# Изменчивость гидрофизических полей Черного моря

Под редакцией академика АН УССР Б. А. Нелепо



Ленинград Гидрометеоиздат 1984

#### Авторы:

### А. С. Блатов, Н. П. Булгаков, В. А. Иванов, А. Н. Косарев, В. С. Тужилкин

Рецензент: канд. геогр. наук Г. Я. Шкудова

Рассматриваются основные виды изменчивости гидрофизических полей с позиций волновой природы изменчивости. Для характерных условий Черного моря проводятся оценки их возможных пространственно-временных масштабов. Излагаются современные методы предварительной обработки и анализа данных наблюдений (температуры, солености, скорости и направления течений, параметров термохалинной структуры вод). Дана количественная характеристика межгодовой, сезонной, синоптической, мезомасштабной изменчивости для Черного моря, во многом отличная от океанической. Обсуждаются энергетика и основные механизмы, формирующие рассматриваемые виды изменчивости. Приводятся постановка задач и анализ результатов математического моделирования некоторых видов изменчивости.

Монография рассчитана на широкий круг специалистов в области океанологии, а также в смежных областях, связанных с Черным морем, аспирантов и студентов океанологических специальностей, математиков, интересующихся геофизическими проблемами.

In the book "Variability of Hydrophysical Fields of the Black Sea" classification of hydrophysical fields variability in seas and oceans is presented based on undulate nature of fundamental variability types for which space-time scales are given. Modern methods of preliminary processing of hydrophysical variability observations are described. The fundamental, i. e. interannual, seasonal, synoptic and mesoscale types of hydrophysical fields (temperature, salinity, currents, thermohaline structure parameters) variability in the Black Sea are considered. Quantitative characteristics are given of Black Sea variability in many aspects different from oceanic one. Energetics and main mechanisms responsible for variability mentioned above are presented as well as discussion of mathematical problems formulation and modelling results.

lation and modelling results.

The monography is adressed to specialists in oceanology and other fields of science related to Black Sea, post-graduates and students, as well as mathematicians interested in

geophysics.



### Предисловие редактора

Появление предлагаемой читателю монографии определено двумя основными обстоятельствами.

Во-первых, отчетливо наметившимся в последнее десятилетие поворотом от изучения предполагавшейся стабильной во времени пространственной структуры вод океанов и морей к исследованию временной изменчивости состояния вод океанов и морей, а также механизма этой изменчивости. В теоретическом аспекте эта тенденция выразилась в заметном росте удельного веса нестационарных моделей циркуляции и структуры вод океанов и морей. В настоящее время все большее значение приобретают специализированные натурные эксперименты типа АТЭП, ПОЛИМОДЕ и др., предназначенные для исследования гидрофизических процессов

определенных пространственно-временных масштабов.

Во-вторых, в океанологической литературе монографического плана исследование изменчивости гидрофизических полей Черного моря вообще отражено чрезвычайно слабо. Можно назвать только несколько сборников статей и монографий, посвященных циркуляции и термохалинной структуре вод [Филиппов Д. М. Циркуляция и структура вод Черного моря, 1968; Комплексные исследования Черного моря, отв. ред. Б. А. Нелепо, 1979; Комплексные океанографические исследования Черного моря, Богуславский С. Г., Ефимов В. В., Черкесов Л. В. и др., 1980], гидрохимии [Скопинцев Б. А. Формирование современного химического состава вод Черного моря, 1975; Комплексные гидрофизические и гидрохимические исследования Черного моря, отв. ред. Б. А. Нелепо, 1980] и гидробиологии [Сорокин Ю. А. Черное море, 1982; Основы биологической продуктивности Черного моря под ред. В. Н. Грезе, 1979].

Таким образом, появление современной монографии, в особенности посвященной временной изменчивости гидрофизических по-

лей Черного моря, следует признать весьма актуальным.

По-видимому, не стоит особо останавливаться на практической ценности исследований такого рода — она достаточно хорошо известна всем, кто так или иначе связан с Черным морем. Выясняя, каким образом и почему изменяется гидрофизическая структура вод, мы оказываемся в состоянии заглянуть в возможное будущее (пока, к сожалению, не очень далеко), а следовательно, нужным образом направить интенсивную хозяйственную деятельность с целью увеличения ее эффективности и сохранения природы моря, в том числе и его природных ресурсов.

В предлагаемой монографии впервые для Черного моря предпринята попытка с единых позиций рассмотреть широкий спектр

временных масштабов изменчивости гидрофизических полей: от межгодового до масштаба короткопериодных внутренних волн. Показана специфика этой изменчивости. Заметно стремление авторов к выражению своего, во многом оригинального взгляда на некоторые из рассматриваемых вопросов: методологии исследования изменчивости (глава 1) и отдельных ее видов (главы 4 и 5). Основным фактическим материалом, послужившим для написания монографии, стали исследования ее авторов (сотрудников Морского гидрофизического института АН УССР и кафедры океанологии Московского государственного университета), на протяжении нескольких лет активно работающих в этой области. Некоторые их результаты обладают принципиальной новизной. Вместе с тем сохранена определенная преемственность выводов с результатами предыдущих и параллельных работ, о чем свидетельствует широко использумая в тексте опубликованная литература. Обращает внимание применение авторами современных методов обработки и анализа наблюдений с критической оценкой их достоверности (глава 2), что подчеркивает высокий научный уровень монографии.

Естественно, не на все вопросы, затронутые в монографии, даны полные, удовлетворительные ответы. Некоторые положения монографии дискуссионны (например, классификация в главе 1). Однако эти недостатки носят объективный характер, отражая несовершенство современных знаний о процессах в океанах и морях. Можно согласиться с авторами, что главное назначение предлагаемой монографии, отражающей новое направление океанологических исследований, следует видеть в стимулировании его развития. Чем больше вопросов (с намерением их разрешения) возникает в связи с данной монографией, тем больше пользы будет как

для Черного моря, так и для океанологии вообще.

### Предисловие

На современном этапе развития океанологии, когда средние поля океанологических (и в особенности гидрофизических) характеристик во многих районах Мирового океана известны относительно хорошо, главная задача состоит в исследовании временной изменчивости состояния океанической и морской среды. Методологические основы изучения изменчивости Мирового океана заложены в книге А. С. Монина, В. М. Каменковича, В. Г. Корта [79], представляющей собой первое обобщение в отечественной, да и в мировой океанологической литературе по названной проблеме. В ней показано разнообразие и большая интенсивность изменчивости вод океанов и морей различных пространственно-временных масштабов, подчеркнута важность ее изучения для многих научных и практических задач.

В последние годы внимание океанологов к изучению временной изменчивости гидрофизических полей океанов и морей, прежде всего температуры и солености их вод, скорости и направления течений резко возросло. Все больший удельный вес приобретают специальные наблюдения, ориентированные на исследование определенных видов изменчивости. Их отличает тщательная организация и хорошая техническая оснащенность. Наиболее известны эксперименты такого типа: «Полигон-70», ТРОПЕКС-72, ПОЛЭКС, «МУССОН», «ТАИФУН», АТЭП, ПОЛИМОДЕ, ПГЭП. Целенаправленное исследование временной изменчивости гидрофизических полей в настоящее время получает долговременную основу в виде программ ПИГАП, «Разрезы», «Волна» и др. Чрезвычайно быстро растет и количество публикаций, посвященных проблеме океанической изменчивости. Однако, в отличие от открытых районов Мирового океана, во многих внутренних морях изменчивость гидрофизических полей изучена значительно слабее. Хотя в последнее время в Черном море были проведены наблюдения по программе СКОИЧ, реализован в рамках сотрудничества странчленов СЭВ эксперимент «Камчия», а в настоящее время ведутся работы по проекту «Черное море», интенсивность и качество исследований временной изменчивости здесь пока не могут считаться удовлетворительными для решения практических задач освоения и охраны природных ресурсов моря. По-видимому, в определенной степени это связано с отсутствием монографического обобщения уже имеющихся результатов наблюдений, которое могло бы систематизировать и методологически объединить различные виды изменчивости. Отмеченное выше и явилось основанием для подготовки предлагаемой читателю книги.

В первой главе рассматриваются основные виды изменчивости гидрофизических полей с позиций волновой природы изменчивости. Показана специфика пространственно-временных масштабов

различных видов изменчивости в Черном море.

Во второй главе объединены вопросы, связанные с методикой обработки данных наблюдений изменчивости гидрофизических полей. Дана краткая характеристика самих наблюдений, использованных при подготовке монографии. В основном этот раздел содержит описание относительно недавно внедренных, но уже достаточно известных в океанологии методов предварительной обработки пространственно-временных наблюдений (интерполяция, фильтрация) и оценок спектрального состава изменчивости различных характеристик. Затронуты вопросы их применимости к анализу океанических (морских) процессов, во многих случаях существенно отличающихся от нормального, гауссовского процесса, единственного, для которого оценки достоверности результатов такого анализа достаточно надежны.

Остальные главы монографии посвящены анализу основных и наиболее хорошо изученных видов изменчивости гидрофизических

полей Черного моря.

В третьей главе рассматривается сезонная и межгодовая изменчивость крупномасштабных полей температуры, солености, циркуляции и некоторых параметров вертикальной термохалинной структуры вод в верхнем 200-метровом слое Черного моря. В основу положены результаты обработки массива архивных данных стандартных океанографических наблюдений. Содержание третьей главы, основанное на развитии и дополнении результатов, изложенных в монографии Д. М. Филиппова [107], единственном до настоящего времени обобщении по циркуляции и термохалинной структуре вод Черного моря, впервые дает целостное представление о средней многолетней сезонной изменчивости основных гидрофизических полей, т. е. об океанологическом климате, а также о характере и размере его межгодовых вариаций. Особое внимание уделено пространственно-временной изменчивости холодного промежуточного слоя — одной из наиболее интересных гидрофизических особенностей Черного моря. К сожалению, недостаток наблюдений не позволяет пока создать надежное представление о структуре и динамике гидрофизических полей в слоях ниже горизонта 200 м.

Принципиальной новизной отличается также содержание четвертой и пятой глав монографии, посвященных соответственно синоптической и мезомасштабной изменчивости гидрофизических полей. В них показано, что, отличаясь спецификой пространственно-временных масштабов, эти виды изменчивости в Черном море не менее (а некоторые даже более) интенсивны, чем в океанах. Они оказывают существенное влияние на природу моря в целом, поэтому необходимость их дальнейшего внимательного изучения очевидна. В этих главах рассмотрены некоторые специальные методы обработки и анализа наблюдений (в дополнение к стандарт-

ным, описанным в главе 2), широко обсуждаются возможные механизмы формирования рассматриваемых видов изменчивости с помощью математического моделирования гидрофизических процессов. Многие результаты проведенных исследований могут иметь приложение и для исследования изменчивости в других районах

Мирового океана.

Авторы не считают результаты монографии в целом безапелляционными. Скорее наоборот, в процессе дальнейших исследований многие из них будут уточнены, дополнены, а может быть и пересмотрены. Сами авторы полны желания принять в этом активное участие. Важно, чтобы дальнейшие исследования приобретали все более конкретный смысл и направленность. Если предлагаемая монография в какой-то степени будет этому способствовать, авторы будут считать свою задачу выполненной.

На протяжении всех этапов работы постоянное внимание и всяческое содействие ей оказывали профессор А. Д. Добровольский

и академик АН УССР Б. А. Нелепо.

Значительная часть результатов, представленных в главах 3—5, получена в итоге многолетних плодотворных научных связей с сотрудниками возглавляемой проф. А. А. Абрамовым Лаборатории вычислительных методов, Вычислительного центра АН СССР В. И. Ульяновой, В. Ф. Баклановской, М. А. Расуловым, И. И. Чечель при участии сотрудников МГИ В. П. Ястреба и — МГУ А. Т. Кондрина.

Большую помощь при подготовке монографии к печати оказали Н. И. Ракитина, Л. В. Агапова и Е. М. Китаева.

Всем им авторы выражают свою искреннюю благодарность.

#### Глава 1

### Виды изменчивости гидрофизических полей Черного моря

## 1.1. Характеристика пространственно-временных масштабов изменчивости. Физическое обоснование и основные дисперсионные соотношения

Изменчивость гидрофизических полей в океанах и морях очень велика и разнообразна. Диапазон энергетически значимых пространственно-временных масштабов составляет 9—10 порядков единиц. С одной стороны, это связано с разнообразием источников (причин) изменчивости, а с другой—с разнообразием условий среды, воспринимающей воздействие этих источников. Под условиями среды здесь понимается стратификация вод, глубина океана или моря, рельеф дна, близость берегов и их очертания, фоновый

энергетический уровень и т. п.

Все это создает чрезвычайно сложную картину изменчивости в океанах и морях. При этом возникает необходимость обоснованного определения границ интервалов различных видов изменчивости гидрофизических полей и их места в общей иерархии видов, т. е. необходимость классификации видов изменчивости по их пространственно-временным масштабам и основным физическим механизмам, составляющим суть каждого вида. В соответствии с этим физическое обоснование такой классификации должно включать определение основных источников (причин) изменчивости, выделение физических процессов, общих для всего интервала изменчивости каждого данного вида, выбор математического аппарата, позволяющего описать изменчивость, и определение условий среды, в которых развивается каждый конкретный вид изменчивости.

В настоящее время в океанологии общепринятой считается предложенная А. С. Мониным с соавторами [79] и модифицированная в работе [61] классификация изменчивости гидрофизических полей. В соответствии с последним вариантом этой классификации весь диапазон пространственно-временных масштабов из-

менчивости разбит на четыре интервала:

1) мелкомасштабные неоднородности (с масштабами от долей миллиметра до десятков — сотен метров и периодами от долей секунды до десятков минут). В этом интервале выделены четыре подынтервала: квазиизотропная мелкомасштабная турбулентность, вертикальная слоистая микроструктура, капиллярные и гравитационные поверхностные волны;

- 2) мезомасштабные неоднородности (с масштабами от сотен метров до километров и периодами от часов до суток). В этом интервале выделены три подынтервала: внутренние волны, инерционные колебания, приливные колебания на мелководьях;
- 3) синоптические неоднородности (с масштабами десятки и первые сотни километров и периодами от суток до месяцев). В этом интервале выделены два подынтервала: волны Россби и связанные с ними фронтальные и свободные океанические вихри, вынужденные неоднородности с масштабами баротропных атмосферных процессов;

4) глобальные неоднородности (с масштабами сотни и тысячи километров и периодами от нескольких месяцев до, повидимому, сотен лет). В этом интервале выделены три подынтервала: сезонные колебания, главные океанические течения и вертикальная стратификация.

В предлагаемой монографии рассмотрено: крупномасштабная горизонтальная и вертикальная циркуляция вод и связанный с ней гидрологический режим и вертикальная стратификация, их многолетняя и сезонная изменчивость; синоптическая изменчивость, связанная в основном с синоптическими вихревыми образованиями; инерционные и приливные движения, а также внутренние волны, в том числе и захваченные берегом и дном.

Приведенная выше классификация в основном отражает изменчивость гидрофизических полей в открытых районах Мирового океана и нуждается в некоторой детализации в приложении к внутренним морям.

Физическое обоснование такой детализации для изменчивости гидрофизических полей Черного моря — практически изолированного от Мирового океана водоема — в плане сформулированных в начале настоящего раздела положений представляется следующим.

Каждый определенный вид изменчивости имеет как внешние, так и внутренние источники (причины), определяющие его существование. Постоянно действующие внешние источники — это главным образом астрономические факторы: вращение Земли относительно Солнца (причина годового цикла изменчивости) и вокруг своей оси (суточные циклы, полусуточный приливный цикл, инерционный цикл); вращение Луны вокруг Земли (более долгопериодные приливные движения), а также другие изменения взаимного расположения планет и Солнца. Их можно определить как постоянно действующие источники глобального воздействия, приводящие к видам изменчивости, во многом имеющим детерминированный характер.

Другая группа внешних источников изменчивости имеет ярко выраженный нерегулярный (практически случайный) характер. К ним относятся: ветровое воздействие на водную толщу, процессы локального термодинамического обмена через поверхность моря (потоки тепла, влаги, солей, газов). Именно эти процессы яв-

ляются первопричиной стохастических черт изменчивости гидрофизических полей, которые в большинстве своем преобладают над

детерминированными чертами.

Внутренние источники изменчивости гидрофизических полей часто выступают как равноправные с внешними воздействиями. Это — доступная потенциальная и кинетическая энергии трехмерной крупномасштабной структуры вод, высвобождающиеся в результате процессов баротропной и бароклинной неустойчивости в энергию движений меньших пространственно-временных масштабов. Специфика внутренних источников изменчивости — в непрерывности и диалектическом единстве причинно-следственных связей, поскольку структура и динамика вод каждого определенного интервала пространственно-временных масштабов представляет собой энергетический источник (причину) для более мелкомасштабных процессов и одновременно результат (следствие) преобразований видов механической энергии более крупных масштабов. Взаимная обратимость связей проявляется в случаях, когда генерация отдельных видов изменчивости производится более мелкомасштабными процессами (например, явления «отрицательной вязкости» [97] и возбуждения климатических аномалий синоптическими процессами [134]). Взятые в отдельности при неизменных внешних условиях эти процессы в принципе способны вызывать детерминированные виды изменчивости гидрофизических полей в морях. Однако сложное и непрерывное взаимодействие внутренних процессов между собой, а также с внешними воздействиями придает результирующей картине изменчивости ярко выраженный стохастический характер. Поэтому нередко изменчивость гидрофизических полей рассматривается как проявление турбулентности различных пространственно-временных масштабов. Этому способствует и формальный подсчет числа Рейнольдса (Re), который дает большие его характерные значения, что позволяет рассматривать движения в море практически любого пространственно-временного масштаба — турбулентными.

Исследования изменчивости гидрофизических полей на основе «турбулентного» подхода активно развивалось в 60-х годах. При этом в основном проводилась оценка выполнимости законов теории локально-изотропной турбулентности (см. [81]) для различных масштабов изменчивости путем статистической обработки данных наблюдений. Однако обобщение многочисленного материала показало, что законы локально-изотропной турбулентности выполнимы только на отдельных интервалах пространственно-временных масштабов, между которыми существуют зоны притока энергии за счет действия внешних источников и, очевидно, нелинейного взаимодействия процессов различных масштабов, вызывающих передачу энергии от одного масштаба к другому, в основном (но не исключительно) к высоким частотам и волновым числам [86].

Отсутствие необходимых наблюдений (достаточно продолжительных и с высоким пространственно-временным разрешением)

и пренебрежение внутренними энергетическими источниками (в частности, доступной потенциальной энергией) не позволило тогда обнаружить зону энергоснабжения, связанную с синоптическими вихрями. Однако автор обсуждаемого подхода предполагал возобнаружения зон энергоснабжения дополнительно к трем, выделенным первоначально.

Отметим, что подход к изучению изменчивости гидрофизических полей с позиций локально-изотропной турбулентности в строгом смысле справедлив лишь для мелкомасштабной турбулентности [34, 39, 81]. При исследовании изменчивости с большими пространственно-временными масштабами необходим учет стратификации, вращения Земли и его неравномерности, приводящих к резкой анизотропности движений в море. Появившиеся недавно исследования с позиций теории двумерной геострофической турбулентности [41, 158] отражают это обстоятельство. Однако последняя теория еще далека от завершения и рассматривает недостаточно широкий класс пространственно-временных масштабов. Даже в тех интервалах, где турбулентные флуктуации имеют квазигеострофический двумерный характер (в интервалах вращения и плавучести по терминологии [39]), «теорию двумерной турбулентности», строго говоря, нельзя использовать из-за большой и неоднозначной роли в динамике вихрей вертикальной пульсационной компоненты и вертикальной структуры крупномасштабных движений. Это обстоятельство отмечено и в работе [41].

В то же время наличие мощных зон энергоснабжения в спектрах изменчивости гидрофизических полей делает обнадеживающими выводы о возможности разделения волновых процессов и турбулентности даже в самой высокочастотной части спектра. Долгое время считалось, что экспериментальные наблюдения, позволяющие разделить турбулентность и волновые процессы, невозможны, поскольку из-за отмеченных выше процессов сильного взаимодействия как внешних, так и внутренних источников генерации волновые процессы имеют сильно меняющиеся во времени и пространстве характеристики и, как следствие, малое время жизни. Однако наличие четко фиксированных энергетических максимумов в спектрах изменчивости гидрофизических полей на определенных пространственно-временных масштабах говорит о том, что волновые возмущения могут существовать длительное время и что возможно как по данным наблюдений (с улучшением их качества и увеличением количества), так и теоретическим путем получить их характеристики и дисперсионные соотношения. Это позволяет подойти к вопросу исследования изменчивости гидрофизических полей и оценке ее пространственно-временных параметров с позиций волнового подхода. При таком подходе из перечисленных выше видов изменчивости Черного моря, рассматриваемых в настоящей монографии, будет исключен только один вид - межгодовая изменчивость. Механизмы, управляющие этим видом изменчивости, пока еще не совсем ясны. Наиболее вероятно, что определяющее влияние на эту изменчивость оказывает крупномас-

штабное взаимолействие в системе океан-атмосфера как чисто автоколебательного, так и резонансного вида при воздействии внешних космических факторов. Наконец, многолетние вариации состояния моря (как и атмосферы) могут иметь стохастическую природу [134], проявляясь как определенный статистический режим более мелкомасштабных изменений. Отметим еще олин спенифический вид изменчивости — изменчивость плотностной структуры вод верхнего деятельного слоя моря, вызываемую нестапиолокальными возлействиями нарными внешними (потоками тепла, массы и количества движения). Этот вид изменчивости по классификации [61] относится к синоптическим вынужденным неоднородностям с масштабами баротропных атмосферных процессов. Наибольшей интенсивности эта изменчивость достигает на временных масштабах от 3—6 суток до 1—3 недель [58]. Основной механизм, формирующий изменчивость структуры вод деятельного слоя моря указанных временных масштабов. соответствующая им изменчивость интенсивности мелкомасштабной турбулентности. Этот механизм обеспечивает достаточно быструю реакцию деятельного слоя на изменения локальных внешних воздействий через поверхность моря [89]. Поэтому изменчивость его плотностной структуры по своим частотным и фазовым характеристикам весьма близка к изменчивости внешних факторов указанных временных масштабов [58].

Таким образом, с позиций волновой теории принципиально может быть решена задача описания изменчивости большей части пространственно-временных масштабов. Поэтому для решения второй задачи классификации может быть выбран волновой

подход.

Для описания волновых движений в море в широком диапазоне пространственно-временных масштабов в этом разделе, так же как и в большинстве последующих разделов монографии, будет использована линейная теория внутренних волновых процессов с использованием метода возмущений. Конечно, такой подход исключает из рассмотрения некоторые волновые процессы, например процессы взаимодействия волн различных масштабов. Поэтому там, где это необходимо (см. главу 5) будут использованы результаты нелинейной теории волновых процессов.

Выбор линейной теории волновых процессов в данном разделе обусловлен, с одной стороны, возможностью получения оценок пространственно-временных параметров для большинства перечисленных видов изменчивости гидрофизических полей Черного моря по относительно простым дисперсионным соотношениям, а с другой стороны, тем, что диапазон применимости в океанологии линейной теории в настоящее время трудно определить, и некоторые авторы [72, 116] склонны считать, что «...таким путем можно трактовать более широкую область вопросов, чем это обычно предполагают» [116].

В соответствии с выбранным нами подходом к описанию изменчивости гидрофизических полей можно предположить, что каким-

либо внешним или внутренним источником в море внесено малое возмущение, приводящее к нарушению его устойчивого состояния и появлению различных восстанавливающих сил, порождающих разнообразные волновые процессы. Такими основными восстанавливающими факторами в море являются сила тяжести и стратификация, вращение Земли и его кажущаяся за счет кривизны поверхности Земли неоднородность, а также топография дна и наличие боковых границ (эффектами сжимаемости морской воды для рассматриваемых масштабов движений можно пренебречь [60, 116]).

Обычно, используя приближения Буссинеска, гидростатики, твердой крышки и традиционное приближение, связанное с параметром Кориолиса (0, 0,  $\Omega_z$ ) [60], ищут решения волнового уравнения в виде нормальных, плоских волн, которые позволяют проводить разделение переменных и получать в достаточно простом виде дисперсионные соотношения для тех или иных волн. Однако при таком подходе не все восстанавливающие факторы (отмечен-

ные выше) могут быть учтены.

Так, при наличии стратификации, однородного вращения и боковых вертикальных стенок, но с плоским дном решения в виде набора плоских волн можно получить только в диапазоне частот

$$f \leqslant \sigma \leqslant N,$$
 (1.1)

где  $\sigma$  — частота внутренних волн; f — локальная инерционная частота или параметр Кориолиса (f =  $2\Omega$  sin  $\varphi$ ,  $\Omega$  — угловая скорость вращения Земли, а  $\varphi$  — широта места); N — частота Вяйсяля— Брента, или частота плавучести

$$N = \sqrt{\frac{g}{\rho} \frac{d\rho}{dz}},$$

g — ускорение свободного падения,  $\rho$  — плотность морской воды,  $d\rho/dz$  — вертикальный градиент плотности.

С другой стороны, в однородной жидкости над наклонным дном и при наличии однородного вращения и боковых границ могут быть получены решения в виде набора плоских гироскопических волн в диапазоне частот

$$0 < \sigma \leqslant f. \tag{1.2}$$

Однако в этом случае при  $\sigma \to f$  существенными становятся ограничения на положение боковых границ. В частности, они должны быть вертикальными стенками, поскольку в противном случае становится невыполнимым традиционное приближение для параметра Кориолиса [116].

При учете стратификации и β-эффекта, но с плоским дном в рамках нормальных мод могут быть получены решения, соответствующие дивергентным и бездивергентным волнам Россби

[60] с частотами  $\sigma \leqslant f$ .

Из всего сказанного следует, что решения в виде нормальных, плоских волн, удовлетворяющие теореме разложения [116], позво-

ляют провести исследование в широком диапазоне частот только

при учете ограниченного числа влияющих факторов.

В такой постановке в [116], а затем в [60, 79] были проведена классификация свободных волновых движений, где выделены следующие типы волн и получены соответствующие дисперсионные соотношения.

А. Инерционно-гравитационные волны, подчиняющиеся дисперсионному соотношению

$$\sigma^2 = N^2 \cos^2 \Theta + f^2 \sin^2 \Theta, \tag{1.3}$$

где  $\Theta$  — угол между направлением распространения волн и горизонтальной плоскостью.

Б. Инерционные (или гироскопические) волны при N(z)=0, т. е. в однородной вращающейся среде

$$\sigma^2 = f^2 \cos^2 V, \tag{1.4}$$

где V — угол между направлением распространения волн и вертикальной осью вращения. Отметим тот важный факт, что если для инерционно-гравитационных волн (типа A) характерно различие знаков составляющих фазовой и групповой скоростей на вертикальную ось (z), то для инерционных волн (типа E) составляющие волнового вектора и групповой скорости на оси E имеют одинаковые знаки, E, е. направление распространения волн совпадает с направлением переноса волновой энергии [72].

В. Планетарные волны (или волны Россби) при  $\beta \neq 0$ , для которых могут быть получены следующие дисперсионные

соотношения:

для баротропной моды

$$\sigma_0 = -\frac{\beta k_1}{k_h^2 + 1/R_e^2},\tag{1.5}$$

для дивергентных бароклинных мод

$$\sigma_n = -\frac{\beta k_1}{k_h^2 + (n\pi/R_d)^2} \,, \tag{1.6}$$

где  $R_e = (gH/f^2)^{4/2}$ — внешний радиус деформации Россби;  $R_d = NH/f$ — внутренний радиус деформации Россби;  $k_1$ — составляющая волнового вектора на ось x, направленную на восток;  $k_h^2 = k_1^2 + k_2^2$ ;  $k_2$ — составляющая волнового вектора на ось y, направленную на север;  $\beta$ — параметр Россби ( $\beta = df/dy$ ); H— глубина моря; n— номер вертикальной моды.

Здесь следует ввести так называемый параметр дивергентности

$$D = f^2/gHk_h^2, \tag{1.7}$$

который фактически представляет собой отношение характерной длины волны к внешнему радиусу деформации Россби —  $R_e$ . При

 $D \ll 1$  справедливо приближение твердой крышки. Учитывая, что  $R_e$  обычно имеет порядок тысячи километров, можно считать, что даже для баротропной моды волн Россби, определяемой соотношением (1.5), для условий Черного моря приближение твердой крышки выполняется.

В то же время отказ от использования приближения твердой крышки приводит к появлению еще одного вида волновых дви-

жений.

Г. Длинные гравитационные волны [66, 80, 81], имеющие следующие дисперсионные соотношения:

для баротропной моды

$$\sigma_0^2 = gHk^2 + f^2, (1.8)$$

для бароклинных мод

$$\sigma_n^2 = gh_nk^2 + f^2, \tag{1.9}$$

где  $h_n$  — эффективная глубина, которая в наиболее простом виде вертикальной стратификации плотности N(z) = const определяется из соотношения

$$h_n = N^2 H^2 / g \pi^2 n^2. \tag{1.10}$$

Как отмечалось, Черное море — практически замкнутый водоем, в котором в динамике внутренних волновых процессов большую роль должны играть топография дна и конфигурация береговой линии. В свете этого приведенная выше классификация волновых движений [60, 79, 116] не представляется полной, поскольку при учете топографии дна и боковых границ появляются новые виды волновых движений, которые наряду с отмеченными выше видами волн рассмотрены в наиболее современной монографии [74, 75]. К ним могут быть отнесены: топографические планетарные волны Россби, волны Кельвина и Пуанкаре, а также краевые волны двух типов: захваченные гравитационные волны и шельфовые волны, которые наиболее близки по своей динамике к топографическим планетарным волнам. Кроме этого в замкнутых водоемах широкое распространение имеют так называемые сейшевые колебания, которые в большинстве случаев представляют собой результат линейной суперпозиции отмеченных выше волн.

Обычно при теоретическом описании волновых движений, связанных с особенностями топографии дна и конфигурации береговой линии, исследователи наталкиваются на те же трудности разделения переменных в уравнении потенциального вихря [74] при одновременном учете стратификации и топографии дна. Поэтому простые дисперсионные соотношения для этих волн возможны при значительных ограничениях на характер стратификации или форму топографии дна, а также при пренебрежении одним из этих факторов. При этом решения линеаризированных волновых уравнений обычно записываются в виде нормальных мод с модуляционным по одной из пространственных координат множителем вида ехр[—Ку], где К— некоторый коэффициент захвата (радиус

захвата) по оси y (отметим, что в зависимости от ориентации распространения волн захват может происходить и по оси x и по оси z).

В наиболее простом виде дисперсионные соотношения могут быть получены без учета вертикальной плотностной стратификации (N(z)=0). В этом случае имеем следующие виды волн.

Д. Топографические и шельфовые волны для дна с постоянным наклоном дна  $\alpha$  на участке шириной l имеют одно и то же дисперсионное соотношение

$$\sigma = -\frac{\alpha f}{H} \left[ \frac{k_1}{k_1^2 + k_2^2} \right], \tag{1.11}$$

а фазовая скорость распространения волн такова, что оставляет более мелкую воду или берег справа (волны ограничены справа), т. е.  $\alpha > 0$  в соотношении (1.11).

Для шельфовых волн, распространяющихся вдоль берега, коэффициент захвата в поперечном направлении определяется соотношением

$$K = \left[k^2 + (f^2 - \sigma^2)/gH\right]^{1/2},\tag{1.12}$$

где H— глубина на границе шельфа. Из этого соотношения видно, что для волн с частотами  $\sigma \leqslant f$  захват существует всегда и он тем больше для фиксированной частоты, чем короче волны. В то же время для волновых движений с частотами  $\sigma \gg f$  захват невозможен. Эти волны получили название краевые гравитационные волны.

Е. Краевые гравитационные волны при N(z) = 0 имеют дисперсионное соотношение

$$\sigma_n = \pm [(2n+1) g\alpha k]^{1/2} + f,$$
 (1.13)

в случае  $\alpha=1$  эти волны превращаются в короткие гравитационные волны. В соответствии с (1.13) они имеют направление распространения в обе стороны, но вращение их «расщепляет» [74], увеличивая фазовую скорость ограниченных слева волн на величину f/k.

