,70	Q <sub>IV</sub> <sup>2</sup>	148,4	7,34	9,68	—	1,36	0,54
0,70—1,40	Q <sub>IV</sub> <sup>1</sup>	113,5	7,54	9,72	—	0,29	1,18
1,40—2,87	Q <sub>III</sub> <sup>2</sup> — Q <sub>IV</sub> <sup>1</sup>	85,0	7,64	9,87	—	0,08	1,30
2,87—4,25	Q <sub>III</sub> <sup>2</sup>	88,8	7,43	10,01	—	0,29	1,07
4,25—4,45	Q <sub>III</sub> <sup>2</sup>	87,7	7,64	9,64	—	0,02	1,49

## СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ [136]

ция, г/кг	Характерные коэффициенты											
	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	$\Sigma$	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> /Cl <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> /Cl <sup>-</sup>	Na <sup>+</sup> /Cl <sup>-</sup>	K <sup>+</sup> /Cl <sup>-</sup>	Ca <sup>2+</sup> /Cl <sup>-</sup>	Mg <sup>2+</sup> /Cl <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup> /Br <sup>-</sup>
глубина 22,2 м	5,05	0,23	0,19	0,61	16,7	0,17	0,220	0,57	0,026	0,021	0,069	269
	5,37	0,27	0,24	0,60	17,8	0,14	0,063	0,57	0,029	0,025	0,064	268
	5,37	0,29	0,18	0,53	17,4	0,07	0,094	0,57	0,031	0,019	0,056	254
	5,46	0,28	0,18	0,49	16,4	0,01	0,066	0,59	0,03	0,019	0,053	280
	5,56	0,17	0,13	0,40	17,0	0,09	0,092	0,62	0,019	0,014	0,044	272
	5,86	0,13	0,31	17,6	0,12	0,078	0,65	0,014	0,034	0,014	0,034	272

глубина 22 м

4,59	0,21	0,19	0,57	15,3	0,20	0,024	0,58	0,026	0,024	0,072	—
5,81	0,27	0,23	0,70	19,2	0,17	0,0195	0,57	0,026	0,022	0,068	—
5,64	0,29	0,70	18,2	0,14	0,056	0,58	0,030	0,072	—	—	—
5,20	0,28	0,25	0,61	17,5	0,03	0,120	0,53	0,029	0,026	0,063	—
5,57	0,25	0,60	17,7	0,008	0,130	0,56	0,025	0,061	—	—	—
5,49	0,33	0,58	17,8	0,03	0,110	0,55	0,033	0,058	—	—	—
5,43	0,29	0,62	17,5	0,002	0,155	0,56	0,030	0,064	—	—	—

\* Гидрохимический тип воды SO<sub>4</sub>—Na, в остальных случаях Cl—Mg.

Таблица 4.7

## ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ИЛОВЫХ

Глубина от дна моря, см	Возраст осадков	$W$ , %	рН	Концентра					
				$\text{Cl}^-$	$\text{Br}^-$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{HCO}_3^-$	$\text{Na}^+$	$\text{K}^+$
Вода р. Дунай с поверхности*		7,65	0,012	Следы	0,024	0,16		0,010	
Вода р. Дунай у дна*		7,95	0,012	Следы	0,082	0,16	0,035	0,00005	
0,0 *		54,4	7,20	0,044	0,0005	0,62	0,73	0,35	0,017
0,0—0,6		66,2	7,60	0,80	0,0034	1,02	0,69		0,42
0,6—1,2		66,4	7,94	1,16	0,0023	0,08	0,44	—	—
1,2—1,8	$Q_{\text{III}}^2$	62,0	7,74	1,49	0,0080	0,16	0,71		0,84
1,8—2,4		57,4	7,50	1,69	0,0080	0,18	0,72	1,05	0,009
2,4—3,0 *		69,8	7,30	0,13	0,0007	0,08	0,85		0,278

\* Гидрохимический тип воды  $\text{SO}_4-\text{Na}$ , в остальных случаях  $\text{Cl}-\text{Mg}$ .

## ВОД В ДЕЛЬТЕ р. ДУНАЯ [136]

ция, г/кг	Характерные коэффициенты									
	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Mg}^{2+}$	$\Sigma$	$\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$	$\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^-$	$\text{Na}^+/\text{Cl}^-$	$\text{K}^+/\text{Cl}^-$	$\text{Ca}^{2+}/\text{Cl}^-$	$\text{Mg}^{2+}/\text{Cl}^-$	$\text{Cl}^-/\text{Br}^-$
глубина 6 м										
	0,043	0,012	0,26	2	13,3	0,83		3,6	1,0	—
	0,043	0,012	0,34	6,8	13,3	2,9	0,0004	3,6	1,0	
	0,14	0,14	2,04	14,1	16,6	7,9	0,39	3,2	3,2	88
	0,20	0,20	3,36	1,28	0,86		0,52	0,25	0,25	23,6
	0,17	0,17	—	0,069	0,38	—	—	0,147	0,147	695
	0,69	0,19	3,59	0,11	0,47		0,56	0,127	0,127	187
	0,17	0,17	4,00	0,106	0,42	0,62	0,0052	0,101	0,101	212
	0,05	0,06	1,45	0,61	6,5		2,1	0,38	0,46	186

История развития каспийского бассейна существенно отличается от истории развития черноморского. Во время валдайского оледенения здесь существовал хвалынский озерный бассейн, достигший максимального уровня (абсолютная отметка +48 м) около 17 тыс. лет назад [74]. Водосборная площадь этого бассейна захватывала значительные участки современных бассейнов рек Северной Двины, Мезени, Печоры, подпиравшихся ледниковым щитом. Примерно 16 тыс. лет назад прорвавшаяся вода в Манычскую долину, в результате чего уровень воды снизился до отметки +22 м. Дальнейшее понижение уровня, связанное с отступлением валдайского ледника и возобновлением стока северных рек на север, привело к постепенному снижению уровня до отметки около —66 м (манышлакская регрессия), а затем к его повышению, связанному с изменением климата в начале голоцена. Примерно 10 тыс. лет назад по образовавшейся р. Узбой в Каспийское море были сброшены большие запасы соли Аральского бассейна. Примерно 8 тыс. лет назад уровень воды установился близким к современному (—28 м) с постоянными флюктуациями, протекающими до настоящего времени и регулирующими своеобразный режим соленакопления в заливе Кара-Богаз-Гол [56].

Эволюция солевого состава воды Каспийского моря тесно связана с его историей. Анализируя формирование химического состава каспийской воды, С. В. Бруевич [26] исходит из предположения о том, что в период хвалынской трангрессии существовала связь с Мировым океаном и за исходную воду принимал океаническую. Более поздние данные свидетельствуют о том, что проникновение морских вод во впадину Каспийского моря закончилось в конце миоцена [102]. Таким образом, история формирования солевого состава каспийской воды должна базироваться на анализе ионного стока и испарения. Попытка такого анализа сделана Д. Д. Квасовым [74]. Изменение соотношения основных ионов в сторону относительного увеличения концентрации хлоридных солей по сравнению с речным ионным стоком Д. Д. Квасов объясняет выпадением гипса, магнезита и доломита. Такое предположение вряд ли можно считать приемлемым. Если принять максимальной на протяжении последних 100 тыс. лет подсчитанную самим же Д. Д. Квасовым и согласующуюся с палеонтологическими данными минерализацию каспийской воды 19 % (перед хвалынской трангрессией), нет оснований говорить об интенсивной садке перечисленных минералов, начинаяющейся при более высокой степени концентрирования каспийской воды. Основное значение в изменении соотношения сульфатов и хлоридов играет подземный сток.

Исследования, проведенные С. А. Брусиловским, Н. Ф. Глазовским и др. [33, 47], свидетельствуют о том, что хотя разница в речном и подземном водном стоке составляет два порядка, значения речного и подземного ионного стока (ввиду высокой

минерализации разгружающихся подземных вод) оказываются сопоставимыми, а количество хлоридов, приносимых подземными водами только с Дагестанского побережья, превосходит приносимое всеми реками, впадающими в Каспийское море (табл. 4.8). К этому количеству добавляются хлориды, попадающие в морскую воду в результате диффузии хлористого натрия из соляных куполов на дне северной части Каспийского моря.

Таблица 4.8

ионный сток в Каспийское море с территории Дагестана [47]

Ионный сток	$Q$ , км <sup>3</sup> /год	Количество ионов, т/год						
		10 <sup>6</sup>						
		Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	K <sup>+</sup> Na <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	$\Sigma$
Подземный среднее значение	0,95	15	0,71	0,87	9	0,46	0,22	26
нижний доверитель- ный предел	0,73	8,5	0,24	0,38	6	0,22	0,04	15
верхний доверитель- ный предел	1,73	31	1,6	2	18	1,9	1,2	56
Общий речной в Каспий- ское море	250—300	5	18	24	5	16	3	71

Ионный сток	$Q$ , км <sup>3</sup> /год	Количество ионов, т/год						
		10 <sup>6</sup>						
		NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	I	Br	B	Fe	Pb	Cu
Подземный среднее значение	0,95	15	7	39	21	0,6	0,7	0,03
нижний доверитель- ный предел	0,73	8	3,4	19	11	0,2	0,4	0,003
верхний доверитель- ный предел	1,73	29	14	93	42	2,1	1,1	0,14
Общий речной в Каспий- ское море	250—300	25	2,4	10	16	17 $10^3$	— 1,5	4,7 $3$

Примечание. Для Fe, Pb, Cu в знаменателе приведено значение стока в форме взвеси.

С. А. Брусиловским и Л. А. Лаптевой предложен [34] экспресс-метод определения хлор-иона в водных вытяжках из илов и показана хорошая сопоставимость получаемых данных с результатами исследования отжатых поровых вод. По всем колонкам, вскрывшим новокаспийские осадки, фиксируется постепенное снижение концентрации хлор-иона с глубиной и затем повышение до 6,5—7,2‰ (соленость 15—16‰), соответствующее, видимо, сбросу воды из Аральского бассейна через р. Узбой. Исследование нескольких сотен грунтовых колонок позволило установить 4 типа распределения хлор-иона с глубиной [34]: 1) не меняется по вертикали; 2) меняется незакономерно; 3) растет с глубиной; 4) снижается с глубиной.

Размыв отложений, современных и более древних, разгрузка подземных вод, подводные оползни, развитие авандельт могут привести к сложному распределению солености и формированию любого из перечисленных типов колонок. Наиболее рельефно фиксируется разгрузка подземных вод, приводящая чаще всего к формированию колонок 3-го типа при разгрузке вод с высокой соленостью и 4-го типа при разгрузке пресных вод. Анализ хлорности иловых вод поверхностного слоя донных отложений позволил установить следующие закономерности [34]: 1) общее соответствие концентраций хлор-иона солености морской воды; 2) максимальное содержание хлор-иона в поровых водах илов Дербентской и Южно-Каспийской впадин, связанное со стеканием относительно более тяжелых вод по уклону восточного шельфа и разгрузкой подземных вод глубоких водоносных горизонтов; 3) понижение хлорности у устьев рек западного побережья, распространяющееся в связи с разгрузкой подрусловых вод дальше, чем опреснение морской воды; 4) участки повышенных концентраций хлор-иона к востоку от устьев рек Самур, Вельвеличай и Гильгильчай и вокруг Аштеронского полуострова, связанные с разгрузкой слабоминерализованных вод; 5) участки повышенной концентрации хлор-иона, связанные с развитием соляных куполов (Северный Каспий), разломами и грязевым вулканизмом (Средний и Южный Каспий). Видимо, подъем минерализованных подземных вод вблизи грязевого вулкана объясняется высокая (до 101,6 г/л) минерализация поровых вод нижнечетвертичных и неогеновых осадков в скважинах, пробуренных на шельфе вблизи банки Погорелая плита (табл. 4.9). Поровые воды верхнечетвертичных осадков на устьевом взморье р. Волги (табл. 4.10) несут явное влияние диффузионного перемещения снизу вверх хлоридных и сульфатных солей, связанных с соляным куполом. Для этих вод характерно относительно высокое значение  $\text{Cl}^-/\text{Br}^-$ , отношение эквивалентных концентраций натрия и хлора близко к единице. Объяснение повышенной минерализации этих вод процессами диагенеза и движения растворов через полупроницаемую среду [137] представляется нам малоубедительным. Приведенные материалы свиде-

тельствуют о большой информативности данных по химическому составу поровых вод илов Каспийского моря.

Не менее интересные данные получены для прибрежных районов Каспийского моря, освободившихся из-под морской воды за последние десятки лет и вскрывающие механизмы метаморфизации морской воды в континентальных условиях. Эти данные показывают, что в молодых осадочных отложениях, недавно вышедших на поверхность в результате регрессии моря, концентрирование или разбавление захороненной морской воды сопровождаются интенсивно протекающим химическим взаимодействием поровых вод и вмещающих пород. Концентрирование воды уже в приповерхностных условиях приводит к накоплению хлоридов кальция. Разубоживание сопровождается интенсивным протеканием процессов обменной адсорбции с сульфатными и карбонатными солями и формированием сульфатных натриевых вод на первой стадии, а после выщелачивания из породы гипса — гидрокарбонатных натриевых (содовых) вод [121]. Большое значение в направлении протекания этих процессов имеет мезо- и микрорельеф, способствующий накоплению дождевых и талых вод в одних случаях и усилинию интенсивности испарения в других.

*Арктические моря СССР.* Поровые воды илов изучены относительно слабо и большей частью в колонках длиной до 1—2, редко до 10—12 м [30, 135]. Эти данные свидетельствуют о сложных геохимических процессах взаимодействия морских и континентальных вод и осадков. Геохимические процессы усложняются наличием многолетней мерзлоты, заходящей на шельф до 100 км. В артезианских бассейнах с близким залеганием к поверхности соленых вод и рассолов в верхней зоне формируются отрицательнотемпературные соленые воды и рассолы, находящиеся в жидкой фазе. На территориях, недавно погрузившихся под уровень моря, интенсивно действует термоабразия, многолетняя мерзлота деградирует. На участках современного накопления осадков под слоем отрицательнотемпературных соленых морских вод может создаваться сложный гидрохимический разрез, формирующийся под влиянием инфильтрации морских вод, замерзания пресных речных вод, вымораживания и оттаивания. Все эти процессы могут создавать сложную картину распределения минерализации и химического состава подземных вод даже в пределах небольшой глубины.

Так, в илах бухты Тикси (табл. 4.11) на фоне общего опреснения морской воды и скачков минерализации заметно повышение относительных концентраций сульфатов магния, связанное с метаморфизацией состава воды при вымораживании [92].

*Дальневосточные моря.* Хорошая связь с океаном обусловливает однообразие состава поровых вод илов, в формировании которых наиболее отчетливо проявляются только процессы сульфат-редукции, сопровождающейся увеличением щелочности и

Таблица 4.9

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОВЫХ ВОД НА ШЕЛЬФЕ КАСПИЙСКОГО

Глубина от дна моря, см	Возраст осадков	W, %	Концентра				
			Cl <sup>-</sup>	Br <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Na <sup>+</sup> +K <sup>+</sup>
Скв. 201							
500—1200 *	$Q_{II}hz +$	22,3	38,2	0,17	1,77	—	13,9
1200—1800	$Q_{II}hz + Q_{III}hv$	26,9	27,1	0,17	0,78	—	9,1
1800—2400	$+ Q_{III}hv$	26,1	25,8	0,17	0,49	—	8,5
2400—2700		25,8	28,2	0,17	1,40	—	8,6
Скв. 210							
2000—2900	$Q_I b$	27,8	24,4	—	0,78	0,08	12,5
2900—3600		27,6	20,1	—	1,03	—	10,3
Скв. 206							
600—1200	$N_2ap$	22,7	60,2	0,22	2,14	—	21,8
2100—2700		20,5	63,8	0,22	1,03	—	23,5
3000—3500		20,2	61,0	0,22	0,01	—	20,4
Скв. 204							
400—1200	$N_2^2$	14,4	50,3	—	2,88	—	28,3
3000—3500		16,1	45,5	—	2,17	—	24,3

\* Гидрохимический тип воды Cl—Mg, в остальных случаях Cl—Ca.

Таблица 4.10

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОВЫХ ВОД НА УСТЬЕВОМ ВЗМОРЬЕ

Глубина от дна моря, см	Возраст осадков	W, %	pH	Концентра				
				Cl <sup>-</sup>	Br <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Na <sup>+</sup> +K <sup>+</sup>
Морская вода *		—	6,85	0,029	—	0,080	0,165	0,022
0 *		58,0	7,35	0,044	0,038	0,926	0,509	0,178
290—505		24,4	8,03	3,44	—	0,58	1,92	1,88
790 *	$Q_{IV}^2$	30,4	7,16	7,14	0,011	6,87	1,05	4,88
950 *		31,2	7,66	8,71	0,011	7,77	1,75	5,94
1030		22,8	7,29	9,81	—	4,22	1,04	4,89
1190—1220	$Q_{IV}^1$	24,6	8,07	13,0	—	10,3	0,28	7,82
1360—1390		31,5	7,67	15,0	—	10,0	0,71	9,14

\* Гидрохимический тип воды SO<sub>4</sub>—Na, в остальных случаях Cl—Mg.

МОРЯ В РАЙОНЕ БАНКИ ПОГОРЕЛАЯ ПЛИТА (глубина моря 25 м) [137]

ция, г/кг	Характерные коэффициенты				
	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	$\Sigma$	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> /Cl <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> /Cl <sup>-</sup>
0,42	5,94	60,4	0,046	—	0,36
2,62	3,23	43,0	0,028	—	0,33
2,73	3,71	41,4	0,018	—	0,33
2,76	3,81	44,9	0,050	—	0,30
Скв. 210					
1,18	1,24	40,2	0,032	0,003	0,51
1,18	1,00	33,6	0,051	—	0,51
Скв. 206					
7,92	4,47	96,7	0,035	—	0,36
8,48	4,58	101,6	0,017	—	0,39
8,17	5,69	97,5	0,033	—	0,33
Скв. 204					
3,85	0,68	96,0	0,057	—	0,56
4,46	1,11	77,5	0,048	—	0,53

Р. ВОЛГИ (Дамнинский участок, скв. 10, глубина моря 0,7 м) [137]

ция, г/кг	Характерные коэффициенты				
	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	$\Sigma$	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> /Cl <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> /Cl <sup>-</sup>
0,065	0,012	0,37	2,77	5,69	0,759
0,302	0,074	2,07	21,0	11,57	4,045
0,016	0,706	8,54	0,168	0,558	0,546
0,350	1,605	21,9	0,962	0,147	0,683
0,471	1,883	26,5	0,892	0,201	0,682
0,196	1,931	22,9	0,430	0,106	0,498
Скв. 10					
0,57	2,63	34,6	0,792	0,021	0,601
0,65	2,58	38,8	0,666	0,047	0,609

Таблица 4.11

## ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ИЛОВЫХ ВОД НА

Глубина от дна моря, см	W, %	рН	Концентра					
			Cl <sup>-</sup>	Br <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>
Чукотское море (на юго-восток от								
0—53	165,1	7,5	14,9	0,051	2,22	0,79	8,5	0,74
	126,8	8,3	21,4	0,073	4,77	0,58	12,4	0,79
	149,2	8,3	19,0	0,066	3,95	0,35	10,8	0,68
	134,2	7,2	18,9	0,066	3,42	0,54	10,9	0,66
	107,6	7,9	19,1	0,065	1,74	2,85	11,2	0,69
Восточно-Сибирское море. Станция 63								
0—16	38,7	7,5	16,9	0,079	2,56	0,08	9,79	
16—32	90,3	7,2	16,6	0,066	3,29	0,15	9,72	
32—48*	49,9	7,1	16,2	0,067	3,54	0,06	10,7	
Восточно-Сибирское море. Станция 28								
0—17	25,8	8,4	19,1	0,071	2,80	0,96	10,9	1,04
Карское море, Енисейский залив.								
0—30	117,7	7,7	15,9	0,085	1,15	0,33	8,5	0,74
Море Лаптевых, бухта Тикси.								
0—10	74,8	7,3	9,2	0,025	2,80	0,10	5,2	0,39
10—20	67,8	7,1	12,2	0,040	7,25	0,20	7,1	0,50
20—30	73,8	7,5	9,6	0,035	1,98	0,59	5,6	0,34
30—40	66,9	7,2	12,0	0,041	7,49	0,02	7,5	0,55
40—50	82,9	7,3	9,6	0,034	6,29	0,05	5,9	0,45
50—60	72,1	6,8	9,8	0,035	6,77	0,16	6,2	0,50

\* Гидрохимический тип воды SO<sub>4</sub>—Na, в остальных случаях Cl—Mg.

## ШЕЛЬФЕ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ СССР [135]

ция, г/кг	Характерные коэффициенты								
	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Σ	Cl <sup>-</sup> /SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup> /HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup> /Na <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup> /K <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup> /Ca <sup>2+</sup>	Cl <sup>-</sup> /Mg <sup>2+</sup>
о-ва Врангеля). Станция 24, глубина 51 м									
0,27	0,96	28,4	0,15	0,053	0,57	0,05	0,018	0,064	292
0,69	1,41	42,1	0,22	0,027	0,58	0,037	0,032	0,067	293
0,50	1,36	36,7	0,21	0,018	0,57	0,036	0,026	0,072	288
0,35	1,29	36,1	0,18	0,029	0,58	0,035	0,018	0,068	286
0,15	1,41	37,2	0,09	0,15	0,59	0,069	0,008	0,074	294
(близ Медвежьих островов), глубина 20 м									
0,42	1,04	31,2	0,15	0,005	0,58	0,025	0,062	225	
0,21	1,22	31,3	0,20	0,009	0,59	0,013	0,073	252	
0,33	1,10	32,0	0,22	0,004	0,66	0,020	0,068	241	
(южнее Новосибирских островов), глубина 45 м									
0,31	1,17	36,7	0,15	0,05	0,57	0,05	0,016	0,061	269
Станция 26, глубина 12,6 м									
0,29	1,13	28,1	0,07	0,02	0,53	0,047	0,018	0,071	187
Станция 1, глубина 8 м									
0,31	0,80	18,8	0,30	0,011	0,56	0,042	0,034	0,087	368
0,88	1,59	29,8	0,59	0,016	0,56	0,041	0,072	0,13	305
0,29	0,67	19,2	0,21	0,06	0,59	0,035	0,030	0,070	274
0,69	1,57	29,9	0,62	0,002	0,63	0,046	0,057	0,13	293
0,69	1,25	24,3	0,65	0,005	0,61	0,047	0,072	0,13	282
0,73	1,23	25,4	0,69	0,016	0,63	0,051	0,074	0,12	280

уменьшением концентрации кальция, в связи со сдвигом карбонатного равновесия и выпадением  $\text{CaCO}_3$  (табл. 4.12). Некоторая опресненность морской воды по сравнению с Мировым океаном, характерная для этих морей [28, 90], сохраняется и в поровых водах илов.

При изучении хлорности по большому числу колонок на акватории Берингова моря обнаружено 2 типа разрезов [30]: небольшое возрастание хлорности поровых вод по сравнению с придонными, связанное с вымораживанием воды в осадках, или же небольшое уменьшение хлорности, связанное с относительным уменьшением солености морской воды в последние несколько тысяч лет. Отмеченные флюктуации характеризуют только шельфовую зону. В глубоководной части моря (глубина 3700 м) данные по 16-метровой колонке показали постоянное содержание хлор-иона около 19 % по всему разрезу.

В заключение остановимся на вопросе концентрации в поровых водах илов некоторых элементов, содержащихся в морской воде в малых количествах. «Трудно представить, — пишет Р. Хорн [151, с. 298], — чтобы состав иловой воды морских осадков хотя бы в некоторой степени был похож на состав морской воды». В этих словах есть преувеличение, но в отношении некоторых микрокомпонентов они подтверждаются фактическим материалом. Рассмотрим это положение на примере брома, иода, фтора, бора, железа, марганца.

**Бром.** Среднее содержание в морской воде 65 мг/л. Главным механизмом накопления брома, как и хлора, является испарение. Поэтому концентрации брома устойчивы, а хлор-бромный коэффициент океанической воды, близкий к 300, обычно сохраняется и в поровых водах илов. На отдельных участках шельфа при разложении органического вещества илов в поровых водах происходит дополнительное накопление брома, сопровождающееся увеличением щелочности и концентраций аммония, однако и в этих пробах концентрация брома не превышает 72—76 мг/л, а  $\text{Cl}^-/\text{Br}^-$  не падает ниже 250 [156]. На участках разгрузки глубинных соленых вод седimentогенного происхождения  $\text{Cl}^-/\text{Br}^-$  падает, а вблизи куполов каменной соли или на участках разгрузки инфильтрационных вод, выщелачивающих каменную соль, возрастает. Бром является наиболее консервативным микрокомпонентом; его концентрации в иловых водах определяются процессами концентрирования морской воды, концентрирование в органическом веществе — процесс второстепенный, локальный.

**Иод.** Среднее содержание в морской воде 0,06 мг/л. Накапливается в илах и иловых водах, в особенности в обогащенных органическим веществом осадках шельфов. В поровых водах илов на шельфе Черного моря среднее содержание иода 0,98 мг/л [156]. В отдельных пробах поровых вод илов на шельфе Каспийского моря содержание иода в поровых водах достигает 3 мг/л [137]. Среднее содержание иода в поровых водах илов Ми-

рового океана оценивается 0,7 мг/л [91]. Как правило, в поровых водах илов иода на 1—1,5 порядка больше, чем в морской воде. Захоронение этих вод и дальнейший переход в них иода из обогащенных органикой глин приводит к формированию месторождений лечебных и промышленных иодных вод.

**Фтор.** Среднее содержание в морской воде 1,3 мг/л. В осадках концентрируется в основном в твердой фазе, где содержание его однообразно и составляет в среднем 0,054 % [157]. Содержание фтора в поровых водах илов 1—3, среднее 2,7 мг/л, т. е. вдвое выше, чем в океанической воде. Наблюдается снижение содержания фтора при увеличении концентрации кальция, связанное со снижением растворимости  $\text{CaF}_2$  под действием одноименного иона, а в хлор-кальциевых водах осадков Черного моря фтор исчезает совсем [156].

**Бор.** Среднее содержание в морской воде 4,6 мг/л. Главным источником является вулканическая деятельность. Бор постоянно выводится из морской воды глинистыми осадками и входит в кристаллическую решетку иллитов. В илах его содержание достигает  $n \cdot 10^{-2} \%$ , т. е. на 2 порядка выше, чем в морской воде. Максимальные содержания бора наблюдаются в илах Тихого океана ( $3 \cdot 10^{-2} \%$ ) и, видимо, связаны с развитием подводного вулканизма. Содержание бора в поровых водах обычно в несколько раз выше, чем в морской воде. В поровых водах современных осадков шельфа Каспийского моря среднее содержание бора 9 мг/л (при 1,5 мг/л в морской воде) [135], шельфа Черного моря 6,6 мг/л (при 2,6 мг/л в морской воде) [136]. На участках развития грязевого вулканизма на западном побережье Каспийского моря содержание бора резко возрастает и может достигать 34 мг/л [135] (при 70 мг/л в воде грязевых вулканов [33]). В поровых водах глубоководных осадков Северного Ледовитого океана и Гренландского моря (9 проб) среднее содержание бора составило 13 мг/л [137]. На шельфе Чукотского моря отмечены содержания бора в поровых водах 12,2—54,3 мг/л, моря Лаптевых 12,2—19,5 мг/л [135]. При дальнейшем концентрировании бора формируются месторождения лечебных борных вод.

**Железо.** Сложность геохимии железа связана с зависимостью миграции этого элемента от окислительно-восстановительных условий, pH, концентрации органики, газового режима. Поэтому и среднее содержание железа в морской воде 0,01 мг/л, трактуемое Э. Д. Гольдбергом [50] как гидроокись, является величиной достаточно условной. На стадии раннего диагенеза в осадке существуют минералы закисной, окисной, гидроокисной, сульфидной, карбонатной форм, отвечающих, по выражению Н. М. Страхова [134], «микропестроте» физико-химических условий в осадке. В поровых водах илов концентрации железа, определяемого обычно в форме  $\text{Fe}^{2+}$ , даже в пределах одной колонки могут изменяться от сотых долей до 2—3 мг/л [133]. При

Таблица 4.12

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ИЛОВЫХ ВОД НА ШЕЛЬФЕ И КОНТИНЕНТАЛЬНОМ СКЛОНЕ

Глубина от дна моря, см	W, %	рН	Концентра						
			Cl <sup>-</sup>	Br <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>
Охотское море. Станция									
20—25	49,5	8,0	18,7	0,061	2,63	0,18	10,6	0,45	0,002
80—90	42,5	8,0	18,5	0,065	2,39	0,59	10,4	0,45	0,012
135—145	—	8,1	18,5	0,067	1,95	0,84	10,5	0,48	0,025
197—207	45,0	8,1	18,6	0,069	1,82	1,10	10,5	0,46	0,031
265—275	—	8,1	18,7	0,070	1,21	1,48	10,4	0,49	0,043

Охотское море. Станция

10—60	68,5	8,1	18,5	0,067	2,39	0,63	10,4	0,44	0,013
60—117	70,5	8,2	18,6	0,069	1,80	1,05	—	0,43	0,027
117—172	70,5	8,2	18,6	—	1,37	1,51	10,5	0,42	0,043
172—226	—	8,1	18,9	0,072	0,64	2,00	—	—	0,056
409—420	69,5	8,2	18,9	0,074	0,24	2,47	10,5	0,42	0,050
470—480	70,0	8,3	19,0	0,076	0,14	2,61	10,6	0,41	0,052

Берингово море. Станция

2—15	39,5	—	18,7	0,061	2,74	0,23	10,7	—	—
60—70	39,0	—	18,5	0,061	2,51	0,41	10,5	—	—
115—130	32,2	—	18,7	0,065	1,75	1,18	10,7	—	—
210—232	31,5	—	19,0	0,062	0,30	1,77	10,9	—	—

ОХОТСКОГО И БЕРИНГОВА МОРЕЙ [135] (гидрохимический тип воды Cl-Mg)

ции, г/кг	Характерные коэффициенты								
	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Σ	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> /Cl <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> /Cl <sup>-</sup>	Na <sup>+</sup> /Cl <sup>-</sup>	K <sup>+</sup> /Cl <sup>-</sup>	Ca <sup>2+</sup> /Cl <sup>-</sup>	Mg <sup>2+</sup> /Cl <sup>-</sup>
1835, глубина 146 м									
0,43	1,13	34,2	0,140	0,0096	0,57	0,024	0,023	0,060	306
0,41	1,14	33,9	0,120	0,032	0,56	0,024	0,022	0,062	285
0,40	1,09	33,9	0,105	0,045	0,57	0,026	0,022	0,059	276
0,38	1,11	34,1	0,098	0,056	0,56	0,025	0,020	0,060	270
0,37	1,08	33,8	0,065	0,080	0,56	0,026	0,020	0,057	268
1780, глубина 964 м									
0,41	1,18	34,0	0,130	0,034	0,56	0,024	0,022	0,064	276
0,38	1,15	33,5	0,097	0,056	—	0,023	0,020	0,062	270
0,36	1,13	33,9	0,074	0,081	0,56	0,023	0,019	0,060	—
0,31	1,15	33,1	0,034	0,106	—	—	0,016	0,061	263
0,28	1,15	34,1	0,013	0,130	0,56	0,022	0,015	0,061	256
0,26	1,14	34,3	0,007	0,140	0,56	0,022	0,014	0,060	250
1512, глубина 85 м									
0,42	1,14	34,0	0,146	0,012	0,57	—	0,022	0,061	307
0,37	1,13	33,5	0,136	0,022	0,57	—	0,020	0,061	303
0,20	1,11	33,7	0,094	0,063	0,58	—	0,011	0,059	288
0,13	0,93	33,1	0,016	0,093	0,57	—	0,007	0,049	307

высоких содержаниях железа в речных водах на шельфе, в зоне смешения речных и морских вод, происходит коагуляция железа, которая может привести к образованию оолитовых осадочных руд с содержанием железа до 50 %. В зависимости от глубины бассейна, кислородного режима и pH придонных вод формируются окисные, силикатные или карбонатные руды. Примером является Керченское месторождение неогенового возраста.