 $\H$ При стратификации, заданной в виде N(z)=const, для коротких краевых гравитационных волн может быть получено диспер-

сионное соотношение

$$\sigma^2 = N^2 \sin^2 \alpha \cos^2 \theta, \qquad (1.14)$$

которое при  $\alpha=1$  сводится к известному соотношению для внутренних высокочастотных волн [см. соотношение (1.3)]. Следовательно, краевые гравитационные волны полностью обусловлены силами плавучести, а вращение вызывает некоторое изменение значений фазовой скорости волн.

Ж. Волны Кельвина представляют собой наиболее простой вид захваченных берегом за счет вращения длинных волн. В случае аппроксимации берега вертикальной стенкой может быть

$$\sigma_n = \sqrt{gh_n} \cdot k \tag{1.15}$$

с радиусом захвата  $K = \sqrt{gh_n}/f$ , который соответствует внутрен-

нему радиусу деформации;

3. Сейшевые колебания. При отсутствии вращения (f ==0) для бассейна прямоугольной формы с постоянной глубиной может быть получено следующее дисперсионное соотношение [80]:

$$\sigma_n^{lm} = \pi \left[ g h_n (l^2/a^2 + m^2/b^2) \right]^{1/2}, \qquad (1.16)$$

где l, m — номера горизонтальных мод по осям x и y, а a и b соответственно размеры бассейна по этим осям.

Отметим, что в случае учета вращения  $(f \neq 0)$  в замкнутом бассейне стоячие моды не получаются, так как вращение вызывает «расщепление» мод и в бассейне возникают волны типа волн Кель-(ограниченные справа и вращающиеся против часовой стрелки) и волн Пуанкаре (вращающиеся по часовой стрелке). Подробно этот вопрос будет обсуждаться в главе 5 при исследовании собственных колебаний в бассейне прямоугольной формы на

основе численного интегрирования нелинейных уравнений теории мелкой воды.

В заключении этого раздела остановимся на рассмотрении зах-🥎 ваченных волновых движений, для которых важен совместный учет 🥎 стратификации, топографии дна и в-эффекта. Как указывалось 🚱 выше, в рамках плоских, нормальных волн исследовать совместное влияние перечисленных факторов не удается, поскольку задача О становится неразделимой. Однако в рамках краевых волн такое **У** разделение возможно при некоторых предположениях, в частности постоянства наклона дна, удовлетворяющего условию  $\alpha \gg f^2 L^2/gH$ , т. е. чтобы изопикнические поверхности имели меньший наклон, чем дно. В работе [157] для канала с постоянным наклоном дна и в предположении твердой крышки при линейном распределении плотности (N)z) = const) были получены дисперсионные соотношения для краевых волн, однако они имеют очень громоздкий вид и здесь не приводятся. Это исследование показало, что при некоторых предельных переходах решения, описывающие захваченные дном волны, превращаются в известные дисперсионные соотношения для баротропных топографических волн. Эффекты плавучести делают все получаемые в решениях волны короче, а захват волн дном (увеличение их амплитуд ко дну) увеличивается при росте волнового числа. Поскольку была рассмотрена и двухслойная по плотности модель, вкратце остановимся на ее результатах. Этот вариант имеет важное значение для Черного моря, так как в первом приближении его гидрологическая структура может считаться двухслойной. В двухслойном варианте модели [157] показано, что если толщины слоев не одинаковы, то кинетическая энергия волновых движений имеет тенденцию концентрироваться в более тон-

ком слое (для Черного моря это означает в поверхностном). В случае с плоским дном сконцентрированная энергия верхнего слоя медленно, но полностью переходит в нижний слой, поскольку волновые движения верхнего и нижнего слоев синфазны. В случае с изменениями толщины нижнего слоя или заданием топографии дна происходит частотная расстройка волновых колебаний верхнего и нижнего слоев, что может приводить при определенных соотношениях сил плавучести и наклонах дна, к концентрации волновых движений либо в верхнем, либо в нижнем слоях, т. е. могут возникать движения, захваченные плавучестью (в верхнем слое) или дном (в нижнем слое). В первом случае движения в верхнем слое описываются динамикой волн Россби с фазовой скоростью, направленной на запад; во втором — движения в нижнем слое описываются динамикой топографических волн с фазовой скоростью. зависящей от знака наклона дна, а именно при  $\alpha > 0$ , c < 0, при  $\alpha < 0, c > 0$ . Перейдем к теоретическим оценкам возможных пространственно-временных параметров всех видов волновых движений для природных условий Черного моря на основе дисперсионных соотношений (1.3), (1.5), (1.6), (1.8), (1.9), (1.11), (1.13), (1.15), (1.16), а также соотношений (1.10) и (1.12), определяющих эффективную глубину места и радиус захвата волн, т. е. приступим к решению четвертой задачи классификации изменчивости гидрофизических полей этого моря.

### 1.2. Оценка пространственно-временных масштабов волновых движений для условий Черного моря

В настоящем разделе рассматриваются волновые движения в Черном море с характерными пространственно-временными масштабами, соответствующими длинам волн от 10 м до 100 км и более и периодами от 1—3 мин до 100 сут и более.

Характерные глубины в Черном море от 100 до 2000 м, причем нижний предел соответствует характерной глубине шельфа моря, щирина которого изменяется от 5 до 40 км, в северо-западной ча-

сти моря — более 100 км.

Характерные уклоны дна  $\alpha$  в Черном море изменяются от 0,02—0,04—в шельфовой зоне, в зоне свала глубин 0,05—0,07 до

0,001—0,005 в центральных районах моря.

Диапазон изменения частоты Вяйсяля—Брента N(z), характеризующей интенсивность вертикальной плотностной стратификации вод в Черном море, по среднемноголетним данным следующий:

0.8-1.0 цикл/ч — в глубоководной зоне моря (глубины от 200

до 2000 м);

7,0—10,0 цикл/ч — в главном пикноклине (постоянном галоклине, глубины 50—200 м):

25,0—30,0 цикл/ч—в сезонном термоклине (глубины 0—50 м).

Такие изменения N дают верхнюю оценку средней по всей

толще вод частоты Вяйсяля—Брента  $N_0 = 2$  цикл/ч.

Частота Кориолиса (f) в пределах Черного моря меняется от 0,054 цикл/ч до 0,061 цикл/ч, т. е. за среднее значение можно принять  $f_0 = 0.058$  цикл/ч, что соответствует периоду 17,2 ч. Исходя из приведенных выше оценок N(z) и f и в соответствии с дисперсионным соотношением (1.3) можно предположить существование в Черном море инерционно-гравитационных волн (тип А) в диапазоне периодов от 2 мин до 18 ч. Оценки длин волн [69, 108] для короткопериодных внутренних волн с периодами от 3 до 5 мин для первой вертикальной моды дают значения 30-100 м, что в свою очередь позволяет оценить их фазовую скорость 0,15—0,30 м/с. Отметим, что в соответствии с (1.3) ориентация волнового вектора для короткопериодных внутренних волн близка к горизонтали. Эти волны в основном распространяются в области расположения сезонного термоклина. Для волн типа А на частотах, близких к инерционной частоте, ориентация волнового вектора близка к вертикальной плоскости и они должны пронизывать всю толщу вод. Однако расчет параметров этих волн, так же как и волн типа Б, по линейному волновому уравнению невозможен, так как в окрестностях частоты f у этого уравнения существует особенность [74].

К короткопериодным гравитационным волнам по своей природе близки краевые гравитационные волны (тип Е). Коэффициент захвата (1.12) для этих волн очень мал и движения распространяются на 20—40 длин волн. Учитывая, что волны с частотами, близкими к частоте плавучести, имеют длину 20—40 м, получаем масштаб распространения волн от 500 до 1500 м, т. е. эти

волны охватывают практически всю толщу вод.

Переходя к рассмотрению параметров планетарных волн (тип В), оценим характерные значения внутреннего радиуса деформации Россби: 20-30 км — для открытых районов Черного моря, 5—15 км — в шельфовой зоне моря. В соответствии с этой оценкой получаем оценку характерных длин волн  $\lambda = 2\pi R_d$  для бароклинных волн Россби от 150 до 190 км (первые вертикальные моды движений), которые в свою очередь дают оценку периодов этих. волн по соотношению (1.6) —  $T_{6\kappa} = 80 \div 120$  сут. Для баротропных волн Россби с длиной волны, соизмеримой с размерами всего бассейна Черного моря, получаем оценку  $T_{\rm 6T} = 13 \div 15$  сут. В работах [98, 157] получено неравенство для определения низкочастотного предела планетарных волн (тип В), которое для условий Черного моря дает оценку, соответствующую периоду  $\sim 200$  сут. Сравнение оценок периодов баротропных и бароклинных планетарных волн (тип В) показывает, что влияние стратификации проявляется в увеличении характерных периодов. Как было показано в работе [157], в зависимости от числа Бергера, характеризующего квадрат отношения внутреннего радиуса деформации Россби характерному масштабу волны  $Br = R_d^2 \cdot L^{-2}$ , в море могут существовать как чисто баротропные (Br < 1), так и бароклинные волны (Br > 1), и имеет место так называемый «частотный

срез» плавучестью, дающий оценки периодов таких волн. Для условий Черного моря может быть получена оценка «частотного среза» плавучестью, которая соответствует периоду около 50 сут. В соответствии с этой оценкой в Черном море нормальные моды волн Россби существуют во временном диапазоне от 50 сут и более Наши оценки, привеленные выше, лают периолы от 80 ло 120 сут и длины волн 150—180 км. При уменьшении длин волн и увеличении действия сил плавучести происходит перемещение узловых точек вертикальных мол ко дну. Наиболее сильно этот эфтопографических планетарных проявляется на (волны типа Д), которые по оценкам для Черного моря имеют низкочастотный предел, соответствующий периоду 65 сут, характерные периоды 10—50 сут, а характерные длины волн 40—130 км. С уменьшением длины волны топографические волны концентрируются в придонном слое и имеют характерные пространственные масштабы  $\lambda \approx 50$  км. Отметим еще раз, что фазовая скорость распространения планетарных волн всегда имеет западное направление (c<0), в то время как топографические волны имеют направление распространения, совпадающее с волнами Россби только при a>0, т. е. когда глубина уменьшается с юга на север. Такие условия характерны для районов, прилегающих к Кавказскому и Крымскому побережьям.

Перейдем теперь к рассмотрению случая  $\alpha < 0$ , т. е. глубина уменьшается с севера на юг. Такие условия характерны для районов Анатолийского побережья. В этих условиях могут существовать бароклинные нормальные волны Россби с фазовой скоростью распространения, направленной на запад, с теми же пространственно-временными параметрами, что рассмотрены выше. Кроме этого, могут существовать и топографические захваченные волны, но распространяющиеся уже на восток. «Частотный срез» плавучестью, отделяющий баротропные топографические волны от волн с сильным топографическим захватом, тот же и соответствует периоду 50 сут. Однако в этом случае появляются быстрые баротропные волны с периодами 20—40 ч и длинами волн около 100 км . (волны типа шельфовых волн), а также медленные волны с периодами 20-30 сут и длинами 50-100 км, имеющие сильный топографический захват. Все эти оценки проведены для условий непрерывной стратификации. Однако в Черном море, имеющем интенсивный характер вертикальной переслоенности и постоянно существующий пикноклин, гидрологическая структура в общем двухслойна. Поэтому представляется целесообразным дополнить приведенные выше оценки оценками по двухслойной модели [157]. Оценка «частотного разреза» плавучестью и соответствующего ему масштаба волн дает более низкие значения: период 10 сут и ллина волны в зависимости от того, какой была выбрана толщина верхнего слоя, соответственно  $\lambda \approx 75$  км при  $H_2 = 100$  м и  $\lambda \approx 100$  км при  $H_2 = 200$  м. Низкочастотный предел существования топографических волн, соответствующий периоду 15 сут, а предел существования волн Россби примерно 130 сут.

Отметим, что в двухслойной модели океана вертикальная структура волновых движений несколько отлична от непрерывной по плотности модели  $(N(z)=\mathrm{const})$ . В двухслойной модели планетарные волны Россби могут существовать только в верхнем слое и имеют следующие характерные пространственно-временные масштабы: длина волны  $\lambda=100\div140\,$  км, период  $T_{6\mathrm{R}}=18\div25\,$  сут, фазовая скорость  $c=-(6\div8)\,$  см/с. Топографические баротропные волны: длина волны  $\lambda=75\div110\,$  км, период  $T_{6\mathrm{T}}=10\div15\,$  сут, фазовая скорость  $c=0,2\div0,3\,$  м/с.

Топографические захваченные волны могут существовать только в нижнем слое, причем их характерные масштабы:  $\lambda = 50 \div 70$  км,  $T = 20 \div 50$  ч,  $c = \pm (0.50 \div 0.70)$  м/с в зависимости от знака уклона лна.

В таблице 1.1 приведены оценки пространственно-временных масштабов перечисленных выше видов волновых движений. Отметим, что при составлении этой таблицы результаты оценок, проведенных по непрерывной и двухслойной моделям, объединены. В этой таблице приведены оценки не для всех перечисленных

Таблица 1.1 Некоторые виды волновых движений и их пространственно-временные масштабы в Черном море

Район распростра- нения	Длина волны, км	Период, сут	Фазовая скорость, м/с
Вся толща вод с малым ослаб- лением при уда- лении от берега	0,02-0,04	0,04-0,4	0,07-0,10
Вся толща вод с концентрацией в слоях скачка	0,02—100	0,04-0,62	$\pm \frac{(0,07-}{2,3)}$
Вся толща вод с концентрацией в верхнем слое	150— 180 (I) * 100—140 (II)	80—200 (I) 15—130 (II)	- (0,02- 0,05) - (0,06- 0,08)
Вся толща вод при наличии на- клона дна	130—150 (I) 75—100 (II)	50—65 (I) 10—15 (II)	$\pm \begin{array}{l} 0.05 - \\ 0.08 - \\ 0.08 - \\ 0.09 - \end{array}$
Вся толща вод, расположенная под главным пи-кноклином	40—60 (I) 50—70 (II)	5—10 (I) 0,8— 2,2 (II)	$\pm {0.09 \atop 0.10} - {0.12 \atop 0.12)} \pm {0.50} - {0.70}$
	распространения  Вся толща вод с малым ослаблением при удалении от берега  Вся толща вод с концентрацией в слоях скачка  Вся толща вод с концентрацией в верхнем слое  Вся толща вод при наличии наклона дна  Вся толща вод при наличии наклона дна	распространения  Вся толща вод с малым ослаблением при удалении от берега  Вся толща вод с концентрацией в слоях скачка  Вся толща вод с концентрацией в верхнем слое  Вся толща вод при наличии наклона дна  Вся толща вод при наличии наклона дна  Вся толща вод при наличии наклона дна  Вся толща вод расположенная под главным пи-	распространения  Вся толща вод с малым ослаблением при удалении от берега  Вся толща вод с концентрацией в слоях скачка  Вся толща вод с концентрацией в верхнем слое  Вся толща вод при наличии наклона дна  Вся толща вод расположенная под главным пи-

<sup>\*</sup> Римскими цифрами обозначены номера нормальных мод волн Россби.

в разделе 1.1 видов волновых движений, в частности в ней не отражены шельфовые волны, длинные гравитационные волны, волны Кельвина и сейшевые колебания. Поэтому остановимся на оценках параметров этих волн.

Характерная длина волны для шельфовых волн может быть получена из соотношения  $\lambda \approx 2\pi R_d$ , т. е., учитывая, что в шельфовой зоне  $R_d = 5 \div 15$  км. можно получить  $\lambda = 30 \div 100$  км. Эта оценка дает возможность расчета характерного периода по соотношению (1.11) для баротропной шельфовой волны, которая получается равной  $T_{\rm m} = 20$  ч — 5 сут. Учитывая, что стратификация делает все волновые движения более низкочастотными, в Черном море следует ожидать бароклинные шельфовые волны с периодами в лиапазоне от 1,5 до 10 сут. По соотношению (1.12) можно оценить и радиус захвата шельфовых волн прибрежной зоной, т. е. ширину прибрежной зоны Черного моря, в которой происходит значительное затухание амплитуды этих волновых движений (например. уменьшение амплитуды в е раз). Для волн с периодами около суток ширина зоны захвата шельфовых волн соответствует характерному масштабу волн, т. е. это 10-60 км. Для более низкочастотных движений, например для волны с периодом 5 сут и длиной волны 100 км. эта зона имеет ширину 80—100 км. Следовательно, более низкочастотные волны испытывают меньший захват. Шельфовые волны, как показано в разделе 1.1, всегда ограничены справа, т. е. их направление распространения по всему периметру Черного моря совпадает с направлением распространения основного черноморского течения. Это обстоятельство за счет эффекта Доплера может приводить к значительному сдвигу (в более высокочастотную часть) частот шельфовых волн.

Параметры длинных гравитационных волн (тип  $\Gamma$ ) оценим из соотношений (1.8) и (1.9), которые позволяют получить для длин волн 50—100 км периоды  $T_{6\tau}=1$ —2 ч для баротропной моды и

 $T_{\text{бк}} = 3 - 5$  сут для первой бароклинной моды.

Параметры бароклинной волны Кельвина (тип Ж) первой вертикальной моды с длиной волны 100—300 км можно оценить из соотношения (1.15), которое дает значения периодов 10—15 сут. Как отмечалось в разделе 1.1, радиус захвата этих волн соответствует внутреннему радиусу деформации Россби, т. е. приблизительно равен 30 км. Эти волны, так же как и шельфовые волны, имеют по всему периметру направление распространения, совпадающее с направлением основного черноморского течения.

Параметры сейшевых колебаний оценим по соотношению (1.16), полученному для бассейна прямоугольной формы. Поэтому оценки для Черного моря проведем только для глубоководной его части, имеющей приблизительные размеры по продольной оси  $a=1000\,$  км, по поперечной оси  $b=400\,$  км, глубину  $H=1500\,$  м. Оценки периодов сейшевых колебаний показывают, что для одноузловой продольной сейши первой вертикальной моды период равен  $4-5\,$  сут, для двухузловой — около  $2\,$  сут, а для трехузловой —  $4.5\,$  ч.

В заключение настоящего раздела отметим, что полученные для шельфовых и длинных гравитационных волн, волн Кельвина и сейшевых колебаний пространственно-временные параметры (в частности, периоды) могут быть связаны и с прохождением

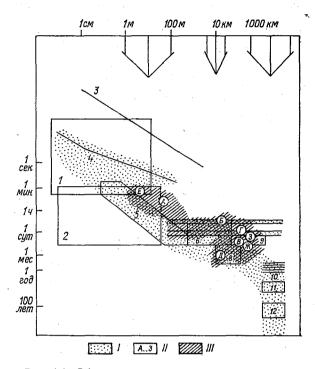


Рис. 1.1. Области пространственных и временных масштабов различных физических процессов в океане [61].

1— мелкомасштабная турбулентность; 2— вертикальная микроструктура; 3— акустические волны; 4— капиллярные и гравитационные поверхностные волны; 5— внутрение волны; 6— инерционные колебания; 7— приливные колебания; 8— океанические вихри и волны Россби; 9— атмосфериые синоптические процессы; 10— сезонные колебания; 11— главные океанические течения; 12— стратификация океана.

I — область наиболее вероятных масштабов в океане;
 II — виды волновых движений, возможных в Черном море,
 III — их возможные пространственно-временные параметры.

волн типа А, В и Д, поэтому к временному спектральному анализу данных наблюдений, посредством которого обычно выделяют различные периодичности, следует подходить с большой осторожностью и внимательно анализировать как можно большее количество различных материалов наблюдений (температура, соленость, течения, уровень моря и т. д.), а также по возможности привлекать данные пространственно-временного анализа. Это необходимо для того, чтобы при интерпретации того или иного пика

на спектрах колебаний гидрофизических полей не сделать неверных выводов о их принадлежности к тому или иному виду волновых движений. Именно поэтому в настоящем разделе и были сделаны первые прикидочные оценки возможных параметров всех перечисленных выше видов волновых движений, показаны их основные свойства. Эти оценки нанесены на диаграмму пространственно-временных масштабов (рис. 1.1). Сопоставление оценок, полученных для Черного моря с аналогичными для Мирового океана, дает неплохое совпадение в небольшом диапазоне инерционно-гравитационных волн, в то же время для волн Россби, топографических и шельфовых волн отмечается отклонение (в последующих разделах монографии причины этого будут рассмотрены подробно).

### Глава 2

### Используемые материалы наблюдений и методика их обработки

С точки зрения плотности наблюдений (количества океанологических станций, приходящихся на единицу акватории) Черное море — один из наиболее хорошо изученных районов Мирового океана. Измерения гидрофизических характеристик в толще вод начали выполняться здесь с конца прошлого века (С. О. Макаров). Периоды наиболее активных исследований приходятся на вторую половину 20-х — начало 30-х годов, 50—60-е годы, середину 70-х годов. Наибольший вклад при этом внесли учреждения Госкомгидромета <sup>1</sup>, в первую очередь Государственный океанографический институт (ГОИН); Гидрографическая служба; Азово-Черноморский институт морского рыбного хозяйства и океанографии; учреждения Академии наук УССР: Морской гидрофизический институт, Институт биологии южных морей, Московский государственный университет. Большой вклад в инструментальные наблюдения за течениями Черного моря внесен Институтом океанологии АН СССР. В результате этих усилий к настоящему времени накопилось достаточно больщое количество данных наблюдений для того, чтобы исследовать широкий диапазон видов изменчивости гидрофизических характеристик.

### 2.1. Краткая характеристика данных

В соответствии с задачами настоящей монографии ее фактическую основу составляют три вида наблюдений: а) многолетний архивный массив наблюдений температуры и солености, предназна-

<sup>1</sup> Здесь и ниже даны современные названия учреждений.

ченный для исследования средней многолетней, сезонной изменчивости гидрофизических полей (см. главу 3); б) квазисиноптические съемки термохалинных полей, используемые при анализе синоптической изменчивости (см. главу 4); в) многосуточные станции с наблюдениями температуры, солености и (чаще или) течений на различных горизонтах, рассматриваемые прежде всего при анализе мезомасштабной (в меньшей степени синоптической, см. главы 4, 5) изменчивости. Дадим краткую характеристику каждому из названных видов наблюдений.

2.1.1. Многолетний архивный массив данных гидрологических наблюдений, используемый в настоящей монографии, в своей основе создан в ВНИИГМИ—МЦД, содержит наблюдения по 1973 г. включительно. Мы дополнили его наблюдениями, выполненными в 1974—1977 гг., в основном в рамках междуведомственной программы Совместных комплексных океанологических исследований Черного моря (СКОИЧ). Наблюдения за температурой и соленостью, входящие в массив, сгруппированы по месяцам и одноградусным сферическим трапециям (в силу сложившейся традиции и для краткости в дальнейшем будем называть их квадратами) и приведены к стандартным горизонтам: 0, 10, 20, 30, 40, 50, 75, 100, 125, 150, 200, 250, 300, 400, 500, 600, 800, 1000, 1200, 1500, 2000 м. Схема распределения квадратов и их нумерация по Марсдену приведены на рис. 2.1.

Общий объем массива (около 25 тысяч станций) по указанным выше причинам не отражает современный уровень обеспеченности наблюдениями. В нем отсутствуют значительные количества станций, выполненные АзЧерНИРО, Институтом биологии южных морей АН СССР и некоторыми другими. Тем не менее по сравнению с более ранними обобщениями термохалинных наблюдений [10, 84, 107, 114], основанными на массивах, ограниченных 1960 г., на-

стоящий массив представляет значительный шаг вперед.

Из общего количества станций более 75 % приходится на прибрежные квадраты (главным образом у берегов СССР), в том числе 25 % на мелководную северо-западную часть моря (севернее 45° с. ш.). В свою очередь более половины наблюдений в открытом море приходится на стандартные разрезы типа м. Херсонес—Босфор, Туапсе—м. Джива и др., регулярно выполнявшиеся в 50—60-х годах. В распределении по месяцам преобладают наблюдения, выполненные в феврале, мае, августе, ноябре, т. е. в центральные месяцы гидрологических сезонов. Их обеспеченность в 1,5—2 раза выше соседних месяцев соответствующих сезонов. Летом выполнено около 30 % наблюдений, весной и осенью—по 25 %, зимой—20 %. Случаи с полным отсутствием наблюдений в какомлибо квадрате весьма редки (менее 5 %) и приходятся в основном на декабрь, январь, апрель.

Из расчета на одноградусный квадрат максимальная плотность станций у берегов северо-западной части Черного моря, Крыма и Кавказа в центральные месяцы сезонов достигает 200—300, да и в остальные месяцы она редко оказывается менее 25. В открытых

районах северо-западной части, вдоль зарубежных берегов и на стандартных разрезах глубоководной акватории соответствующие значения находятся в пределах 10—25 (центральные месяцы)

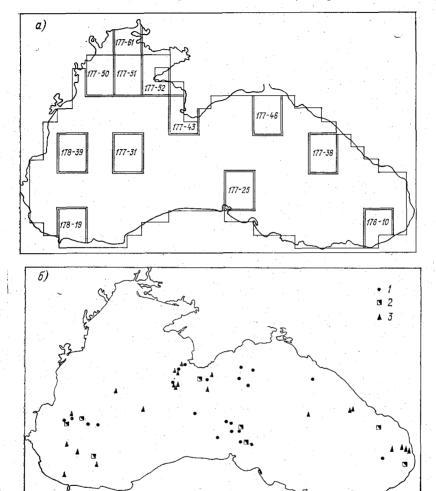


Рис. 2.1. Схема распределения одноградусных сферических трапеций («квадратов») с наиболее высокой плотностью наблюдений (а) и расположение АБС и многосуточных гидрологических станций (б).

 $I-{
m ABC}$ , выполненные летом;  $2-{
m MHO}$ госуточные гидрологические станции;  $3-{
m ABC}$ , выполненные зимой.

станций и 5—15 (прочие месяцы). Исключение составляют квадраты 178—19 (прибосфорский район), где плотность в 1,5—2 раза выше, и 177—38, где в течение всего года плотность станций находится в пределах 100—200. В остальных квадратах плотность в среднем составляет 3—7 станций в месяц.

К сожалению, приведенные статистические данные относятся главным образом к верхнему 300-метровому слою, причем уже на горизонте 200 м плотность наблюдений уменьшается в 1,5—2 раза, особенно в прибрежных квадратах. Ниже 300 м она уменьшается еще более резко, лишь в исключительных случаях превышая 10 станций на квадрат-месяц. На горизонте 1000 м около 60 % квадратов-месяцев не имеют ни одного наблюдения. В этом случае получение статистически обеспеченных среднемноголетних полей даже без разделения на месяцы или сезоны невозможно. Положение осложняется еще и тем, что на фоне общей однородности термохалинных характеристик глубинных вод Черного моря значения температуры и солености на отдельных станциях значительно отклоняются от фонового уровня. Происхождение этих аномалий пока неизвестно. Дисперсия значений в этих квадратах заметно превышает пространственную дисперсию средних по квадратам величин. Впрочем, говорить о дисперсии значений ряда, состоящего из нескольких членов, вряд ли имеет смысл.

По этим причинам в главе 3 настоящей монографии мы ограничились рассмотрением сезонной изменчивости лишь верхнего 200-метрового слоя Черного моря. В каждом сезоне выбирался наиболее характерный центральный месяц, который, как правило, отличается повышенной плотностью наблюдений. Для этих месяцев восстанавливались поля температуры, солености, динамической топографии и холодозапаса холодного промежуточного слоя по методике, описанной в п. 2.2.1. Для более подробной характеристики сезонной изменчивости в различных районах выбирались одноградусные квадраты с наибольшей плотностью наблюдений, для которых, кроме температуры и солености, определялись параметры термохалинной структуры вод (см. п. 2.2.2). В большинстве из них месячная плотность наблюдений в верхнем слое была не менее 25 станций (см. рис. 2.1).

2.1.2. Квазисиноптические гидрологические съемки Черного моря выполнялись неоднократно как для акватории в целом, так и для отдельных ее частей. Одновременное участие нескольких судов обеспечивало сжатые сроки проведения наблюдений (не более двух-трех недель) при их весьма небольшой пространственной дискретности (10—60 км). Результаты таких наблюдений представляют большую ценность для изучения не только синоптической структуры термохалинных полей, но и их крупномасштабных аномалий. Однако, к сожалению, до сих пор квазисиноптические съемки выполняются эпизодически.

В настоящей монографии использовались квазисиноптические гидрологические съемки, выполненные: а) по междуведомственной программе в 1951—1957 гг. (всего пять съемок для различных сезонов, каждая по 250—300 станций со стандартными гидрологическими наблюдениями до горизонта 300 м); б) по программе СКОИЧ в 1975—1977 гг. (две съемки зимой, три летом по 160—350 станций до горизонтов 800—1200 м, иногда до дна); в) по программе изучения осенне-зимнего конвективного перемешивания

кафедрой океанологии МГУ в районе материкового склона северозападной части Черного моря в 1967—1971 гг. и в юго-восточной части в 1977 г. (всего щесть съемок по 25—50 станций). На рис. 2.2

показано расположение станций одной из съемок.

Кроме гидрологических съемок, проанализированы квазисиноптические съемки течений электромагнитными измерителями течений (ЭМИТ) в прибрежных районах и в зоне Основного черноморского течения, выполненные в конце 50-х — начале 60-х годов в районе Кавказского побережья и Южного берега Крыма ИО АН СССР [66] и ГОИН. Всего использовано 45 разрезов ЭМИТ, нор-

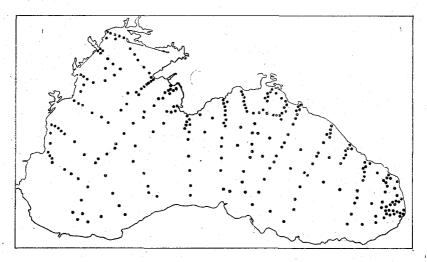


Рис. 2.2. Схемы расположения станций квазисиноптических съемок Черного моря 10—22 августа 1951 г.

мальных к береговой черте, длиной 50—100 км. Привлечены также данные аэрофотосъемок течений в районе Кавказского побережья летом 1961, 1962 и 1969 гг. [63].

2.1.3. Наблюдения на многосуточных станциях в Черном море стали выполняться с середины 60-х годов. Измерения температуры и солености при этом, как правило, производились с заякоренного или дрейфующего судна с дискретностью 3 ч на стандартных горизонтах. Измерения течений производились в основном на автономных буйковых станциях (АБС) с использованием самописцев БПВ-2 и БПВ-2Р на горизонтах: 10, 15, 25, 50, 75, 100, 200, 300, 500, 750, 1000 м с дискретностью 10—30 мин.

В настоящей монографии использованы наблюдения на многосуточных гидрологических станциях и АБС продолжительностью от 5 до 20 сут как для теплого (с развитым сезонным термоклином), так и для холодного (без термоклина) времени года (см. рис. 2.1). Эти наблюдения выполнены в 1965—1977 гг. Среди них необходимо отметить наблюдения течений на АБС в районе кавказского побережья на учащенных горизонтах: 5, 10, 15, 20, 25, 30, 40, 50, 60, 90, 100, 150, 175, 200, 300, 400, 500, 750, 1000, 1250, 1500 м.

В целом перечисленные выше данные наблюдений дают достаточно обширную информацию об изменчивости гидрофизических характеристик Черного моря в широком диапазоне пространственно-временных масштабов. Вместе с тем для развития наших представлений о гидрофизических процессах в Черном море необходима интенсификация современных видов океанологических наблюдений, в особенности квазисиноптических съемок, исследований на гидрофизических полигонах и стационарах (платформах).

В соответствии с различным характером самой фактической информации и ее использования для решения поставленных задач обработка каждой группы данных наблюдений отличалась определенной спецификой, поэтому описание методики обработки указанных групп данных приведено отдельно.