**Марганец.** Химическое сходство марганца и железа обуславливает их постоянную ассоциацию в морских осадках. Содержание марганца в морской воде всего 0,002 мг/л, однако чуткая реакция этого элемента на изменение кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных условий приводит к его накоплению в морских осадках. В поровых водах илов содержание марганца, так же как и железа, широко варьирует. Так, в илах шельфа Северного Каспия содержание марганца колеблется от 0,08 до 3 мг/л при среднем содержании 0,6 мг/л, а на участке развития грязевого вулканизма достигает 5 мг/л. Интересными экспериментами К. Б. Краускопфа [87] показано, что железо и марганец разделяются в условиях окислительной обстановки при постепенном увеличении pH раствора. Железо в этих условиях выпадает первым и остаточный раствор обогащается марганцем. Вблизи берега в условиях мелководья и придонных вод, богатых кислородом, из коллоидных растворов выпадают минералы с преобладанием четырехвалентного марганца, образующие пиролюзито-псиломелановые руды. Дальше образуются манганиевые руды и затем рodoхрозитовые. Крупным месторождением такого типа является Чнатурское олигоценового возраста.

При решении вопроса о генезисе этого месторождения возник спор [58] об источнике марганца (эрозионный или вулканический?), но по обстановке отложения осадков это типичное шельфовое осадочное месторождение.

В последние годы накопился большой материал по железо-марганцевым конкрециям в глубоководных илах Атлантического, Тихого и Индийского океанов, наибольшее количество которых приурочено к площадям развития красных глин и радиоляриевых илов (табл. 4.13). Согласно современным представлениям в формировании конкреций основную роль играют процессы укрупнения гидратированных золей и электрофоретического осаждения ионов из истинного раствора с участием бактерий. Процессы эти протекают как на поверхности, так и в верхней части толщи ила с участием иловых вод. Конкреции образуются в окислительной среде, поддерживаемой донными течениями. Минералогический состав конкреций сложный, слои  $MnO_4$  перемежаются с  $Mn(OH)_2$ ,  $Fe(OH)_3$ . Скорость образования конкреций от 0,001 до 10 см за 1000 лет (средняя  $\sim 0,01$  см за 1000 лет [109]). Конкреции обогащены медью, молибденом, цинком, свинцом, никелем, кобальтом, концентрации которых возрастают на несколько порядков по сравнению с морской водой.

Таблица 4.13

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ, ПОДНЯТЫХ СО ДНА  
ТИХОГО И АтЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНОВ. ВЕС. % (по сухому веществу) [109]

Элемент	Тихий океан, 54 образца			Атлантический океан, 4 образца		
	max	min	среднее	max	min	среднее
B	0,06	0,007	0,029	0,05	0,009	0,03
Na	4,7	1,5	2,6	3,5	1,4	2,3
Mg	2,4	1,0	1,7	2,4	1,4	1,7
Al	6,9	0,8	2,9	5,8	1,4	3,1
Si	20,1	1,3	9,4	19,6	2,8	11,0
K	3,1	0,3	0,8	0,8	0,6	0,7
Ca	4,4	0,8	1,9	3,4	1,5	2,7
Se	0,003	0,001	0,001	0,003	0,002	0,002
Ti	1,7	0,11	0,67	1,3	0,3	0,8
V	0,11	0,021	0,054	0,11	0,02	0,07
Cr	0,007	0,001	0,004	0,003	0,001	0,002
Mn	50,1	8,2	24,2	21,5	12,0	16,3
Fe	26,6	2,4	14,0	25,9	9,1	17,5
Co	2,3	0,014	0,35	0,68	0,06	0,31
Ni	2,0	0,16	0,99	0,54	0,31	0,42
Cu	1,6	0,028	0,53	0,41	0,05	0,20
Zn	0,08	0,04	0,047	—	—	—
Ga	0,003	0,0002	0,001	—	—	—
Sr	0,16	0,024	0,081	0,14	0,04	0,09
Y	0,045	0,033	0,039	0,024	0,008	0,018
Zr	0,12	0,009	0,063	0,064	0,044	0,054
Mo	0,15	0,01	0,052	0,056	0,013	0,035
Ar	0,0006	—	0,0003	—	—	—
Ba	0,64	0,08	0,18	0,36	0,10	0,17
La	0,024	0,009	0,016	—	—	—
Yb	0,0066	0,0013	0,0031	0,007	0,002	0,004
Pb	0,36	0,02	0,09	0,14	0,08	0,10
Потеря при просеивании	39,0	15,5	25,8	30,0	17,5	23,8

Г. С. Дзоценидзе [58] отмечает, что участки наибольшего скопления железо-марганцевых конкреций на дне океана совпадают с площадями распространения подводных вулканов, и приходит к выводу об активном участии вулканического материала и гидротерм в формировании железо-марганцевых конкреций. Ф. Шепард [155] значительную роль отводит подводным газовым экскальляциям. В настоящее время еще трудно количественно оценить роль каждого из этих источников марганца и сопутствующих металлов, но их участие в привносе металлов несомненно.

Железо-марганцевые конкреции часто образуются и на шельфе, известны, например, их скопления между Севастополем и мысом Тарханкут [134].

Имеются немногочисленные данные по содержанию в поровых водах илов меди, свинца, цинка, бария и других металлов, свидетельствующие о возможности их концентрирования [137]. Вопрос об источнике металлов в каждом случае требует специального рассмотрения. В последние годы появляется все больше и больше данных о значительной роли субмаринной гидротермальной и вулканической деятельности в привносе свинца, бария [58, 101].

\* \* \*

Естественно ожидать, что по мере удаления от материков химический состав поровых вод илов будет более однообразным, близким к составу морской воды. Статистическая обработка данных (табл. 4.14, рис. 4.1) свидетельствует об устойчивости химического состава поровых вод глубоководной части океана и рас-

Таблица 4.14

РЕЗУЛЬТАТЫ СТАТИСТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ ПО ХИМИЧЕСКОМУ СОСТАВУ ПОРОВЫХ ВОД 3–5-МЕТРОВОЙ ТОЛЩИ ИЛОВ АБИССАЛИ МИРОВОГО ОКЕАНА (153 пробы), %<sub>60</sub>

Показатель	Cl <sup>-</sup>	Br <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>
Среднее арифметическое	18,95	0,061	2,52	0,10	10,68	0,40	0,001	0,40	1,94
Среднее квадратическое отклонение	0,55	0,004	0,11	0,06	0,22	0,07	0,0015	0,03	0,10
Коэффициент вариации, %	2,9	6,5	4,3	60,0	2,1	17,5	150	7,5	5,1
Мода	19,30	0,065	2,76	0,13	10,90	0,41	0,001	0,37	1,26
Средний состав морской воды	19,35	0,066	2,70	0,14	10,76	0,39	—	0,41	1,29

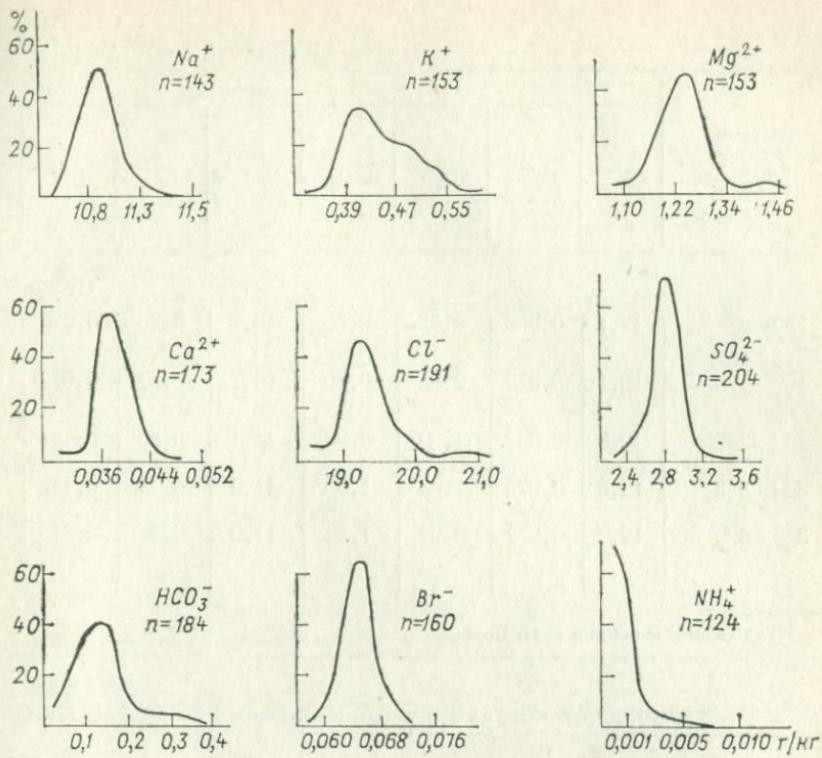


Рис. 4.1. Кривые распределения основных компонентов в 3—5-метровой толще илов глубоководной части океана.

пределении главных компонентов, близком к нормальному. Более сложный характер распределения щелочности связан с влиянием климатического фактора, обусловливающего понижение щелочности в илах Тихого и Атлантического и повышение в илах Индийского и Северного Ледовитого океанов. Распределение аммония, связанного с участками восстановительной обстановки, как и следовало ожидать, нормальному закону не подчиняется; отсутствие левой ветви у кривой распределения свидетельствует о недостаточной чувствительности калориметрического метода определения аммония.

На фоне однообразного состава поровых вод океанических илов уже первыми работами [156] были выявлены участки интенсивно протекающей сульфат-редукции, одним из которых является Курило-Камчатский желоб (табл. 4.15).

Начиная с 1963 г. в печати появляются данные по химическому составу поровых вод океанических осадков, разбуренных до сотни и даже более тысячи метров, часто на всю мощность

Таблица 4.15  
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ИЛОВЫХ ВОД

Глубина от дна океана, см	Концентрация,							
	Cl <sup>-</sup>	Br <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>
Станция 3177,								
50—67	19,1	0,063	2,55	0,32	10,7	0,45	0,072	0,42
160—178	19,1	0,070	2,05	0,60	10,7	0,52	0,072	0,37
232—252	19,6	0,069	1,69	0,82	11,1	0,50	0,144	0,35
320—345	19,6	0,070	1,03	1,09	11,0	0,49	0,162	0,28
395—420	19,6	0,072	0,60	1,54	11,0	0,47	0,270	0,25

\* Гидрохимический тип воды Cl-Mg.

Таблица 4.16  
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МОРСКИХ И ПОРОВЫХ ВОД В РАЙОНЕ ОСТРОВА

Проба	Глубина от дна моря, см	W, %	Концентра		ция, г/кг	Характерные коэффициенты			
			Cl <sup>-</sup>	Na <sup>+</sup>		K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	
Морская вода на поверхности	—	—	18,2	10,0		0,38	0,38	1,30	0,55
Морская вода с глубины 3531 на расстоянии 15 км от скважины	—	—	19,12	—		—	—	—	—
Образец						0,39	0,38	1,45	0,58
5	1	110,0	18,9	10,9		0,45	0,48	1,40	0,56
8—9	83	82,9	19,4	10,9		0,42	0,48	1,42	0,57
8—11	101	114,2	19,8	10,9		0,44	0,45	1,26	0,56
8—12	110	108,2	18,9	11,2		0,44	0,54	1,45	0,56
8—14	129	111,2	19,8	10,6		0,40	0,46	1,23	0,57
8—15	138	93,5	19,5	11,1		0,39	0,60	1,26	0,57
7—3	170	40,2	—	11,1					

КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО ЖЕЛОБА [156] \*

г/кг	Характерные коэффициенты							
	Mg <sup>2+</sup>	$\Sigma$	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> /Cl <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> /Cl <sup>-</sup>	Na <sup>+</sup> /Cl <sup>-</sup>	K <sup>+</sup> /Cl <sup>-</sup>	Ca <sup>2+</sup> /Cl <sup>-</sup>	Mg <sup>2+</sup> /Cl <sup>-</sup>
глубина 6860 м								
1,21	34,9	0,13	0,017	0,56	0,024	0,022	0,064	302
1,15	34,6	0,11	0,031	0,56	0,026	0,020	0,061	272
1,09	35,4	0,09	0,042	0,57	0,025	0,018	0,056	284
1,07	34,8	0,05	0,056	0,56	0,025	0,015	0,055	280
1,06	34,9	0,03	0,079	0,56	0,024	0,013	0,054	272

ГВАДЕЛУПА (глубина моря 3566 м) [170]

г/кг	Характерные коэффициенты			
	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup> /Cl <sup>-</sup>
0,38	0,38	1,30	0,55	0,021
—	—	—	—	—
0,39	0,38	1,45	0,58	0,021
0,45	0,48	1,40	0,56	0,023
0,42	0,48	1,42	0,57	0,021
0,44	0,45	1,26	0,56	0,023
0,44	0,54	1,45	0,56	0,022
0,40	0,46	1,23	0,57	0,021
0,39	0,60	1,26	0,57	0,020

осадочного чехла. Первая такая скважина пробурена по проекту Мохол в марте—апреле 1961 г. [170]. Скважина, заданная в районе острова Гваделупа на глубине 3566 м, вскрыла 2,5 м красного океанического ила и 172,5 м известкового кремнистого ила среднемиоценового возраста, после чего вскрыты базальты. Установлена высокая влажность илов почти по всему стволу скважины, свидетельствующая об очень медленном, «вязлом» протекании диагенетических процессов. Результаты химического анализа поровых вод (табл. 4.16) свидетельствуют о сходстве химического состава иловых вод с составом морской воды. Влажность сохраняется высокой по всему стволу скважины и падает только в последнем отрезке, поднятом с глубины 170 м. Высокие значения  $Eh = 250 \div 400$  мВ в образцах свидетельствуют об окислительной обстановке во всей толще ила.

Богатейший материал по химическому составу поровых вод илов дали скважины, пробуренные с судна «Гломар Челленджер». Анализируя эти данные, А. И. Конюхов и Б. А. Соколов [76] обращают внимание на низкую плотность (1,5—1,9 г/см<sup>3</sup>) и высокую пористость (42—50 %) осадков, залегающих под слоем воды 1—2 км и более на глубинах до 800 м ниже дна океана. Глубоководные осадки в океане консолидируются значительно медленнее и слабее, чем на шельфе. Авторы объясняют это явление в первую очередь взвешивающим действием морской воды и особенностями вещественного состава глубоководных отложений, среди которых могут преобладать силикаты. При формировании глубоководных осадков диагенез ослаблен затрудненностью оттока воды, коллекторами для которой могут служить только прослои наименее уплотненных илов.