### 2.2. Восстановление средних многолетних гидрофизических полей и расчет вертикальной термохалинной структуры вод

Как отмечалось в п. 2.1.1, многолетний архивный массив данных гидрологических наблюдений сгруппирован по месяцам и одноградусным сферическим трапециям («квадратам»). При этом средняя плотность наблюдений в одном квадрате-месяце на поверхности составила 30—40, на горизонте 200 м— в 2—3 раза меньше. В целом такую обеспеченность наблюдениями следует признать весьма удовлетворительной по сравнению со многими другими районами Мирового океана.

Вместе с тем осреднение наблюдений по одноградусным квадратам для Черного моря дает недостаточное пространственное разрешение для таких элементов гидрофизических полей, как Основное черноморское течение и связанной с ним фронтальной зоны, а также для некоторых локальных квазистационарных круговоротов, горизонтальные размеры которых здесь не превышают 100—150 км, т. е. нередко одного шага одноградусной сетки. Уменьшение масштаба осреднения до 0,5 градуса приводит к четырехкратному понижению средней плотности наблюдений в квадрате и соответственно к резкому увеличению (почти на порядок) в центральных районах Черного моря месяцев-квадратов с отсутствием наблюдений. В результате возникает необходимость интерполяции (восстановления) значений гидрофизических характеристик в узлы регулярной сетки из нерегулярной, к тому же заданных там с погрешностями, которые необходимо сглаживать.

Как показано в [77], оптимальным методом решения поставленной задачи применительно к гидрофизическим (как и другим океанологическим) полям служит сплайн-интерполяция сеточных функций. В настоящей монографии гидрофизические поля восстанавливались с помощью бикубических сплайнов. Ниже излагаются

основные положения этого метода применительно к одномерному случаю.

Описание двухмерного случая не содержит принциальных от-

личий, но является, однако, значительно более громоздким.

**2.2.1.** Восстановление средних многолетних гидрофизических полей с помощью сплайн-интерполяции. В наиболее простом виде кубический сплайн можно представить как многочлен третьей степени, заданный на шаге сетки  $a=x_0 < x_1 < \ldots < x_n = b$  между ее узлами  $[x_{k-1}, x_k]$ , в виде

$$g_k(x) = \sum_{l=0}^{3} a_l^{(k)} (x_k - x)^l, \qquad (2.1)$$

где  $k=1,\ldots,n$ . В узлах сетки многочлен принимает значения интерполируемой функции  $f_h$ , в общем случае заданной с погрешностью  $(f_h)$ . Составленная из таких многочленов сплайн-функция g(x) принадлежит к классу  $C^{(2)}$  [a,b] вещественных функций, обладающих непрерывными производными до второго порядка включительно. На границах заданного отрезка [a,b] вторая производная функции g(x) должна быть равна нулю, т. е.

$$g''(a) = g''(b) = 0.$$
 (2.2)

Определенная таким образом сплайн-функция g(x) в классе функций  $W_2^2$  [a, b], имеющих непрерывные первые и суммируемые с квадратом вторые производные, обладает естественным экстремальным свойством, минимизируя функционал

$$\Phi(g) = \int_{a}^{8} [g''(x)]^{2} dx.$$
 (2.3)

Таким образом, сплайн-функция g(x) наиболее гладко воспроизводит функцию f(x) между ее значениями в узлах  $f_k$ . Известно, что функционал (2.3) можно интерпретировать как аналог потенциальной энергии упругого стержня, закрепленного в точках плоскости  $(x_k, f_k)$ . При этом кубические сплайны обеспечивают форму этого стержня, соответствующую минимуму его потенциальной энергии.

Структура гидрофизических полей в океанах и морях в принципе может считаться аналогичной упругим твердым телам (как в одно-, так и в двухмерном случаях), поскольку определяется сходными процессами и описывается однотипными дифференциальными уравнениями. Высокая степень «физичности» делает сплайн-интерполяцию мощным средством увеличения эффективности численных методов решения океанологических задач [77].

В конкретном случае кубический сплайн на отрезке  $[x_{k-1}, x_k]$  можно представить в виде

$$g_{k}(x) = m_{k-1} (x_{k} - x)^{3} / 6h_{k} + m_{k} (x - x_{k-1})^{3} / 6h_{k} + (f_{k-1} - m_{k-1}h_{k}^{2} / 6) (x_{k} - x) / h_{k} + (f_{k} - m_{k}h_{k}^{2} / 6) (x - x_{k-1}) / h_{k},$$
(2.4)

гле  $m_b = g''(x_b)$ ;  $h_b = x_b - x_{b-1}$ . Удовлетворяя условиям непрерывности производных g(x) в узлах сетки, а также краевым условиям (2.2), можно получить линейную алгебраическую систему для определения неизвестных  $m_1, m_2, ..., m_{n-1}$ 

$$Am = Hf, (2.5)$$

$$Am = Hf$$
, (2.5)
где квадратная матрица  $A$  имеет вид
$$A = \begin{bmatrix} (h_1 + h_2)/3 & h_2/6 & 0 & \dots & 0 & 0 \\ h_2/6 & (h_2 + h_3)/3 & h_3/6 & \dots & 0 & 0 \\ 0 & h_3/6 & (h_3 + h_4)/3 & \dots & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & \dots & h_{n-1}/6 & (h_{n-1} + h_{n+1})/3 \end{bmatrix}$$
(2.6)

прямоугольная матрица 
$$\mathbf{H}$$

$$\mathbf{H} = \begin{bmatrix} 1/h_1 & -(1/h_1 + 1/h_2) & 1/h_2 & \dots & 0 & 0 \\ 0 & 1/h_2 & -(1/h_2 + 1/h_3) & \dots & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & \dots & -(1/h_{n-1} + 1/h_n) & 1/h_n \end{bmatrix},$$
(2.7)

а также вектора

$$\mathbf{m} = \{m_1, \ldots, m_{n-1}\} \text{ if } \mathbf{f} = \{f_1, \ldots, f_n\}.$$

Свойства системы (2.5) таковы, что задача о нахождении вектора m, а следовательно, и сплайн-функции g(x) имеет единственное решение.

 $\hat{\mathbf{B}}$  случае задания в узлах сетки  $x_k$  неточных значений интерполируемой функции  $\tilde{f}_h$  минимизируемый функционал (2.3) дополняется условием прохождения интерполяционной функции не точно через заданные значения  $\tilde{f}_k$ , а в некоторой (в среднеквадратическом смысле) близости от них, через значения  $\mu_k$  (аналог  $\hat{f}_k$ ), удовлетворяющие (2.5). Дополнительное условие имеет вид

$$\sum_{k=0}^{n} P_k \left( \mu_k - \widetilde{f}_k \right)^2, \tag{2.8}$$

где  $P_h$  — коэффициенты, определяющие вес (2.8) в функционале (2.3) и тем самым степень близости сплайн-функции к заданным  $\tilde{f}_k$ .

Минимизация суммы (2.3) и (2.8) по

$$\mu = \{\mu_0, \mu_1, \ldots, \mu_n\}$$

после некоторых линейных матричных преобразований приводит к системе вида

$$(\mathbf{A} + \mathbf{H}\mathbf{P}^{-1}\mathbf{H}^*) \mathbf{m} = \mathbf{H}\widetilde{\mathbf{f}}. \tag{2.9}$$

где  ${\bf P}^{-1}$  — матрица, обратная слева диагональной матрице

$$\mathbf{P} = \begin{vmatrix} P_0 & 0 & 0 \\ 0 & P_1 & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & P_n \end{vmatrix}$$
 (2.10)

**H**\* — присоединенная матрица по отношению к **H**,

$$\widetilde{\mathbf{f}} = \{\widetilde{f}_0, \ \widetilde{f}_1, \ \ldots, \ \widetilde{f}_n\}.$$

Решая (2.9) методом исключения Гаусса, определяем m, затем находим вектор сглаженных сеточных значений и из системы

$$\mu = \widetilde{\mathbf{f}} - \mathbf{P}^{-}\mathbf{H}^{*}\mathbf{m}. \tag{2.11}$$

Наконец, по найденным m и  $\mu$  (вместо f) получаем сплайн-функцию (2.4).

В двумерном случае в прямоугольной области  $\Omega$  с беспорядочно разбросанными узлами  $\mathbf{p}_i$ , в которых заданы значения  $r_i$  интерполируемой функции  $(i=1,\ldots,N)$ , задача, аналогичная (2.1)—(2.3), решается в два этапа.

Сначала вводится прямоугольная сетка  $\Omega_h$  с количеством узлов одного порядка с N, в которых восстанавливаются значения интерполируемой функции. При реализации задачи на ЦЭВМ БЭСМ-6 в случае  $N \leqslant 160$  оптимальным способом ее решения является использование аналитического представления сплайн-функции  $g(\mathbf{x})$  в виде

$$g(\mathbf{x}) = \sum_{i=1}^{N} \lambda_i G(\mathbf{x} - \mathbf{p}_i) + \sum_{\alpha=1}^{3} \nu_{\alpha} \mathbf{x}^{\alpha}, \qquad (2.12)$$

где  $\mathbf{x} = \{x_1, x_2\}$ ; функция  $G(\mathbf{x}) = |\mathbf{x}|^2 \ln |\mathbf{x}|$  представляет собой фундаментальное решение полигармонического уравнения;  $\lambda_i$ ,  $\nu_\alpha$  — коэффициенты, определяемые из решения системы алгебраических уравнений. Таким образом, эта процедура аналогична решению задачи (2.1)—(2.4).

В случае N>160 более эффективным с вычислительной точки зрения является построение сплайна на подпространстве  $E_h$  конечных элементов (в частности, билинейных). При этом в каждом узле прямоугольной сетки  $\Omega_h$  определяется билинейная функция  $\omega_h(x_1, x_2)$ , равная в этой точке 1 и 0 во всех остальных точках  $\Omega_h$ . Совокупность таких функций образует базис в подпространстве  $E_h$ . Последнее обладает свойством сходимости к пространству  $W_2^1$  ( $\Omega$ ) при измельчении шага сетки  $\Omega_h$ . Таким образом, построение сплайна  $g_h(\mathbf{x})$  на подпространстве  $E_h$  будучи значительно более простой задачей при оптимальном выборе ее параметров (в первую очередь шага сетки) дает достаточно высокую точность аппроксимации интерполируемой функции. Однако, как и в предыдущем случае, во избежание потери точности количество узлов сетки  $\Omega_h$  должно быть порядка N.

На втором этапе из узлов прямоугольной сетки  $\Omega_h$  порядка N производится интерполяция в любые точки интересующей нас области с помощью кусочно-бикубического сплайна, аналогично опи-

санному выше в одномерном варианте.

Практическая реализация алгоритма сплайн-интерполяции при восстановлении гидрофизических полей Черного моря в настоящей монографии выполнена в соответствии с [77]. Опыт работы показал, что при использовании существенно неравномерной сети гидрологических станций, в нашем случае— сети квадратов с наличием наблюдений,— качество восстанавливаемых полей значительно ухудшается.

Для преодоления указанных трудностей интерполяция проводилась из узлов одноградусной сетки (количество пропусков в которой, как показано в п. 2.1.1, не превышает 5—10 %) в узлы прямоугольной сетки, содержащей  $15\times29$  узлов (соответственно по широте и долготе) с шагом 20' по широте (около 35 км) и 30' по долготе (около 34 км). Вне пределов сеточной области с границей, аппроксимирующей береговой контур Черного моря (ломаная линия на рис. 2.1) узлам данной сетки присваивались фиксированные значения гидрофизических полей, равные средним значениям исходных полей вдоль граничного контура Черного моря. Как показал опыт работы, это является оптимальным способом заполнения узлов вне интересующей нас части области  $\Omega_h$ .

Поскольку исходные поля, полученные при одноградусном осреднении, в целом оказались достаточно гладкими, необходимая точность интерполяции достигалась довольно быстро. Расчет одного поля в среднем требовал около 10 мин машинного времени на ЦЭВМ БЭСМ-6.

В главе 3 анализируются восстановленные описанным выше способом поля температуры и солености поверхностного слоя Черного моря; на глубине его абсолютного минимума температуры; а также на горизонте 200 м. Кроме того, восстановлены поля холодозапаса (см. п. 2.2.2) холодного промежуточного слоя, а также поля динамической топографии поверхности Черного моря и изобарической поверхности 0,75 МПа (75 дбар) относительно 3,00 МПа. Все указанные поля приведены для центральных (типичных) месяцев гидрологических сезонов Черного моря: февраля (зима), мая (весна), августа (лето), ноября (осень).

2.2.2. Расчет параметров вертикальной термохалинной структуры вод. В одноградусных квадратах с наибольшей плотностью наблюдений, расположенных сравнительно равномерно по акватории Черного моря (см. рис. 2.1) для более подробной характеристики сезонной изменчивости выполнен расчет годового цикла среднемесячных значений параметров термохалинной структуры вод.

Первая группа параметров — это глубины залегания: нижней границы верхнего квазиоднородного слоя — ВКС (одновременно являющейся верхней границей сезонного термоклина) — h, верхней и нижней границ холодного промежуточного слоя в пределах

изотерм  $8\,^{\circ}$ С (первая из них одновременно считается нижней границей сезонного термоклина), абсолютного минимума температуры, максимума вертикального градиента солености в постоянном галоклине. Вторая группа параметров представляет собой средние значения температуры и солености в верхнем квазиоднородном слое, на горизонте минимума температуры, а также на 200 м. Третья группа параметров содержит максимальные значения вертикальных градиентов температуры в сезонном термоклине (как правило, они наблюдаются в его верхней части; их глубина залегания подвержена сезонной изменчивости аналогично h и потому специально не рассматривалась), а также градиентов солености в постоянном галоклине.

Среди перечисленных параметров наибольшую трудность представляет определение глубины залегания границы между верхним квазиоднородным слоем и сезонным термоклином. Анализ профилей температуры верхнего слоя Черного моря, полученных зондирующими устройствами в летне-осенний период, показывает, что в большинстве случаев она имеет четкий характер в виде резкого излома профиля при переходе от слоя с небольшими к слою с максимальными вертикальными градиентами. Однако на средних многолетних профилях, заданных на стандартных горизонтах с минимальной дискретностью 10 м, указанная граница нередко оказывается размытой вследствие эффектов осреднения температуры и несовпадения фактической границы со стандартными горизонтами. Действие этих эффектов можно уменьшить, определяя h методом касательных [58].

Практически этот метод реализуется путем поиска первого сверху слоя между заданными горизонтами, в котором вертикальный градиент температуры превышает по абсолютному значению заданное критическое значение. Определенный таким образом слой считается переходным, в пределах которого расположена истинная граница h. Граница ее залегания здесь определяется на пересечении прямых, являющихся продолжением отрезков профиля в выше- и нижележащем слоях. Математически это представляется в виде решения системы двух линейных уравнений, описывающих данные прямые. Если переходный слой имеет большие по абсолютному значению вертикальные градиенты температуры по сравнению с соседними слоями, то в качестве h принимается его верхняя граница, т. е. верхний заданный горизонт. В случае если переходный слой примыкает непосредственно к поверхности моря, выше располагается фиктивный слой с нулевыми градиентами и анализ ведется описанным выше способом.

При практической реализации было принято критическое значение вертикального градиента, равное —0,01°С/м, которое, однако, контролировалось дополнительным расчетом кривизны профиля температуры (второй производной от температуры по глубине). Если переходный слой имел градиент температуры, незначительно превышающий по модулю критическое значение, а кривизна профиля температуры на его границах не превышала

0,01 °C/м, то в таких случаях устанавливали специальный градиентный критерий после дополнительного анализа профиля. Однако указанные ситуации возникали весьма редко, в основном в зимний сезон (январь—март), когда толщина верхнего квазиоднородного слоя определялась по профилю условной плотности (сезонный термоклин при этом отсутствовал). В остальные сезоны существенное варьирование градиентного критерия в пределах 0,01—0,05°C/м практически не влияло на результаты.

Остальные параметры в целом определяются довольно просто. Максимальные градиенты вычислялись для слоев между стандартными горизонтами и относились к их серединам. Минимальная температура и соответствующая ей соленость также определялись на стандартных горизонтах. Если отличия по температуре на соседних горизонтах не превышали 0,10°C, то глубина минимума, его температура и соленость вычислялись как среднее между указанными горизонтами. При определении глубин залегания изотерм 8°С (границ холодного промежуточного слоя) принималась кусочно-линейная аппроксимация профиля температуры. В пределах данных границ на стандартных горизонтах вычислялись (отрицательные) аномалии температуры относительно 8°С. Интегрирование этих аномалий по вертикали в холодном промежуточном слое методом трапеций позволило получить значения его холодозапаса —  $\Delta Q_{\rm XIIC}$ . Расчеты параметров холодного промежуточного слоя приведены для всех месяцев среднего многолетнего года по всему Черному морю. Соответствующие поля восстанавливались с помощью сплайн-интерполяции (см. п. 2.2.1).

Результаты расчетов параметров вертикальной термохалинной структуры вод Черного моря, выполненных по специальной фортран-программе, приведены в виде графиков изоплет годового цикла изменчивости с дискретностью один месяц (см. п. 3.4). На участках с относительно слабой обеспеченностью наблюдениями проводилось трехточечное сглаживание полученных величин.

Отметим, что принятые на Черном море стандартные горизонты (см. п. 2.1) в верхнем 200-метровом слое дают слишком грубое вертикальное разрешение, поэтому фактические значения максимальных вертикальных градиентов и глубин залегания слоев в нашем случае несколько занижены или искажены. Вместе с тем можно надеяться, что в рассматриваемом в главе 3 среднемноголетнем аспекте эти искажения не оказали существенного влияния на качественную сторону результатов проведенного исследования.

## 2.3. Методика обрабоки данных квазисиноптических гидрологических съемок и наблюдений на многосуточных станциях

**2.3.1. Квазисиноптические гидрологические съемки.** По материалам квазисиноптических гидрологических съемок проводилось построение карт горизонтального распределения температуры, со-

лености и плотности на горизонтах 25, 50, 100, 200, 300 и 500 м. В отдельных случаях проводилось построение полей солености для поверхности моря (поле температуры для поверхности моря не строилось из-за значительных случайных искажений, которые невозможно исключить по данным отдельных съемок). Кроме этого, проводилось построение вертикальных разрезов температуры и солености, а также T, S-кривых. По этим же данным проводилась динамическая обработка по стандартной методике [53] и построение карт относительной динамической топографии. При этом за отчетный нулевой горизонт принималась поверхность 3,00 МПа, а там, где позволяли гидрологические данные,— поверхность 10,00 МПа.

По данным ЭМИТ и аэрофотосъемки течений строились схемы поверхностных течений. Некоторые из этих схем были взяты из ранее опубликованных источников [63, 66]. Кроме того, данные разрезов ЭМИТ были осреднены с целью получения обобщенного горизонтального профиля течений в поверхностном слое моря на

разрезе по нормали к береговой черте.

2.3.2. Обработка данных длительных наблюдений за течениями и многосуточных гидрологических станций. В настоящее время для обработки временных рядов наблюдений за гидрологическими характеристиками успешно применяется спектральный анализ, который позволяет описывать вероятностную структуру сложных природных процессов в море, выделить энергонесущие зоны этих процессов и причины, их обусловливающие, путем вычисления целого ряда спектральных функций (спектральной плотности, функции когерентности и т. д.). Однако спектральный анализ детально разработан для стационарных временных рядов, т. е. для таких рядов, статистические свойства которых не изменяются во времени. Между тем хорошо известно, что природные процессы нестационарны, поскольку их статистические свойства меняются во времени.

Универсальной методики анализа нестационарных процессов до сих пор не существует. В этом случае, как правило, принимают различные предположения и гипотезы. Наиболее часто применимый на практике метод исследования нестационарных процессов сводится к вычислению спектральных функций путем осреднения их оценок, полученных по относительно коротким (так, что можно их считать стационарными) временным отрезкам, на которые разбивается исследуемый нестационарный временной ряд. Примером такого подхода могут служить работы [64, 91]. Его использование вызывает необходимость предварительной обработки временных рядов.

В большинстве случаев обработке методами спектрального анализа подвергаются скалярные временные ряды (ряды температуры, солености и т. д.). Однако в некоторых случаях (ряды течений) обработке методами спектрального анализа приходится подвергать векторные временные ряды. В этом случае обычно используют разложение векторного временного ряда на ортогональные

составляющие (обычно для наблюдений за течениями на составляющие на параллель U(t) и меридиан V(t)). В настоящее время при обработке рядов U(t) и V(t) возможны два подхода. Первый из них, ставший уже традиционным, предполагает спектральный анализ рядов U(t) и V(t) по отдельности как скалярных временных рядов. При использовании этого метода рассчитанные спектральные характеристики рядов U(t) и V(t) должны приводиться к инвариантной форме, что не всегда бывает однозначным, особенно для таких спектральных функций, как функция когерентности и разности фаз [91]. Второй подход, получивший название метода вращательных компонент, разработан Муэрсом [143]. Он основан на том, что временной векторный ряд наблюдений за течениями представляется в комплексной форме W(t) = U(t) + iV(t), а затем раскладывается при помощи Фурье-преобразований на сумму пар вращающихся в противоположные стороны компонент.

В настоящей монографии временные ряды вектора скорости обрабатывались с использованием обоих методов, основные положения которых приводятся ниже после кратких сведений о предварительной обработке векторных временных рядов, необходимой при использовании как методов вращательных компонент, так и традиционных методов спектрального анализа скалярных времен-

ных рядов.

Предварительная обработка временных рядов состояла в следующем. Ряды вектора скорости раскладывались на составляющие  $U_n$  и  $V_n$ . После этого проводилось осреднение  $U_n$  и  $V_n$  за один час. В отдельных случаях для сглаживания исходных рядов  $U_n$  и  $V_n$  применялся фильтр скользящего среднего

$$\overline{U}_n = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} U_{n+i}; \qquad \overline{V}_n = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} V_{n+i}, \qquad (2.13)$$

или полосовая фильтрация с использованием косинус-ядра Тьюки, которое имеет вид:

при  $t \neq 0$ 

$$h(t) = \pm \frac{1 + \cos(2\pi t/l)}{l}$$
, (2.14)

при t = 0

$$h(t) = 1 - 2/l,$$
 (2.15)

где l — параметр фильтра; t — время.

По сглаженным рядам  $\overline{U}_n$  и  $\overline{V}_n$  производилось построение графиков временного хода, а также прогрессивно-векторных диаграмм с целью разбиения всех реализаций на отрезки, принимаемые стационарными, т. е. не содержащими низкочастотных трендов. Кроме того, проводилось построение графиков временного изменения вектора скорости течений по рядам  $\overline{U}_n$  и  $\overline{V}_n$ , полученным с использованием фильтра скользящего среднего (2.13).

Для выделения периодических составляющих (в частности, инерционных движений) исходные временные ряды  $U_n$  и  $V_n$  осреднялись с использованием комбинированного метода полусумм—полуразностей (селективное преобразование Брукса), который был применен для океанологических исследований в работе [99]:

$$\overline{U}_{nm} = (U_n \pm U_{n+T_m})/2,$$
 (2.16)

где  $T_m$  — значение наибольшего периода; m — порядок или этап разложения.

Спектральный анализ скалярных временных рядов. В настоящей работе использована программа временного спектрального анализа, составленная Курьяновым и Медведевой [71] в вычислительном центре МГУ. Данная программа основана на применении метода быстрого преобразования Фурье, сокращенно FFT (Fast Fourier Transformation), который предложен в 1965 г. (см. [13]). В отличие от традиционного метода расчета спектральных плотностей временных рядов посредством преобразования Фурье от автокорреляционной функции, в этой программе используются оценки спектральной плотности как средние значения периодограмм

$$g_{xx} = \frac{2\pi}{T} |Cx(\omega)|^2 = \frac{2\pi}{T} \left| \int_0^T x(t) \exp[-i\omega t] dt \right|^2$$
, (2.17)

где  $g_{xx}$  — периодограмма процесса;  $\omega$  — круговая частота; T — продолжительность наблюдений;  $Cx(\omega)$  — преобразование Фурье от заданной функции (или амплитудный спектр процесса). Такая оценка спектральной плотности  $\tilde{g}_{xx}(\omega)$  несостоятельна, поскольку квадрат относительной дисперсии этой оценки равен единице. Существуют два способа улучшения этой оценки: осреднение периодограмм, полученных по отрезкам, или осреднение по M частотам. И в том и в другом случае квадрат дисперсии оценки  $\tilde{g}_{xx}(\omega)$  уменьшается в M раз. В процессе вычислений  $\tilde{g}_{xx}$  применялся как первый, так и второй способ улучшения оценок. Оценивание спектральной плотности при использовании FFT позволяет уменьшить количество вычислений по сравнению с традиционным способом в  $(N/\log_2 N)$  раз, где N — количество членов ряда, что очень важно для сокращения затрат времени ЦЭВМ.

Оценка корреляционной функции ведется путем преобразования Фурье от сглаженной периодограммы

$$\widetilde{B}_{xx}(\tau) = \int_{0}^{T} \widetilde{g}_{xx}(\omega) \exp[i\omega\tau] d\tau, \qquad (2.18)$$

т. е. преобразование FFT здесь используется дважды.

Для оценки взаимной спектральной плотности используется соотношение

$$\tilde{g}_{xy} = \frac{2\pi}{T} \overline{C_x(\omega) C_y(\omega)}, \qquad (2.19)$$

где  $C_x$ ,  $C_y$  — соответственно преобразования Фурье от процессов x(t), y(t); черта сверху означает сглаживание оценок  $C_x$ ,  $C_y$ .

В программе предусмотрен расчет когерентности

$$\cosh_{xy}(\omega) = \frac{|\tilde{g}_{xy}(\omega)|^2}{\tilde{g}_{xx}(\omega) g_{yy}(\omega)}, \qquad (2.20)$$

а также спектральной функции

$$\Delta \varphi_{xy} (\omega) = \frac{\operatorname{Im} \{ \tilde{g}_{xy} (\omega) \}}{\operatorname{Re} \{ \tilde{g}_{xy} (\omega) \}}. \tag{2.21}$$

В случае если  $\cosh_{xy}(\omega) = 1$ ,  $\Delta \phi_{xy}(\omega)$  — есть разность фаз между процессами x(t) и y(t) на одной и той же частоте.

Когда имеется не непрерывный процесс x(t),  $x_n$  — представлена N наблюдаемыми значениями с интервалом дискретности  $\Delta t$  (что в океанологической практике встречается наиболее часто), процесс можно представить в виде  $x_n = x(n\Delta t)$ , где  $n = 0, 1, \ldots$  В этом случае существует преобразование формул (2.17)—(2.21), носящее название дискретного преобразования Фурье [71].

Отметим, что рассчитанные спектральные характеристики для составляющих скорости  $U_n$  и  $V_n$  по соотношениям (2.17)—(2.21) приводились к инвариантной форме по методике [91], в частности для спектральной плотности рассчитывался первый линейный ин-

вариант.

Для определения достоверности получаемых оценок использовалось предположение о том, что отклонение оценок от истинного значения подчиняется  $\chi^2$ -распределению. В соответствии с этим предположением по таблицам [113] и согласно неравенству [13]

$$\left[\frac{\nu \tilde{g}_{xx}(\omega)}{\chi^{2}\nu_{\alpha/2}} \leqslant \bar{g}_{xx}(\omega) \leqslant \frac{\nu \tilde{g}_{xx}(\omega)}{\chi^{2}\nu_{1-\alpha/2}}\right], \tag{2.22}$$

для заданного уровня доверительной вероятности и числа степеней свободы определялись доверительные интервалы для спектральной плотности.

Число степеней свободы определялось по формуле, предложенной в [92]. Эта формула позволяет производить расчет эффективного числа степеней свободы, получаемого при осреднении спектральных оценок статистически зависимых рядов (реализаций):

$$v_{s\phi} = n^2 v \left( n + 2 \sum_{i=1}^{n} \sum_{j=1}^{n} \cosh_{ij}(\omega) \right)^{-1},$$
 (2.23)

где  $\mathrm{coh}_{ij}$  — когерентность между i и j реализацией; n — количество реализаций; v — число степеней свободы, полученное за счет осреднения спектральных оценок по частоте, где m — количество осредняемых частот. В случае независимых реализаций  $\mathrm{coh}_{ij} = 0$  по соотношению (2.23) получаем  $v_{\partial \phi} = nv$ , в случае полной зависимости реализаций  $\mathrm{coh}_{ij} = 1$ , а  $v_{\partial \phi} = v$ , т. е. увеличения степеней свободы не происходит.

Определение доверительных пределов для когерентности и разности фаз проводилось в соответствии с методикой, предложенной

в работе [123] и по таблицам [122], по которым для заданного уровня доверительной вероятности и известного числа степеней свободы можно определить доверительный уровень нулевой коге-

рентности.

Метод вращательных компонент [132, 143]. Этот метод основан на том, что любой временной векторный ряд (в нашем случае ряд вектора скорости  $\mathbf{W}(t)$ ) можно представить суммой пар векторов, вращающихся на комплексной плоскости (где действительная ось направлена на восток, а мнимая — на север) в разные стороны. Базисным (единичным) вектором такого вращения удобно представить ядро преобразования Фурье

$$\exp\left[i\,2\omega t\right],\tag{2.24}$$

при этом, если  $\omega > 0$ , базисный вектор из своего начального положения на действительной оси должен вращаться против часовой стрелки (левое вращение), а при  $\omega < 0$  — по часовой стрелке (правое вращение). Задавая соответствующим образом комплексные амплитуды  $A(\omega)$  и  $B(\omega)$  — для лево- и правовращающихся компонент, которые определяют модули и фазы вращательных составляюших:

$$A(\omega) = \begin{cases} \Lambda(\omega) \exp\left[-i\varphi(\omega)\right], & \text{при } \omega > 0\\ 0, & \text{при } \omega \leqslant 0 \end{cases}$$
 (2.25)

$$B(\omega) = \begin{cases} \Pi(\omega) \exp[i\Theta(\omega)], & \text{при } \omega < 0 \\ 0, & \text{при } \omega \geqslant 0 \end{cases}$$
 (2.26)

суммированием по частоте ю

$$W(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} [A(\omega) + B(\omega)] \exp(i\omega t) d\omega \qquad (2.27)$$

можно описать любое движение вектора скорости в общем случае с эллиптическим годографом: от возвратно-поступательного при  $A(\omega) = B(\omega)$  до чисто кругового, когда либо  $A(\omega) = 0$ , либо  $B(\omega) = 0$ =0. Следуя (2.27), для одной составляющей на фиксированной частоте от можно записать

$$W_{\omega_1}(t) = \Lambda(\omega_1) \exp\left[-i(\omega_1 t + \varphi)\right] + \Pi(\omega_1) \exp\left[i(\omega_1 t + \Theta)\right]. \quad (2.28)$$

В соответствии с терминологией [143], выражение (2.28) получило название «модель годографа», однако, по нашему мнению, удачен термин «векторная гармоника», В. Н. Большаковым по аналогии со спектральным анализом скалярных рядов.

Если представить вектор скорости в комплексной форме в тех

же координатах

$$W(t) = U(t) + iV(t),$$
 (2.29)

то в частотной области ему будет соответствовать амплитудный спектр

$$c_w(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} w(t) \exp\left[-i 2\omega t\right] dt, \qquad (2.30)$$

который связан обратным Фурье-преобразованием с составляющими скорости:

$$U(t) \rightleftharpoons c_u(\omega) = \operatorname{Re} \{c_u(\omega)\} + i \operatorname{Im} \{c_u(\omega)\}, \qquad (2.31)$$

$$V(t) \rightleftharpoons c_v(\omega) = \operatorname{Re} \{c_v(\omega)\} + i \operatorname{Im} \{c_v(\omega)\}, \qquad (2.32)$$

и преобразованием типа  $g(\omega) \sim |c(\omega)|^2$  с соответствующими энергетическими спектрами.