Исследования показали, что иловые воды осадков от четвертичных до сеноманских чаще всего имеют состав, достаточно близкий к составу современной морской воды. На отдельных участках зафиксировано интенсивное протекание процессов сульфат-редукции и катионного обмена магния морской воды на кальций осадков [187]. Данные эти представляют большой интерес, поскольку показывают один из путей накопления кальция в седиментогенных водах.

Повышение содержания хлор-иона с глубиной наблюдалось в скважинах, заданных на участках развития соляных куполов [180, т. 1].

Результаты химического анализа поровых вод илов по данным первых рейсов «Гломар Челленджер» статистически обработал С. И. Смирнов [126]. Он показал, что случайному варьированию подвержены концентрации хлора, натрия и в меньшей степени брома. Концентрации остальных компонентов поровых вод варьируют под влиянием как случайных, так и систематических факторов. Наиболее отчетливо при этом выявляется тенденция снижения концентрации магния и сульфатов с глубиной и повышения кальция.

Таким образом, уже на стадии диагенеза проявляются основные тенденции изменения химического состава морской воды, приводящие к формированию широко распространенных хлоридных кальциево-натриевых вод артезианских бассейнов.

#### 4. Формирование химического состава подземных вод артезианских бассейнов шельфов

В предыдущих разделах шельф охарактеризован как часть морфологической границы между сушей и океаном, через которую осуществляется обмен веществом. При изучении глубоко залегающих водоносных горизонтов шельф рассматривается как *объемное* геологическое образование, сложенное осадочными породами, мощность которых может достигать 10, иногда 30 км. При таком подходе становится удобным термин *континентальная терраса*, предложенный Ф. Шепардом [155]. С гидрогеологических позиций континентальный склон — базис разгрузки подземных вод шельфа.

Формирование химического состава подземных вод глубоких горизонтов на шельфах — процесс сложный, определяемый палеогидрогеологией шельфов, тектоникой, соотношением водоносных горизонтов и водоупоров, гипсометрией рельефа прибрежной зоны континентов, глубиной моря, гидравлической возможностью субмаринной разгрузки подземных вод и т. д. Имеющиеся единичные данные свидетельствуют о том, что связь химического состава подземных вод осадочных толщ, слагающих шельфы, с водами континента достаточно значительная. Как правило, мощность осадочной толщи на шельфах в несколько раз, а часто и на порядок выше глубины моря, движение подземных вод — восходящее.

Наиболее вероятно, что зона заметного влияния морской воды распространяется до первого выдержанного водоупора и, подобно мощности зоны пресных вод на континентах, для толщи консолидированных осадочных пород, видимо, не превышает нескольких сотен метров.

Анализируя данные по геологическому строению, тектонике и гидрогеологии прибрежных территорий и островов, бурению и геофизическим исследованиям на шельфе, палеогеографии и палеогидрогеологии прибрежных регионов, можно прогнозировать химический состав и температуру подземных вод артезианских бассейнов акваторий. Для территории СССР такой прогноз выполнен на структурно-геологической основе, с использованием общих принципов гидрогеологического районирования, предложенных Н. И. Толстыхиным и И. К. Зайцевым [61, 140]. Большая

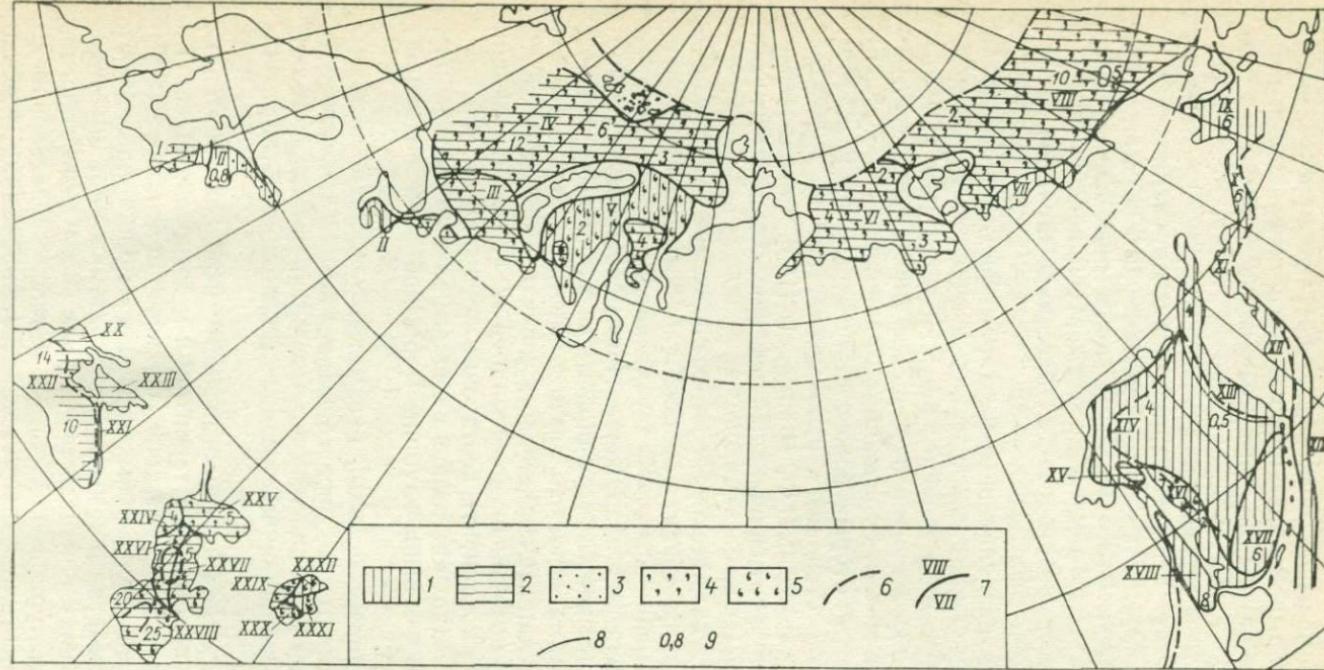


Рис. 4.2. Прогнозная гидрохимическая карта артезианских бассейнов морских акваторий. (Составил Коротков А. И.)

Гидрохимические пояса (в разрезе осадочной толщи): 1 — пояс Б, соленые воды (минерализация  $1-35 \text{ г/кг}$ ); 2 — пояс БВ, сверху соленые воды, ниже рассолы (минерализация  $>35 \text{ г/кг}$ ); 3 — участки возможного нахождения пресных вод на шельфе; 4 — площади возможного развития бромных вод ( $\text{Br} > 250 \text{ мг/кг}$ ); 5 — площади возможного развития иодных вод ( $I > 18 \text{ мг/кг}$ ); границы: 6 — щельфа, 7 — между артезианскими областями или бассейнами, 8 — между гидрохимическими поясами; 9 — мощность осадочного чехла на акваториях, км.

Артезианские области или бассейны: I — Прибалтийский, II — Среднерусский, III — Печорская, IV — Баренцево-Карская, V — Западно-Сибирская, VI — Восточно-Сибирская, VII — Яно-Кольский, VIII — Восточно-Сибирско-Чукотская, IX — Анадырский, X — Берингоморской, XI — Центрально-Камчатский, XII — Восточно-Камчатский, XIII — Западно-Камчатский, XIV — Охотский, XV — Северо-Сахалинский, XVI — Восточно-Сахалинский, XVII — Курильский, XVIII — Татарский, XIX — Курило-Камчатский, XX — Прячноморский, XXI — артезианские бассейны западного склона Кавказа (Сочинский, Бзыбский, Кодорский, Колхидский, Гурийский), XXII — Черноморский, XXIII — Приазовский, XXIV — Терско-Кумский, XXV — Северо-Каспийский, XXVI — Дагестанский, XXVII — Красноводско-Мангышлакский, XXVIII — Южно-Каспийский, XXIX — Устюртский, XXX — Амударыинский, XXXI — Сырдарыинский, XXXII — Тургайский.

часть артезианских бассейнов акваторий Мирового океана располагается на шельфе и континентальном склоне. Кроме того, мощные толщи консолидированных осадков имеются в отдельных глубоководных впадинах внутренних морей, в глубоководных желобах. Е. А. Басков [11] указывает также на возможность выделения крупных бассейнов пластовых вод, не связанных со структурами суши, в пределах подножий материковых склонов. Мы этот тип бассейнов не рассматривали, так как нет данных о характере консолидации осадков. Абиссальную область, где слабо консолидированные илы, находящиеся на начальных стадиях диагенетического преобразования, залегают на кристаллическом «базальтовом» основании, вряд ли можно отождествлять с артезианскими областями. Здесь отсутствуют главные компоненты — водоносные горизонты и водоупоры, определяющие формирование гидрохимической и гидродинамической зональности артезианских структур.

Таким образом, основная часть артезианских бассейнов акваторий располагается на шельфе и континентальном склоне. На рис. 4.2 приводится прогнозная гидрохимическая карта этих бассейнов для территории СССР, построенная с учетом опыта гидро-геологического районирования акваторий [12, 112]. При построении карты использованы многочисленные материалы по геологическим и геофизическим исследованиям на акваториях, геологии, гидрогеологии и геотермии прибрежных областей и островов [9, 19, 42, 43, 54, 86, 139 и др.], гидрогеологические, гидрохимические, геотермические карты. Практическое назначение карты: прогноз площадей развития промышленных вод, которые можно утилизировать совместно с эксплуатацией нефтяных и газовых месторождений шельфа, а также прогноз возможностей организации питьевого водоснабжения за счет субмаринных вод при работах на шельфе.

*Балтийское море.* В пределах СССР располагается краевая часть — Рижский и Финский заливы, глубина которых не превышает 100 м. Под дном заливов продолжаются структуры Русской плиты, образующие Прибалтийский и Среднерусский артезианские бассейны. К западу от г. Калининграда мощность осадочной толщи от верхнего протерозоя до мела достигает 3—4 км. Осевая часть Прибалтийской синеклизы (Гданьская впадина) с мощностью осадков до 6 км располагается на территории ПНР. Данные геофизических исследований свидетельствуют об отсутствии на акватории Балтийского моря самостоятельных структур первого порядка [57]. Поэтому вряд ли целесообразно выделять отдельную Балтийскоморскую артезианскую область [12], являющуюся субаквальным продолжением артезианских бассейнов материка. В разрезе осадочной толщи преобладают глины, среди которых выделяются гидравлически разобщенные водоносные горизонты, приуроченные к песчаникам и известнякам кембрийского, верхнеюрского, мелового и палеогенового

возраста. Гидрохимическая зональность Прибалтийского артезианского бассейна, характерная для его материковой части, видимо, сохраняется начиная с глубин несколько десятков метров ниже дна моря.

Пресные воды могут быть встречены в полосе шириной до нескольких десятков километров от берега в палеогеновых песках, перекрытых глинами; до глубины 0,3—0,4 км предполагается наличие соленых вод, глубже — крепких рассолов с минерализацией до 300 г/л. Мощность осадочного чехла уменьшается до 0,5 км в районе г. Риги, до 0,2—0,3 км между городами Таллином и Ленинградом, где прогнозируемая максимальная минерализация субаквальных артезианских вод снижается до 2—5 г/л. Понижение (возможно, грабен) широтного направления в кристаллическом фундаменте, заполненное, видимо, протерозойскими осадками, прослеживается в северной части Финского залива между г. Хельсинки на северном побережье и городами Таллином и Нарвой на южном. На дне Рижского и Финского заливов выходят девонские, силурийские и ордовикские отложения на территориях ЛатвССР и ЭССР и кембрийские и верхнепротерозойские восточнее г. Нарвы. В прибрежной полосе между городами Ленинградом и Кемери могут быть встречены субмаринные пресные артезианские воды. Существенное значение имеет относительно низкая минерализация воды в заливах, составляющая 0,5—5 в Финском и 6—8 г/л в Рижском заливах.

Температура подземных вод осадочной толщи на большей части акватории не превышает 25 °С и только в наиболее погруженной части Прибалтийского артезианского бассейна может достигать 50—75 °С.

*Белое море* — типично шельфовое. Глубина моря в северной части не превышает 50 м, на остальной площади 150 и только в Кандалакшском заливе достигает 340 м. Под дном моря продолжаются материковые структуры — Балтийского щита в северо-западной и Русской плиты в юго-восточной части моря. На большей площади акватории мощность осадочной толщи 0,2—0,4 км, в Онежском грабене, протягивающемся с Онежского полуострова на Соловецкие острова [128], и Предтиманском прогибе возрастает до 2—4 км. На акватории моря продолжается Среднерусский артезианский бассейн, и вряд ли целесообразно отдельно выделять Беломорский [12]. Анализ гидрогеологических условий на юго-восточном берегу моря приводит к выводу о том, что пресные воды под дном Белого моря отсутствуют. В гдовском водоносном комплексе верхнего протерозоя, распространенному на большей части площади дна и перекрытом 100-метровой толщей глин, могут быть встречены соленые воды. В Онежском грабене, заполненном песчаниками и вулканогенными образованиями рифея, могут быть встречены соленые воды и рассолы с минерализацией до 100 г/л, разгружающиеся по краям

вым разломам северо-западного простирания (на материке такая разгрузка установлена). Большие запасы соленых вод и рассолов с минерализацией до 300 г/л, безусловно, содержатся на шельфе Белого моря к западу от п-ова Канин (Предтиманский прогиб). В верхних водоносных горизонтах Двинской губы и глубоких горизонтах субаквальной части Предтиманского прогиба могут быть встречены повышенные (до 20—25 мг/л) концентрации иода.

Температура подземных вод осадочной толщи на большей части акватории не превышает 15°C и только на субаквальном продолжении Предтиманского прогиба и Онежского грабена повышается у фундамента до 40—50°C.

*Баренцево море* располагается на шельфе с глубинами моря 200—500 м. Южная часть шельфа является продолжением Печорской плиты, имеющей складчатый фундамент байкальского возраста, который выходит на поверхность на п-овах Канин и Рыбачий. В строении осадочного чехла принимают участие осадочные породы от ордовика до кайнозоя, в нижней части разреза карбонатные, в верхней — терригенные. Структуры, выделенные на суше, как правило, прослеживаются геофизическими работами и на шельфе. Южная половина Баренцева моря является субмаринным продолжением Печорской артезианской области.

Северная часть Баренцева и Карского морей представляет собой самостоятельную структуру, ограниченную на западе каледонидами о. Шпицберген, на юго-востоке — герценидами о. Новая Земля и на юге — байкалидами Печорской плиты. Складчатое основание плиты сложено архейскими и протерозойскими метаморфическими и изверженными породами, прорваными каледонскими гранитоидами [117]. Фундамент выходит на поверхность на востоке о. Шпицберген и западе о. Северная Земля. Платформенный чехол Баренцево-Карской плиты (артезианской области) на юго-западе достигает мощности 12—14 км. По-видимому, нижняя его часть сложена преимущественно карбонатными отложениями девона, карбона и перми, верхняя — терригенными породами триаса и юры, терригенно-вулканогенной толщей нижнего мела и терригенными осадками от верхнего мела до голоценса [139]. Есть основание предполагать наличие гипсонасных и соленоносных толщ в перми. В пользу этих предположений свидетельствует гипсонасность нижнепермских отложений о. Шпицберген. Близость по палеогидрологическим условиям с Русской и Печорской плитами, наличие водоупоров, изолирующих водоносные горизонты нижней и средней части разреза, позволяют предположить существование огромных запасов крепких рассолов на большей части шельфа Баренцева моря.

Температура подземных вод на субаквальном продолжении Печорской артезианской области составляет от 30 до 100°C в наиболее глубоких прогибах. В Баренцево-Карской

артезианской области температура подземных вод у фундамента может достигать 200—250 °С.