Соотношения (2.25)—(2.28) и (2.29)—(2.32) позволяют получить связи между вращательными составляющими и традиционными линейными компонентами скорости на параллель U(t) и меридиан V(t) как в физическом пространстве, так и в частотной области, причем (что важно для практических расчетов) эти связи можно получить через амплитудные спектры  $c_u(\omega)$  и  $c_v(\omega)$ , вычисленные только для положительных временных частот:

$$\Lambda^{2}(\omega) = [\operatorname{Re}\{c_{u}(\omega)\} - \operatorname{Im}\{c_{v}(\omega)\}]^{2} + [\operatorname{Im}\{c_{u}(\omega)\} + \operatorname{Re}\{c_{v}(\omega)\}]^{2}, \quad (2.33)$$

$$\operatorname{tg} \varphi (\omega) = \frac{\operatorname{Im} \{c_{u} (\omega)\} + \operatorname{Re} \{c_{v} (\omega)\}}{-\operatorname{Re} \{c_{u} (\omega)\} + \operatorname{Im} \{c_{v} (\omega)\}}, \qquad (2.34)$$

$$\Pi^{2}(\omega) = [\text{Re}\{c_{u}(\omega)\} + \text{Im}\{c_{v}(\omega)\}]^{2} + + [-\text{Im}\{c_{u}(\omega)\} + \text{Re}\{c_{v}(\omega)\}]^{2},$$
(2.35)

$$tg \Theta (\omega) = \frac{-Im \{c_u (\omega)\} + Re \{c_v (\omega)\}}{Re \{c_u (\omega)\} + Im \{c_v (\omega)\}}.$$
 (2.36)

Отсюда оценка спектральной плотности для левовращающейся компоненты будет иметь вид

$$\tilde{g}_{w\pi}(\omega) = \frac{2\pi}{T} |\overline{A}(\omega)|^2, \qquad (2.37)$$

где  $A(\omega)$  определяется соотношением (2.25), а  $\Lambda(\omega)$  и  $\phi(\omega)$  — соотношениями (2.33) и (2.34), а для правовращающейся компоненты

$$\tilde{g}_{w\pi}(\omega) = \frac{2\pi}{T} |\overline{B}(\omega)|^2,$$
 (2.38)

 $B(\omega)$  определяется соотношением (2.26), а  $\Pi(\omega)$  и  $\Theta(\omega)$  — соотношениями (2.35) и (2.36).

Другие спектральные характеристики метода вращательных компонент отличаются большой громоздкостью выражений и неоднозначностью физической интерпретации, поэтому здесь не приводятся, а при анализе данных спектрального анализа (см. главу 5) не обсуждаются.

Пространственно-временной спектральный анализ. Авторегрессионные модели спектров. Поскольку в распоряжении авторов настоящей монографии имелись данные наблюдений на трех гидрологических полигонах с одновременными измерениями течений в трех, разнесенных по пространству точках на нескольких горизонтах, оказалось возможным провести расчеты оценок не только временных энергетических спектров, но и оценить пространственные спектры на некоторых, наиболее интересных частотах. Однако малое число точек наблюдений и довольно небольшая их продолжительность (около семи суток) не позволяют использовать традиционные оценки пространственных спектров, поскольку они дают плохое пространственное разрешение. Поэтому были использованы авторегрессионные нелинейные (или адаптивные) оценки спектра, которые, как показало их применение в океанологической практике [64], дают неплохое разрешение даже при малом числе датчиков (три-четыре точки).

Сущность нелинейных оценок заключается в том, что для некоторого дискретного по времени и пространству процесса строится некоторая авторегрессионная модель, основу которой составляет обеляющий фильтр, превращающий исходный процесс в некоррелированный, а затем проводятся оценки спектра по частотной характеристике найденного фильтра. Коэффициенты фильтра находятся как функция временной частоты из матричного уравнения [64]:

$$\begin{bmatrix} g_{11}(\omega) & \dots & g_{1p}(\omega) \\ \vdots & & & \\ g_{p1}(\omega) & \dots & g_{pp}(\omega) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_0 \\ \vdots \\ a_{p-1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 \\ 0 \\ \vdots \\ 0 \end{bmatrix}, \qquad (2.39)$$

где  $g_{ij}(\omega)$  — взаимные спектры. Матрицу обеляющего фильтра формируют в виде произведения

$$h_{ij}(\omega) = \begin{cases} a_0 \\ \vdots \\ a_p \end{cases} \times \{a_0 \dots a_{p-1}\}^*, \tag{2.40}$$

а искомый пространственный спектр вычисляют как

$$g(k, \omega) = \left(\sum_{ij=0}^{p-1} h_{ij}(\omega) \exp\left[-i 2\pi k \Delta x_{ij}\right]\right)^{-1}.$$
 (2.41)

Именно нелинейный переход от  $h_{ij}$  к  $g(k, \omega)$  и определяет название — нелинейные оценки. Оценка (2.41) получила также название оценки максимальной энтропии (МЭН). В ней используется наиболее длинный фильтр (полная матрица обеляющего фильтра).

Существует и другая адаптивная оценка, получившая название оценки максимального правдоподобия (МАП). Для этой оценки строится фильтр всех возможных длин, и для расчета спектра берут среднюю частотную характеристику фильтра. Коэффициенты фильтров определяются обратной спектральной матрицей.

Одна из главных особенностей этих оценок — отсутствие фиксированного спектрального окна. Оно изменяется при перестройке по частоте с учетом оцениваемого спектра так, что наилучшим образом подавляются мощности чужих спектральных составляю-

щих. Отсюда второе название — адаптивные оценки.

Нелинейные, адаптивные оценки сохраняют свои свойства при укороченных реализациях [64]. При этом удается получить острый пик даже при анализе небольшой части одного периода синусоиды (с добавлением шума). Из-за подавления боковых лепестков спектрального окна упрощается выбор расстановки датчиков,

весьма существенный при традиционных оценках.

В настоящей монографии использована программа нелинейного пространственно-временного анализа с использованием оценок МЭН и МАП. Для анализа мезомасштабной изменчивости гидрологической структуры вод Черного моря статистической обработке подвергались временные ряды наблюдений длительностью 256 ч с дискретностью 1 ч  $^1$ . Использование алгоритма быстрого преобразования Фурье позволило рассчитывать 128 точек спектра. Первая точка соответствовала периоду 10,67 суток (частота 0,0938 цикла/сут), последняя — частота Найквиста  $f_{HK} = 1/2\Delta t = 12$  циклов/сут, где  $\Delta t$  — дискретность наблюдений.

Инерционный период, характерный для широты Черного моря, приходится на 14—16-е точки спектра, соответствующие периодам 18,2—16,0 ч. Для более коротких временных реализаций статистической обработке подвергались ряды длительностью 128 ч при дискретности наблюдений 1 ч. При этом рассчитывались 64 точки спектра. Первая из них соответствовала периоду 5,33 сут (частота 0,187 49 цикла/сут). Инерционный период приходился на 7—8-е

точки спектра.

Для улучшения статистических свойств получаемых спектральных функций проводилось сглаживание спектра по трем частотным полосам. Кроме этого, более длинные ряды наблюдений (>256 ч) разбивались на отрезки по 256 ч, подвергались спектральному анализу, а затем осреднялись, что еще более улучшало статистическую достоверность получаемых оценок. Такая методика обработки позволяла исследовать колебания с периодами от 5—6 ч до 3—5 сут.

Для исследования временной изменчивости спектрального состава колебаний гидрологических характеристик проводился расчет текущих временных спектров. Для этого весь ряд наблюдений

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Для исследования спектрального состава короткопериодных внутренних волн использовались ряды значительно меньшей длительности наблюдений с дискретностью несколько минут (см. главу 5).

разбивался на перекрывающиеся отрезки длиной 128 или 256 ч. В зависимости от степени нестационарности исходного ряда наблюдений сдвиги или интервалы скольжения принимались равными от 8 до 64 ч. В частности, при исследовании временной перемежаемости инерционных движений интервал скольжения принимался равным 16 ч, что позволило исследовать данный процесс в масштабах от 1,5 сут и более. Учитывая то, что для анализа принимались временные ряды длительностью до 20 сут, приходилось рассчитывать от 4 до 15 периодограмм.

Для анализа пространственной структуры инерционных движений были рассчитаны проекции пространственного спектра на плоскость горизонтальных и вертикальных волновых спектров. Использовались данные наблюдений на трех полигонах в районе Анатолийского и болгарского побережий в июле—августе 1976 г., где были проведены наблюдения за течениями на трех одновременно работающих АБС, расположенных в виде треугольника. Расстояния между АБС приведены в табл. 2.1.

Таблица 2.1 Расстояние (км) между АБС на полигонах

	АБС-1	АБС-2	АБС-3		АБС-1	АБС-2	АБС-3
Анатолийское побережье, июль 1976 г.			август 1976 г.				
АБС-1 АБС-2	24	24	60 31	ABC-2 ABC-3	31 39	18	18
<b>АБС</b> –3	60	31	_	Болгарско	е побереж	кье, август	1976 r.
**.	август 1	976 г.		АБС-1		35	46
АБС-1	_	31	39	ABC-2 ABC-3	35 46	$\frac{33}{32}$	32

Для расчетов пространственных спектров были выбраны ряды наблюдений в 176 ч с дискретностью 1 ч. Взаимные спектры вычислялись по отрезкам в 128 ч, которые сдвигались последовательно на 1 ч. Спектры осреднялись по всем 49 отрезкам. Пространственные спектры вычислялись для седьмой временной частоты (1,312 цикла/сут), которая соответствует периоду 18,2 ч. Аналогичным образом вычислялись проекции пространственного спектра на вертикальную ось. Для этого использовались ряды наблюдений на горизонтах 25, 50, 100, 200, 300, 500, 750, 1000 м. Полученные спектры вертикальных волновых чисел для каждой АБС на полигонах, затем осреднялись с целью получения среднего вертикального спектра для каждого полигона.

Были произведены расчеты проекции пространственного спектра на вертикальную ось по данным учащенных по вертикали наблюдений за течениями в районе Кавказского побережья. При этом использованы наблюдения на горизонтах: 10, 30, 40, 60, 90,

100, 150, 175, 200, 300, 400, 500, 750, 1000 м длительностью 128 ч с дискретностью 1 ч. Взаимные спектры вычислялись по отрезкам в 64 ч, которые последовательно сдвигались на 1 ч. Спектры осреднялись по всем 65 отрезкам. Пространственные спектры вычислялись для четвертой временной частоты (1,4999 цикла/сут), что соответствует периоду 16,0 ч.

## Глава 3

## Основные черты гидрологического режима Черного моря, сезонная и межгодовая изменчивость

В настоящей главе рассматриваются закономерности среднего многолетнего пространственного распределения основных гидрологических характеристик Черного моря (температуры, солености, геострофической циркуляции вод) в различные сезоны года, показана сезонная и межгодовая изменчивость термохалинной структуры вод верхнего 200-метрового слоя моря. Другими словами, дана характеристика гидрологического климата Черного моря как фона, на котором развиваются гидрофизические процессы меньших пространственно-временных масштабов, рассматриваемые в последующих главах.

Главное внимание уделено здесь верхнему 200-метровому слою. С одной стороны, это связано со слабой изученностью глубинных слоев Черного моря (см. п. 2.1), не позволяющей получить достаточно надежные средние многолетние гидрофизические поля. Наблюдаемая значительная однородность термохалинных свойств глубинных вод Черного моря не только не облегчает, а пожалуй, даже усложняет эту задачу, поскольку аномалии отдельных значений температуры и солености на больших глубинах нередко сравнимы или превышают полный размах значений средних многолетних полей. В этих условиях требования к статистической однородности исходных массивов данных наблюдений резко возрастают. С другой стороны, подавляющее большинство гидрофизических процессов наиболее ярко выражены именно в верхнем 200-метровом слое, включающем в себя как деятельный, так и основной бароклинный слой Черного моря.

Несмотря на то что обеспеченность данными гидрологических наблюдений верхнего слоя намного выше по сравнению с нижележащими водами, сведения о среднем многолетнем режиме полей температуры, солености, циркуляции вод, удовлетворяющие современным требованиям, до сих пор отсутствуют. Наиболее «свежие» обобщения массивов данных по температуре и солености относятся к середине 60-х годов [10, 36, 84, 107]. Диагностические расчеты горизонтальной циркуляции вод динамическим методом в основном выполнены в то же время [23, 84, 107, 114].

Спустя десятилетие аналогичные расчеты были проведены по более совершенной методике [28, 78, 93], но с использованием поля плотности, полученного по наблюдениям не позднее 1960 г. (около 25 % современного количества наблюдений). То же можно сказать и о вертикальной циркуляции вод [47, 93]. Схемы горизонтальной циркуляции вод, полученные по данным инструментальных наблюдений течений в первой половине 70-х годов [26, 28], вряд ли можно считать климатическими в достаточной степени.

Таким образом, анализ климатических полей основных гидрологических характеристик Черного моря с учетом наблюдений последних двух десятилетий имеет значительную самостоятельную научную актуальность. В особенности это относится к сезонной и межгодовой изменчивости термохалинной структуры вод верхнего 200-метрового слоя моря, систематические обобщенные сведения о которых в литературе практически отсутствуют.

## 3.1. Общие черты термохалинной структуры вод

Черное море, как и другие внутренние моря, имеет весьма специфическую гидрологическую структуру вод, определяемую двумя основными особенностями внешнего водного бюджета.

Во-первых, это — чрезвычайно ограниченный водообмен с другими частями Мирового океана (Мраморным и Азовским морями).

вследствие чего внешний водный бюджет вообще невелик.

По данным [62], средняя многолетняя приходная компонента бюджета составляет около 710 км $^3$ /год $^1$ , т. е. лишь немногим более 0,1% объема вод Черного моря (около 5,5 $\times$ 10 $^5$  км $^3$  [45]). Из этого количества на долю речного стока приходится 370 км $^3$  (52%), осадков — 120 км $^3$  (17%), притока вод из Азовского моря — 50 км $^3$  (7%), из Мраморного моря — 170 км $^3$  (24%). Расходная компонента (в среднем многолетнем аспекте, естественно, равная приходной) состоит из испарения (330 км $^3$ , 46%), стока вод в Мраморное (360 км $^3$ , 51%) и Азовское (20 км, 3,3%) моря.

Вторая особенность внешнего водного бюджета тесно связана с первой и состоит в том, что его приходные компоненты весьма далеки друг от друга по своим термохалинным свойствам. Речной сток, так же как и осадки, поставляющий пресную воду, сосредоточен главным образом в северо-западной части Черного моря (более 70%) и в меньшей степени на юго-востоке. Опресненные (с соленостью 10—14%) воды Азовского моря поступают через Керченский пролив в северо-восточную часть Черного моря. Обладая относительно небольшой плотностью, все эти воды втекают и распределяются течениями и турбулентностью в верхнем 50-метровом слое моря. Соленые (около 35%) воды Мраморного моря по-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Здесь и далее все величины даны с точностью до десятков кубических километров.

ступают через пролив Босфор с нижнебосфорским течением в югозападную часть моря на горизонте около 50 м. К настоящему времени нет достаточно достоверных сведений о процессах их смешения с собственно черноморскими водами [27]. Однако наиболее
вероятно, что основная масса мраморноморских вод, обладая относительно большой плотностью, распространяется в глубинных
слоях Черного моря. Таким образом, в любой точке пресные и соленые приходные компоненты внешнего водного бюджета оказываются на значительном удалении друг от друга в вертикальной
плоскости.

Отмеченные особенности внешнего водного бюджета довольно устойчивы, по-видимому, в течение нескольких последних десятков тысяч лет, хотя и подвержены квазипериодическим флюктуациям (см. п. 3.4). Это обстоятельство, несмотря на небольшие абсолютные значения бюджета, оказалось решающим в формировании со-

временной термохалинной структуры вод Черного моря.

Среди наиболее ярких особенностей вертикальной структуры вол глубоководных частей моря можно назвать: а) определяющий вклад солености в плотностную стратификацию вод, за исключением верхнего 50-метрового слоя в теплую половину года, где стратификация оказывается термически обусловленной; б) чрезвычайно большие вертикальные контрасты по солености (до 4 %), температуре (до 15-18°C) и плотности (до  $6.0 \text{ кг/м}^3$ ); в) локализация этих контрастов в относительно тонких слоях, толщиной не более 50 м для температуры (сезонный термоклин), и не более 150 м для солености (постоянный галоклин), с исключительно большими значениями вертикальных градиентов данных характеристик (соответственно до 1 °C/м и 0,3-0,4%/м); г) ярко выраженная вертикальная асимметрия структуры вод с тонким (10— 50 м) верхним опресненным и на один-два порядка более толстым 1500—1800 м) нижним осолоненным квазиоднородными слоями, разделенными отмеченными выше термо- и галоклином; д) существование в верхней части постоянного галоклина в теплую половину года холодного промежуточного слоя с абсолютным по вертикали минимумом температуры, ниже которого температура с глубиной растет (хотя и слабо).

Все отмеченные особенности наглядно отражены на рис. 3.1, где масштабы оси абсцисс для температуры и солености подобраны таким образом, чтобы эквивалентно отразить их вклад в плотностную стратификацию, характеризуемую здесь традиционной для Черного моря статической устойчивостью E. Заметим, что  $E=10^3\div 10^5$  усл. ед. приблизительно соответствует значениям частоты Вяйсяля—Брента  $10^{-2}-10^{-1}$  Гц. Кроме отмеченных особенностей, рис. 3.1 показывает, что плотностная стратификация в сезонном термоклине в 2-4 раза интенсивнее, чем в постоянном галоклине, а также что между ними отсутствует прослойка со значительным ослаблением стратификации. Следовательно, холодный промежуточный слой целиком находится в высокостратифи

цированных водах верхней части галоклина.

Приведенные выше количественные показатели вертикальной термохалинной структуры подчеркивают ее уникальность по отношению к среднеокеаническим условиям. В самом деле, бароклинный слой в океане, как правило, в несколько раз толще и разделяет слои со значительно меньшими термохалинными контрастами

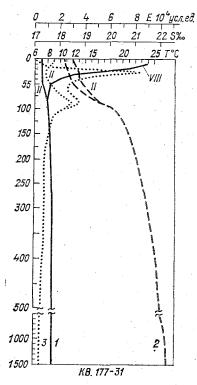


Рис. 3.1. Характерные вертикальные распределения температуры (*I*), солености (*2*), статической устойчивости (*3*) в феврале (*II*) и августе (VIII) в глубоководной части Черного моря.

(особенно по солености). В результате океанические вертикальные градиенты температуры и солености по крайней мере на порядок меньше черноморских. Вертикальная асимметрия слоев в океане также выражена в меньшей степени.

В глубинных слоях Черного наблюдается монотонное увеличение температуры и солености в результате притока более соленых (28—34 ‰ на выходе из и теплых (13—16°C) Босфора) мраморноморских вод. Сверхадиабатическое инверсионное распределение температуры в придонных слоях связывают также с геотермическим притоком тепла со дна Черного моря. Известны оценки, указывающие в связи с этим на возможность свободной термической конвекции в придонном слое (см., например, в [37]).

Для обобщенной количественной оценки термохалинной структуры вод глубинных слоев нами отобраны данные наблюдений за температурой и соленостью до горизонта 2000 м (нижний стандартный горизонт в Черном море) на 42 станциях. В слое 200—1500 м средняя температура возрастает от 8,02 до 8,55 °C (сред-

ний вертикальный градиент  $2,40\cdot 10^{-4}$  °C/м), соленость — от 21,15 до  $22,32\,\%$  ( $9,20\cdot 10^{-4}\,\%$ /м). На горизонте  $2000\,$  м температура достигает  $0,09\,$ °C, соленость —  $22,34\,\%$ . Соответствующие градиенты в слое  $1500-2000\,$  м составляют  $1,40\cdot 10^{-4}\,$ °C/м и  $0,40\cdot 10^{-4}\,\%$ /м, т. е. они заметно меньше, чем в предыдущем слое.

Инверсионный термический градиент в придонном слое превышает адиабатический (1,19·10<sup>-4</sup> °C/м), однако его дестабилизирующее влияние на плотностную стратификацию здесь в средних условиях оказывается слишком слабым по сравнению с противоположным влиянием вертикального градиента солености. Темпе-

ратурный вклад в статическую устойчивость E в слое 1500-2000 м составляет -0.35 усл. ед. ( $-0.35 \cdot 10^{-5}$  кг/м<sup>4</sup>), тогда как соленостный -+3.18 усл. ед., т. е. на порядок больше. В слое 200-1500 м соленостный вклад в E (72,7 усл. ед.) превышает температурный (-3.5 усл. ед.) более чем в 20 раз.

Таким образом, даже в придонном слое в средних условиях плотностная стратификация вод существенно устойчива. Поскольку максимальные отклонения от средних значений для температуры здесь не превысили 0,1°C, а для солености 0,25%, сле-

дует ожидать, что ситуации с преобладанием термической дестабилизации вод в придонном слое если и возможны,

то весьма редки.

Тем не менее условия для глубинных конвективных движений вод в Черном море вышелесуществуют, но В (200-1500 m).жашем слое Здесь вследствие существенных сверхадиабатических инверсионных градиентов температуры возможен один из видифференциально-диффузионной конвекции (послойная термическая конвекция) [105]. Однако реализуемость таких

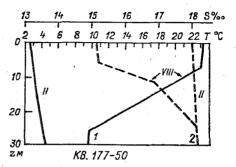


Рис. 3.2. Характерное вертикальное распределение температуры и солености в северо-западной части Черного моря.

Обозначения см. на рис. 3.1.

условий с энергетической точки зрения пока не ясна и требует специальных исследований.

Мелководная северо-западная часть Черного моря (севернее 45° с. ш. глубины менее 50 м занимают более 75 % акватории) весьма специфичный в гидрологическом отношении район, несмотря на совершенно свободный водообмен с глубоководной частью. Годовой объем речного стока вместе с осадками (272 км<sup>3</sup>) составляет здесь около  $\frac{1}{3}$  общего объема вод (854 км<sup>3</sup>) [8], поэтому значение пресной компоненты водного бюджета в северозападной части настолько велико, что позволяет определить ее как эстуарно-шельфовый бассейн [23]. Основные отличительные черты гидрологической структуры вод здесь заключаются в следующем (рис. 3.2): а) явно доминирующая роль солености в формировании трехмерной стратификации вод в течение всего года; б) интенсификация (на порядок величин) горизонтальных и вертикальных термохалинных неоднородностей; в) существование верхнего и придонного квазиоднородных слоев, разделенных единым термохалоклином, т. е. по вертикали структура вод весьма близка к двухслойной со скачком плотности, за исключением двух-трех зимних месяцев (январь-март), когда вся толща вод в результате конвективного перемешивания становится квазиоднородной; г) значительная временная изменчивость гидрологических условий вследствие малой инерционности водных масс и, следовательно, повышенной реактивности на внешние воздействия. Учитывая названную специфику северо-западной части Черного моря, ее гидрологический режим (в особенности циркуляция вод, сезонная и межгодовая изменчивость вертикальной структуры) в каждом из

следующих разделов рассматривается отдельно.

Общая концепция происхождения черноморских водных масс довольно проста: все они сформировались в результате взаимолействия пресных и мраморноморских (соленых) вод [107]. Однако строгие количественные оценки этого взаимодействия, основанные на известных принципах Т. S-анализа, пока отсутствуют. При выделении видов водных масс авторы руководствовались интуитивными, умозрительными соображениями. В результате существенные расхождения точек зрения различных исследований имеют место не только при определении термохалинных характеристик водных масс, но даже при установлении количества самих масс. Предлагалось выделять верхнюю (распресненную) водную массу, расположенную выше постоянного галоклина, с одной и тремя модификациями: зимней, и летней и мелководной (для северо-западной части моря). Ниже галоклина авторы выделяют от одной до трех водных масс [84, 107]: промежуточную (на границе аэробной и анаэробной зон в слое 150-300 м), глубинную (до 1000 м) и придонную. Вопрос о существовании холодной промежуточной, а также локальных водных масс вблизи Керченского пролива и Босфора пока вообще остается открытым.

Известна лишь одна попытка количественной оценки объемов различных водных масс Черного моря [45], которая, несмотря на ограниченный объем использованной информации (145 глубоководных станций, выполненных в летний сезон) и субъективизм в выделении их границ, в силу своей уникальности представляет значительный интерес. Объем верхней водной массы примерно 23·10³ км³ (4,2 % общего объема моря), ее прибрежной модификации — около 1000 км³ (0,2 %). Объем промежуточной водной массы примерно 275·10³ км³ (50,2 %), глубинной 248·10³ км³ (45,4 %). Объем холодного промежуточного слоя в пределах изо-

термы 8°C равен 16·10<sup>3</sup> км<sup>3</sup> (2,9 %).

Приведенные значения полезны для некоторых дополнительных оценок, и потому мы еще не раз к ним вернемся. Так, учитывая, что годовой приток пресных вод в Черное море (495 км³ [62]) составляет 2—3 % объема верхней водной массы, априори следует ожидать значительно больших межгодовых вариаций ее солености в сравнении с промежуточной и глубинной водными массами, по отношению к которым единственный непосредственный источник возмущений—приток мраморноморских вод—дает в год 0,035 % их объема (около 170 км³ [27]). Изложенные ниже результаты исследований межгодовой изменчивости температуры и солености (см. п. 3.5) полностью подтверждают это.

Для существенного уточнения *T*, *S*-структуры водных масс Черного моря и их количественных оценок необходимо значительное

увеличение числа глубоководных наблюдений, их тщательный анализ и обоснованная интерпретация.

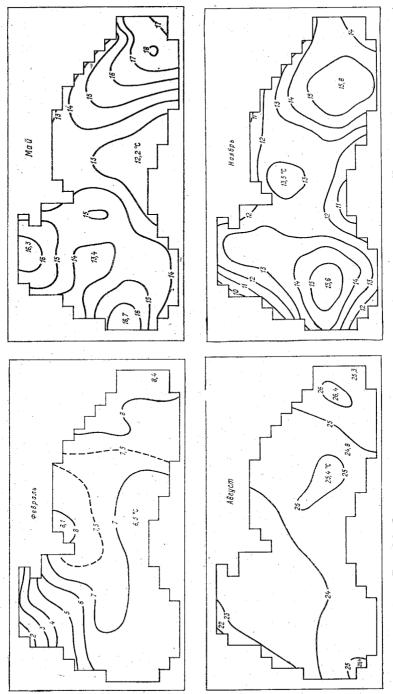
## 3.2. Сезонная изменчивость полей температуры и солености

Рассмотрим основные гидрофизические поля Черного моря в характерные месяцы гидрологических сезонов: феврале (зима), мае (весна), августе (лето) и ноябре (осень), восстановленные по данным многолетних наблюдений с помощью сплайн-интерполяции (см. п. 2.2.1). С определенной степенью приближения (см. п. 2.1) их можно считать климатической нормой гидрологического режима Черного моря, главным образом последних трех десятилетий.

Избранные для анализа горизонты (Ом, глубина минимума температуры, 200 м) отражают горизонтальную термохалинную структуру всех основных (вертикальных) слоев верхней части Черного моря. Горизонт 0 м фактически представляет среднюю глубину погружения верхнего батометра или начальную глубину термохалинного зонда. В свете современных представлений о структуре тонкого поверхностного слоя моря термохалинные характеристики на этой глубине гораздо ближе к их средним значениям в верхнем квазиоднородном слое толщиной порядка метров — десятков метров, чем к истинным значениям температуры и солености на поверхности моря. Именно в таком смысле мы будем их рассматривать в настоящей главе. Глубина залегания минимума температуры представляет слой, находящийся между сезонным термоклином и постоянным галоклином, но в большинстве случаев довольно близко примыкающий сверху к слою максимальных вертикальных градиентов солености, т. е. к ядру галоклина (см. рис. 3.1 и п. 3.2.4). Горизонт 200 м отражает горизонтальную структуру нижней части постоянного галоклина и нижележащих слоев, по крайней мере до глубины 1000 м (насколько об этом можно судить по имеющимся немногочисленным наблюдениям).

3.2.1. Горизонт 0 м. Температура верхнего квазиоднородного слоя Черного моря в течение всего года имеет тенденцию роста в направлении с северо-запада на юго-восток, что определяется региональными климатическими особенностями моря [96]. Открытая для вторжений с севера холодных воздушных масс северо-западная часть Черного моря характеризуется умеренным климатом, а климат его восточной половины можно назвать субтропическим, хотя и обусловленным орографически.

В особенности велики климатические различия зимой. В феврале (рис. 3.3 а) минимальная температура на северо-западе на 9°С ниже юго-восточного максимума. Структура поля при этом такова, что вся северо-западная часть моря, по сути, представляет собой фронтальную зону с ростом температуры в юго-юго-восточном направлении на 5°С на расстоянии 250 км. Средние гради-



Эдесь и на рис. 3.4, 3.5, 3.7, 3.10 числа вне изолиний — локадыные экстремальные значения характеристик. Рис. 3.3. Средние многолетине поля температуры в поверхностном слое Черного моря.

енты температуры здесь всего в 2—5 раз уступают одной из наиболее интенсивных в Мировом океане фронтальной зоне Гольфстрим. Еще одна зона повышенных градиентов, ориентированная меридионально, наблюдается в южной половине восточной части Черного моря. Хотя ее интенсивность значительно уступает первой зоне, она интересна тем, что разделяет море по срокам наступления минимальных в течение года значений температуры в поверхностном слое. Восточнее данной фронтальной зоны минимум достигается в марте, на месяц позднее, чем к западу от нее (см. п. 3.4). Отчасти этим объясняется столь заметный рост температуры в феврале в восточном направлении, однако он существует и в марте, хотя и выражен слабее.

На остальной акватории температура поверхностных вод в феврале довольно однородна. Наиболее интересной особенностью здесь является широтная инверсия температуры в средней части Черного моря: у северных (крымских) берегов она на 1 °С и более выше, чем у южных (анатолийских). Во многом это связано с распространением вдоль западных и южных берегов холодных вод из северо-западной части, о чем свидетельствует конфигурация изотермы 7 °С на рис. 3.3.

Весной, в мае, температурные контрасты в поверхностном слое остаются значительными (рис. 3.3); абсолютные максимум и минимум различаются более чем на 5°С. Расположение максимумов на северо- и юго-западе, а также на юго-востоке позволяет предположить их обусловленность паводковым речным стоком, распресняющим тонкий верхний слой в указанных районах. Сопровождающее этот процесс резкое увеличение устойчивой стратификации вод препятствует проникновению тепла вглубь из тонкого поверхностного слоя, в результате чего последний прогревается особенно быстро.

Значительно менее очевидно происхождение минимумов температуры южнее устья Дуная и в синопском районе. Как климатические особенности температурного поля они имеют незначительную обеспеченность (менее 10 станций на одноградусный квадрат). Вместе с тем синопский очаг холодных вод может представлять собой эффект дивергенции водных масс в верхнем слое и подъема нижележащих вод. Анализ циркуляции вод (см. п. 3.3) показывает, что здесь большая часть Основного черноморского течения весной круто поворачивает в открытое море.

Наиболее хорошо выраженный участок фронтального сгущения изотерм наблюдается все в той же южной половине восточной части, что и зимой (см. рис. 3.3), причем с сохранением ориентации. На расстоянии немногим более 200 км температура изменяется здесь более чем на 5°С, т. е. еще быстрее, чем зимой в северозападной части. В целом же структура поля температуры (расположение экстремумов) в поверхностном слое восточной половины Черного моря от февраля к маю изменяется слабо, тогда как в западной половине (включая северо-западную часть) в это время происходит значительная перестройка поля.

Не менее активно поверхностное поле температуры меняется от мая к августу, причем на всей акватории. В основном эти изменения сводятся к сглаживанию температурных неоднородностей в процессе прогрева верхнего квазиоднородного слоя. В результате фронтальные зоны, существовавшие зимой и весной, в августе здесь исчезают (см. рис. 3.3), хотя максимальный контраст температуры в направлении с северо-запада на юго-восток (более 4°С) ненамного уступает майскому. Юго-восточный и юго-западный максимумы, однако, сохраняются, несмотря на значительное их ослабление.

В августе верхний квазиоднородный слой довольно тонок и отделен от остальной толщи вод интенсивным термоклином (см. рис. 3.1) и потому его тепловое состояние в значительной степени определяется локальным бюджетом тепла на поверхности моря, который летом довольно однороден по всей акватории моря [96]. Этим обусловлена горизонтальная термическая однородность поверхностных вод и их слабая преемственность с полями в другие сезоны.