*Карское море* располагается на шельфе с глубинами обычно не более 200 м. Узкая впадина глубиной до 540 м тянется вдоль о-ов Новая Земля. Во впадину Карского моря погружается Западно-Сибирская плита, ограниченная герцинами о-ов Новая Земля, Северная Земля и областью высокого залегания палеозойского фундамента, проходящей через о-ва Свердруп, Известий ЦИК и др. Складчатый фундамент сложен протерозойскими и палеозойскими отложениями, консолидированными в эпохи складчатости от байкальской до герцинской. Осадочный чехол представлен терригенными и вулканогенными породами мощностью от 1 км на поднятиях до 4—6 км в глубоких прогибах. Один из таких прогибов, трактуемых как крупный рифт [139], выходит на шельф западнее устья р. Енисей и протягивается до о. Новая Земля. По всей вероятности, осадочные толщи шельфа южной части Карского моря содержат соленые воды, в погруженных частях слабые рассолы. Возможны повышенные (до 50 мг/л) концентрации иода. В северной части шельфа, относящейся к Баренцево-Карской плите, можно встретить крепкие рассолы.

Температура подземных вод достигает 50—60, в грабенах на субаквальном продолжении Западно-Сибирского артезианского бассейна до 100, в Баренцево-Карской артезианской области до 250 °С.

*Море Лаптевых.* На большей части площади глубина не превышает 100 м. Северная часть моря захватывает континентальный склон и ложе океана, пересекается котловиной Нансена, максимальная глубина которой в пределах СССР 2980 м. Во впадину моря Лаптевых погружается Восточно-Сибирская плита с дорифейским складчатым фундаментом, в северной части которой выделяются Анабаро-Оленёкский и Яно-Колымский артезианские бассейны с субаквальным продолжением, соизмеримым с площадью бассейнов на континенте. Разрез осадочной толщи сложен карбонатными, галогенными и терригенными отложениями от рифейских до четвертичных общей мощностью 2—5 км. Видимо, преобладают крепкие рассолы с минерализацией, достигающей нескольких сотен граммов на литр.

Температура подземных вод в наиболее погруженной части осадочной толщи шельфа может достигать 40—50 °С. В прибрежной зоне шириной до 100 км распространена многолетняя мерзлота, постепенно выклинивающаяся на шельфе. Мощность зоны отрицательных температур на берегу достигает 200 м.

*Восточно-Сибирское и Чукотское моря* шельфовые, глубиной до 150 м. Центральная и северная части относятся к платформе с дорифейским (гиперборейским) складчатым фундаментом, тектоническое соотношение которой с Колымской складчатой областью не ясно. Видимо, целесообразно выделить единую Восточно-Сибирско-Чукотскую артезианскую область с осадоч-

ным чехлом, представленным преимущественно карбонатными и терригенными отложениями палеозойского и мезозойского возраста. Субаэральная часть артезианской области (Яно-Колымский и Чаунский артезианские бассейны) с мощным чехлом четвертичных осадков изучена очень слабо. По геофизическим данным мощность осадочных пород на большей части артезианской области (включая субаэральную) составляет 7—10, в проливе Лонга ~5 км. В гидрохимическом разрезе, видимо, преобладают крепкие рассолы.

Температура подземных вод может достигать 100—200 °С. В прибрежной зоне шельфа шириной до 100 км распространены многолетнемерзлые породы.

*Берингово море* обрамлено горными сооружениями Каракско-Камчатской, Южно-Аляскинской и Алеутской кайнозойских геосинклиналей. В северной части глубина моря до 300 м. Между Анадырским заливом и Аляской имеется широкий шельф, на котором продолжается Анадырский артезианский бассейн (мощность мезо-кайнозойской терригенной осадочной толщи 2—4 км). Далее к югу море представляет собой впадину глубиной до 3,8 км с корой океанического типа, узкая (до 100 км) полоса шельфа протягивается вдоль восточного побережья Камчатки между материком и Курило-Камчатским желобом. От п-ова Камчатка на шельф погружаются Усть-Камчатская, Кроноцкая и Начикинско-Авачинская впадины, объединяющиеся в Восточно-Камчатский прогиб (артезианский бассейн), мощность постгеосинклинальной осадочно-вулканогенной толщи в котором возрастает с севера на юг от 3 до 12 км.

Возраст осадков от позднемелового до четвертичного. В пролив Литке выходит осевая часть Центрально-Камчатского артезианского бассейна с мощностью осадочного чехла на шельфе до 3—4 км. По всей вероятности, большая часть разреза содержит соленые воды. В нижней части могут быть встречены слабые рассолы. Температура подземных вод в наиболее погруженной части осадочной толщи может достигать 250—300 °С.

*Охотское море*. Глубина на большей части моря до 1500 м, на юге достигает 3372 м. Отчетливый переход от шельфа к континентальному склону выражен только на западном берегу, со стороны о-ва Сахалин. Глубина моря на шельфе достигает 1000 м. Складчатое основание сложное, состоящее из дислоцированных пород от протерозоя до кайнозоя. От Курильской котловины, занимающей юго-восточную глубоководную часть Охотского моря, платформа Охотского моря отделяется системой глубинных разломов.

Охотоморская платформа включает в себя большую часть впадины Охотского моря и прилегающие к ней низменные районы Западной Камчатки и Восточного Сахалина, в пределах которых располагаются частично захватывающие шельф краевые прогибы, выполненные палеоген-неогеновыми терригенно-вулка-

ногенными толщами мощностью до 6 км на Камчатке и до 8 км на Сахалине. В пределах акватории Охотского моря фундамент образует пологие поднятия и опускания.

На акватории выделяются частично субаквальные Охотский, Восточно-Сахалинский, Северо-Сахалинский и Западно-Камчатский артезианские бассейны. Крупным субаквальным артезианским бассейном является располагающийся вне шельфа Курильский, соответствующий Курильской впадине. В западной и центральной части Охотского моря с мощностью осадочного чехла 0,5—4 км, видимо, можно выделить Охотский артезианский бассейн, заходящий на континент в районе г. Охотска.

Перечисленные структуры объединяются в Охотскую (Охотоморскую [12]) артезиансскую область. В разрезе, видимо, преобладают соленые воды, в глубоких частях разреза могут быть встречены слабые рассолы. Весьма вероятны высокие (до 70—80 мг/л) концентрации иода. Для акватории Охотского моря характерны повышенные значения геотермического градиента (до 3°C на 100 м). На площадях с максимальной мощностью осадочного чехла температура подземных вод может достигать 200, а в Курильском прогибе 300 °C.

Особой структурой, расположенной на акватории океана к востоку от Курильских островов, является Курило-Камчатский желоб глубиной до 10 542 м, частично заполненный молодыми терригенными и вулканогенными осадками. Эта структура может быть выделена в Курило-Камчатский субаквальный артезианский бассейн, видимо, содержащий соленые воды. Восстановительная обстановка характеризуется протекающей в верхних слоях ила сульфат-редукцией и, видимо, является характерной особенностью бассейна.

*Японское море* характеризуется узким (до 100 км) шельфом и крутым материковым склоном. Глубина впадины Японского моря достигает 3650 м. Шельф является продолжением Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса, осадки на нем развиты очень слабо [19]. На севере шельф сливается с мелководным Татарским проливом, представляющим собой грабен, выполненный толщей кайнозойских терригенных и вулканогенных отложений мощностью до 7 км. Грабен имеет асимметричное строение с пологим западным и крутым восточным бортом. На восточном борту осадочные породы залегают моноклинально, на западном — с перегибами, обусловленными поднятиями поверхности подстилающих пород. Грабен Татарского пролива является субаквальным артезианским бассейном, который может быть назван Татарским. В гидрохимическом разрезе, видимо, преобладают соленые воды; в глубоких частях бассейна могут быть встречены слабые рассолы. Возможны повышенные (до нескольких десятков миллиграммов на литр) концентрации иода. Температура подземных вод у подошвы грабена, видимо, достигает 150—200 °C.

*Черное море.* Шельф шириной до 200 км и глубинами моря не более 100 м имеется только на севере (Каркинитский залив) моря. Остальная часть Черного моря (в пределах СССР) представляет собой ограниченную разломами впадину глубиной до 2245 м с узкой полосой шельфа шириной не более 25—30 км. Мощность осадочной толщи во впадине Черного моря достигает 8—15 км [138]. По всей вероятности, глубоководную часть Черного моря можно рассматривать как обособленный субаквальный Черноморский артезианский бассейн, на шельфе продолжаются материковые структуры. На шельфе северной части Черного моря выделяются Крыловский и Каркинитский прогибы сложенные мезозойскими и кайнозойскими терригенными и карбонатными породами мощностью до 4 км в первом и до 10 км во втором. Эти прогибы являются субаквальным продолжением Причерноморского артезианского бассейна. Крыловский прогиб, примыкающий к Молдавскому, расположенному на суше, видимо, на большей части своей мощности содержит рассолы с минерализацией до 140 г/л. В гидрохимическом разрезе Каркинитской впадины предполагаются соленые воды, сменяющиеся в нижней части разреза рассолами. В узкой полосе шельфа вдоль северного и северо-восточного побережья Черного моря гидрогеологические условия сложные. Вдоль большей части южного берега Крыма на шельфе залегают водоупорные аргиллиты и алевролиты таврической свиты верхнего триаса — нижней юры.

В отдельных понижениях эродированной поверхности таврической свиты на шельфе вблизи берега залегают закарстованные верхнеюрские известняки, здесь могут быть встречены восходящие субаквальные источники пресных вод. На шельф северо-восточного побережья Черного моря выходят отдельные артезианские бассейны — Сочинский, Бзыбский, Кодорский, Колхидский, Гурийский, осадочный чехол которых представлен толщей карбонатных и терригенных пород от юры до четвертичных, залегающих на доюрском кристаллическом фундаменте. Мощность осадочной толщи достигает 10 км в субаквальной части Колхидского артезианского бассейна. До глубин 2—3 км в этих бассейнах могут быть встречены соленые воды, глубже — слабые рассолы. В отдельных точках с закарстованными карбонатными породами связаны субаквальные источники пресных вод.

Температура подземных вод в наиболее погруженной части (Черноморский субаквальный артезианский бассейн) может достигать 200—250 °С.

*Азовское море.* Максимальная глубина 14,5 м. Под дном моря продолжаются структуры Индоло-Кубанского краевого прогиба. Палеозойский кристаллический фундамент погружается с севера на юг, достигая в районе Керченского пролива глубины 14 км. Осадочный чехол представлен толщей мезозойских и кайнозойских карбонатных и терригенных осадков, образующих систему водоносных горизонтов и водоупоров Приазовского

артезианского бассейна. В гидрохимическом разрезе известны соленые воды и рассолы с минерализацией до 140 г/л.

Температура подземных вод в наиболее погруженной части артезианского бассейна может достигать 250—300 °С.

*Каспийское море.* На большей части акватории глубины моря не превышают 300 м. В центральной и южной частях моря выделяются две впадины глубиной до 1025 м. Солевой состав морской воды сформировался в результате сложного взаимодействия остаточной воды морского происхождения, материкового стока и испарения. Северная и центральная части Каспийского моря располагаются в пределах Русской, Скифской и Туранской плит, южная относится к Средиземноморскому складчатому альпийскому поясу. Русская платформа с дорифейским складчатым фундаментом заходит на шельф Северного Каспия окраинной частью Прикаспийской синеклизы, окаймленной с юга зоной краевых поднятий. Дорифейские складчатые образования погружаются на глубину до 15 км в центральной части синеклизы и до 6 км под акваторией моря. Осадочный чехол представлен толщей палеозойских, мезозойских и кайнозойских карбонатных, соленосных и терригенных отложений, образующих два структурных этажа: подсолевой (допермский) и надсолевой. В пределах акватории выделяются две тектонические зоны: северная с широко развитой солянокупольной тектоникой и южная, представляющая собой приброртовое окаймление синеклизы в полосе шириной 10—15 км, от которого по серии сбросов опускается фундамент. Участок Скифско-Туранской эпигерцинской платформы, пересекающей акваторию, характеризуется чрезвычайно сложным геологическим строением. В пределах акватории выделяются зона внешних впадин, зона поднятий (кряж Карпинского — Северные Бузачи), Манычско-Мангышлакская зона опусканий пермо-триаса и Карабогаз-Среднекаспийская тектоническая зона. Собственно платформенный комплекс начинается обычно с юрских отложений и представлен терригенными и карбонатными породами. Мощность осадочного чехла 4—7 км.

Южно-Каспийская область отделяется от Скифско-Туранской плиты по Туркмено-Предкавказскому глубинному разлому. Геологическое строение Южно-Каспийской депрессии отличается от примыкающей с севера платформенной области и окружающих горных сооружений. Геофизическими методами прослеживается здесь почти полное выклинивание «гранитного» слоя и увеличение мощности осадочной толщи до 25—30 км. Среди осадочных пород, видимо, преобладают палеогеновые, неогеновые и четвертичные терригенные образования.

При гидрогеологическом районировании акватории Каспийского моря можно выделить артезианские бассейны: Северо-Каспийский, захватывающий акваторию только своей южной оконечностью, Терско-Кумский, выходящий на шельф восточной

оконечностью. Согласно структурно-тектонической схеме впадины Каспийского моря, составленной Я. П. Маловицким [139], в центральной части Среднего Каспия наблюдается относительное поднятие кровли кристаллического фундамента, по которому проводим границу между Дагестанским и Красноводско-Манышлакским артезианскими бассейнами. Южный Каспий обособляется в единый Южно-Каспийский артезианский бассейн, субаэральным окончанием которого на западе является Куринский и на востоке — Закаспийский артезианские бассейны второго порядка.

На шельфе Северо-Каспийского артезианского бассейна, видимо, с глубины нескольких сотен метров на всю мощность осадочной толщи развиты крепкие и сверхкрепкие хлоридные кальциевые и магниевые рассолы; могут быть встречены повышенные содержания иода (до 30—45 мг/л), тяготеющие к зонам разломов [123]. На продолжении Терско-Кумского артезианского бассейна и площади субаквальных артезианских бассейнов Среднего Каспия развиты соленые воды и рассолы, минерализация которых вряд ли превышает 140 г/кг. В этих слоях могут быть встречены содержания иода до 100 мг/л. Гидрохимические условия Южно-Каспийского артезианского бассейна, судя по данным опробования многочисленных скважин прибрежных районов, достаточно сложные, с гидрохимическими инверсиями, широко развитым грязевым вулканизмом (в том числе субаквальным) и обогащенными металлами термальными водами на п-ове Челекен [53, 95]. Безусловно, в субаквальной части Южно-Каспийского артезианского бассейна имеются огромные запасы соленых вод и рассолов, максимальная минерализация которых может достигать 140—300 г/кг. По аналогии с субаэральной площадью бассейна можно предположить, что концентрации иода в подземных водах могут достигать 25—35 мг/л. Температура подземных вод до 250—300 °С.

*Аральское море.* Глубина моря на большей части акватории 20—25 м, максимальная 67 м. На площади Аральского моря продолжаются континентальные структуры эпигерцинской Туранской плиты; Северо-Устюртская, Амударьинская, Сырдарьинская и Тургайская впадины, разделяемые в центральной части Аральского моря Центральноаральским сводом. Акватория моря пересекается на продолжении Уральских и Тянь-Шаньских структур двумя крупными глубинными разломами (шовными зонами), отличавшимися различной тектонической активностью на разных этапах развития осадочного чехла и сыгравшими значительную роль в распределении фаций и их мощностей в отдельных впадинах. На площади перечисленных впадин выделяются Устюртский, Амударьинский, Сырдарьинский и Тургайский артезианские бассейны, заходящие на акваторию краевыми частями. Максимальная мощность осадочной толщи (до 10 км на материке и до 7 км под дном моря) характерна для Устюртского и

Амударьинского артезианских бассейнов, осадочный чехол которых (от нижнего мела до кайнозоя) сложен карбонатными, галогенными и терригенными отложениями. В верхней части разреза могут быть встречены соленые воды, в нижней — рассолы с минерализацией в пределах акватории до 100—140 г/л. На площади остальных артезианских бассейнов осадочная толща представлена терригенными отложениями мощностью 0,7—3 км и, по-видимому, содержит преимущественно соленые воды. Возможны гидрохимические инверсии, связанные с континентальным современным засолонением и палеогидрогеологическими причинами.