В ноябре юго-восточный и юго-западный максимумы температуры вновь усиливаются, несколько удаляясь от берегов. Между ними в центральной части Черного моря, примыкая к Анатолийскому побережью, формируется область с температурой на  $3-4\,^{\circ}\mathrm{C}$  ниже. На границах указанных областей экстремальных значений температуры расположены фронтальные зоны с термическими контрастами до  $3\,^{\circ}\mathrm{C}$  на  $100-120\,$  км. В целом ноябрьское поле температуры поверхностного слоя по структуре очень близко к майскому. Отличия заключаются в более низком (на  $1-2\,^{\circ}\mathrm{C}$ ) ноябрьском температурном фоне, а также в распределении температуры в северо-западной части моря.

В отличие от весны, осенью здесь формируется очаг наиболее холодных вод (до 10°С и ниже). Аналогичный очаг возникает к ноябрю и в районе Керченского пролива. Оба эти района Черного моря хорошо известны как основные источники его холодных промежуточных вод [43, 107]. Анализ показывает, что уже осенью температура поверхностных вод здесь на 2—4°С ниже, чем в остальных районах. К февралю влияние холодных вод распространяется на значительную часть акватории.

Существование в ноябре минимума температуры на юге центральной части Черного моря на первый взгляд довольно неожиданно. Среди возможных механизмов его формирования: усиленной теплоотдачи с поверхности моря, адвекции холодных вод из северо-западной и северо-восточной частей моря, подъем вод из нижележащих более холодных слоев, по-видимому, преобладает последний. Именно в средней части Анатолийского побережья осенью наблюдается отток вод от берега вдоль восточной периферии западного циклонического круговорота (см. п. 3.3). Горизонтальная адвекция вод из северо-западной части — гораздо менее вероятная причина анатолийского минимума, поскольку для преодоления расстояния между рассматриваемыми районами (около

1000 км), даже с весьма значительными для Черного моря скоростями 0,2—0,3 м/с, водным массам требуется от 30 до 50 сут. Следовательно, можно прийти к выводу об определяющей роли циркуляции вод и ее взаимодействии с берегами (как одного из основных факторов дивергентности циркуляции) в формировании многих особенностей полей температуры поверхностного слоя.

Осеннее поле температуры поверхностного слоя — наиболее яркое подтверждение сказанного. Вдольбереговое Основное черноморское течение препятствут их распространению в центральные части циклонических циркуляционных систем. В результате здесь длительное время (до декабря—января) сохраняется повышенная температура водных масс.

Поле солености поверхностных вод во все сезоны года определяется расположением основных источников распреснения (речной сток, в меньшей степени осадки) в его северо-западной и юго-восточной частях. В соответствии с циклоническим характером общей циркуляции вод (см. п. 3.3) от районов устьев крупных рек распространяются своего рода «шлейфы» пониженной солености: из северо-западной части вдоль западного побережья на юг, из юговосточной части вдоль берегов Кавказа на север. Распреснение в указанных очагах целиком зависит от внутригодового распределения пресной компоненты внешнего водного бюджета Черного моря. Параметры шлейфов дополнительно обусловлены характером циркуляции вод.

Зимой (в частности, в феврале, как показано на рис. 3.4) соленость поверхностных вод повсеместно наиболее высока. Воды

с соленостью менее 17 % занимают менее 5 % акватории.

Зона максимальной солености (18,25 %) распространена по всей глубоководной части моря, за исключением участка, разделяющего восточное и юго-восточное ядра. Абсолютный февральский максимум солености (около 18,6 %) приходится на западное ядро.

Зоны с максимальными горизонтальными контрастами солености поверхностных вод зимой, как и в течение всего года, оконтуривают районы максимального распреснения. В отличие от температуры, их характеристики (полный контраст, градиенты) в несколько раз превышают соленостные параметры океанических фронтов. В феврале на северо-западе и юго-востоке Черного моря на расстоянии, не превышающем 100 км, поверхностная соленость изменяется на 2,5 ‰.

Особенно контрастное поле солености в поверхностном слое формируется в мае. Под влиянием паводкового стока рек поверхностные воды в юго-восточной части распресняются до 15,5 ‰, в северо-западной — до 10 ‰ и менее. Изогалина 17 ‰ оконтуривает более половины этих районов, проникая вдоль западного берега восточнее пролива Босфор. Вместе с тем в центрах западной и восточной частей моря соленость продолжает оставаться такой же, как и в феврале (около 18,4 ‰). При этом, естественно, весной

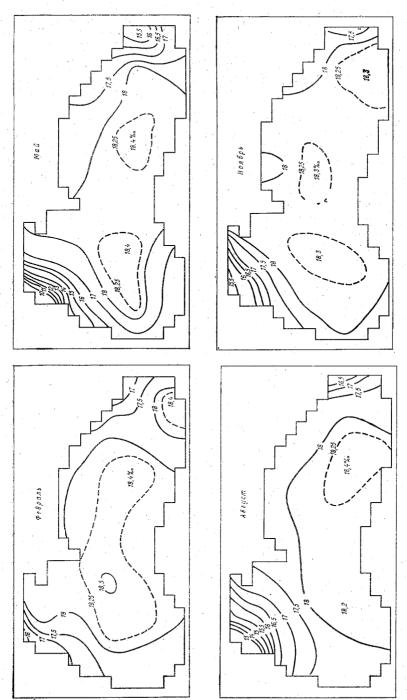


Рис. 3.4. Средние многолетние поля солености поверхностного слоя Черного моря.

интенсифицируются квазистационарные соленостные фронты, осо-

бенно северо-западный.

Основной процесс трансформации поля поверхностной солености от мая к августу заключается в постепенном расширении зоны распреснения за счет диффузионных факторов. При этом одновременно с уменьшением площади вод с соленостью более 18 % происходит частичное размывание квазистационарных фронтов и сглаживание контрастов. В северо-западной части минимум солености возрос на 3 %, а максимум в центре западной части уменьшился более чем на 0,2 %, что практически привело к его исчезновению.

Однако восточный максимум в этот период сохранил не только свою соленость (18,4 ‰), но и размеры и расположение. Этот район, а также примыкающая к нему средняя часть Черного моря (к югу от Крыма), имеют наиболее стабильное поле солености в течение всего года, что объясняется удаленностью от источников распреснения и стабильностью общей циркуляции вол.

Отмеченная соленостная стабильность поверхностных вод в средней части Черного моря несколько нарушается осенью, когда в ноябре августовский максимум распадается на два с несколько меньшей соленостью. Причиной этого, по-видимому, можно считать внедрение распресненных вод из района Кавказского побережья по северо-западной периферии восточного циклонического круговорота, сместившегося осенью в юго-восточную часть Черного моря (см. п. 3.3). Данный процесс поддерживается значительным распреснением прибрежных кавказских вод в течение всего лета за счет таяния горных ледников. Характерно, что, в отличие от северо-западной части, соленость здесь от мая к августу возросла менее чем на 1 %.

По своему характеру ноябрьское поле поверхностной солености приближается к зимнему. В центре западной части и на юго-востоке восстанавливаются очаги соленых вод. Минимумы солености продолжают ослабевать, причем юго-восточный достигает осенью наименьшей интенсивности в году. Изогалина 18% оконтуривает

наибольшую площадь (более 75 % всей акватории).

В целом поле солености поверхностных вод Черного моря отличается от температурного большей стабильностью своей структуры, что, естественно, связано со стационарным расположением основных источников возмущений. В центральной части пространственно-временные изменения солености в поверхностном слое не

превышают первых десятых долей промилле.

Весьма интересным следует признать факт очень слабой пространственной согласованности поверхностных полей температуры и солености Черного моря. Лишь в осенне-зимний сезон в северозападной и юго-восточной частях соленостным фронтам соответствуют термические фронты, несколько компенсирующие поперечные плотностные неоднородности. Однако и в этом случае конфигурации различных фронтов не всегда совпадают.

Весенние и осенние термические фронты, оконтуривающие анатолийский минимум температуры (см. рис. 3.3), практически ничем не подтверждаются в поле солености (см. рис. 3.4). Для выяснения причин несоответствия в данном случае необходимо вспомнить, что, за исключением зимнего сезона, вертикальные структуры температуры и солености в верхнем 50-метровом слое глубоководных районов Черного моря резко различаются межлу собой (см. рис. 3.1). Профиль температуры здесь характеризуется существованием интенсивного термоклина, тогда как соленость относительно однородна по вертикали. Если предположить формирование анатолийского минимума поверхностной температуры весной и осенью как реакцию на дивергенцию водных масс и соответствующий подъем вод, то естественно ожидать, что реакция поля солености при этом будет практически незаметной, если полъем вод происходит с глубин не более 50-75 м. Именно такая ситуация наблюдается в центре у Анатолийского побережья в переходные сезоны.

Учитывая отмеченные выше особенности трехмерной структуры температуры и солености в верхнем 50-метровом слое Черного моря, можно прийти к выводу, что поля этих характеристик формируются здесь различным образом. В балансе соли в верхнем 50метровом слое доминируют горизонтальные адвекция и турбулентная диффузия от локализованных в пространстве источников. В балансе тепла, наоборот, доминируют процессы вертикального перераспределения, прежде всего адвективного. При вертикальном градиенте температуры около 1° С/м, обычно наблюдаемом в черноморском сезонном термоклине, вертикальные движения со скоростью примерно  $10^{-5}$  м/с (нередкой в Черном море) на порядок эффективнее в адвективном смысле, чем горизонтальные скорости примерно 10<sup>-1</sup> м/с при горизонтальном градиенте температуры 1°C на 100 км, т. е. весьма значительном. Наряду с вертикальной адвекцией немаловажное значение имеют потоки тепла через поверхность моря (особенно весной и летом) и турбулентное перемешивание на нижней границе верхнего квазиоднородного слоя, обеспечивающее вовлечение в его пределы поднимающихся холодных вод термоклина. Взаимодействие подъема вод с вовлечением — основной фактор появления холодных вод в поверхностном слое Черного моря в период существования термоклина.

В «чистом виде» холодные подповерхностные воды выходят на поверхность в процессе прибрежного апвеллинга (в литературе, посвященной Черному морю, например в цикле работ А. К. Богдановой, это явление называют сгоном). Однако в подавляющем большинстве случаев прибрежный апвеллинг представляет собой процесс с пространственно-временными масштабами несколько километров (по нормали к берегу) и десятков часов. Поэтому на среднемноголетних схемах он, естественно, не заметен.

3.2.2. Глубина минимума температуры. Горизонт, на котором располагается абсолютный минимум температуры Черного моря, называют ядром холодного промежуточного слоя (ХПС). За ис-

ключением февраля и марта в западной части моря, когда абсолютный минимум находится в поверхностном слое, во всех остальных случаях он лежит под сезонным термоклином в верхней части постоянного галоклина (см. рис. 3.1). Минимальная температура характеризует интенсивность холодного промежуточного слоя. В настоящем подразделе рассматривается также его основной экстенсивный параметр — интеграл по глубине от аномалий температуры относительно 8 °C в пределах, ограниченных этими изотермами сверху и снизу. Кратко будем называть его холодозапасом ХПС.

Изучение холодного промежуточного слоя важно во многих отношениях. Его воды представляют собой самостоятельную водную массу, составляющую по объему около 2/3 верхней черноморской воды (см. п. 3.1), поэтому их значение в термохалинном и динамическом бюджетах верхнего слоя Черного моря весьма велико. Аналогично 18°C-водам Саргассова моря черноморский промежуточный холодный слой играет заметную роль в балансе завихренности прежде всего синоптического масштаба (см. главу 4). Практические аспекты, связанные с холодным промежуточным слоем, пока не столь очевидны, что связано с его слабой изученностью прежде всего в климатическом аспекте. Обладая, как показано ниже, главным образом адвективным происхождением, холодный промежуточный слой, по-видимому, играет немалую роль в динамике загрязняющих веществ в Черном море, в особенности если учесть, что сверху и снизу он ограничен слоями со значительной гидростатической устойчивостью, затрудняющими обмен теплом и массой по вертикали. Последнее обстоятельство способствует повышенной консервативности всех океанологических характеристик холодного промежуточного слоя.

Как уже отмечалось, зимой (в феврале—марте) абсолютный по вертикали минимум температуры западнее меридиана Керченского пролива находится в поверхностном слое. Так что собственно холодный промежуточный слой в это время существует лишь на востоке Черного моря. Однако и здесь характер температурного поля близок к поверхностному (рис. 3.5, см. также рис. 3.3). Отметим, что в феврале расположение минимума температуры в поверхностном слое не следует считать однозначным свидетельством его локального (местного) происхождения в данном районе. Так, довольно мощный язык поверхностных вод с температурой менее 7 °С, простирающийся вдоль всего южного побережья (см. рис. 3.5), несомненно, обусловлен горизонтальной адвекцией вод из северо-западной части моря.

В мае минимум температуры занимает свое обычное место под термоклином, причем нередко на больших глубинах по сравнению с нижней границей конвективного слоя зимой. В центральных районах глубоководных частей моря ядро ХПС расположено на горизонте 50 м, в прибрежных — на 75 м 1. В северо-западной

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Сезонная изменчивость глубины залегания ядра и толщины XПС рассматривается в п. 3.4.

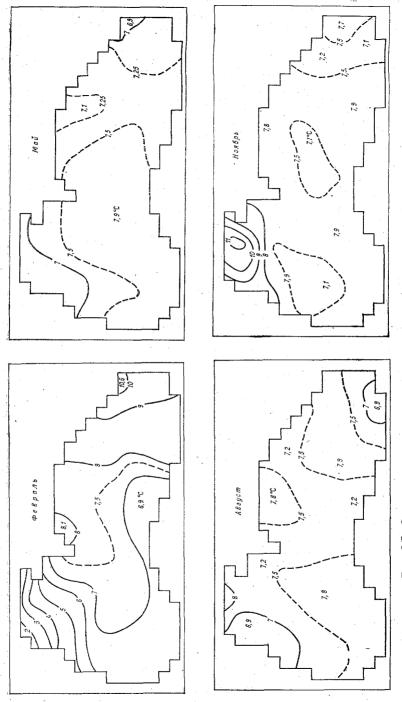


Рис. 3.5. Средние многолетние поля минимальной температуры в Черном море.

части оно занимает тонкий придонный слой (см. рис. 3.1). Минимальная температура здесь на несколько градусов выше, чем в феврале, в результате выноса холодных вод на юг и их замены более теплыми водами глубоководных частей моря. Прогрев воды сверху ввиду интенсивного слоя скачка плотности, несомненно, играет при этом меньшую роль. В западной части Черного моря весеннее повышение температуры в ядре ХПС составляет около 1,0—1,5°С. В значительной степени оно связано со смещением точки минимума в более глубокие слои (и, следовательно, с более высокой температурой), которое происходит вследствие прогрева сверху.

В восточной части моря характер трансформации поля минимальной температуры противоположен по знаку. Температура в мае здесь повсеместно ниже февральской, хотя, как и в западной части, минимум залегает на горизонтах 50—75 м. Наиболее холодные воды расположены в прибрежном районе юго-восточной части и у Керченского пролива (соответственно около 6,9 и 7,1 °C). Происхождение их, однако, различно: первый очаг холода — несомненно адвективной природы, второй — остаточный эффект зимнего охлаждения, которое здесь достигает максимума

в марте.

К августу воды с температурой менее  $7\,^{\circ}$ С в северо-западной части сохраняются лишь в районе устья Дуная и несколько южнее. К северу от них придонная температура повышается до  $9\,^{\circ}$ С. Область с температурой более  $7.5\,^{\circ}$ С, занимающая в мае всю центральную и западную глубоководную части Черного моря, в августе расчленяется на три области в юго-западной, северо-восточной и восточной частях. Максимальные температуры здесь достигают  $7.8-7.9\,^{\circ}$ С. Между ними располагаются области с температурой до  $7.2\,^{\circ}$ С. Интенсивный очаг холодных вод в юго-восточной части смещается на юг, сохраняя свою температуру (около  $6.9\,^{\circ}$ С).

Осенью конвективное перемешивание ликвидирует холодный придонный слой в северо-западной части Черного моря. Более того, общая тенденция к сокращению областей с температурой менее 7,5°C характерна для всего моря. Одна из таких областей примыкает к западному побережью, другая находится южнее Крыма, третья пересекает юго-восточную часть моря в меридиональном направлении. Во всех перечисленных зонах наиболее низкая температура близка к 7,1°C, что несколько выше, чем в августовских минимумах, расположенных приблизительно в тех же районах.

Из анализа полей минимальной температуры складывается впечатление о довольно быстром распространении холодных вод из северо-западной в юго-восточную часть Черного моря, где про-исходит их накопление и образование очага вод с особенно низкой температурой. Кроме него, существуют еще два квазистационарных очага, но локального происхождения: в северо-западной и северо-восточной частях моря. В течение лета — начала осени они

медленно смещаются в южном и юго-западном направлении, постепенно уменьшаясь в размерах и прогреваясь.

Анализ сезонных изменений поля солености на глубине минимума температуры, т. е. в ядре ХПС, в целом подтверждает предложенную схему сезонной эволюции холодных вод в подповерхностных слоях Черного моря. Адвективное проникновение относительно распресненных вод северо-западной части (с соленостью в подповерхностных слоях менее  $18,5\,\%$ ) в центральные и южные районы моря четко прослеживается во все сезоны года. Характерно, что более теплые воды отличаются более высокой соленостью. Следовательно, процесс формирования холодных промежуточных вод представляет собой не менее важный фактор происхождения положительной T, S-корреляции в нижележащей толще вод моря, чем приток мраморноморских вод через Босфор [27, 107].

В целях более глубокого качественного анализа эволюции холодной промежуточной водной массы Черного моря, ее целесообразно рассмотреть в T, S-координатах. Наиболее обобщенную картину при этом дает статистическая T, S-диаграмма ядра ХПС. Для получения такой диаграммы с полей температуры и солености ядра ХПС в мае, августе и ноябре были сняты значения T, S-пар в узлах принятой при восстановлении полей интерполяционной сетки (см. п. 2.2). В дальнейшем проводился расчет повторяемости попадания пар в определенные температурно-соленостные интервалы как для совокупности всех трех месяцев, так и для каждого месяца в отдельности. Предварительный анализ показал целесообразность разбиения T, S-плоскости на одинаковые интервалы как по температуре, так и по солености, равные  $0,2\,^{\circ}$ С и  $0,2\,^{\infty}$ .

Каждому интервалу присваивался T, S-индекс (среднее значение T, S-пары), в соответствии с которыми они представлены в табл. 3.1, где справа также показана интегральная повторяемость определенных интервалов солености (снизу температуры) при всех возможных значениях температуры (солености). Повторяемость здесь дана в % от общего количества T, S-пар (около 300 для каждого месяца и 900 для их суммы).

В каждом интервале табл. 3.1 слева приведена повторяемость вод данного T, S-класса для совокупности всех трех месяцев, справа — для мая, августа, ноября в отдельности (соответственно верхнее, среднее и нижнее значение). Здесь рассмотрен наиболее вероятный диапазон T, S-классов. Отсутствуют T, S-классы, характерные для северо-западной части весной и осенью, имеющие явно аномальные индексы. Тем не менее T, S-пары этого района включены в общее количество и потому в правом нижнем углу табл. 3.1 общая сумма повторяемостей отличается от 100 %.

Анализ таблицы подтверждает наличие положительной корреляции между температурой и соленостью вод ядра ХПС. Для количественной оценки этой связи определены коэффициенты линейной парной корреляции (R), а также параметры соответствую-

Таблица 3.1 Статистическая Т, S-диаграмма (%) вод ядра холодного промежуточного слоя Черного моря в различные сезоны года

Средняя соленость в интервалах, 0/00	Средняя температура в интервалах, °С						Сумма по интервалам
	6,95	7,15	7,35	7,55	7,75	7,95	температу- ры
18,35		6 4 2 2					4 2 2
18,55	4 7 —	3 2 5	13 7 4 5	$2 - \frac{4}{-}$	,		16 11 10
18,75	1 2	6 6 7 4	8 11 20 5	11 7 7 5	$5\frac{8}{7}$		33 30 36 21
18,95			3 9	7 13 5	4 4 7	1 2	15 28 12
19,15			$2  \begin{array}{c} 2 \\ 2 \\ 2 \end{array}$	$\begin{array}{c} 4 \\ 6 \\ 4 \\ 9 \end{array}$	9 10 9 14	$1-\frac{1}{2}$	15 19 15 27
19,35			,	1 <del>-</del> 5	7 2 19	$1 - \frac{1}{2}$	9 2 26
Сумма интервалов по соле- ности	5 <del>9</del> —	16 13 9 11	23 23 35 12	21 23 24 24	19 26 15 47	3 2 4	85 93 94 98

щей регрессии солености по температуре, представленные в табл. 3.2.

В целом приведенные в табл. 3.2 параметры оказались довольно однородными в различные сезоны. Из существующих небольших различий статистически значимым можно считать лишь увеличение от весны к осени средних по акватории Черного моря значений температуры и солености ядра ХПС, отражающее его закономерную эволюцию.

Таблица 3.2 Параметры линейной парной регрессии  $S=\overline{S}+a(T-\overline{T})$  для ядра холодного промежуточного слоя Черного моря в различные сезоны года

Месяц 🥦	r T °C	σ <sub>T</sub> °C	S º/00	σ <sub>S 0</sub> / <sub>00</sub>	$R_{ST}$	а
V	7,45	0,27	18,80	0,28	0,64	0,65
VIII	7,45	0,24	18,85	0,22	0,74	0,68
XI	7,60	0,23	19,00	0,29	0,64	0,73

Повторяемость различных T, S-классов вод холодного промежуточного слоя, оцененная для суммы всех рассмотренных сезонов (см. табл. 3.1), распределена довольно равномерно, в особенности по оси температуры. Максимальная повторяемость (в классе 7,35 °C — 18,75 %) не превышает 11 %. Слабо выраженная двухмодальность распределения (второй максимум 10 % приходится на класс 7,75 °C—19,15 %) связана с сезонным трендом средних характеристик ядра ХПС (см. табл. 3.2). Первое из приведенных модальных значений повторяемости в основном состоит из майских и августовских T, S-пар, во втором преобладают ноябрьские.

Среди T, S-диаграмм отдельных месяцев наиболее равномерна майская, сосредоточенная главным образом в левой верхней четверти, хотя есть и вторая, более слабая мода в классе 7,75°С— 19,15 %. Она образована водами центральных районов западной части Черного моря, отличающихся повышенной соленостью в мае. Расположение всех остальных классов вод весной имеет изопикнический характер — наиболее часто встречающиеся из них расположены вдоль изопикн 14,5—14,7 усл. ед. Следовательно, весной холодные промежуточные воды распространяются в основном благодаря изопикнической адвекции. Исключение составляют центральные районы западной половины моря, куда холодные воды проникают благодаря турбулентной диффузии, смешиваясь при этом с солеными глубинными водами. Последние в мае занимают наиболее близкое к поверхности положение вследствие зимнего усиления циклонической циркуляции вод (см. п. 3.3), сопровождающегося подъемом нижележащих слоев в центре круговорота. Этот подъем вод поддерживает также ядро ХПС на сравнительно небольшой глубине (50 м), хотя в результате смешения плотность его вод увеличилась на 0.4 усл. ед. (кг/м<sup>3</sup>).

В августе изопикнический характер диаграммы нарушается. Распределение классов становится одномодальным с четким максимумом в классе 7,35 °С — 18,75 ‰. Преобладающие классы вытянуты вдоль линии регрессии (см. табл. 3.2), направленной под значительным углом к изопикнам. По-видимому, к этому времени крупномасштабная адвекция холодных вод становится менее интенсивной и все больший вес начинают приобретать диффузионные процессы синоптических и мезомасштабных диапазонов (см.

главу 1).

Выявленная тенденция достигает наибольшего развития осенью, когда модальное значение повторяемости T, S-пар смещается в правую нижнюю четверть диаграммы. Более чем на  $75\,\%$  акватории Черного моря ядро ХПС в ноябре состоит из сильно трансформированных вод. Исключения, подтверждающие правило, представляют собой зоны пониженной температуры и солености в западной, центральной и юго-восточной областях моря. T, S-индексы этих вод одинаковы с индексами, преобладающими в мае (см. табл. 3.1). Следовательно, наряду с трансформированными холодными водами довольно длительное время в Черном море сохраняются очаги вод с T, S-характеристиками, близ-

кими к первоначальным. Однако количество этих вод со временем быстро уменьшается. В мае воды с температурой ниже 7,45 °C и соленостью менее 18,65 % занимают 30 % акватории моря на

уровне ядра XПС, в августе и ноябре — всего 12—13 %.

Анализ сезонной изменчивости полей температуры и солености в ядре ХПС необходимо дополнить его объемной характеристикой, в частности количеством холодозапаса в пределах изотермы 8°С и по отношению к этой температуре (см. п. 2.2). На рис. 3.6 представлены поля холодозапаса для средних месяцев сезонов. Кроме того, дополнительно показаны отдельные изолинии других месяцев, чтобы лучше отобразить сезонную изменчивость.

В феврале поле холодозапаса в основном определяется температурой воды в поверхностном слое и потому их структура однотипна: четко прослеживается адвекция холодных вод из северозападной части Черного моря. Ярко выраженный максимум южнее устья Дуная связан со стеканием особенно холодных вод вдоль материкового склона и с увеличением их толщины над большими глубинами. Конфигурация изолиний между синопским и прикерченским районами позволяет предположить направление адвекции с юга на север. Об этом свидетельствует и расширение здесь области с холодозапасом более 50 °См в марте с одновременным ее уменьшением в западной части. К сожалению, по имеющимся данным трудно решить вопрос о количественном вкладе прикерченского района в формирование холодных промежуточных вод. Повидимому, местное охлаждение вод может играть здесь доминирующую роль в суровые зимы. В среднемноголетних же условиях оно по крайней мере одного порядка значимости с адвекцией холодных вод из северо-западной части.

В апреле площадь акватории Черного моря с холодозапасом более 50 °См сокращается в несколько раз. Основной очаг холода сосредоточен в средней части моря. Отсюда холодные воды в течение нескольких недель достигают юго-восточной части моря. В результате поле холодозапаса в мае резко отличается от рассмотренных выше, качественно однотипных между собой. Максимальное количество холодозапаса в мае вдвое меньше, чем в феврале. Кроме юго-восточного максимума, очаги холодных вод локализованы в мае на северо-востоке и северо-западе Черного моря, однако их интенсивность несколько меньше, чем первого.

После быстрой трансформации поля холодозапаса в апреле—мае (в основном адвективного характера) его изменения в июне—июле можно считать незначительными. Очаги холода на юго- и северо-востоке, сохранив свое положение и максимальные значения, несколько уменьшились по площади. В юго-восточном очаге максимум холодозапаса постепенно смещался вдоль берега на юг. Эволюция конфигурации изолинии холодозапаса 20 °См в июне—июле происходит в соответствии с общей циклонической циркуляцией вод. В синопском районе в июле сформировался еще один очаг аномально холодных вод.

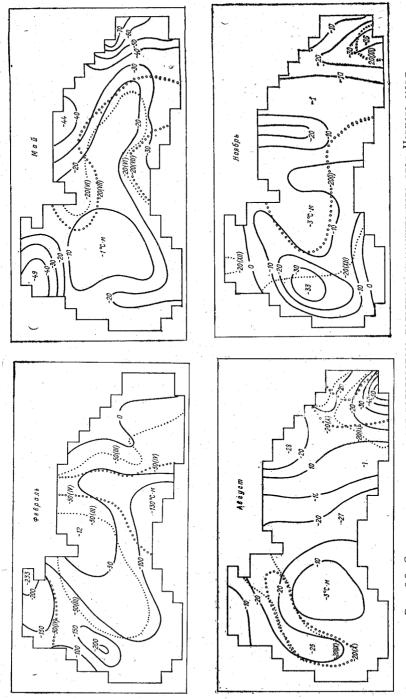


Рис. 3.6. Средние многолетние поля холодозапаса холодного промежуточного слоя Черного моря. Пунктирные линии — положения отдельных изолиний в прочие месяцы года (римские цифры).

В августе распределение холодозапаса в общих чертах сходно с предшествующими ему летними месяцами. Основная часть холодных вод по-прежнему находится у восточного побережья, где постепенно диссипирует. Западнее поле приобретает меридиональную ориентацию с двухкратным чередованием экстремумов в направлении с востока на запад. Максимум холодозапаса на северозападе исчез уже в июне. В последующие месяцы (сентябрь-октябрь) летний характер эволюции поля холодозапаса сохранился. Расчлененное на несколько квазистационарных максимумов, оно постепенно вырождается. Наиболее активные процессы осенью происходят у западных берегов Черного моря, где заметно некоторое перемещение холодных вод по циклонической траектории. В результате к ноябрю здесь сформировался наиболее мощный очаг холодных вод. Минимальный запас холода во всем промежуточном слое Черного моря наблюдается в декабре-январе, перед началом нового цикла.

Таким образом, анализ сезонной эволюции термохалинных характеристик холодного промежуточного слоя с различных точек зрения впервые позволил сформулировать достаточно четкое количественное представление об этом явлении. По имеющимся данным основным районом формирования холодных вод следует признать северо-западную (включая материковый склон) и крайнюю западную части моря. В феврале—апреле холодные воды весьма быстро и в основном изопикнически в струе Основного черноморского течения (см. п. 3.3.2) проникают вдоль южного побережья в центральную часть Черного моря вплоть до Керченского пролива, где встречают дополнительный источник холода (но значительно меньшей интенсивности) и накапливаются в больших количествах. В апреле-мае происходит второй этап быстрого квазиизопикнического перемещения больших масс холодных в юго-восточную часть. В связи с прогревом верхнего слоя и образованием термоклина количество холодозапаса при этом значительно уменьшается.

Концентрируясь у юго-восточного побережья, холодные воды оказываются изолированными от районов с активной динамикой. В результате с мая быстрое перемещение больших количеств холодных вод сменяется медленным смещением относительно небольших объемов вдоль северного побережья и материкового склона северо-западной части на запад и далее на юг. В остальных районах движение холодных вод практически отсутствует. При этом основным фактором эволюции холодных промежуточных вод становится турбулентная диффузия, которая приводит к их смешению с окружающими более теплыми и солеными водами. В результате *T*, *S*-характеристики холодных вод быстро трансформируются и они во многом теряют свою индивидуальность, за исключением некоторых локализованных очагов в западной и юго-восточной частях Черного моря.

Поскольку трансформация температуры и солености в ядре ХПС происходит однонаправленно и в эквивалентных количествах

(увеличение на несколько десятых долей градуса и промилле), основным определяющим ее фактором можно предположить боковое перемещивание за счет синоптической и мезомасштабной турбулентности. В самом деле, при преобладании вертикальной диффузии (для поддержания которой в холодном промежуточном слое, однако, трудно представить эффективные источники энергии) на верхней или нижней границах ХПС трансформация его ядра была бы неодинаковой для температуры и солености. Перемешивание сверху вообще должно приводить к отрицательной T, S-корреляпии в ядре ХПС, поскольку с повышением температуры его соленость при этом должна была бы уменьшаться. Достаточно благоприятные условия для перемешивания сверху существуют лишь в районе материкового склона северо-западной части моря, где холодные воды с низкой соленостью, «ныряя» в подповерхностные слои, формируют соленостную инверсию [43]. Однако такая ситуация в целом нестабильна даже в условиях устойчивой стратификации благодаря процессу дифференциально-диффузионной конвекции по типу «солевых пальцев», которая, несомненно, должна возникать в условиях значительных нестабильных вертикальных градиентов солености и слабой фрикционной турбулентности [105].

Перемешивание снизу должно приводить к более значительному изменению солености по сравнению с температурой (в несколько раз), поскольку нижняя граница холодного промежуточного слоя находится в постоянном галоклине со значительными вертикальными градиентами солености, намного большими, чем градиенты температуры (см. рис. 3.1). Заметим, что послойная термическая конвекция (второй тип двойной диффузии), в принципе возможная на нижней границе ХПС, не имеет здесь доста-

точных энергоресурсов.

Горизонтальное перемешивание не только наилучшим образом соответствует наблюдаемому *T*, *S*-соотношению в ядре ХПС, но и более реально с энергетической точки зрения (см. главу 4). Наконец, именно благодаря горизонтальной турбулентности холодные промежуточные воды, хотя и сильно трансформированные, появляются в центральных областях Черного моря, расположенных в стороне от основных течений, переносящих холодные воды.