Температура подземных вод может достигать 100° в восточной и 150° С в западной части акватории.

В заключение остановимся на геохимической интерпретации разгрузки подземных вод субмаринных артезианских бассейнов, установленной на шельфах, континентальных склонах, в рифтовых зонах; в каждом случае интерпретация требует тщательного геологического и физико-химического анализа материалов по прибрежной зоне и акватории. Проиллюстрируем это положение на примере получивших широкую известность очагов разгрузки термальных вод во впадинах Красного моря.

Наиболее северная и крупная впадина Атлантичес-II имеет максимальную глубину 2170 м, южнее расположена впадина Чейн с глубиной 2066 м и к западу от впадины Чейн расположена впадина Дисковери глубиной 2220 м. Впадины разделены седловинами, оконтуриваются изобатой 1900 м. По сравнению с площадью и объемом моря эти впадины очень малы, площадь их всего лишь около 70 км<sup>2</sup> (0,016 % от площади Красного моря) [127]. Химический состав рассолов дан в табл. 4.17.

Несмотря на большое количество работ, посвященных изучению этих рассолов, о их происхождении высказываются противоположные суждения. Х. Крейг [127], основываясь на изотопном составе кислорода и водорода, полагает, что вода Красного моря проникает по разломам вблизи Аденского порога в недра земли, нагревается, обогащается солями и рудными компонентами при продвижении по соленосным толщам и разгружается (на расстоянии 800 км) во впадине Атлантичес-II; в две другие впадины вода попадает, переливаясь из первой через седловины, разъединяющие впадины. Эта гипотеза на наш взгляд уязвима.

Некоторые наиболее очевидные ее противоречия:

1) обогащение воды кальцием при одновременном уменьшении концентрации сульфат-иона не может быть связано с растворением гипса.

2) объяснение удаления  $Mg^{2+}$ ,  $SO_4^{2-}$ , I<sup>-</sup> и F<sup>-</sup> «селективным просачиванием через полупроницаемые мембранны» никак не аргументируется и не убедительно;

3) Х. Крейг [127 с. 138] пишет: «происхождение железа, марганца и микроэлементов, коэффициент концентрации которых

Таблица 4.17  
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ РАССОЛОВ ВО ВПЛДИНАХ КРАСНОГО МОРЯ [127]

Впадина	t°, C	Плотность, g/cm³	Концентрация, г/кг											
			Cl⁻	Br⁻	SO₄²⁻	HCO₃⁻	Na⁺	K⁺	Ca²⁺	Mg²⁺	Sr²⁺	Fe	Mn	Zn
Атлантик-II	56,5	1,178	156,0	0,13	0,84	0,14	92,6	1,87	5,15	0,76	0,04	0,08	0,08	0,005
Дисковери	44,7	1,183	155,3	0,12	0,70	0,03	93,0	2,14	5,12	0,81	0,04	0,03	0,05	0,0008
Чайн *	29,1		41,9	0,08	2,81	—	24,0	0,78	1,18	1,42	0,01	—	0,005	—

Впадина	t°, C	Плотность, g/cm³	Концентрация, г/кг					Характерные коэффициенты							
			Cu	Co	Pb	Ni	Σ	SO₄²⁻/Cl⁻	HCO₃⁻/Cl⁻	Na⁺/Cl⁻	K⁺/Cl⁻	Ca²⁺/Cl⁻	Mg²⁺/Cl⁻	Sr²⁺/Cl⁻	Cl⁻/Br⁻
Атлантик-II	56,5	1,178	0,0003	0,0002	0,0006	—	257,7	0,0054	0,0009	0,60	0,012	0,033	0,0049	0,0003	1170
Дисковери	44,7	1,183	0,0001	0,0001	0,0002	0,0003	257,4	0,0045	0,0002	0,60	0,014	0,033	0,0052	0,0003	1293
Чайн *	29,1		—	—	—	—	72,2	0,067	—	0,57	0,018	0,028	10,034	0,0002	524

\* Гидрохимический тип воды Cl-Mg, в остальных случаях Cl-Ca.

в рассолах достигает  $10^2$ — $10^4$ , остается неясным». Но ведь повышенные концентрации металлов и являются одной из главных специфических особенностей этих рассолов и не объяснить их появление означает не объяснить формирование самих рассолов;

4) при анализе процессов формирования рассолов автор говорит о выщелачивании «эвапоритов, вероятнее всего относящихся к сильвин-галитовой зоне». Объединение при гидрохимическом анализе каменной и калийной соли в единую зону неудачно, результаты химического анализа свидетельствуют о выщелачивании каменной соли, а не калийной (повышение по сравнению с морской водой  $\text{Cl}^-/\text{Br}^-$  с 300 до 1200 и понижение  $\text{K}^+/\text{Cl}^-$  с 0,02 до 0,01);

5) совершенно неясным остается механизм фильтрации морской воды на расстояние 800 км по соленосной толще, являющейся водоупором.

Признаки участия выщелачивания каменной соли в рассолах Красного моря, безусловно, имеются, однако это вовсе не означает, что соль выщелачивается современной морской водой. С гидрологических позиций гораздо более вероятно участие более древних вод седиментационного происхождения. Кроме того, весьма вероятным представляется нам проникновение гидротерм глубинного генезиса, несущих повышенные концентрации металлов. Аргументы в пользу этого предположения [16]: 1) наличие крупных разломов, в том числе древних; 2) доказанное геологическими и геоморфологическими данными раздвижение дна в рифтовой зоне Красного моря; 3) повышенная сейсмичность района; 4) магнитные и гравиметрические аномалии, указывающие на наличие под рыхлыми осадками магматического тела; 5) высокий тепловой поток в зонах впадин; 6) вулканические проявления в районе Красного моря и окаймляющей его суши; 7) наличие многочисленных рудных месторождений гидротermalного генезиса со сходным составом металлов в районах, прилегающих к Красному морю.

Для значительной части этих месторождений доказана генетическая связь с разломами. При этом характерна пространственная связь месторождений железа, марганца, полиметаллов. Добавим к этому, что повышенное по сравнению с морской водой содержание углекислого газа в водах впадины Атлантической [188] и постепенное повышение во времени температуры рассолов также указывают на их связь с глубинными зонами.

Происхождение рассолов Красного моря как результат разгрузки седиментогенных вод, выщелачивающих соляные породы, и глубинных гиротерм, несущих высокие концентрации металлов (видимо, в форме хлоридных комплексов), представляется нам наиболее вероятным.

Ориентировочно оценим масштабы разгрузки подземных вод во впадине Красного моря. Судя по вертикальному распределению

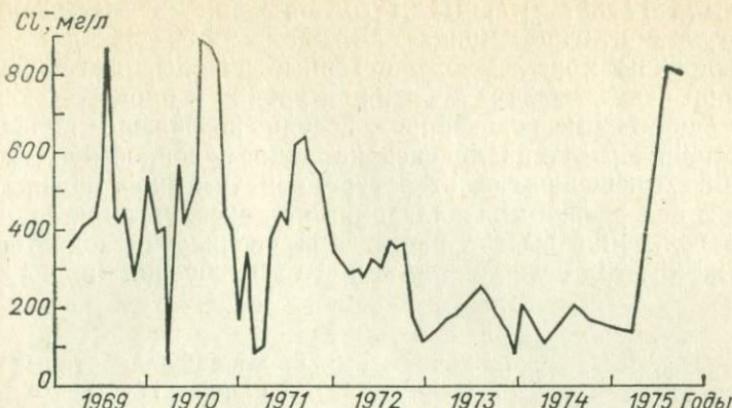


Рис. 4.3. Изменение концентрации Cl<sup>-</sup> подземных вод в процессе эксплуатации водозаборов в пос. Лососина (побережье Татарского пролива).

нию температуры, солености и условной плотности воды, рассолы «лежат» на дне впадины слоем мощностью 140 м во впадине Атлантичес-II, 190 м во впадине Дисковери и 8 м во впадине Чайн, общий объем их составляет 6,45 км<sup>3</sup>. Комплекс литологических, палеонтологических данных и радиоуглеродные датировки определяют возраст последней фазы гидротермальной деятельности 12 000 лет [127]. Анализируя распределение хлоридов в диффузионном ореоле над рассолами, С. И. Смирнов [125] определяет возраст начала разгрузки рассолов 3640 лет. Не зная режима разгрузки термальных рассолов, вряд ли следует противопоставлять эти цифры.

На первых стадиях проникновения рассолов во впадину Атлантичес-II их дебит мог быть очень незначительным, рассолы могли рассредоточиваться в толще илов, не проникая до их поверхности. Резкая смена окислительно-восстановительной обстановки приводила к выпадению металлов в иловой толще и формированию полиметаллических руд. Диффузионное передвижение солей из илов в морскую воду протекало значительно слабее, поскольку коэффициент диффузии хлоридных солей в илах на порядок ниже, чем в морской воде. Резкое усиление разгрузки рассолов, связанное с раскрытием трещин в рифтовой зоне, видимо, соответствует времени, установленному С. И. Смирновым, расчеты которого точны, поскольку речь идет о диффузии хлористого натрия в изотропной среде (морская вода) со строго установленным распределением температуры. Начиная с этого времени на дне впадины начали накапливаться рассолы, позднее перелившиеся в соседние впадины. Зная общий объем рассолов и время их накопления, можно приблизительно оценить масштабы их разгрузки:  $Q = V/\tau = 6,45 \times$

$\times 10^9$  м<sup>3</sup>/3640 лет = 1,77 · 10<sup>6</sup> м<sup>3</sup>/год = 56 л/с. Разумеется, цифра эта сугубо ориентировочная.

Внедрению морской воды в горные породы, слагающие берега, при искусственном понижении уровня в процессе эксплуатации прибрежных водозаборов, посвящено большое количество работ [49]. Не останавливаясь на данном вопросе, достаточно подробно освещенном в литературе, отметим лишь подвижность границы вод разной минерализации при эксплуатации водозаборов. Засоление быстро растет при увеличении водоотбора и столь же быстро ослабляется при его уменьшении (рис. 4.3).

## 5. Шельфовая стадия и ее место в геохимической истории формирования седimentогенных вод

Знакомство с геологическими разрезами крупных артезианских бассейнов приводит к выводу о том, что основная масса слагающих их пород является относительно мелководными морскими осадками, сформировавшимися на глубинах не более нескольких сотен метров. Около 90 % всех осадочных пород образовалось на шельфах или в близких к ним условиях [17]. Таким образом, большинство водоносных горизонтов артезианских бассейнов прошло через шельфовую стадию своего существования. Эта стадия является начальной в формировании химического состава седimentогенных вод. Подводя итог сказанному, отметим главные особенности протекания физико-химических процессов на этой стадии. Тесная связь иловых и морских вод обуславливает относительную пестроту химического состава воды, связанную со сложностью и спецификой прибрежных условий, влиянием подземных и поверхностных вод континента. Уже на этой стадии начинается постепенное изменение химического состава подземных субмаринных вод по сравнению с морской водой, выражющееся в протекании на отдельных участках процессов сульфатредукции и катионного обмена.

Водоносные горизонты на шельфовой стадии своего существования являются открытыми системами, в которых осуществляется непрерывный обмен веществом с морской водой, основным механизмом которого является молекулярная диффузия. Продолжительность шельфового этапа существования водоносного горизонта может быть различной, но обычно она изм�ается тысячами, десятками и сотнями тысяч лет, т. е. в сравнении с продолжительностью существования артезианских бассейнов эта стадия кратковременна.

Дальнейшая эволюция химического состава подземных вод может быть различной. При регрессиях сформировавшиеся

осадки выходят на поверхность. Начинаются процессы взаимодействия захороненных морских вод с инфильтрационными водами. В условиях гумидного климата эти процессы быстро приводят к полному замещению седиментационных вод пресными инфильтрационными. В аридных районах они протекают сложнее: образуются участки вторичного засоления, даже мелкие формы микрорельефа обуславливают сложную гидрохимическую микрозональность, влияние морского солевого комплекса проявляется в течение многих тысяч лет.

Однако главное значение в регressiveвных этапах при аридном климате имеет формирование крупных лагун (например, в раннем кембрии, ранней перми), в которых в результате испарения накапливаются огромные массы солей. Рана этих лагун в процессе гравитационного опускания погружается до первого крупного водоупора. При последующем опускании территорий и физико-химических процессах, приводящих к обмену магния рапы на кальций породы, формируется гидрохимическая зональность артезианских бассейнов типа бассейнов Восточно-Европейской и Восточно-Сибирской артезианских областей (включая их продолжение на шельфе) с максимальной минерализацией подземных вод до 300 и 650 г/л.

При преимущественно трансгрессивном режиме и накоплении осадков в процессе опускания шельфов формирование химического состава подземных вод артезианских бассейнов обуславливается прежде всего взаимодействием морской воды и породы. Минерализация подземных вод в таких бассейнах не превышает 40—70 г/л; формируется гидрохимическая зональность типа Западно-Сибирской артезианской области.

## Заключение

Книга представляет собой введение в гидрогеологию шельфовых областей — новый и слабо освещенный в литературе раздел общей и региональной гидрогеологии. В ней впервые сформулировано определение шельфа как гидрогеологической системы. Рассмотрены внешние и внутренние границы этой области с позиций теории групп и формирования образов, разработаны принципы построения гидрогеологической модели шельфа, как части общеземной системы вода-порода. Большое внимание уделено рассмотрению сосредоточенной разгрузки подземных вод на шельфе, как одной из наиболее активных форм взаимодействия вод суши и моря. Анализ формирования химического состава подземных вод континентальной террасы позволил выделить шельфовую стадию функционирования артезианских бассейнов.

Работая над книгой, авторы постоянно наталкивались на «белые пятна» в знаниях о подземных водах шельфов. Видимо, ближайшие задачи в изучении гидрогеологии этих областей можно сформулировать следующим образом: 1) получение натурного материала по данным подводных исследований и бурowych работ, 2) математическое оформление моделей разгрузки и формирования подземных вод шельфов, 3) построение региональных схем районирования субаквальных артезианских бассейнов.