3.2.3. Горизонт 200 м. Структура полей температуры и солености на горизонте 200 м отражает условия в нижней части постоянного галоклина. Анализ наблюдений (весьма немногочисленных) в нижележащих слоях показывает, что с глубиной до горизонта 1000 м основные черты термохалинных полей остаются неизменными, хотя и менее контрастными (в особенности уменьшаются градиенты полей солености). Таким образом, анализ полей на горизонте 200 м дает определенное представление о горизонтальной структуре всего глубинного слоя.

Несмотря на то что горизонт 200 м находится намного ниже деятельного слоя Черного моря (толщина которого около 50 м), сезонная изменчивость прослеживается здесь достаточно четко. Основной причиной сезонной нестационарности полей глубинных

горизонтов Черного моря служат вертикальные движения вод, определяемые характером завихренности горизонтальных компонент общей циркуляции вод (см. п. 3.3). В центрах циклонических круговоротов температура и соленость на горизонте 200 м оказываются выше, что свидетельствует о более близком к поверхности расположении слоев, чем на их периферии, в областях с антициклонической завихренностью вод.

Заметим, что из куполообразной структуры вод в глубинных слоях Черного моря, однако не следует делать вывод об их постоянном подъеме в циклонических круговоротах. Дело в том, что вертикальная компонента циркуляции вод в основном обеспечивает приспособление структуры водных масс к определенному типу их циркуляции. Это приспособление управляется балансом потенциального вихря (см. главу 4). В случае ослабления по каким-либо внешним причинам относительной циклонической завихренности циркуляции вод Черного моря в центрах циклонических круговоротов должно происходить компенсационное опускание вод, проявляясь в постепенном оседании куполов более теплых и соленых вод. При установлении полного баланса потенциального вихря вертикальные движения вообще отсутствуют.

Приведенные рассуждения следует считать ключом к интерпретации сезонной изменчивости полей температуры и солености на горизонте 200 м. Распределение температуры здесь отличается

большей однородностью в течение всего года.

Поле солености на горизонте 200 м значительно контрастнее температурного, что вполне закономерно, учитывая рассмотренный выше вертикально-адвективный характер формирования этих полей и значительно большие вертикальные градиенты солености в прилегающих к горизонту 200 м слоях. Как и в ядре холодного промежуточного слоя, поле солености на горизонте 200 м положительно и довольно тесно коррелировано с температурным полем. Поэтому, избегая повторений, отметим характерные черты лишь первого из них.

В феврале (рис. 3.7) поле солености на 200 м имеет более зональную ориентацию и симметричное распределение наиболее соленых вод (свыше 21,25 %). В целом поле контрастнее в восточной части, тогда как максимальные горизонтальные градиенты наблюдаются на юге западной части. К маю западная область соленых вод увеличивается вдвое, в ней появляются воды с соленостью более 21,5 %. В соответствии с отмеченной выше тенденцией к подъему вод в этот период соленость на 200 м повсеместно превышает 21,0 %, за исключением районов крымского и юго-восточного побережий. Наиболее слабо, отмеченная тенденция выражена в центре восточного максимума солености, который даже несколько уменьшился. В результате западный максимум в мае оказался заметно более мощным, чем восточный.

Однако к августу размеры и интенсивность западного максимума сильно уменьшились, тогда как восточный по-прежнему оставался стабильным образованием. К северо-востоку и юго-западу

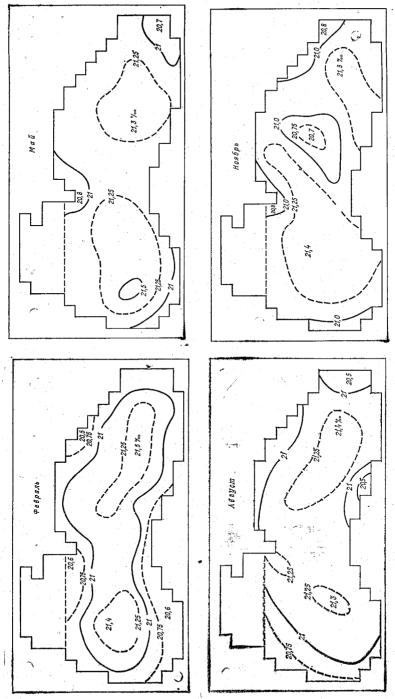


Рис. 3.7. Средние многолетние поля солености на горизонте 200 м в Черном море.

от него летом сформировались очаги пониженной солености, причем во втором районе это произошло в результате опускания вод с горизонта 150 м. Осеннее развитие и слияние этих очагов привело к вытеснению восточного максимума на юго-восток и его ослаблению. Западный максимум, наоборот, как и весной, достиг огромных размеров, проникая даже на северо-восток Черного моря.

3.2.4. Обсуждение результатов. Прежде всего сформулируем

основные выводы, следующие из проведенного анализа.

1. Средние многолетние поля температуры и солености вод Черного моря в его поверхностном, холодном промежуточном и глубинном слоях имеют различную структуру и характер сезонной изменчивости, что определяется различием основных процессов их формирования.

2. В поверхностном слое поле температуры зимой и летом в основном определяется теплообменом через поверхность моря. Чрезвычайно сильное охлаждение северо-западной части моря зимой и формирование здесь значительных горизонтальных градиентов температуры увеличивает роль горизонтальной адвекции тепла в этот сезон. Летом термические условия по всему морю довольно

однородны.

Весной и осенью поле поверхностной температуры определяет взаимодействие вертикальных движений вод в сезонном термоклине с турбулентным перемешиванием в верхнем квазиоднородном слое. В средней части Черного моря, особенно у южного побережья, подъем вод сезонного термоклина и их турбулентное вовлечение в верхний квазиоднородный слой приводит к формиро-

ванию значительных областей с пониженной температурой.

3. Структура поля солености в поверхностном слое в течение всего года определяется горизонтальной адвекцией (в особенности весной и в начале лета) распресненных вод от локализованных на северо-западе и юго-востоке источников (устьев рек) в соответствии с общей циркуляцией вод вдоль берегов Черного моря. В конце лета и осенью возрастает роль горизонтальной турбулентной диффузии, приводящей к проникновению распреснения в центральные районы моря и (как следствие) к сглаживанию соленостных контрастов в поверхностном слое.

4. В силу различия процессов формирования поля температуры и солености, а также их сезонная изменчивость в поверхностном слое Черного моря практически не коррелированы между собой.

5. В ядре холодного промежуточного слоя (т. е. на глубине залегания абсолютного по вертикали минимума температуры) Т, S-корреляция, наоборот, довольно высока и положительна. Вместе с характером сезонной изменчивости это является веским доказательством преобладания горизонтальных адвективно-диффузионных процессов формирования полей температуры и солености ХПС. В течение зимне-весеннего периода формирующиеся в основном на северо-западе и крайнем западе Черного моря холодные и распресненные воды довольно быстро (со скоростями до 0,2—

0,3 м/с), в основном изопикнически и слабо трансформируясь, перемещаются по циклонической траектории сначала в центральную, а затем в юго-восточную часть, где происходит накопление их большей части. Летом и осенью относительно небольшие объемы (очаги) холодных и распресненных вод продолжают циклоническое движение вдоль берегов Черного моря, однако значительно более медленное. В этот период доминирующими становятся процессы горизонтальной турбулентной диффузии, которые приводят к постепенной диссипации очагов холодных и распресненных промежуточных вол.

6. Структура полей температуры и солености на горизонте 200 м, а также их сезонная изменчивость определяются общей циркуляцией вод Черного моря в соответствии с балансом потенциального вихря. Зимнее усиление циклонической завихренности циркуляции вод приводит к подъему слоев воды в среднем на 30—50 м, что выражается в увеличении к весне средних значений температуры и солености на 200 м и в некотором обострении куполообразной структуры вод. В теплый период года названные процессы развиваются в обратном направлении. На фоне этих общих тенденций наблюдаются пространственные неоднородности эволюции полей. В частности, изменения размеров и интенсивности западного и восточного куполов теплых и соленых вод рассогласованы между собой, а осенью даже противофазны. Как и в ядре ХПС, на 200 м наблюдается значительная положительная Т, S-корреляция вод.

К сожалению, полученные выводы трудно сравнить с результатами предыдущих исследований. Среди отмеченных в начале настоящей главы публикаций, посвященных анализу средних многолетних термохалинных полей, лишь в одной из них [10] рассмотрена сезонная изменчивость применительно к полю солености в поверхностном слое Черного моря. Сопоставление с результатами наших исследований обнаружило хорошее соответствие во все сезоны года, за исключением зимнего, когда, по данным [10], воды с соленостью менее 18 % занимают в несколько раз меньшую площадь, чем на рис. 3.4 а. Различия в некоторых деталях полей других сезонов вряд ли можно считать статистически значимыми.

Для северо-западной части Черного моря возможно сравнение с данными атласа [36]. Оно также обнаруживает удовлетворительное совпадение структур полей температуры и солености как в поверхностном, так и в придонном слоях. Некоторое расширение температурных и соленостных фронтов, а также уменьшение их градиентов в нашем случае связано с большим пространственновременным осреднением по сравнению с [36].

Следует еще раз отметить, что осреднение по одноградусным квадратам и месяцам не дает достаточно четкого разрешения термохалинных фронтов и эволюции полей Черного моря. В особенности последнее относится к характеристикам холодного промежуточного слоя. В начале года до мая включительно холодные воды за сутки преодолевают расстояние до 15—20 км, а иногда

и больше. Таким образом, в течение десяти дней они пересекают лва-три одноградусных квадрата. Поэтому по мере накопления наблюдений целесообразно уменьшение пространственно-временного шага осреднения в 2-3 раза. В некоторых, наиболее обеспеченных наблюдениями районах Черного моря это можно сделать в ближайшее время.

Весьма важен вопрос о возможных отклонениях от описанной выще средней многолетней (климатической) структуры полей температуры и солености в реальных ситуациях. В настоящем раз-

деле исследуем его в наиболее общей форме.

В табл. 3.3 приведены стандартные (среднеквадратические) отклонения температуры и солености от климатических средних значений, осредненные по всей глубоководной акватории Черного-

Таблица 3.3 Стандартные отклонения температуры и солености глубоководной части Черного моря (среднее по пространству) от средних многолетних значений для характерных месяцев сезонов и горизонтов

	Характерные месяцы сезонов						
Горизонт, м	февраль	май	август	ноябрь			
		Гемпература, °С					
0 75¹ 200	0,53 0,34 0,13	1,64 0,32 0,14	0,97 0,32 0,12	1,30 0,46 0,13			
•	•	Соленость, ‰					
0 75 200	0,39 0,42 0,33	0,67 0,45 0,35	0,35 0,36 0,31	0,38 0,46 0,35			

<sup>1</sup> Принято, что горизонт 75 м отражает условия в холодном промежуточном слое.

моря. При этом учитывались главным образом квадраты с количеством станций не менее 10, что позволяет считать полученные оценки достаточно надежными в статистическом смысле.

Из табл. 3.3 видно, что стандартные отклонения температуры быстро уменьшаются с глубиной. Максимальных абсолютных значений (до 2-4°C) они достигают в слое сезонного термоклина, весной — вблизи поверхности моря (что нашло отражение в майских значениях), летом — на глубинах 10—30 м. Ниже 200 м стандартные отклонения не превышают 0,1°C.

Заметным изменениям в течение года подвержены стандартные отклонения лишь поверхностного слоя, что связано с формированием сезонного термоклина весной и его заглублением летом и осенью.

Среди пространственных особенностей стандартных отклонений температуры отметим некоторое преобладание их значений (на 30—50 %) в поверхностном слое восточной части моря по сравнению с западной. В холодном промежуточном слое наблюдается обратное соотношение, что связано с рассмотренными выше особенностями распространения холодных вод. По имеющимся данным, не наблюдается значительного преобладания стандартных отклонений в прибрежных районах по сравнению с центральными. Стандартные отклонения температуры в поверхностном слое северо-западной части Черного моря от весны к зиме изменяются от 2,80 до 1,52 °C, т. е. в 1,5—3,0 раза больше, чем в глубоководной части.

Значительный интерес представляет отношение максимального контраста среднего многолетнего поля (разность между абсолютными максимальным и минимальным значениями) к удвоенному значению стандартного отклонения, как мера стабильности основных черт поля (назовем его индексом стабильности). Максимальные контрасты легко определить по рис. 3.3—3.7, где выделены

экстремальные значения характеристик.

В поверхностном слое глубоководной части Черного моря зимой значения индекса составляют 2—3, весной и осенью — около 1,5, летом — менее единицы. В северо-западной части сезонный ход индекса стабильности аналогичен, так что лишь в осенне-зимний сезон он становится больше единицы (но не превышая двух). Следовательно, наиболее крупные черты температурного поля в поверхностном слое Черного моря оказываются наиболее стабильными зимой, а наименее — летом. При индексе стабильности менее единицы в реальных условиях возможно существование поля, полностью отличного от среднего многолетнего.

Интересно отметить, что температурное поле в ядре ХПС в течение всего года характеризуется довольно высоким значением индекса стабильности (около 1,5), за исключением осени, когда он близок к единице. Таким образом, распределение минимальной температуры в целом стабильнее по сравнению с поверхностной. Совместный анализ табл. 3.3 и рис. 3.5 показывает также, что лишь в районах со средней многолетней температурой в ядре ХПС, превышающей 7,7°С, реально ожидать отдельных случаев полного отсутствия холодных (т. е. с температурой менее 8°С) вод. В районах с температурой менее 7,5°С такие случаи чрезвычайно редки.

На горизонте 200 м индекс стабильности в целом немногим более единицы, причем в нижележащих слоях он становится еще меньше. Это свидетельствует об относительной нестабильности глубинных температурных полей, что подтверждает высказанное в начале главы 3 мнение о слабой достоверности таких полей, по-

лученных по ограниченному массиву данных.

Анализ стандартных отклонений солености (см. табл. 3.3), в отличие от температуры, не обнаруживает существенных изменений с глубиной в пределах 200-метрового слоя. Абсолютно максималь-

ные значения (до 0,6—0,7 %) достигаются весной в поверхностном слое за счет значительных вариаций распреснения вод речным стоком (см. п. 3.4.2), а также на горизонтах 100—125 м, где наиболее часто расположены максимальные градиенты солености по вертикали. Ниже постоянного галоклина, т. е. на глубинах более 300 м. стандартные отклонения солености, как и температуры, не превышают 0.1 %. Сезонные изменения стандартных отклонений солености невелики, за исключением весеннего максимума в поверхностном слое.

Локализация основных источников аномалий солености в северо-западной и юго-восточной частях Черного моря приводит к тому, что в первой из этих областей стандартные отклонения солености на поверхности в течение всего года превышают 2 ‰ (весной около 2.5%), кроме зимы (около 1.3%). В поверхностном слое юго-восточной части от весны к зиме они уменьшаются от 1,3 до 0,5 %. Соответственно в западной части глубоководной акватории Черного моря стандартные отклонения солености на всех горизонтах на 20—30 % выше, чем в восточной.

Опенки индекса стабильности полей солености показали, что в поверхностном слое максимальных значений они достигают весной (около трех) минимальных значений — осенью (немногим более единицы). Таким образом, в целом поверхностное поле солености оказывается заметно более стабильным, чем температурное. В ядре холодного промежуточного слоя стабильность поля солености приближается к стабильности поля минимальной температуры (т. е. становится около 1,5). То же самое можно сказать и в отношении горизонта 200 м. С одной стороны, это свидетельствует о более монотонном уменьшении стабильности полей солености с глубиной, а с другой -- отражает факт довольно тесной коррелированности температуры и солености в ядре холодного промежуточного слоя и на горизонте 200 м.

Необходимо подчеркнуть, что названные оценки стабильности полей относятся к их наиболее общим чертам. Стабильность отдельных частей Черного моря может быть весьма неоднородной. В частности, она низка в центрах глубоководных частей моря, где среднемноголетние поля довольно однородны по пространству, но имеют ненамного меньшие значения стандартных отклонений, чем в прибрежных районах. Анализ отдельных съемок (например, [29], см. также главу 4) показывает, что это связано с проникновением в центральные районы среднемасштабных вихревых образований с резко аномальными Т, S-характеристиками из областей основной фронтальной зоны Черного моря, расположенной вдоль его берегов. Такие образования имеют размеры всего в несколько раз меньшие, чем размеры среднемноголетних (климатических) структур. По-видимому, следует ожидать, что они определяют структуру полей температуры и солености Черного моря не только в синоптическом масштабе времени (см. главу 1), но и в более продолжительные периоды.

3.3.1. Состояние изученности. Общие представления о циркуляции вод поверхностного, так называемого навигационного (толщиной несколько метров) слоя начали складываться еще в конце прошлого столетия. Наиболее активными этапами развития этих представлений, а также изучения циркуляции глубинных слоев (в основном путем расчетов динамическим методом) следует назвать 30 и 60-е годы текущего столетия. Итоги всех этих исследований подведены в монографиях [103, 107].

В результате исследований возник целый ряд дискуссионных вопросов. Среди наиболее важных из них отметим сезонную изменчивость циркуляции вод, ее вертикальную структуру, характер реакции на изменение внешних воздействий, прежде всего поля ветра. Естественно, что все они замыкаются на самом главном вопросе — о природе циркуляции вод Черного моря. Дадим крат-

кую характеристику каждого из них.

Хорошо известно [107], что циклоническая пиркуляция вол Черного моря состоит из двух основных круговоротов, расположенных в его западной и восточной глубоководных частях. Однако о сезонной изменчивости их положения, конфигурации, интенсивности высказывались противоречивые мнения. Обобщая результаты различных исследований, Д. М. Филиппов [107] пришел к выводу, что циркуляция вод наиболее интенсивна зимой и ослабевает летом. В работе [37] даже предполагается возможность перестройки циклонической циркуляции на антициклоническую. С другой стороны, анализ средней многолетней сезонной изменчивости поверхностной циркуляции, выполненный в [114], привел к противоположному выводу об интенсификации геострофических течений в верхнем слое Черного моря именно к концу лета. В северо-западной части циклоническая циркуляция вод наиболее часто трансформируется в противоположный тип когда повторяемость южных и юго-западных ветров увеличивается [85, 103].

Все без исключения исследования вертикальной структуры течений Черного моря отмечают довольно быстрое уменьшение их скоростей с глубиной. При этом одни исследователи [85] считают возможным существование на глубинах, больших 300 м, циркуляции противоположного по отношению к верхнему слою, т. е. антициклонического характера, другие [37, 107] приводят доказательства однослойности циркуляции вод глубоководной части моря. В северо-западной части в конце осени — зимой изменчивость течений по вертикали относительно мала за исключением тонкого придонного пограничного слоя толщиной не более 1—2 м. В весенне-летний период возможны различные ситуации, в том числе и полное несоответствие горизонтальной структуры течений в верхнем и придонном слоях. Однако такие случаи, очевидно, возникают в период перестройки типов циркуляции вод района.

В 70-х годах были предприняты значительные усилия по раз-

витию изложенных выше представлений с помощью современных методов исследования: инструментальных наблюдений за течениями на автономных буйковых станциях (АБС) [26, 28], численных диагностических расчетов циркуляции вод по наблюдаемым полям плотности с учетом поля ветра и рельефа дна [42, 93], численных расчетов процесса формирования циркуляции вод под действием внешних факторов (ветра, потоков тепла и массы через поверхность моря) [48, 78].

В результате один из дискуссионных вопросов удалось решить в целом однозначно и окончательно. Многочисленными инструментальными наблюдениями и диагностическими расчетами по более совершенному, чем динамический, методу установлено, что общая циркуляция вод Черного моря, по крайней мере до глубин 1000 м, имеет однонаправленный характер. В более глубоких слоях она весьма слаба, расчленена на множество небольших циркуляционных образований, так что говорить о ее каком-либо общем характере здесь трудно, тем более учитывая явный недостаток наблюдений.

По данным инструментальных наблюдений [26], скорости течений в Черном море на горизонте 75 м всего лишь на 10—20 % меньше поверхностных. Основное уменьшение скоростей происходит в постоянном галоклине (аналоге океанического главного термоклина). На горизонте 200 м они уже в 3 раза, а в слое 500—1500 м почти на порядок меньше, чем на поверхности моря.

По-видимому, не вызывает уже сомнений и преобладающий циклонический характер циркуляции в течение всего года. Это подтверждают и так называемые прогностические расчеты циркуляции вод, т. е. расчеты ее формирования одновременно с полем плотности при заданных потоках импульса, тепла и массы через поверхность моря и боковые границы (в местах впадения рек и в проливах). В [48, 78] показано, что циркуляция вод в Черном море устанавливается за время не менее 1,0—1,5 года. Следовательно, даже в условиях полной сезонной перестройки полей ветра и притока тепла над всем Черным морем (реальность которой, однако, трудно предположить) соответствующая трансформация циклонической схемы течений на противоположную невозможна.

В самом деле, инструментальные наблюдения [26] и диагностические расчеты [42, 93] обнаруживают циклоническую циркуляцию во все сезоны. Однако вопрос о сезонной изменчивости горизонтальной структуры циркуляции и ее интенсивности в названных исследованиях не получил однозначного ответа. Так, в работе [42] показано, что в соответствии со сложившимися ранее представлениями зимой в верхнем 300-метровом слое циркуляция вод Черного моря состоит из двух циклонических круговоротов (в западной и восточной частях) приблизительно одинаковых размеров и интенсивности. Вдоль всего побережья существует единое циклоническое течение. Летом интенсивность циркуляции (скорости поверхностных течений, к сожалению, не указаны и потому о ней

приходится судить по рельефу уровенной поверхности) уменьшается в среднем в 1,5 раза, восточный циклонический круговорот смещается несколько западнее, а в юго-восточной части формируется антициклонический круговорот более чем вдвое меньших размеров и интенсивности. По результатам расчетов [93] в течение всего года в верхних слоях существует лишь один достаточно мощный циклонический круговорот в западной части, распространяющий свое влияние на среднюю часть моря. Его размеры и интенсивность остаются практически неизменными во все сезоны года.

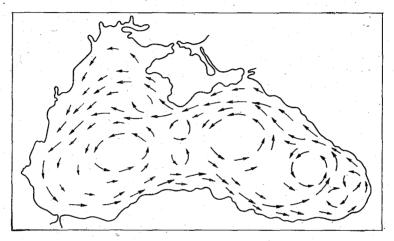


Рис. 3.8. Схема поверхностных течений Черного моря для средних годовых ветровых условий [26].

В центре восточной части моря циркуляция вод имеет сложный, неустойчивый характер. Исключение составляет летний сезон, когда восточную часть с юга на север пересекает довольно мощное течение, ответвление от основного циклонического вдольберегового потока.

Обобщение большого массива наблюдений за течениями на 175 АБС, из которых 86 имели продолжительность от 4 до 29 сут [26], позволило впервые получить представления о сезонной изменчивости циркуляции вод в поверхностном слое Черного моря (рис. 3.8). В отличие от рассмотренных выше результатов исследований, О. Н. Богатко и др. считают, что здесь в центральных районах моря существуют по крайней мере три циклонических круговорота. Весной и осенью их число увеличивается до четырех (дополнительный круговорот формируется на границе западной и средней частей моря юго-западнее Крыма). В силу ограниченных размеров глубоководной акватории Черного моря положение и размеры циклонических круговоротов в течение года варьируют в небольших пределах. Зимой и летом, когда число основных кру-

говоротов уменьшается, между ними появляются вихри разных знаков в 2—4 раза меньшими размерами. В юго-восточной части моря антициклонический вихрь подобного размера существует во

все сезоны, кроме зимнего.

Интенсивность (скорости течений) циркуляции поверхностных вод Черного моря, по данным [26], в течение года изменяется также не столь значительно. В основном вдольбереговом циклоническом течении зимой и летом в районе Крыма и западного побережья скорости достигают 0,8—1,2 м/с, у остальных берегов—0,8—1,0 м/с (за исключением южного побережья зимой, где скоро-

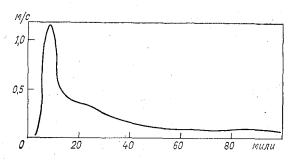


Рис. 3.9. Горизонтальный (по нормали к берегу) профиль скорости основного черноморского течения [107].

сти несколько меньше, 0.4-0.6 м/с). Весной и осенью скорости вдоль всего потока уменьшаются на 0.2-0.4 м/с. В круговоротах центральных районов поверхностные скорости в течение всего года составляют 0.4-0.6 м/с, лишь летом они уменьшаются до 0.2-0.4 м/с.

Создается, однако, впечатление о слишком высоком среднем уровне значений скоростей, полученных в [26]. Так, при скорости около 1 м/с воды во вдольбереговом течении совершают полный оборот по всему морю не более чем за два месяца. Интересно, что в более ранней публикации [28] скорости поверхностных течений, по данным АБС, не превышали 0;4—0,5 м/с во вдольбереговом течении и 0,20—0,25 м/с в центральных круговоротах. Скорости

такого же порядка дают и диагностические расчеты [93].

Вопрос о распределении горизонтальной скорости течений Черного моря по нормали к его береговой черте весьма важен для оценки поперечных масштабов циркуляционных систем. Один из возможных вариантов такого распределения в поверхностном слое приведен на рис. 3.9. Анализ литературных данных и непосредственных наблюдений за течениями позволяет выделить три характерные области со своеобразным режимом течений [23]: а) прибрежную, ограниченную кромкой материкового шельфа, со значительными горизонтальными градиентами средних скоростей, весьма изменчивым, вихревым характером течений, во многом

зависящим от местных условий; б) зону Основного черноморского течения над материковым склоном, имеющего струйный характер шириной до 40—80 км со скоростями 0,40—0,50 м/с на поверхности (в отдельных случаях, как показано на рис. 3.9, до 1,00—1,50 м/с); в) область открытого моря с преобладающими циклоническими круговоротами (см. рис. 3.8), скорости течений в которых монотонно уменьшаются от периферии к центру, где не превышают 0,05—0,15 м/с. Границы между указанными структурными областями, разумеется, довольно условны, особенно при развитии синоптической изменчивости Основного черноморского течения. Последнее иногда бывает ослабленным настолько, что его мористая граница становится незаметной. Как показано в п. 3.3.2, для геострофической компоненты скоростей течений такие ситуации наиболее часты весной и осенью при общем ослаблении соответствующей циркуляции вод.

Изложенный выше, во многом противоречивый характер результатов исследований сезонной изменчивости циркуляции вод Черного моря связан с недостатком фактической информации. С одной стороны, рассмотренные диагностические расчеты циркуляции выполнены по полю плотности, полученному в [42] на основе обобщения наблюдений до 1960 г. Как отмечалось в п. 2.1, они составляют всего лишь около 25 % современного количества наблюдений. С другой стороны, наблюдения на АБС длительностью несколько суток содержат в себе значительный мезомасштабный и синоптический «шум», причем последний в таких случаях отфильтровать практически невозможно. Осреднение по пространству, например, из-за низкой плотности размещения АБС здесь неэффективно. По-видимому, это отразилось на результатах обилием среднемасштабных циркуляционных систем. Таким образом, необходимость изучения сезонной изменчивости циркуляции вод в среднемноголетнем аспекте по-прежнему остается весьма актуальной.

Что касается природы циркуляции вод Черного моря, то диагностическими и «прогностическими» расчетами, отмеченными выше, установлено, что в ее формировании приблизительно равное значение имеют характер циркуляции ветра, потоки тепла и массы через поверхность моря, рельеф дна. Анализируя уравнение баланса потенциального вихря и известные сведения о характере пространственного распределения указанных факторов, нетрудно прийти к выводу, что каждый из них способствует формированию именно циклонической циркуляции вод в Черном море.

В заключение остановимся на современном состоянии изученности вертикальной компоненты циркуляции вод Черного моря. До 70-х годов вертикальная циркуляция оценивалась по результатам расчетов его внешнего водного бюджета (В. А. Водяницкий и др., см. [45, 107]). При этом получались осредненные для всего моря значения, в основном порядка  $10^{-7}$ — $10^{-6}$  м/с, по которым

моря значения, в основном порядка то — то « м/с, по которым оценивалось время полного обновления глубинных вод (порядка десятков—сотен лет). Заметим, что при этих расчетах приходи-

лось принимать ряд довольно жестких и малообоснованных ограничений пространственно-временного распределения вертикальных скоростей. Вместе с небольшой точностью их определения вообще указанные обстоятельства ставят под сомнение достоверность таких расчетов.

Первые расчеты вертикальных скоростей на основе уравнения неразрывности для несжимаемой жидкости [11] привели к выводу о подъеме вод в центре и опускании на периферии Черного моря со скоростями порядка 10<sup>-6</sup> м/с. При этом учитывалась лишь планетарная дивергенция за счет β-эффекта (меридиональной компоненты градиентного течения). Более полные оценки с учетом дрейфовых течений были выполнены в 70-х годах в рамках рассмотренных выше диагностических расчетов (см. также [115]). Наконец, в работе [47] вертикальные скорости оценены с учетом планетарной дивергенции инструментально измеренной на 25 АБС меридиональной скорости течений.

Результаты расчетов показали, что если не принимать во внимание мелкие неоднородности полей вертикальной скорости течений, то воды с восходящим движением расположены в областях, прилегающих к центрам циклонических круговоротов, а также в направленных на юг течениях. Нисходящие движения преобладают в прибрежной зоне и в течениях с северной составляющей скорости. Благодаря дрейфовой компоненте вертикальная скорость уже на горизонтах 50-100 м достигает высоких значений ( $10^{-5}$  м/с), в целом на порядок превышающих океанические. Это связано со значительно меньшими размерами Черного моря, определяющими высокий уровень значений дивергенции горизонтальной циркуляции его вод.

Вместе с тем высокие значения вертикальных скоростей не свидетельствуют о чрезвычайно интенсивном вертикальном обмене вод в Черном море. Как показано в [47], небольшие размеры Черного моря и значительная пространственная изменчивость (так же как и временная) вертикальной скорости приводят к тому, что каждый конкретный объем вод, двигаясь в системе общей циркуляции, находится в зоне однозначных вертикальных движений слишком непродолжительное время, чтобы значительно изменить свою глубину залегания.

3.3.2. Геострофическая циркуляция вод глубоководных районов. Расчеты геострофической циркуляции вод выполнены по хорошо известному динамическому методу (см., например, [53]) относительно поверхности 3,00 МПа для акватории с глубинами в основном более 300 м. Мелководная северо-западная часть при этом исключена. Для нее приведены расчеты по специальной модели мелкого моря (см. п. 3.3.3). Необходимые для расчетов геострофической циркуляции поля плотности получены по средним многолетним полям температуры и солености, рассмотренным в п. 3.2. Выбор отсчетной изобарической поверхности 3,00 МПа определен резким уменьшением плотности наблюдений ниже горизонта 300 м, не позволяющим получить достоверную картину глубинной

циркуляции вод Черного моря. К тому же учет полей плотности глубинных слоев не изменяет основных черт геострофической циркуляции вод поверхности моря и поверхности 0,75 МПа, рассматриваемых ниже. Это связано со значительной термохалинной однородностью глубинных вод по отношению к верхнему 300-метровому слою.

Результаты расчетов (рис. 3.10) убедительно свидетельствуют о существовании в верхнем 300-метровом слое циклонической циркуляции вод в течение всего года. Она состоит из двух циклонических круговоротов в центрах западной и восточной частей моря, которые опоясывает вдольбереговое Основное черноморское течение. Названные главные черты циркуляции сохраняются во все сезоны, испытывая, однако, существенные количественные изменения.

На поверхности моря зимой циркуляция достигает наибольшей интенсивности. Полные контрасты динамических высот достигают 0,200—0,250 дин. м. Максимальные геострофические скорости течений относительно 300 дбар достигают 0,15—0,20 м/с. Все основные звенья циркуляции выражены весьма четко. Циклонические круговороты в западной и восточной частях приблизительно одинаковы по своим параметрам (размеры, контрасты динамических высот). Основное черноморское течение на всем своем протяжении ориентировано вдоль берега, за исключением северо-западной части, где оно направлено вдоль кромки шельфа.