## Список литературы

1. Агарков А. Ю., Павлов А. Н., Юровский Ю. Г. Опыт построения геодинамической модели прибрежной части щельфа в связи с эксплуатацией гидротехнических сооружений.—Тезисы докладов Всесоюзной конференции. Проблемы инженерной геологии в связи с рациональным использованием геологической среды. Л., 1976, т. II, с. 28—32.
2. Аджено М. О природе водородной связи и структуре воды.—В кн.: Значение структурных особенностей воды и водных растворов для геологических интерпретаций. М., 1968, с. 141—148.
3. Алексин О. А. Химия океана. Л., 1966. 248 с.
4. Алексин О. А. Основы гидрохимии. Л., 1970. 444 с.
5. Алексин О. А., Бражникова Л. В. Сток растворенных веществ с территорией СССР. М., 1964. 144 с.
6. Александров В. Естественное электрическое поле в озерах.—В кн.: Гидрофизические исследования озер. Л., 1973, с. 5—103.
7. Александров В. В., Юровский Ю. Г. Об электрометрическом определении параметров субаквальных источников.—В кн.: Гидрофизические исследования озер. Л., 1973, с. 151—156.
8. Арбузов И. А., Юровский Ю. Г. К вопросу об измерении пульсаций температуры при моделировании субаквальной разгрузки подземных вод.—Рефератив. журн. Геология, 1974, 10Е34.
9. Бабинец А. Е., Митропольский А. Ю., Ольштынский С. П. Гидрогеологические и геохимические особенности глубоководных отложений Черного моря. Киев, 1973. 159 с.
10. Базаров С. М., Мозгов Н. Н., Павлов А. Н. О некоторых общих статистических закономерностях формирования динамических образов в системе атмосфера—океан—литосфера.—В кн.: Проблемы инженерной геологии в связи с рациональным использованием геологической среды. Тема I. Л., 1976, с. 55—58.
11. Басков Е. А. Основные типы гидрогеологических структур Мирового океана.—В кн.: Проблемы гидрогеологического картирования и районирования. Л., 1971, с. 22—25.
12. Басков Е. А., Неизвестнов Я. В., Суриков С. Н. Гидрогеологические структуры акваторий.—В кн.: Основные типы гидрогеологических структур СССР. Л., 1974, с. 86—88.
13. Баском В. Волны и пляжи. Л., 1966. 280 с.
14. Батоян В. В. Гидрохимические исследования субмаринной разгрузки в Каспийском море.—Автореферат дис. на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. М., 1977. 27 с.
15. Батоян В. В., Глазовский Н. Ф. Разгрузка подземных вод через грязевой вулкан Татаромогла на дне р. Куры.—В кн.: Взаимодействие поверхностного и подземного стока. Вып. 2. М., 1974, с. 186—190.
16. Батурина Г. Н. Глубоководные осадки гидротермального генезиса.—В кн.: История Мирового океана. М., 1971, с. 259—277.

17. Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., 1975. 262 с.
18. Белоусов В. В., Сорский А. А., Бунз В. И. Сейсмотектоническая карта Европы. М., 1966.
19. Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. Л., 1974. 280 с.
20. Беннет К. О., Майер Ж. Е. Гидродинамика, теплообмен и массообмен. М., 1966. 726 с.
21. Блох А. М. Структура воды и геологические процессы. М., 1969. 216 с.
22. Блох А. М. Модели структуры жидкой воды.—В кн.: Значение структурных особенностей воды и водных растворов для геологических интерпретаций. М., 1971, с. 15—34.
23. Блютен И. География климатов. Том 1. М., 1972. 428 с.
24. Богуславский С. Г. Вертикальный турбулентный обмен в поверхностном слое моря.—Труды Мор. гидрофиз. ин-та, 1958, т. 13, с. 14—20.
25. Брашинина И. Д. О возможностях изучения субмаринной разгрузки карстовых вод электрокаротажным методом.—Новости карстоведения и спелеологии, 1963, № 3, с. 62—65.
26. Бруевич С. В. Возраст современного озерного периода Каспия и метаморфизация солей речного стока в море.—Докл. АН СССР, 1939. Нов. серия, т. 23, № 7, с. 694—697.
27. Бруевич С. В. Погребенные опресненные воды под современными осадками Черного моря.—Докл. АН СССР, 1952, т. 84, № 13, с. 575—578.
28. Бруевич С. В. Соленость грунтовых растворов Охотского моря.—Докл. АН СССР, 1957, т. 113, № 2, с. 767—770.
29. Бруевич С. В., Виноградова Е. Г. Химический состав грунтовых растворов Каспийского моря.—Гидрохим. мат-лы, 1947, т. 13, с. 129—145.
30. Бруевич С. В., Зайцева Е. Д. К химии осадков Берингова моря.—Труды ин-та океанологии, 1958, т. XXVI, с. 8—108.
31. Брусловский С. А. О миграционных формах элементов в природных водах.—Гидрохим. мат-лы, 1963, т. XXXV, с. 3—16.
32. Брусловский С. А. О возможности оценки субмаринного стока по его геохимическим проявлениям.—Комплексные исследования Каспийского моря, 1971, вып. 2, с. 68—74.
33. Брусловский С. А., Глазовский Н. Ф., Батоян В. В. Грязевой вулканизм как источник поступления вещества в Каспийское море.—Комплексные исследования Каспийского моря, 1976, вып. 5, с. 189—200.
34. Брусловский С. А., Лаптева Л. А. Хлорность иловых вод—геохимический индикатор разгрузки подземных вод в Каспийском море.—Комплексные исследования Каспийского моря, 1976, вып. 5, с. 168—188.
35. Буачидзе И. М., Мелива А. М. К вопросу разгрузки подземных вод в Черное море в районе Гагра.—Труды Лаб. гидрогеол. и инженерно-геол. проблем, 1967, № 3, с. 17—24.
36. Валяшко М. Г. Эволюция химического состава воды океана.—В кн.: История Мирового океана. М., 1971, с. 97—103.
37. Галицын М. С. Литогенез и формирование подземных вод артезианских бассейнов.—В кн.: Палеогидрогеологические методы при изучении артезианских бассейнов. М., 1971, с. 31—53.
38. Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М., 1968. 367 с.
39. Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М., 1974. 272 с.
40. Гвоздецкий Н. А. Проблемы изучения карста и практика. М., 1972. 391 с.
41. Геохланян Т. Х. О связи между процессами в тропосфере и верхней стратосфере в холодное полугодие.—Метеорология и гидрология, 1969, № 5, с. 38—44.
42. Гидрогеология СССР. Сводный том, вып. 1. М., 1976. 656 с.
43. Гидрогеология СССР, т. 3. М., 1967. 328 с.; т. 5, 1971. 614 с.; т. 8, 1970. 364 с.; т. 10, 1970. 404 с.; т. 12, 1969. 408 с.; т. 16, 1970. 376 с.; т. 20, 1970. 383 с.; т. 23, 1971. 512 с.; т. 24, 1972. 343 с.; т. 26, 1972. 296 с.; т. 27,

1971. 295 с.; т. 28, 1972. 479 с.; т. 29, 1972. 364 с.; т. 30, 1966. 302 с.; т. 31, 1967. 200 с.; т. 32, 1969. 375 с.; т. 35, 1971. 373 с.; т. 38, 1972. 565 с.; т. 39, 1971. 472 с.; т. 42, 1970. 288 с.; т. 44, 1969. 300 с.; т. 45, 1970. 158 с.
44. Гиринский Н. К. Грунтовые потоки в однородных образованиях морских побережий.—Труды лаб. гидрогеол. проблем АН СССР, 1948, т. 3, с. 180—200.
45. Гиринский Н. К. Напорный поток пресных вод в однородных пластах морских побережий.—Труды лаб. гидрогеол. проблем АН СССР, 1950, т. IX, с. 164—185.
46. Гиринский Н. К. Фильтрация подземных сильно минерализованных вод и рассолов в море.—Труды лаб. гидрогеол. проблем АН СССР, 1955, т. XII, с. 3—47.
47. Глазовский Н. Ф. Водный и ионный подземный сток в Аральское, Каспийское и Черное моря.—Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 4, с. 961—964.
48. Глазовский Н. Ф., Иванов В. А., Месхетели А. В. Об изучении субмаринных источников.—Океанология, 1973, вып. 2, т. XIII, с. 249—254.
49. Гольдберг В. М. Гидрологические прогнозы качества подземных вод на водозаборах. М., 1976. 152 с.
50. Гольдберг Э. Д. Геохимия моря.—В кн.: Геохимия литогенеза. Л., 1963, с. 431—459.
51. Горбачев А. М. Общая геология. М., 1973. 248 с.
52. Гуревич А. Е., Капченко Л. Н., Кругликов Н. М. Теоретические основы нефтяной гидрогеологии. Л., 1972. 271 с.
53. Дворов В. И. Термальные воды Челекена и геохимические особенности их формирования. М., 1975. 179 с.
54. Джамалов Р. Г., Зекцер И. С., Месхетели А. В. Подземный сток в моря и Мировой океан. М., 1977. 93 с.
55. Джамалов Р. Г., Зекцер И. С., Семендаев Л. И. Выделение областей разгрузки подземных вод в морях.—Водные ресурсы, 1976, № 2, с. 101—109.
56. Дзенс-Литовский А. И. Кара-Богаз-Гол. Л., 1967. 95 с.
57. Дзилна И. Л., Берзинь П. Э. Схема гидродинамической структуры морского дна Средней Прибалтики и задачи ее дальнейшего изучения.—Труды Государств. гидрогеол. ин-та, 1972, вып. 188, с. 210—221.
58. Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., 1969. 344 с.
59. Дружинин Н. И. Метод электрогоидродинамических аналогий и его применение при исследовании фильтрации. М.—Л., 1956. 346 с.
60. Зайцев И. К. Принципы гидрогеологического районирования и типизация гидрологических структур.—В кн.: Основные типы гидрогеологических структур СССР. Л., 1974, с. 5—9.
61. Зайцев И. К., Толстухин Н. И. Основы структурно-гидрогеологического районирования СССР.—Труды ВСЕГЕИ, 1963. Нов. серия, т. 101, с. 5—34.
62. Зайцева Е. Д. Щелочность и биогенные элементы в грунтовых растворах осадков северо-восточной части Черного моря.—В кн.: К познанию диагенеза осадков. М., 1959, с. 51—71.
63. Затенацкая Н. П. Экспериментальные данные по диффузии солей в глинистых породах.—В кн.: Постседиментационные изменения четвертичных и миоценовых глинистых отложений Бакинского архипелага. М., 1965, с. 143—159.
64. Зац В. И., Степанов В. Н. Определение высоты подъема факела сточных вод при глубоководном сбросе в море путем учета плотностной стратификации и течений. Материалы III Всесоюзного симпозиума по вопросам самоочищения водоемов и смешения сточных вод. М.—Таллин, 1969, с. 56—65.
65. Зацепина Г. Н. Свойства и структура воды. М., 1974. 167 с.
66. Зекцер И. С. Естественные ресурсы пресных подземных вод Прибалтики. М., 1968. 104 с.

67. Зеленов К. К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М., 1972. 212 с.
68. Иванов Б. Н. Методика комплексной карстологической крупномасштабной съемки на примерах Приайлтринской котловины и Мердвинского плато в Крыму.—Методика изучения карста. Пермь, 1964, вып. 3, с. 35—48.
69. Иванов Б. Н. Современные методы комплексного изучения карста при проектировании и строительстве мелиоративных и гидроэнергетических систем (на примере Югославии). М., 1969. 36 с.
70. Иванов Б. Н. Карбонатный карст Украины и Молдавии.—Труды Моск-о-ва испытателей природы, 1972, т. 47, с. 131—140.
71. Каплин П. А. Новейшая история побережий Мирового океана. М., 1973, с. 220—230.
72. Каракашев А. В. Расчет разбавления сточных вод в водохранилищах и морских бухтах. Доклады и сообщения на Всесоюзной научно-технической конференции по охране поверхностных и подземных вод от загрязнения. Таллин, 1967, с. 9—17.
73. Карплюс У. Дж. Моделирующие устройства для решения задач теории поля. М., 1962. 487 с.
74. Квасов Д. Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л., 1975. 278 с.
75. Кинд К. Я. Исследование касательных турбулентных напряжений на поверхности раздела двух жидкостей различной плотности.—Автореферат диссертации на соискание учен. степени кандидата технических наук. Л., 1965. 34 с.
76. Конюхов А. И., Соколов Б. А. Парадокс глубоководного диагенеза.—Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 4, с. 914—917.
77. Коротаев С. М. Об использовании естественного электрического поля для исследования субаквальных источников.—В кн.: Исследования по проблемам солнечно-земной физики. М., 1975, с. 217—223.
78. Коротков А. И. Ионный сток с территории бассейна р. Волхов. Докл. отд-ний и комиссий геогр. о-ва СССР, 1967, вып. 2, с. 127—139.
79. Коротков А. И. Основы климатологии, гидрологии, гидрогеологии и инженерной геологии морских побережий. Л., 1973. 110 с.
80. Коротков А. И., Короткова Л. Ю. Сравнительная оценка расчета неравномерного движения грунтовых вод при плоском наклонном водоупоре по методам Н. Н. Павловского, Г. Н. Каменского и Чжан Чжун-иня.—В кн.: Научные работы студентов ЛГИ, 1957, вып. 2, с. 13—20.
81. Котова М. С., Павлов А. Н. О выщелачивании водоупоров при увеличении геостатического давления.—В кн.: Поровые растворы и методы их изучения. Минск, 1968, с. 55—63.
82. Кохут Ф. А. Подводные источники. Океанографическая энциклопедия. Л., 1974, с. 385—388.
83. Краев А. П. Основы геоэлектрики. Л., 1965. 445 с.
84. Крамбейн У., Грейнбелл Ф. Статистические модели в геологии. М., 1969. 397 с.
85. Крамбейн У., Кауфман М., Мак-Кеммон С. Модели геологических процессов. М., 1973. 150 с.
86. Красный Л. И., Ганешин Г. С., Верещагин В. М. Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., 1966. 516 с.
87. Краускопф К. Б. Разделение марганца и железа в осадочном процессе.—В кн.: Геохимия литогенеза. М., 1963, с. 259—293.
88. Краускопф К. Б. Факторы, контролирующие концентрации тринадцати редких металлов в морской воде.—В кн.: Геохимия литогенеза. М., 1963, с. 294—338.
89. Крюков П. А. Горные, почвенные и иловые растворы. Новосибирск, 1971. 220 с.
90. Куделин Б. И., Зекцер И. С., Месхетели А. В. Проблемы подземного стока в моря.—Сов. геология, 1971, № 1, с. 72—80.
91. Кудельский А. В. Гидрогеология, гидрогеохимия иода. Минск, 1976. 214 с.

92. Кудрявцев В. А., Романовский И. Н. Криолитозона шельфа Полярного бассейна.—В кн.: Проблемы геологии шельфа. М., 1975, с. 60—66.
93. Ландау Л. Д., Лифшиц Е. М. Механика сплошных сред. М., 1953. 761 с.
94. Лапшин Н. Н. Расчеты выпусколов сточных вод. М., 1977. 87 с.
95. Лебедев Л. М. Современные рудообразующие гидротермы. М., 1975. 261 с.
96. Ле Пишон К., Франшо Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М., 1977. 288 с.
97. Ломтадзе В. Д. Инженерная геология. Инженерная петрология. Л., 1970. 527 с.
98. Лонгинов В. В. Очерки литодинамики океана. М., 1973. 244 с.
99. Лопатин Г. В. Эрозия и сток наносов.—Природа, 1950, № 7, с. 19—28.
100. Лопатин Г. В. Наносы рек СССР. М., 1952. 366 с.
101. Лубченко И. Ю. Распределение свинца на площади Тихого океана.—Докл. АН СССР, 1975, т. 225, с. 1412—1415.
102. Маев Е. Г., Маева С. А., Косарев А. Н. Очерк неогеново-четвертичной истории Каспийского и Аральского морей.—Комплексные исследования Каспийского моря, 1976, вып. 5, с. 64—72.
103. Макдональд Г. Вулканы. М., 1975. 431 с.
104. Максимович Г. А. Подводные карстовые источники морей.—Учен. зап. Пермского ин-та, 1957, т. II, вып. 2, с. 83—85.
105. Максимович Г. А. Основы карстоведения. Т. I. Пермь, 1963. 444 с.
106. Максимович Г. А., Кикнадзе Т. З. Субмаринные источники Черного моря и некоторых карстовых областей Средиземноморья.—Сообщения АН ГрузССР, 1967, т. XLVII, № 3, с. 43.
107. Мамчур Е. А. Проблема выбора теории. М., 1975. 231 с.
108. Маргуашвили Л. И. Хронологические и пространственные законоомерности пещерообразования в известняках.—В кн.: Карст в карбонатных породах. М., 1972, с. 58. (Труды МОИП, т. XLVII).
109. Меро Дж. Л. Марганцевые конкреции со дна океана.—В кн.: Вопросы геохимии и геохронологии океана. М., 1965, с. 247—271.
110. Миграция химических элементов в подземных водах СССР/В. П. Зверев, В. И. Кононов, В. А. Ильин и др. М., 1974. 239 с.
111. Монин А. С., Яглом А. М. Статистическая гидромеханика. Т. 2. М., 1969. 720 с.
112. Неизвестнов Я. В., Обидин Н. И., Толстухин Н. И. Гидрогеологическое районирование и гидрогеологические условия советского сектора Арктики.—В кн.: Геология и полезные ископаемые севера Сибирской платформы. Л., 1971, с. 92—108.
113. Окнина Н. А. Процессы диффузии и диффузионного выщелачивания солей в глинистых и мелоподобных породах.—В кн.: Формирование инженерно-геологических свойств глинистых пород в процессе литогенеза. М., 1963, с. 205—215.
114. Основы гидрогеологических расчетов/Ф. М. Бочевер, И. В. Гарманов, А. В. Лебедев, В. М. Шестаков. М., 1965. 306 с.
115. Павлов А. Н. Геологический круговорот воды на Земле. Л., 1977. 143 с.
116. Перфильев Б. В. К методике изучения иловых отложений.—Труды Бородин. пресновод. биол. станции в Карелии, 1927, вып. 5, с. 135—166.
117. Полькин Я. И., Романович Б. С., Зачепин Е. Н. Тектоника шельфов Баренцева и Карского морей.—В кн.: Проблемы геологии шельфа. М., 1975, с. 73—76.
118. Проблемы геологии шельфа. М., 1975. 296 с.
119. Пустовалова Г. И., Толстухин Н. И. Схема структурно-геологического районирования Кавказа.—Изв. вузов. Геология и разведка, 1968, № 11, с. 83—92.
120. Ромм Е. С. Фильтрационные свойства трещиноватых горных пород. М., 1966. 283 с.