Юго-западнее Крыма имеет место антициклоническая завихренность циркуляции. Аналогичный характер завихренности Основное черноморское течение зимой имеет у южного побережья моря в средней его части. Этим отчасти объясняется накопление здесь аномально больших запасов холодных вод в конце зимы —

начале весны (см. п. 3.2.2).

Весной поверхностная циркуляция заметно ослабевает. Полный контраст динамических высот уже не превышает 0,200 дин. м в западной части и лишь немногим более 0,150 дин. м в восточной. Зимне-весенняя эволюция циркуляции на востоке и западе имеет различный характер. Западный циклонический круговорот увеличивается в размерах. При этом на обширной акватории в пределах изолинии 0,3 дин. м геострофические скорости чрезвычайно малы (не более 0,05 м/с). Однако, несмотря на некоторое уменьшение полного контраста динамических высот, геострофические скорости на северо-восточной и южной периферии западного круговорота за счет расширения его ядра остаются довольно высокими (достигая зимних значений 0,15—0,20 м/с). Антициклонический меандр к югозападу от Крыма становится еще более четким образованием, чем зимой.

Восточный циклонический круговорот весной ослабевает более чем вдвое (см. рис.  $3.10\, \delta$ ). На его юго-восточной периферии формируется антициклонический вихрь размерами около  $75-100\,$  км небольшой интенсивности. Этот вихрь весной захватывает и накапливает большие запасы холодных вод ниже сезонного термо-

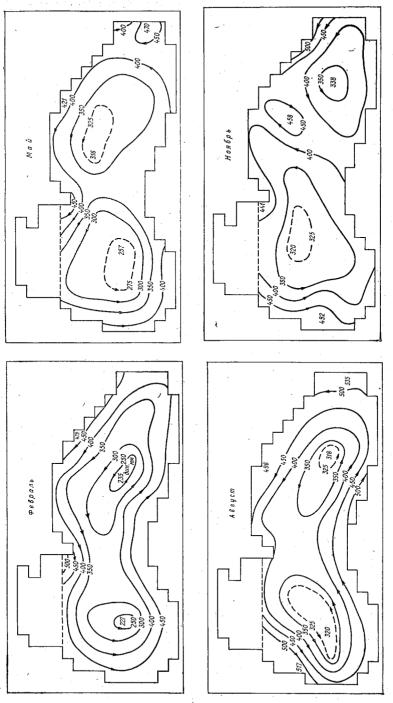


Рис. 3.10. Средняя многолетняя динамическая топография поверхности Черного моря относительно поверхности 3,00 МПа.

клина (см. п. 3.2.2). При этом Основное черноморское течение вытесняется здесь в открытое море. В целом весной оно выражено значительно слабее, чем зимой, а у средней части южного побережья, по средним многолетним данным, вообще не прослеживается. Не исключая возможности некоторого искажения существующей здесь картины циркуляции за счет слишком большого масштаба осреднения (см. п. 2.2), все же отметим значительное изменение ее характера от зимы к весне. Отток большей части вод Основного черноморского течения от берега западнее мыса Синоп служит главной причиной формирования весной области низкой температуры поверхностного слоя в средней части Черного моря (см. п. 3.2.1).

Летом характер циркуляции поверхностных вол оказывается близким к зимнему, причем не только в качественном, но и в количественном (полные контрасты динамических высот, скорости течений) отношениях. Основное черноморское течение восстанавливается вдоль всего побережья глубоководной части Черного моря, хотя по указанным выше (см. п. 2.2) причинам методического характера оно не везде выражено достаточно четко. Наиболее существенные отличия зимней циркуляции наблюдаются в северо-западной части рассматриваемой акватории. Антициклонический меандр в районе Крымского полуострова летом в значительной степени ослабевает. Одновременно усиливается циркуляция вод на северо-западной периферии западного циклонического круговорота с преобладанием антиниклонической завихренности вод. и весной в юго-восточной части моря. это благоприятные условия для накопления здесь значительных (относительно средних летних) объемов холодных промежуточных вол (см. п. 3.2).

Осенью тип циркуляции поверхностных вод приближается к весеннему. Основное черноморское течение снова расчленяется на несколько участков, большей частью отходя от берега в районе Синопа. Вместе с тем имеется несколько отличительных особенностей осенней схемы геострофических течений. Западный циклонический круговорот распространяется в среднюю и даже северовосточную части Черного моря. Восточный циклонический круговорот осенью смещен в юго-восточную часть моря. Между ними расположена полоса с антициклонической завихренностью циркуляции. Антициклонический меандр у западного побережья Черного моря к ноябрю сместился на юг. Перечисленные особенности придают осенней циркуляции вод наиболее своеобразный характер среди прочих сезонов.

Рельеф изобарической поверхности 0,75 МПа, отражающей циркуляцию вод в ядре холодного промежуточного слоя, в течение всего года весьма близок к рельефу поверхности моря. Это освобождает нас от необходимости его подробного описания. Отметим лишь наиболее существенные различия. Зимой они заключаются только в уменьшении не более чем на 15—30 % скоростей геострофических течений в ядре ХПС по сравнению с поверхностью моря,

причем в западной части такое ослабление циркуляции почти не заметно. Причина наблюдаемых различий между районами кроется в стратификации вод верхнего 75-метрового слоя. На западе зимой она практически отсутствует, тогда как на востоке сохраняется, хотя и в ослабленном виде, внося определенный вклад в бароклинный градиент давления в верхнем 300-метровом слое.

Весной 20—30 %-ное уменьшение геострофических скоростей в ядре XПС заметно уже повсеместно. Особенно значительно ослабевает с глубиной антициклонический меандр к юго-западу от Крыма, который в ядре ХПС почти не проявляется. Вместе с тем скорости течений у Кавказского побережья и в прибосфорском районе почти не меняются с глубиной в пределах 75-метрового слоя.

Наиболее развита стратификация в этом слое летом, поэтому ослабление циркуляции вод в ядре ХПС по сравнению с поверхностью достигает в августе 30—50 % (т. е. скорости здесь в отдельных районах вдвое меньше). В юго-восточной части Черного моря циркуляция в ядре ХПС имеет антициклоническую завихренность в отличие от поверхности моря, что способствует сохранению здесь больших объемов холодных вод (см. п. 3.2). Подповерхностный характер локального антициклонического круговорота здесь отмечался и в предыдущих исследованиях [15, 51].

Осенью наиболее существенная трансформация схемы течений по вертикали происходит в восточной половине Черного моря. Циклонический круговорот здесь в ядре ХПС уменьшается как по размерам, так и по интенсивности более чем вдвое. Антициклонический круговорот испытывает обратную трансформацию.

Подводя итог анализа сезонной изменчивости геострофической циркуляции вод глубоководных частей Черного моря, отметим ее основные черты.

- 1. В течение всего года циркуляция вод в верхнем 300-метровом слое имеет циклонический характер с двумя циклоническими круговоротами в центрах западной и восточной частей моря и огибающим их вдольбереговым Основным черноморским течением. Сезонная изменчивость циркуляции вод проявляется в скоростях и в деталях конфигурации этой системы течений.
- 2. Основное черноморское течение и циклонические круговороты наиболее четко выражены зимой и летом. Зимой геострофические скорости в Основном черноморском течении достигают 0,15—0,20 м/с, летом 0,10—0,15 м/с. В циклонических круговоротах они уменьшаются в 1,5—2,0 раза.
- 3. Весной и осенью циркуляция вод становится приблизительно вдвое слабее и усложняется по структуре. Основное черноморское течение утрачивает характер четко выраженного вдольберегового потока. В средней части Черного моря оно отклоняется от южного и северного берегов в открытое море, где формируется система разнонаправленных меридиональных потоков.

В центральных частях расширяющихся циклонических круговоротов в переходные сезоны возникают обширные зоны очень сла-

бых геострофических течений (не более 0,05 м/с).

4. На фоне общей циклонической циркуляции вод в отдельные сезоны формируются локальные области с антициклонической завихренностью течений. Зимой и весной наиболее ярко выражена область антициклонического меандра Основного черноморского течения к юго-западу от Крыма. Летом и осенью аналогичный меандр существует у западного побережья Черного моря. Весной в юго-восточной части моря формируется локальный антициклонический круговорот, летом заметный лишь в подповерхностных слоях. Осенью аналогичный вихрь возникает между двумя основными циклоническими круговоротами. Размеры и скорости течений названных антициклонических образований, однако, в несколько раз уступают квазистационарным элементам циркуляции вод Черного моря.

5. Во всем верхнем 300-метровом слое моря система геострофических течений имеет одинаковые общие черты, лишь ослабевая по интенсивности с глубиной. При этом в слое от поверхности моря до горизонта 75 м (соответствующего средней глубине залегания ядра ХПС) заметное уменьшение скоростей течений (до 30—50%) наблюдается лишь летом, в период наибольшего развития сезонного термоклина. В остальные сезоны (особенно зимой) общее уменьшение скоростей в этом слое не превышает 15—30%. Наиболее слабые вертикальные неоднородности геострофических скоростей наблюдаются в западных частях моря. В восточной половине вертикальная структура течений более сложна: весной и осенью в районах локальных антициклонических круговоротов имеет место незначительное увеличение скоростей в ядре ХПС по сравнению с поверхностью моря.

Сравнение изложенных выше результатов с известными литературными данными (см. п. 3.3.1) показывает удовлетворительное сходство по характеру циркуляции и показателям полного контраста динамических высот поверхности Черного моря с полученными в работах [107, 114]. Интересно, что динамический рельеф уровенной поверхности моря, вычисленный в [93] на основе более полной диагностической модели, оказался одного порядка по интенсивности для зимнего и летнего сезонов с нашими данными (полный контраст высот уровня в обоих случаях составил 0,20—0,25 дин. м). Это подтверждает представление о том, что слабостратифицированные глубинные слои Черного моря, учтенные при расчетах в [93], дают незначительный вклад в геострофическую

циркуляцию его верхних слоев.

Средние скорости поверхностных течений Черного моря в нашем случае оказались в 1,5—2 раза ниже, чем в [93], а также по сравнению с инструментальными наблюдениями [26, 28] в результате нескольких причин. Во-первых, нами не учтены дрейфовые компоненты скорости течений. Во-вторых, использованное среднемноголетнее поле плотности характеризуется уменьшением гори-

зонтальными градиентами по сравнению с реальными ситуациями. В-третьих, значительная начальная пространственная дискретность поля плотности (одноградусный квадрат) усугубила сглаживающий эффект, в особенности, если учесть небольшие поперечные размеры Основного черноморского течения (см. п. 3.3.1). Совместное влияние перечисленных факторов может заметно изменить характер прежде всего поверхностной циркуляции вод в отдельных районах Черного моря.

Тем не менее максимально высокая (по опубликованным данным) обеспеченность наблюдениями исходных полей температуры и солености позволяет считать полученные нами выводы о сезонной изменчивости общей геострофической циркуляции вод Черного моря наиболее надежными среди ранее известных. Отличия последних, так же как и схем течений, измеренных инструментально, вместе с анализом возможных причин рассмотрены в п. 3.3.1.

Достоверность изложенных выше результатов расчетов геострофической циркуляции подтверждается сравнением с характеристиками термохалинной структуры вод (см. п. 3.2). Особенно важно то, что поля температуры, солености на всех рассмотренных горизонтах, а также холодозапас ХПС испытывают согласованную с циркуляцией вод сезонную изменчивость. Так, образование областей пониженных значений поверхностной температуры у южного побережья средней части Черного моря весной и осенью тесно связано с отклонением здесь Основного черноморского течения от вдольберегового направления в открытое море (см. рис. 3.3 и 3.10) и образованием зоны подъема более холодных вод сезонного термоклина в поверхностный слой.

Все без исключения очаги максимальных концентраций холодных промежуточных вод Черного моря, наблюдающиеся с весны до осени, связаны с областями локальной антициклонической завихренности течений в соответствующих слоях (см. рис. 3.6). Наблюдаемые скорости перемещения максимумов холодозапаса ХПС (см. рис. 3.6) весьма близко соответствуют геострофическим скоростям течений в его ядре. Относительно быстрое продвижение холодных вод вдоль южных берегов Черного моря в конце зимы—начале весны и вдоль кромки шельфа северо-западной части летом связано с соответствующими усилениями здесь геострофических скоростей. И наоборот, стационирование очагов холодных вод весной в юго-восточной, а осенью—в западной частях моря наряду с формированием в этих районах антициклонической завихренности течений определяется и общим ослаблением циркуляции вод.

В перечисленных фактах циркуляция вод выступает в качестве основной причины наблюдаемой эволюции гидрофизических полей Черного моря. Можно привести также убедительный пример обратных причинно-следственных связей. Как показано выше, геострофическая циркуляция верхнего 75-метрового слоя Черного моря не менее чем на 50—80 % определяется плотностной структурой слоя, расположенного между горизонтами 75 и 300 м. Учиты-

вая расположение здесь постоянного галоклина (см. п. 3.1), можно предположить существование довольно близкого соответствия полей динамической топографии верхнего слоя с полями солености в нижнем.

Для количественной оценки такого предположения нами проведена линейная парная корреляция полей динамических высот поверхностей 0 и 0,75 МПа с полем солености на 200 м для всех рассматриваемых сезонов. Полученные параметры соответствующих уравнений регрессии приведены в табл. 3.4. Методика их оценок аналогична приведенным в табл. 3.2.

Таблица 3.4 Параметры линейной парной регрессии  $d=\overline{d}+a(S-\overline{S})$  высот динамической топографии поверхностей 0 и 0,75 МПа относительно 3,00 МПа по солености на горизонте 200 м в Черном море в различные сезоны года

Месяц	Динамич поверх- ность, МПа	\$ º/00	σ <sub>S</sub> º/₀₀	$\overline{d}$ дин. м	σ <sub>d</sub> дин. м	$R_{dS}$	a
Donnory	0	21,0	0,25	25,37	0,062	-0,89	—22
Февраль	0,75	21,0	0,20	18,93	0,053	-0,89	— <u>19</u>
Май	0	21,2	0,16	25,36	0,051	-0,83	<b>—</b> 26
	0,75			$18,90 \\ 25,41$	0,034 0,060	$-0,74 \\ -0,79$	-16 $-27$
Август	0.55	21,1	0,16	·	•		ŀ
	0,75			18,92 25,39	0,035 0,044	$\begin{bmatrix} -0.73 \\ -0.74 \end{bmatrix}$	-16 $-17$
Ноябрь	0,75	21,2	0,19	18,92	0,034	_0,74	<u>-13</u>
				, , ,			

Обозначения: S,  $\overline{S}$ ,  $\sigma_S$  — соответственно фактические, средние по глубоководной акватории и средние квадратические отклонения солености на горизонте 200 м; d,  $\overline{d}$ ,  $\sigma_d$  — то же для динамических высот;  $R_{dS}$  — коэффициент корреляции; a — коэффициент регрессии.

Анализ табл. 3.4 дает количественные подтверждения целого ряда выводов, сформулированных выше. Прежде всего корреляция между полем солености на горизонте 200 м и геострофическим движением вод в вышележащих слоях в течение всего года весьма высока, что позволяет использовать ее в диагностических экспрессоценках по данным наблюдений. Одинаковые (кроме майских значений, однако также весьма близких) коэффициенты корреляции для поверхности моря и ядра ХПС подтверждают весьма близкое качественное сходство соответствующих полей геострофического движения. Коэффициент уравнения регрессии, показывающий степень их количественного соответствия, подтверждает, что весной и летом сезонный термоклин дает в среднем 40%-ный вклад в ди-

намический рельеф поверхности (это отражается на увеличении средних скоростей); осенью его значение уменьшается до 25 %, зимой — не превышает 15 % в основном за счет восточной части моря. Дополнительно о вертикальной структуре геострофических скоростей и их сезонной изменчивости свидетельствует распределение средних квадратических отклонений динамических высот, которое, подтверждая изложенное, показывает также, что средняя интенсивность циркуляции вод в основные сезоны (зима, лето) заметно выше, чем в переходные. Вместе с неизменным циклоническим характером циркуляции это приводит к усилению общего подъема глубинных вод в течение основных сезонов для установления баланса потенциального вихря. Последнее проявляется в увеличении средних значений солености на горизонте 200 м в переходные сезоны.

Таким образом, табл. 3.4 отражает характер сезонного взаимодействия общей циркуляции и структуры вод Черного моря. Во время переходных сезонов происходит накопление доступной потенциальной энергии в основном бароклинном слое - постоянном галоклине. Основные сезоны характеризуются высвобождением части этой энергии и ее преобразованием в кинетическую энергию геострофического движения вод. Цикличность такого процесса взаимодействия поддерживается целым рядом механизмов, определяющих баланс потенциального вихря, в частности гидродина-

мической неустойчивостью течений.

3.3.3. Ветровая циркуляция вод северо-западной части Черного моря. Отдельное рассмотрение циркуляции вод обусловлено мелководностью этого региона. С одной стороны, это существенно изменяет природу циркуляции вод, что необходимо учитывать при расчетных методах ее исследования, с другой — делает циркуляцию основным фактором, определяющим здесь не только гидрологический, но и химико-биологический режим вод.

Последнее особенно важно, поскольку северо-западная часть наиболее биопродуктивный район Черного моря, что, кроме мелководности, связано с влиянием обильного речного стока [30]. В последние годы, однако, это влияние приобретает все более негативный характер вследствие химико-биологического загрязнения речных вод отходами промышленного производства, речного судоходства, сельского и коммунального хозяйства. В результате изменений прежде всего химико-биологического режима вод в северозападной части Черного моря с середины 70-х годов стали наблюдаться случаи аномально низких концентраций растворенного кислорода в придонном слое вплоть до его полного исчезновения (так называемые заморные явления [102]). Анализ наблюдений показывает, что циркуляция вод здесь играет в этом процессе существенную роль. От ее характера во многом зависит также распространение распресненных поверхностных и холодных промежуточных вод по глубоководной акватории Черного моря.

К настоящему времени специальные расчеты циркуляции вод северо-западной части Черного моря выполнялись лишь однажды [103] с использованием стационарной модели ветровых течений однородного моря А. И. Фельзенбаума. Однако особенности постановки задачи и проведения численных экспериментов не позволили решить вопросы о роли неравномерного ветра и влиянии реальных очертаний береговой линии и рельефа дна в формировании и установлении циркуляции. Это уменьшает достоверность полученных результатов и затрудняет оценку влияния антропогенных воздействий на циркуляцию и структуру вод северо-западной части моря.

Для решения этих задач нами использованы приближения метода «полных потоков», которые в предположении постоянства коэффициента вертикального турбулентного обмена приводят к си-

стеме уравнений динамики мелкого моря:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} - fV + g \frac{\partial \xi}{\partial x} = \frac{1}{\rho H} (\tau_x - k_2 U | \mathbf{U} |), \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + fU + g \frac{\partial \xi}{\partial y} = \frac{1}{\rho H} (\tau_y - k_2 V | \mathbf{U} |), \quad (3.2)$$

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{\partial (HU)}{\partial x} + \frac{\partial HV}{\partial y} = 0, \tag{3.3}$$

где оси x, y направлены соответственно на восток и север; t время; U и V — осредненные по глубине горизонтальные компоненты скорости течений;  $\xi$  — возмущение уровня свободной поверхности моря;  $H = h + \xi$  — глубина места; h — расстояние от дна до некоторой плоскости отсчета, характеризующей средний уровень моря;  $f = 2\omega \sin \varphi$  — параметр Кориолиса; g — ускорение свободного падения;  $\rho$  — средняя плотность морской воды;  $\tau_x$ ,  $\tau_y$  — компоненты тангенциального напряжения ветра;

$$|\mathbf{U}| = \sqrt{U^2 + V^2}$$

— модуль вектора, осредненного по глубине течения;  $k_2$  — коэффициент, характеризующий трение о дно.

Компоненты тангенциального напряжения ветра рассчитывались по формуле

$$\mathbf{\tau} = k_1 \rho_a | \mathbf{W} | \mathbf{W},$$

где  $\rho_a$  — плотность воздуха, **W** — вектор скорости ветра,  $k_1$  — безразмерный коэффициент. В работе [68] показано, что коэффициент сопротивления  $k_1$  слабо зависит от скорости ветра и в диапазоне скоростей 5—16 м/с может считаться постоянным. Обобщая исследования последних лет, Е. Краус получил значение  $k_1$ =1,3·10<sup>-3</sup>, которое и принято нами в расчетах. Коэффициент  $k_2$  при диссипативном члене в правой части уравнений (3.1)—(3.3) был принят равным 2,6·10<sup>-3</sup>. Такое значение используется в преобладающем большинстве работ [38].

Обычно в соответствии с методом полных потоков [104] в уравнениях (3.1)—(3.3) отбрасываются нелинейные инерционные члены, вводятся функции полных потоков и потенциала скорости, которые позволяют после несложных преобразований получить двумерное уравнение для функции тока. Однако в [38] показано,

что в районах, где глубина моря порядка 10—15 м и менее, пренебрежение нелинейными инерционными членами не оправдано. Поэтому для расчета течений в северо-западной части моря, где во многих местах глубина моря менее 15 м, будет использована «полная» система уравнений (3.1)—(3.3), которая решается без дополнительных преобразований. Так как в этих уравнениях сохранены нелинейные конвективные члены, возникают существенные трудности в отношении корректной постановки граничных условий, особенно на открытой морской границе. Этот вопрос под-

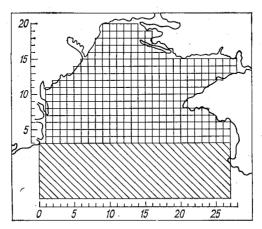


Рис. 3.11. Сеточная область для расчетов ветровых течений в северо-западной части Черного моря.

робно исследован в работе [9], где на основе имеющихся положений линейной теории [38] проведена модификация полной системы уравнений вблизи границ и показано, что в предположении  $U < \sqrt{gH}$  для численных расчетов системы (3.1)—(3.3) могут быть выбраны устойчивые и диссипативные граничные условия в виде:

— на твердой границе  $\Gamma_{\rm c}$  (состоящей из участков суши) условия непротекания  $U_n/\Gamma_{\rm c}\!=\!0$ , где  $U_n$  — составляющая вектора скорости на внешнюю нормаль;

— на жидкой границе  $\Gamma_{\mathbb{H}}$  (отделяющей северо-западную часть от всего моря)  $U_n/\Gamma_{\mathbb{H}}=\xi\sqrt{g/H}$ , если  $U_n\geqslant 0$  и  $U_n=\xi\sqrt{g/H}$ ,  $U_{\tau}=0$ , если  $U_n<0$ ;  $U_n^2+g\xi=Q$ ,  $U_{\tau}=0$ — на участке впадения в водоем рек  $\Gamma_{\mathbb{P}}$ , где  $U_{\tau}$ — тангенциальная составляющая вектора скорости, а Q— расход речного стока. В качестве начальных условий было выбрано отсутствие движений  $\mathbf{U}|_{t=0}=0$ .

Для решения задачи используется неявная схема интегрирования с применением метода переменных направлений, разработанная в [9], в соответствии с которой на выбранной сеточной области (рис. 3.11) система уравнений (3.1)—(3.3) аппроксими-

руется двумя системами одномерных конечно-разностных аналогов для U,  $\xi$  и V,  $\xi$ , причем вычисление величин  $U_{j+1/2}^{n+1/2}$ , k,  $\xi_{j,k}^{n+1/2}$  происходит при t от  $(n-1/2)\Delta t$  до  $(n+1/2)\Delta t$ , а величин  $V_{j,k+1/2}^{n+1}$ ,  $\xi_{j,k}^{n+1}$  при t от  $n\Delta t$  до  $(n+1)\Delta t$ , где  $\Delta t$  — шаг по времени, n — номер итерации по времени, j, k — координаты узлов расчетной сетки (см. рис. 3.11). Решение одномерных конечно-разностных аналогов проводится в соответствии с формулами одномерной прогонки.

Сеточная область была выбрана таким образом, чтобы как можно больше исключить влияние граничных эффектов (на жидкой границе) на поле рассчитываемых течений. Для этой цели жидкая граница была отодвинута в глубоководную часть Черного моря (см. рис. 3.11). Пространственный шаг расчетной сетки составлял 12 км как по широте; так и по долготе; расчетный шаг по времени — 4 мин.

Для определения влияния рек на поле течений северо-западной части Черного моря на участках впадения рек задавались средние многолетние расходы пресных вод (см. п. 3.4.2). Кроме этого, для получения более реальных полей течений на каждой границе в районе Крымского полуострова задавалось Основное черноморское течение. Из п. 3.3.2 следует, что оно имеет здесь в течение всего года одно и то же направление и слабо изменяющиеся расходы воды, поэтому для всех вариантов расчетов расходы на жидкой границе задавались постоянными, причем они были получены нами по измерениям течений на автономных буйковых станциях в зоне Основного черноморского течения.

Расчеты проводились до установления, которое определялось путем вычисления на каждом временном шаге общей механической энергии модели. Условия считались установившимися, если на нескольких итерациях по времени общая механическая энертия не изменялась.

Расчеты были выполнены для типовых ветровых ситуаций, характерных для зимы и лета, а также для типовой ветровой ситуации с преобладающим юго-западным ветром, характерным для ве-

сенне-летнего периода [96].

На рис. 3.12 а приведено поле установившихся течений для ветровой ситуации, характерной для зимы с преобладанием северовосточной составляющей и скоростью ветра 6—9 м/с. Время установления такой циркуляции 7—8 сут. В зимних условиях основной черноморский поток широкой полосой заходит в северо-западную часть, причем при выходе на мелководье наблюдается увеличение скоростей, которые у мыса Тарханкут составляют 0,15—0,18 м/с, в открытых районах северо-западной части — 0,09—0,12 м/с. Отмечается увеличение скорости и у западного берега, особенно в районе впадения Дуная, где скорости достигают 0,16—0,20 м/с. Довольно четко выражен круговорот в Каркинитском заливе, однако скорости здесь небольшие — 0,03—0,05 м/с. Небольшие скорости (0,02—0,06 м/с), а также две вихревые структуры отмечаются между Тендрой и Одессой, что связано со сложным релье-

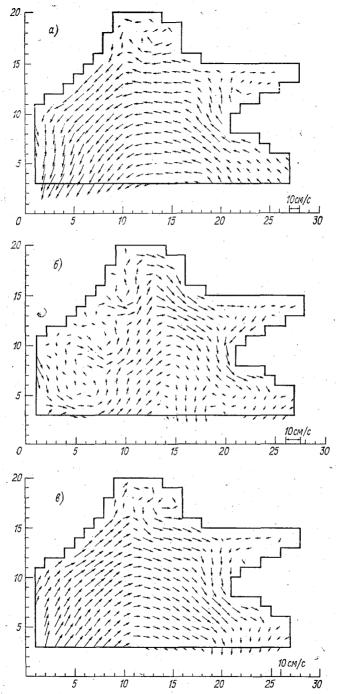


Рис. 3.12. Схемы ветровой циркуляции вод в северо-западной части Черного моря для ветровых условий, характерных зимой (a), летом (b) и юго-западных, южных ветров, характерных в весенне-летний период (a).

фом дна и конфигурацией береговой линии этого района. В целом циркуляция в зимний период года, полученная путем численных расчетов, очень хорошо соответствует схемам, построенным по на-

турным наблюдениям [103].

Поле течений, полученное для ветровых условий летом (с преобладанием северо-западных и северных ветров со скоростями 4—6 м/с), характеризуется значительно более сложной картиной (рис. 3.12 б). Время установления циркуляции несколько больше и равно 10 сут. Наиболее сложный характер носит циркуляция в западной части рассматриваемого бассейна. В районе впадения Дуная отмечаются два небольших циклонических круговорота со скоростями 0,03—0,06 м/с. В открытых районах северо-западной части, в районе Одесса—Тендра и Каркинитском заливе по сравнению с зимой отмечается перестройка поля течений, хотя образование локальных круговоротов не происходит. Скорости течений составляют 0,06—0,09 м/с, в районе Тендры — до 0,12 м/с. Максимальные скорости — несколько южнее м. Тарханкут (до 0.16 м/c), где происходит слияние Основного черноморского течения с формирующейся антициклонической циркуляцией северо-западной части Черного моря.

Полная перестройка поля течений в северо-западной части моря на антициклонический режим происходит только при ветровых ситуациях с преобладанием юго-западных ветров силой 5— 6 м/с (рис. 3.12 в), причем время установления такой циркуляции более 10 сут. В этом случае поле течений имеет характер, противоположный зимней циркуляции. Максимальные скорости отмечаются у западного берега и у м. Тарханкут — 0,09—0,11 м/с, а в других районах 0,04—0,06 м/с. В районе Одесса—Тендра и Каркинитском заливе наблюдаются вихри, но с противоположным, чем зимой, вращением. Учитывая среднюю продолжительность действия юго-западных ветров 2—5 сут, можно заключить, что полная перестройка поля течений на антициклонический режим в северо-западной части Черного моря возможна только в весеннелетнее время и к тому же в исключительных случаях при длительных южных и юго-западных ветрах. Этот вывод представляется важным, поскольку показывает, что основная особенность сезонной изменчивости циркуляции вод северо-западной части моря, повидимому, не перестройка поля течений с циклонического режима на антициклонический, а ослабление циклонической циркуляции от зимы к лету.

Сопоставление рассчитанных схем течений со схемами, полученными путем обобщения натурных измерений течений, для аналогичных ветровых ситуаций [103] показало их хорошее соответствие. Отметим, что были также проведены расчеты без учета нелинейных инерционных членов. Их результаты показали неплохое соответствие схемам с учетом нелинейных членов только в открытых районах северо-западной части. Кроме этого, получены значительно меньшие периоды установления циркуляции (3—5 сут.). Схемы течений без инерционных членов хуже соответствуют дан-

ным наблюдений. Все это свидетельствует о необходимости учета инерционных членов при решении задач на установление циркуляции в мелководных районах моря со сложной конфигурацией береговой линии.

Оценки водообмена северо-западной части с открытыми районами Черного моря для летнего и зимнего вариантов расчета циркуляции вод приведены в табл. 3.5 для разреза мыс Тарханкут — дельта Дуная (восьмая строка расчетной сетки).

Таблица 3.5

Оценки водообмена северо-западной части с открытыми районами Черного моря и сезонных колебаний ее среднего уровня

Параметр водообмена	Зимний вариант, преобладание северо-восточных ветров	Летний вариант, преобладание северо-западных ветров		
Объем поступающих морских вод,	33,1.104	12,8.104		
м³/с Объем вытекающих морских вод, м³/с	29,4.104	19,2.104		
м /с Объем поступающих речных вод, м³/с	$0,6 \cdot 10^4$	1,1.104		
Отклонение уровня моря от среднего многолетнего:				
по расчетам, м по данным наблюдений, м	+0,34 +0,14	-0,42 $-0,22$		

Из таблицы видно, что режим водообмена существенно изменяется от зимы к лету. Зимой объем поступающих вод превосходит объем вытекающих, летом — наоборот. При этом объем речного стока на порядок меньше результирующего значения водообмена на внешней границе северо-западной части. Такой характер водообмена должен приводить, во-первых, к существенной изменчивости гидрологического режима вод северо-западной части моря, в частности к общему осолонению в зимний период и распреснению в летний, во-вторых, к увеличению среднего уровня северозападной части моря в течение зимы и уменьшению в летний период. Если предположить, что рассчитанные объемы водообмена для летнего и зимнего вариантов сохраняются в течение этих сезонов неизменными, размах сезонных колебаний уровня северо-западной части моря составит 0,80 м (см. табл. 3.5), что в качестве первого приближения неплохо соответствует реально наблюдаемым изменениям уровня и показывает правомерность полученных схем течений и объемов водообмена.