121. Самарина В. С. Формирование химического состава подземных вод (на примере Прикаспийской низменности). Л., 1963. 115 с.
122. Симонов А. И. Гидрология и гидрохимия вод устьевого взморья в морях без приливов. М., 1969. 230 с.
123. Славянова Л. В., Галицын М. С. Микрокомпоненты в подземных водах Прикаспийской впадины и прилегающих к ней районах юго-востока Русской платформы. М., 1970. 171 с.
124. Слевич С. Б. Шельф. Освоение, использование. Л., 1977. 240 с.
125. Смирнов С. И. Об образовании рассолов в донных впадинах Красного моря.—Океанология, 1969, т. IX, вып. 3, с. 435—441.
126. Смирнов С. И. Введение в изучение геохимической истории подземных вод седиментационных бассейнов. М., 1974. 263 с.
127. Современное гидротермальное рудоотложение. Под ред. Э. Дегенса, Д. Росса. М., 1974. 280 с.
128. Станковский А. Ф., Синицын А. В., Шинкарев Н. Ф. Погребенные траппы Онежского полуострова Белого моря.—Вестн. Ленингр. ун-та, 1972. Сер. Геология, география, № 18, вып. 3, с. 12—20.
129. Старикова Н. Д. Органическое вещество в жидкой фазе осадков Черного моря.—В кн.: К познанию диагенеза осадков. М., 1959, с. 72—91.
130. Старр В. Физика явлений с отрицательной вязкостью. М., 1971. 260 с.
131. Степанов В. Н. К вопросу влияния течений на высоту подъема факела сточных вод в море. Материалы III Всесоюзного симпозиума по вопросам самоочищения водоемов и смешения сточных вод. М.—Таллин, 1969, с. 94—102.
132. Стратен Л. Седиментация в северо-западной части Адриатического моря.—В кн.: Геология и геофизика морского дна. М., 1969, с. 155—174.
133. Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования.—Изв. АН СССР, 1953. Сер. Геология, № 5, с. 12—49.
134. Страхов Н. М. Формы железа в отложениях Черного моря и их значение для теории диагенеза.—В кн.: К познанию диагенеза осадков. М., 1959, с. 92—119.
135. Тагеева Н. В. О поровых водах осадков северных морей СССР.—Докл. АН СССР, 1965, т. 163, № 6, с. 1477—1479.
136. Тагеева Н. В., Тихомирова М. М. Гидрогеохимия донных осадков Черного моря. М., 1962. 145 с.
137. Тагеева Н. В., Тихомирова М. М. Геохимия поровых вод при диагенезе морских осадков. М., 1962. 245 с.
138. Тамразян Г. П. Кристаллическая земная кора Кавказа, Каспийского и Черного морей и крупные впадины (провалы) в ней, компенсационно заполненные мощными осадочными толщами.—Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 5, с. 1145—1158.
139. Тектоника и нефтегазоносность окраинных и внутренних морей СССР/Ю. Я. Кузнецова, Л. Э. Левина, Я. П. Маловицкого и др. Л., 1970. 304 с.
140. Толстыхин Н. И. О поясах артезианских бассейнов Земли.—В кн.: Доклады отделений и комиссий Географического общества СССР. Гидрогеология и инженерная геология. Л., 1969, вып. 14, с. 6—9.
141. Тюхтин В. С. Теория автоматического опознавания. М., 1976. 190 с.
142. Указания по термическому расчету водохранилищ. Л., Минэнерго СССР, 1969. 70 с.
143. Уланов Х. К. Аномалии температур воды в восточной части среднего Каспия.—Изв. АН АзССР. Сер. Геология и география, 1960, № 4, с. 79—92.
144. Уланов Х. К. Об аномалии температуры воды и подземном питании восточной части среднего Каспия.—Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1962, т. 94, вып. 5, с. 431—435.
145. Файн В. С. Алгоритмическое моделирование формообразования. М., 1975. 142 с.
146. Фейнман Р., Лейтон Р., Сэндс М. Фейнмановские лекции по физике. Т. 6. М., 1966. 342 с.
147. Френкель Я. И. Статистическая физика. М.—Л., 1948. 760 с.

148. Хайн В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида, Африка. М., 1971. 548 с.
149. Хайн В. Е. Общая геотектоника. 2-е изд. М., 1973. 510 с.
150. Харбух Д., Бонэм-Картер Г. Моделирование на ЭВМ в геологии. М., 1974. 318 с.
151. Хорн Р. Морская химия. М., 1972. 399 с.
152. Цурикова А. П., Шульгина Е. Ф. Гидрохимия Азовского моря. Л., 1964. 258 с.
153. Чжан Чжун-инь. Новый метод расчета неравномерного движения грунтовых вод при наклонном водоупоре.—Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1956, т. XXXII, вып. 2, с. 120—125.
154. Шенк Х. Теория инженерного эксперимента. М., 1972. 381 с.
155. Шепард Ф. П. Морская геология. 3-е изд. Л., 1976. 488 с.
156. Шишкина О. В. Геохимия морских и океанических иловых вод. М., 1972. 228 с.
157. Шишкина О. В., Павлова Г. А., Быкова В. С. Геохимия галогенов в морских и океанических осадках и иловых водах. М., 1969. 118 с.
158. Шлихтинг Г. Теория пограничного слоя. М., 1969. 742 с.
159. Шулейкин В. В. Физика моря. М., 1968. 1084 с.
160. Шулейкин В. В. Взаимодействие звеньев в системе океан—атмосфера—материки. Материалы V съезда Географического общества Союза ССР. Л., 1970. 29 с.
161. Эйзенберг Д., Кауцман В. Структура и свойства воды. Л., 1975. 280 с.
162. Эмери К. Геология окраины материка на востоке Соединенных Штатов Америки.—Труды симпозиума «Геология и геофизика морского дна». М., 1969, с. 9—31.
163. Юровский Ю. Г. Об оценке величины субмаринной разгрузки подземных вод.—Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1973, т. 105, с. 174—179.
164. Юровский Ю. Г. О некоторых вопросах изучения геологии и гидрогеологии шельфа.—Труды Ленингр. гидрометеоролог. ин-та, 1973, вып. 44, с. 180—182.
165. Юровский Ю. Г. Вопросы моделирования субаквальных источников.—Рефератив. журн. Геология, 1974, реф. 9A582.
166. Юровский Ю. Г. Загрязнение прибрежной части шельфа и пляжевой зоны.—В кн.: Охрана окружающей среды от загрязнения промышленными выбросами, 1976, вып. 3, с. 83—88.
167. Юровский Ю. Г., Юровская Т. Н. К вопросу о субмаринной разгрузке термальных подземных вод.—Рефератив. журн. Геология, 1974, 10, реф. 10E75.
168. Abraham G. Jet diffusion in liquid of greater density.—Proc. ASCE, 1960, v. 86, NOHY-6, p. 1—13.
169. Accerboni E., Mosetti F. Lo calizzazioni dei diffussi d'acqua in mare un condottometro elettrico superficiale a registrazione continua.—Bol. geofis. teor. appl., 1967, ann. 4, N 36, p. 130—161.
170. Biogeochemistry of sediments in experiment Mohole/S. C. Rittenberg, K. O. Emery, S. Hulsemann a. o.—Journ. Sediment. Petrology, 1973, v. 33, N 1, p. 140—172.
171. Braudo C. J., Mero F., Mercado A. Submarine spring discharge using radioactive tracers.—Proc. ASCE, 1967, v. 94, NHY-2, p. 399—409.
172. Brooks N. H., Koh C. I. K. Discharge of sewage effluent from a line source into a stratified ocean.—XI Congr. IAHR, 1965. 10 p.
173. Cassini R. Ricerca sugli efflusi di acqua dolce lungo le coste Siciliane mediante misure di salinata in mare.—La Ricerca Sci., 1967, ann. 37, N 3, p. 267—280.
174. Davis W. M. Origin of limestone caverns.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1930, v. 41, p. 491—497.
175. Frankel R. J., Cumming J. D. Turbulent mixing phenomena of ocean outfalls.—Proc. ASCE, 1965, v. 91, NOSY-2, p. 33—59.
176. Fromant A. C. The waters supplies of Bahrain.—Journ. Inst. Water Eng., 1965, v. 19, N 8, p. 579—585.

177. *Glomar Challenger* in the Black Sea.—*Geotimes*, 1975, v. 20, N 10, p. 18—20.
178. *Grasshoff K.* The Hydrochemistry of Landlocked Basins and Fjords.—In: *Chemical Oceanography*, ed. 2. Ed. by S. P. Riley, G. Skirrow. Ld.—N.-Y.—San-Francisco, 1975, p. 455—597.
179. *Hart W. E.* Jet discharge into a fluid with a density gradient.—*Proc. ASCE*, 1961, v. 87, NOHY-6, p. 171—200.
180. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Washington, 1969—1976, v. 1—35.
181. *JOIDES* (Joint Oceanographic Institutions Deep Earth Sampling Program), Ocean drilling on the continental margin.—*Science*, 1965, v. 150, p. 709—716.
182. *Kastner M., Gieskes J. M.* Interstitial water profiles and sites of diagenetic reactions Leg 35 DSDP, Bellingsgausen abyssal plain.—*Earth Planetary Sci. Letters*, 1976, v. 33, p. 11—20.
183. *Kullenberg B.* On the presence of sea water in Baltic ice-lace.—*Tellus*, 1954, v. 6, N 3, p. 221—228.
184. *Kullenberg B., Fromm O. E.* Nya forsok att upphamta langa sedimentprofiler från havsbottnen.—*Geol. Foren. Fornhandl.*, 1944, B. 66, H. 3, p. 501—510.
185. *Manheim F. T.* Evidence for submarine discharge of water on the Atlantic continental slope of the southern United States, and suggestions for further search.—*Trans. New York Academy Sciences*, 1967, ser. II, v. 29, N 7, p. 839—853.
186. *Manheim F. T., Bischoff J. L.* Geochemistry of pore waters from Shell Oil Company drill holes on the continental slope on the northern Gulf of Mexico.—*Chemical Geology*, 1969, v. 4, N 1/2, p. 63—82.
187. *McDuff R. E., Gieskes J. M.* Calcium and Magnesium profiles in DSDP interstitial waters: diffusion or reaction?—*Earth a. Planet. Sci. Lett.*, 1976, v. 33, p. 1—10.
188. *McIntyre F.* Why the sea is salt.—*Sci. American*, 1970, v. 233, N 5, p. 104—117.
189. *Mijatovic B.* Importance des recherches hydrogeologiques complexes des sources littorales et sous marines dans le karst littoral.—*Assoc. inter. des Hydrogeol. Memoires*, 1961, v. 4, N 27, p. 76—80.
190. *Piorewicz J.* Analiza dzilanta zatopionych strumieni wodnych jako elementów przerwy wodnej.—*Roz. Hydrotech.*, 1967, p. 21.
191. *Rawn A. M., Bowerman F. R., Brooks N. H.* Diffusors for disposal of sewage in sea water.—*Proc. ASCE*, 1960, v. 86, NOSA-2, p. 65.
192. *Rawn A. M., Palmer H. K.* Pre-determining the extent of a sewage field in sea water.—*Trans. ASCE*, 1930, v. 94, p. 1036.
193. *Todd D. K.* *Ground Water Hydrology*. N.-Y., Ld., 1960. 336 p.

## Оглавление

Предисловие . . . . .	3
<b>Глава 1. Шельф как гидрологическая система . . . . .</b>	<b>5</b>
1. Понятие шельфа как системы . . . . .	—
2. Гидрологические границы континентальной террасы . . . . .	11
3. Принципы описания граничных процессов на шельфе . . . . .	21
4. Общие закономерности формирования многопараметрических образов на шельфе . . . . .	37
5. Принципы построения гидрологической модели шельфовых областей . . . . .	64
<b>Глава 2. Особенности функционирования очагов разгрузки подземных вод на границе океан—литосфера в области шельфа . . . . .</b>	<b>71</b>
1. Гидравлическая модель . . . . .	—
2. Аналоговая модель (метод ЭГДА) . . . . .	87
3. Аналитическая модель . . . . .	96
<b>Глава 3. Субмаринные источники, опыт их исследования и реализация моделей . . . . .</b>	<b>108</b>
1. Общая характеристика областей разгрузки субмаринных источников . . . . .	—
2. Получение основных расчетных параметров . . . . .	114
3. Количественная оценка родникового стока на подводном склоне . . . . .	135
4. Оценка разгрузки подземных вод на шельфе по данным исследований, проведенных на берегу . . . . .	138
<b>Глава 4. Формирование химического состава подземных вод на шельфе . . . . .</b>	<b>144</b>
1. Вводные замечания . . . . .	—
2. Особенности формирования химического состава морской воды на шельфе . . . . .	145
3. Формирование химического состава поровых вод в илах шельфа . . . . .	159
4. Формирование химического состава подземных вод артезианских бассейнов шельфов . . . . .	193
5. Шельфовая стадия и ее место в геохимической истории формирования седиментогенных вод . . . . .	208
<b>Заключение . . . . .</b>	<b>210</b>
<b>Список литературы . . . . .</b>	<b>211</b>

Алексей Иванович Коротков,  
Александр Николаевич Павлов,  
Юрий Георгиевич Юровский

**Гидрография  
шельфовых областей**

Редактор издательства  
З. К. Андрюнина  
Переплет художника  
Б. Н. Осечакова  
Технический редактор  
Н. П. Старостина  
Корректор  
Н. Н. Степановъ

ИБ № 3528

Сдано в набор 21.09.79. Подписано в печать 07.01.80. М-29501.  
Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага тип. № 2. Гарнитура литературная.  
Печать высокая. Печ. л. 13,75. Уч.-изд. л. 14,70. Тираж  
1300 экз. Заказ 453/269. Цена 2 р. 60 к.

Издательство «Недра», Ленинградское отделение.  
193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровая, 12.

Ленинградская типография № 8 ЛПО «Техническая книга»  
Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР  
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли,  
190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.

3262