Кроме приведенных выше расчетов, были проведены расчеты циркуляции вод северо-западной части моря при полном отсутствии стока Днепра и Днестра. Эти расчеты показали, что сток названных рек не оказывает никакого воздействия на кинематическую картину циркуляции вод и время установления этой цирку-

ляции. Более того, его полное прекращение практически приводит к изменению режима водообмена северо-западной части с открытыми районами Черного моря. С другой стороны, как показывают расчеты циркуляции вод, в районах впадения этих рек в течение всего года существуют слабые вихревые структуры (см. рис. 3.12), которые сильно ограничивают водообмен с другими районами северо-западной части моря и способствуют развитию застойных явлений с подавленной горизонтальной динамикой вод. Таким образом в этих районах за счет циркуляции вод создаются условия, благоприятные для развития заморов. Поступление речных вод в свою очередь также благоприятствует заморным явлениям, во-первых, за счет усиления устойчивости вертикальной стратификации плотности, что приводит к подавлению вертикального водообмена, во-вторых, за счет большого выноса химико-биологических веществ и активного потребления кислорода на окисление. Следовательно, при существующих в настоящее время условиях в районах впадения Днепра и Днестра действуют три однонаправленных процесса, способствующих развитию заморов. Отсюда можно сделать на первый взгляд правильный вывод о том, что при сокращении стока этих рек или полном его прекращении прекратят действовать два из них (значительно сократится сток загрязняющих веществ и улучшатся условия вертикального обмена вод). В то же время полное сокращение стока Днепра и Днестра может привести к ухудшению экологической обстановки (точнее, гидрохимического и гидробиологического режима) в северо-западной части моря, поскольку в результате этого прекрапоступление туда всевозможных питательных (в первую очередь биогенных элементов).

Такое противоречие заставляет подходить с большой осторожностью к решению проблемы заморных явлений путем сокращения или полного прекращения стока Днепра и Днестра и свидетельствует о необходимости проведения комплексных и серьезных исследований этого очень сложного природного явления. На это указывают и проведенные нами расчеты. В частности, существует представление, что благодаря преобладанию циклонической циркуляции вод в Черном море воды Дуная оказывают незначительное влияние на его северо-западную часть, поскольку выносятся основным черноморским течением в глубоководные районы моря. Настоящие расчеты показывают, что режим циркуляции вод, благоприятный для выноса пресного стока Дуная из северо-западной части моря, устойчиво существует только в зимний период (см. рис. 3.12 a), когда сток минимален. В весенне-летний период режим циркуляции, наоборот, нередко благоприятствует выносу пресных вод Дуная в северо-западную часть моря (рис. 3.12 в). При этом воды Дуная попадают в систему замкнутых круговоротов, образующихся в непосредственной близости от его дельты. Тем самым в весенне-летний период, когда сток Дуная максимален, создаются условия, аналогичные выше рассмотренным для районов впадения Днепра и Днестра, т. е. условия с существованием трех однонаправленных процессов, благоприятствующих развитию заморных

явлений у западного берега этой акватории моря.

Поскольку в ближайшее время не планируется значительных сокращений стока Дуная, а качество его вод постепенно ухудшается, можно предположить, что основной источник заморных явлений в будущем в северо-западной части Черного моря—загрязненные воды Дуная. Это еще одно свидетельство того, что проблему заморов в северо-западной части Черного моря сокращением стока Днепра и Днестра решить нельзя.

## 3.4. Вертикальная термохалинная структура вод

3.4.1. Средняя многолетняя сезонная изменчивость. Описание основных черт сезонной изменчивости гидрофизических полей Черного моря, данное выше, дополним анализом среднего многолетнего годового цикла изменчивости параметров вертикальной термохалинной структуры вод верхнего 200-метрового слоя (их определение см. в п. 2.2.2). Главное внимание уделено сезонной изменчивости глубины залегания границ основных гидрологических слоев (верхнего квазиоднородного ВКС, сезонного термоклина — СТ, холодного промежуточного ХПС, постоянного галоклина ПГ), а также амплитудно-фазового параметра годового цикла изменчивости соответствующих этим слоям температуры, солености и их вертикальных градиентов.

Систематический комплексный анализ такого рода для Черного моря до сих пор не проводился. Известны лишь попытки исследования отдельных черт вертикальной структуры вод, в основном по данным локальных, эпизодических наблюдений (см. [107]). В настоящем случае анализ выполнен по средним многолетним данным в одноградусных квадратах с наибольшей плотностью наблюдений, равномерно распределенных по акватории Черного моря (см. рис. 2.1). Обсуждение результатов проведем последовательно для мелководной северо-западной и глубоководных западной и восточной частей Черного моря.

Мелководность северо-западной части Черного моря определяет ярко выраженную специфику его термохалинной структуры вод (см. п. 3.1). Значительное распреснение сверху обильным речным стоком, круглый год поддерживающее чрезвычайно высокие значения вертикального градиента солености, определяет характер сезонной изменчивости.

Рисунок  $3.13\,a$  отражает условия в районах максимального распреснения вблизи устьев рек. Термохалоклин здесь круглый год непосредственно примыкает к поверхности моря, занимая большую часть всей мелководной толщи (см. рис. 3.2). Максимальное распреснение на поверхности моря достигается в апреле, когда вертикальный градиент солености приближается к  $0.9\,\%$ /м. К августу поверхностная соленость возрастает более чем на  $4\,\%$ ,

в основном за счет горизонтального перераспределения распресненных вод, поскольку вертикальная турбулентная диффузия солености (как и всех прочих океанологических характеристик) здесь повидимому, отсутствует. Об этом свидетельствует то, что с апреля по август соленость придонного слоя в кв. 177—61 уменьшилась

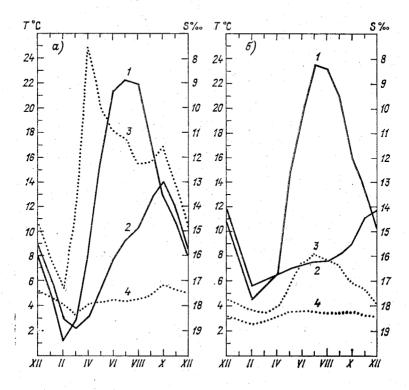


Рис. 3.13. Средний многолетний годовой цикл изменчивости параметров термохалинной структуры вод в северо-западной части Черного моря.

a— в кв. 177—61,  $\delta$ — в кв. 177—51 (см. рис. 2.1). I— средняя температура верхнего квазиоднородного слоя (ВКС), 2— минимальная температура (ядра холодного промежуточного слоя — ХПС), 3— средняя соленость ВКС; 4— соленость на глубине минимума температуры (ядра ХПС).

всего на  $0.2\,\%$ . Второй, более слабый, максимум распреснения в октябре связан с осенним ростом речного стока и осадков. В это же время абсолютный максимум распреснения наблюдается и в придонном слое.

Минимальное распреснение на поверхности в кв. 177—61 наблюдается в феврале, в придонном слое— на месяц позднее. Размах годового цикла солености на поверхности здесь превышает 9 ‰, в придонном слое он на порядок меньше, что еще раз свидетельствует о высоких изоляционных свойствах термохалоклина в рассматриваемом районе.

Параметры годового цикла температуры в кв. 177—61 значительно отличаются от предыдущих (см. рис. 3.13 a). Хотя минимум поверхностной температуры синхронен с максимумом солености (то же самое можно сказать и о температуре придонного слоя), ее максимальное значение приходится на июль. С августа поверхностная температура быстро падает, тогда как придонная продолжает расти вплоть до октября, когда в кв. 177—61 вплоть до марта устанавливается термическая инверсия, сбалансированная стратификацией солености.

Различие параметров годового цикла температуры и солености в поверхностном слое рассматриваемого района (так же как и везде в Черном море) легко объяснить различием определяющих внешних факторов их формирования (соответственно поток тепла через поверхность моря и речной сток). Одной из наиболее вероятных причин значительного увеличения температуры придонного слоя по сравнению с его слабо меняющейся соленостью, кроме уже упоминавшейся в п. 3.2.2 адвекции, можно назвать различие в скоростях вертикальной диффузии этих характеристик. Как показано в [105], в условиях значительных устойчивых вертикальных градиентов температуры и солености, когда турбулентное перемешивание имеет сильно перемежающийся, эпизодический характер, соотношение скоростей турбулентной диффузии тепла и солености приближается к молекулярному, т. е. последняя имеет интенсивность на один-два порядка меньше.

Заметим, что проявление этого механизма зависит (с обратным знаком) от интенсивности горизонтальных адвективно-диффузионных процессов.

Квадрат 177—51 занимает центральный район северо-западной части (см. рис. 2.1). В соответствии со схемой циркуляции вод поверхностное распреснение сюда проникает в основном за счет горизонтальной (боковой) турбулентной диффузии. Это отражается на годовом цикле солености поверхности моря сдвигом минимума на июль, до значений немногим менее  $16\,\%$  (рис.  $3.13\,6$ ). Градиенты солености здесь не превышают  $0,15\,\%$ . Максимум солености растянут на четыре месяца (январь—апрель). Размах годового цикла солености на поверхности — около  $2\,\%$ , в придонном слое — менее  $0,4\,\%$ .

Температурная инверсия, в отличие от предыдущих районов, формируется на два месяца позднее (в декабре). Минимальные температуры в центре северо-западной части на 1—2°С выше, чем в прибрежных районах. Вместе с тем рост придонной температуры до августа здесь намного слабее. Последнее, по-видимому, связано с летними затоками холодных вод из глубоководных районов Черного моря.

В восточном районе северо-западной части распреснение поверхностных вод заметно лишь в июле—сентябре. Однако и в это время соленость остается лишь 17%. На протяжении большей

части года разница между поверхностной и придонной соленостью не превышает 0,3—0,5%, а вертикальные градиенты — 0,05%/м.

Таким образом, анализ рис. 3.13 убедительно показывает связь термохалинной структуры вод северо-западной части Черного моря и параметров ее годового цикла изменчивости с характером распространения распреснения поверхностных вод речным стоком. Основным фактором перераспределения речных вод здесь, несомненно, служит циркуляция вод. Как показывают результаты расчетов, представленные в п. 3.3.3, схемы течений северо-западной части во многом определяется ветровыми условиями и довольно быстро реагирует на их изменение.

Учитывая климатические особенности полей ветра северо-западной части Черного моря [96], в зимне-осенний сезон здесь следует ожидать преобладания циклонической циркуляции вод. В теплый сезон антициклоническая циркуляция должна наблюдаться чаще, однако меньшая устойчивость и сила весенне-летних ветров придает течениям перемежающийся во времени характер. Вместе с вихревой структурой преобладающего весной и летом типа циркуляции (см. рис. 3.12 б) это приводит к распространению речных вод в центральные и восточные районы северо-западной части Черного моря по сложным траекториям и в целом довольно медленно. Такая адвекция по своему эффекту эквивалентна турбулентной диффузии. Сложный характер термохалинных полей, установленный в [85] по данным отдельных съемок в весенне-летний сезон, подтверждает изложенное выше.

Уже в районах западного и юго-западного побережья Черного моря, наиболее тесно связанных благодаря циклонической циркуляции вод с северо-западной частью, годовой цикл изменчивости термохалинной структуры вод сильно отличается от рассмотренных выше. Это связано с тем, что даже в условиях максимального весеннего распреснения поверхностных вод их соленость остается выше 17%. В верхнем 50-метровом слое с апреля по декабрь вклад солености в плотностную стратификацию вод более чем на порядок слабее вклада температуры. Даже в слое постоянного галоклина ниже оси ХПС (минимума температуры) доминирующий здесь максимальный градиент солености, как правило, на порядок меньше градиента температуры в сезонном термоклине. Однако в формировании геострофической циркуляции вод постоянный галоклин играет более важную роль (см. п. 3.3.2) как значительно более мощный по вертикали слой (см. рис. 3.1).

Изменения глубины залегания верхней границы сезонного термоклина, эквивалентные годовому циклу изменчивости толщины ВКС, в основном определяются потоками тепла и импульса (пропорционального скорости ветра) через поверхность моря, т. е. локальными внешними факторами. Однако, поскольку в пределах Черного моря их сезонная изменчивость довольно однородна, то же наблюдается и в отношении толщины ВКС. Максимальных значений, которым соответствует минимум средней температуры ВКС, его толщина достигает в западной части в феврале (40—

50 м), к апрелю она уменьшается почти до нуля, когда в поверхностном слое в результате весеннего прогрева формируется сезонный термоклин. До августа толщина ВКС слабо растет или остается приблизительно на одинаковом уровне, не превышая 10 м. Затем с развитием осенне-зимнего конвективно-ветрового перемешивания происходит быстрое увеличение толщины ВКС за счет турбулентной эрозии верхней части сезонного термоклина, который при этом к январю полностью вырождается.

В различных районах глубоководной части Черного моря отклонения от описанной схемы наблюдаются лишь в деталях (абсолютные значения толщины ВКС, сроки начала ее быстрого

роста).

Эволюция нижней границы сезонного термоклина, соответствующей верхней границе (изотерме 8°С) ХПС, весной определяется процессом турбулентного теплопереноса с поверхности моря. В результате нижняя граница в это время повсеместно быстро заглубляется; в дальнейшем определяющим фактором ее изменчивости становится адвекция холодных промежуточных вод, которая, как показано в п. 3.2.2, проявляется в виде переноса течениями локальных объектов (линз) вод с пониженной температурой. В момент прохождения такой линзы через данный район толщина ХПС здесь возрастает, что приводит к уменьшению глубины залегания его границы с сезонным термоклином. Этот процесс отличается большим разнообразием фаз и амплитуд по сравнению с предыдущим.

Годовые циклы изменчивости глубин залегания оси ХПС и его нижней границы, глубины максимального вертикального градиента солености нередко оказываются близкими между собой. Это происходит в тех случаях, когда эволюция всех названных параметров определяется одним и тем же процессом — вертикальными движениями вод. Как показано в п. 3.2 и 3.3.2, в среднем многолетнем сезонном аспекте вертикальные движения в Черном море обеспечивают взаимное приспособление циркуляции и структуры его вод, управляемое балансом потенциального вихря. Усиление относительной циклонической завихренности циркуляции вод при этом приводит к подъему гидрологических слоев, ослабление (а тем более формирование антициклонической завихренности) сопровождается их заглублением. Наиболее чувствительным индикатором этих процессов являются глубины залегания максимального вертикального градиента солености и нижней границы ХПС. Совместный анализ холодозапаса ХПС и циркуляции вод (см. п. 3.2.2 и 3.3.2) обнаруживает связь между районами с антициклонической завихренностью течений и максимальной концентрацией холодных вод. Одной из главных причин такой связи является заглубление нижней границы ХПС в условиях нисходящих антициклонических движений вод.

В годовом цикле сезонного термоклина и ВКС эти процессы проявляются гораздо слабее, уступая по интенсивности рассмотренным выше локальным механизмам изменчивости структуры вод

деятельного слоя. Некоторые исключения в этом смысле представляют весенне-осенние условия в средней части Черного моря, когда у его южных берегов отрицательные аномалии поверхностной температуры создаются именно за счет восходящих движений

вод (см. п. 3.2.1).

Глубина залегания абсолютного минимума температуры (ядра XПС) представляет собой границу между сферами влияния двух рассмотренных механизмов, управляющих сезонной изменчивостью термохалинной структуры вод Черного моря. Выше нее доминируют процессы вертикального турбулентного перераспределения тепла с поверхности моря, ниже — процессы вертикальной адвекции. Вместе с тем эволюция собственно ХПС, как показано в п. 3.2.2, во многом определяется горизонтальной термохалинной адвекцией. Совместное действие всех трех факторов приводит к сложному характеру изменчивости параметров ХПС (глубины залегания, толщины), поэтому их анализ представляет наибольший интерес.

В районах, прилегающих к западному побережью Черного моря (рис. 3.14, кв. 178—39), наиболее яркая особенность сезонной эволюции глубин залегания слоев ниже термоклина — их подъем от зимы к весне и заглубление летом на 40 м со скоростью около 4,0·10<sup>-6</sup> м/с. Первый из этих процессов связан с развитием здесь зимой западного циклонического круговорота, второй — с формированием летом и осенью антициклонического меандра, в котором толщина ХПС увеличивается почти вдвое за счет заглубления его нижней границы. При этом интенсивность постоянного галоклина (максимального вертикального градиента солености) уменьшается, что характерно для структуры вод при

нисходящих движениях.

В центре западной части Черного моря (рис. 3.15, кв. 177—31) ХПС и постоянный галоклин находятся в среднем на 20—30 м ближе к поверхности. Толщина ХПС при этом в 1,4-2,0 раза меньше именно за счет приподнятой нижней границы, поскольку сезонный термоклин и ВКС здесь имеют приблизительно одинаковые с предыдущими районами параметры (уменьшение глубин их залегания не превышает 10 м). Минимум толщины ХПС наблюдается в апреле, когда его нижняя граница и постоянный галоклин находятся на минимальной глубине залегания по тем же причинам, что и для кв. 178—39. За два месяца эти слои поднялись более чем на 30 м. Начиная с апреля все слои медленно заглубляются. В июле наблюдается второй после зимнего максимум толщины ХПС, сопровождающийся понижением его температуры и солености. Однако эти возмущения здесь весьма непродолжительны. Как показано в п. 3.2.2, очаги холодных вод быстро проходят этот район, концентрируясь у западного побережья Черного

Район у юго-западной оконечности Крыма (см. рис. 3.16, кв. 177—43) во многих отношениях резко отличается от предыдущего. Прежде всего заметно весьма глубокое расположение ХПС

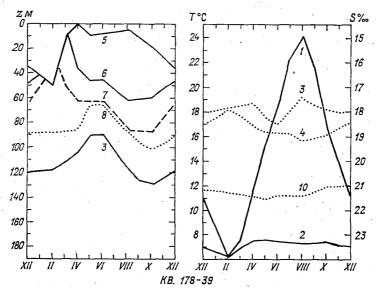


Рис. 3.14. Средний многолетний годовой цикл изменчивости параметров термокалинной структуры вод в западной части Черного моря (район болгарского побережья).

I-4 — см. рис. 3.13, 5 — нижняя граница ВКС, 6 — глубина верхней границы ХПС, 7 — глубина минимальной температуры (ядра ХПС), 8 — глубина максимального вертикального градиента солености, 9 — глубина нижней границы ХПС, 10 — соленость на горизонте 200 м.

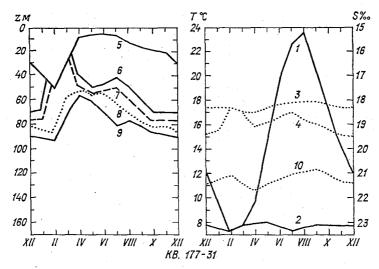


Рис. 3.15. Средний многолетний годовой цикл изменчивости параметров термохалинной структуры вод в центре западной части Черного моря. Усл. обозначения см. на рис. 3.13 и 3.14.

и постоянного галоклина (на 40—60 м ниже, чем в центре западной части). Толщина XПС здесь одного порядка с районами западного побережья (см. рис. 3.14), зимняя толщина ВКС достигает рекордной для Черного моря—125 м. Сезонный термоклин растянут по вертикали, вследствие чего максимальные градиенты температуры в нем меньше, чем в других районах. То же можно сказать и в отношении постоянного галоклина.

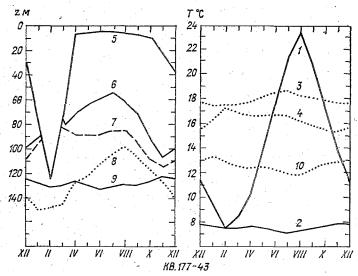


Рис. 3.16. Средний многолетний годовой цикл изменчивости параметров термохалинной структуры вод у юго-западного побережья Крыма.

Усл. обозначения см. на рис. 3.13 и 3.14.

Таким образом, рис. 3.15 и 3.16 дают наглядное представление о соотношении термохалинных структур центральных циклонических и прибрежных районов с антициклонической завихренностью циркуляции (из п. 3.3.2 следует, что кв. 177—43 располагается в антициклоническом меандре). Вместе с тем географическая близость районов кв. 177—31 и 177—43 (см. рис. 2.1) выражается в близком характере эволюции солености ВКС и ХПС, а также во времени наступления максимума толщины и минимума температуры последнего, также приходящегося у берегов Крыма на июль. В отличие от западных районов, поверхностная соленость в центре и на северо-востоке западной части Черного моря не имеет выраженных минимумов.

Синопский район представляет собой аналог предыдущего района в отношении преобладания здесь антициклонической завихренности циркуляции вод. Тем не менее существуют заметные отличия в характере эволюции их термохалинных структур. Зимний ВКС здесь не отличается большой толщиной, так же как и

сезонный термоклин. При этом толщина ХПС в течение большей части года близка к 100 м с максимумами зимой и летом и минимумами осенью, когда вследствие отхода в синопском районе Основного черноморского течения от берега в открытое море здесь формируется зона дивергенции с интенсивными восходящими движениями вод со скоростями около  $10^{-5}$  м/с. В результате с октября по декабрь нижняя граница ХПС поднимается на 60 м. Вследствие столь интенсивного апвеллинга в рассматриваемом районе осенью формируется крупная отрицательная аномалия поверхностной температуры (см. п. 3.2.1). Значительная толщина ХПС и заметный максимум распреснения в июне объясняются тесной связью синопского района с северо-западной и северо-восточной (весной) частями Черного моря благодаря циклоническому характеру общей циркуляции его вод.

В северо-восточной части Черного моря июньский максимум распреснения понижает поверхностную соленость до 16,5 %. Годовой цикл изменчивости глубин залегания ХПС и постоянного галоклина здесь довольно сложен. Весной, в отличие от центральных районов моря, здесь наблюдается максимальное их заглубление с уменьшением градиентов солености в галоклине, летом — наоборот. Осенью вследствие формирования в северо-восточной части антициклонического круговорота (см. п. 3.3.2) толщина ХПС в кв. 177—46 имеет второй в течение года максимум. Несмотря на глубокое залегание максимума вертикального градиента солености, его значения здесь на 20—30 % больше, чем в предыдущих районах (кроме крайних западных), что, по-видимому, связано

с распресняющим влиянием Азовского моря.

Ближе к центру восточной части (рис. 3.17, кв. 177—38) максимальная толщина ВКС уменьщается и в марте не превышает 40 м. Сезонный термоклин здесь не вырождается полностью зимой, а ХПС круглый год имеет подповерхностный характер. Обращает внимание стабильность глубины его залегания, обусловленная почти неизменным положением постоянного галоклина. Очевидно, кв. 177-38 находится в районе с относительно стабильной в среднем многолетнем аспекте завихренностью циркуляции вод. Толщина ХПС достигает максимума в июне—июле (до 90 м) одновременно с абсолютным в течение года минимумом температуры. Развитие ХПС в этот период происходит как выше, так и ниже его оси в основном за счет адвекции холодных вод в системе Основного черноморского течения. В январе ХПС полностью исчезает. Температура и соленость в разных слоях кв. 177—38 изменяется в течение года довольно монотонно. Значение максимального градиента солености в постоянном галоклине стабильно (0.03-0.04 %/M).

В юго-восточной части (см. рис. 3.18, кв. 176—10) эволюция ВКС и сезонного термоклина аналогична предыдущему району. Отличие заключается в заметном максимуме распреснения поверхностных вод в мае с сохранением пониженных значений солености в течение всего лета за счет стока рек Кавказа. Весной и летом

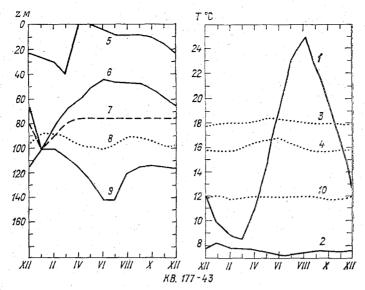


Рис. 3.17. Средний многолетний годовой цикл изменчивости параметров термохалинной структуры вод в центре восточной части Черного моря.

Усл. обозначения см. на рис. 3.13 и 3.14.

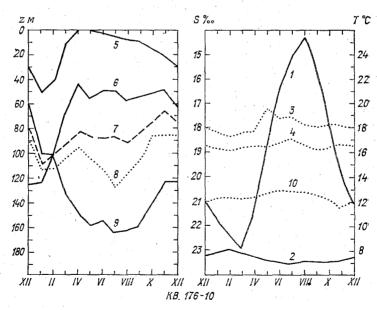


Рис. 3.18. Средний многолетний годовой цикл изменчивости параметров термохалинной структуры вод в юго-восточной части Черного моря.

Усл. обозначения см. на рис. 3.13 и 3.14.

ХПС имеет здесь максимальные для всего Черного моря параметры. Глубина залегания его ядра превышает 80 м, толщина — более 100 м. Эволюция глубин максимального вертикального градиента солености и нижней границы ХПС свидетельствует о развитии в юго-восточной части моря в это время нисходящих движений вод со скоростями до 7,0·10<sup>-6</sup> м/с, подтверждая существование антициклонической циркуляции вод весной и летом. Ее преимущественно подповерхностный характер также подтверждается отсутствием весенне-летнего прогиба слоев выше ядра ХПС.

Подводя итог, сформулируем основные результаты анализа изменчивости термохалинной структуры вод глубоководных районов

Черного моря.

1. Годовой цикл изменчивости в глубоководных районах весьма разнообразен как в количественном (размах колебаний, среднее положение слоев), так и в качественном (время наступления фаз цикла) отношениях. Наиболее изменчивы параметры холодного промежуточного слоя. Годовой цикл верхнего квазиоднородного слоя и сезонного термоклина во всем море однотипен.

2. Характер годового цикла изменчивости термохалинной структуры ВКС и сезонного термоклина определяется процессами вертикального турбулентного перераспределения тепла с поверхности моря. Ниже ядра ХПС (минимума температуры) доминируют вертикальные движения, связанные с завихренностью циркуляции вод района. В ядре ХПС возрастает роль горизонтальной адвек-

ции тепла и солей.

3. В центральных районах моря термоклин в среднем на 10—15 м, а ядро ХПС на 30—60 м ближе к поверхности, чем в прибрежных областях с антициклонической завихренностью вод у берегов Крыма, в юго-восточной части, в синопском районе и у западного побережья. Толщина ХПС в названных районах в 1,5—2,0 раза больше. Максимальные вертикальные градиенты солености, как правило, отмечаются между осью ХПС и его нижней границей. Сезонная изменчивость этих параметров имеет однотипный

характер.

4. В целом в западной глубоководной части Черного моря глубина залегания постоянного галоклина и связанного с ним ХПС на 10—20 м (10—30 %) меньше, чем в восточной половине моря; градиенты солености, наоборот, больше на 10—25 %. С одной стороны, это объясняется расположением в западной части основных источников пресных (речной сток) и соленых (водообмен через Босфор) вод Черного моря, взаимодействие которых, формирующее постоянный галоклин, происходит здесь ближе к поверхности моря. С другой стороны, циклоническая завихренность циркуляции вод восточной половины моря в целом слабее, чем на западе, за исключением зимнего сезона. Последнее приводит также к значительному увеличению (в среднем в 1,5—2,0 раза) толщины ХПС в большинстве восточных районов моря.

5. Максимальные скорости вертикальных движений вод, определенные по сезонным смещениям термохалинных слоев, дости-

гают  $10^{-6}$ — $10^{-5}$  м/с, что согласуется с результатами расчетов (см. п. 3.3.1) и в целом заметно превышает аналогичные скорости в от-

крытом океане по крайней мере на порядок.

3.4.2. Межгодовая изменчивость. Исследования межгодовой изменчивости вод Черного моря крайне немногочисленны. В основном они касаются элементов его внешнего водного бюджета [23, 62]. Систематизированные сведения о межгодовой изменчивости гидрофизических характеристик, в частности температуры и солености, до сих пор отсутствуют.

Между тем этот вопрос имеет особо важное значение в связи со все возрастающими антропогенными внешними воздействиями. Сравнительно небольшие размеры и ограниченность водообмена с другими районами Мирового океана определяют высокую уязвимость Черного моря по отношению к таким воздействиям. Для оценки возможных последствий антропогенных воздействий необходимо знать межгодовые изменения, характер многолетних тен-

денций, их связь с внешними факторами.

Для получения достоверной картины межгодовой изменчивости гидрофизических характеристик необходимы ряды их средних годовых значений, в которых отфильтрованы все прочие (более высокочастотные) виды изменчивости. Анализ массива данных наблюдений за температурой и соленостью, используемых в настоящей монографии, показал невозможность получения таких рядов достаточной длины даже в наиболее хорошо изученных районах Черного моря. Вследствие резких различий количества наблюдений в разные годы (нередко их полного отсутствия), а также неравномерности распределения данных в течение года возникают значительные искажения (смещения) оценок средних годовых значений.

С целью возможно более эффективного устранения этих погрешностей предварительно были получены многолетние ряды средних месячных значений температуры и солености на стандартных горизонтах для одних и тех же месяцев разных лет. Среди них отбирались ряды с наименьшим количеством пропусков. Оптимальными в этом отношении оказались ряды средних месячных значений в мае, августе и ноябре с 1957 по 1973 гг. в квадратах (см. рис. 2.1) 177—60 и 177—51 (представляющих собой соответственно районы вблизи устья Днепра и в центре мелководной северо-западной части Черного моря), 177—44 (прибрежный район глубоководной части), 177—31 и 177—38 (соответственно районы в центрах западной и восточной глубоководных частей). Количество пропусков в каждом из этих рядов, имеющих по 17 значений, не превысило 25 %, а продолжительность пропусков — не более одного значения.

Последнее без большого ущерба позволило заполнять пропуски с помощью линейной интерполяции. В некоторых случаях пропуски заполнялись значениями соседних квадратов с их предварительной корректировкой на среднюю многолетнюю норму данного месяца и квадрата.

Полученные многолетние ряды средних месячных значений температуры и солености представлялись в виде аномалий центрированием на среднюю многолетнюю норму каждого месяца (за 1957—1973 гг.). Осреднение для каждого конкретного года аномалий трех выбранных месяцев позволило получить ряды значений. принятых нами в дальнейшем в качестве аномалий средних годовых значений температуры и солености относительно их многолетних норм в каждом из рассматриваемых квадратов. Недостаточный объем информации, положенный в основу этих значений, компенсируется достижением наибольшей статистической однородности рядов как по количеству, так и по внутригодовому распределению наблюдений, по которым были получены оценки средних значений. К тому же в большинстве случаев отмеченный выше недостаток практически не отражается на результатах анализа. Так, например, в 80 % случаев однозначные экстремумы межгодовой изменчивости наблюдаются во всех трех выбранных месяцах данного года, что значительно повышает достоверность оценки средней годовой аномалии. В остальных случаях характер последней иногда определялся аномалией какого-либо одного месяца, значительно превышающей по значению остальные. Ниже, при анализе результатов, такие ситуации оговариваются особо.

Прежде чем перейти к анализу межгодовой изменчивости температуры и солености вод Черного моря, рассмотрим межгодовые вариации основных внешних факторов, определяющих его термохалинную структуру. Такие факторы можно разделить на два

типа.

К одному из них относятся внешние факторы, действующие на поверхности моря. Это — потоки количества движения (ветрового происхождения), тепла и массы (солей, водяного пара). Особенность их воздействия состоит в том, что оно в значительной степени формируется под влиянием термодинамического состояния вод верхнего слоя, т. е., по существу, это — взаимодействие моря и атмосферы.

Внешние факторы второго типа локализованы в пространстве. К ним относятся: речной сток, водообмен через проливы, локальные интрузии термальных вод и газов на дне. Речной сток уже на современном этапе контролируется человеком, поэтому необходимо рассмотреть прежде всего именно этот внешний фактор.

Среди внешних факторов нами рассмотрены: сток рек в северо-западную часть Черного моря (около 70 % всего стока), индекс суровости зим (годовая сумма средних суточных отрицательных значений температуры воздуха по наблюдениям на береговых метеостанциях), разность осадки—испарение в северо-западной части моря, а также средний уровень моря. Все указанные данные были взяты из гидрометеорологических справочников за 1923—1976 гг.

Предварительный анализ многолетних рядов средних годовых значений перечисленных характеристик (рис. 3.19) показывает, что изменчивость внешних факторов чрезвычайно велика и разно-

образна по временным масштабам. Максимальные значения ря-

дов в 2—3 раза превышают минимальные.

Спектральный состав многолетней изменчивости рассматриваемых факторов имеется несколько энергонесущих частотных интервалов: 2.2—2.4; 3—5; 12—15 лет. Общий вид спектров свидетельст-

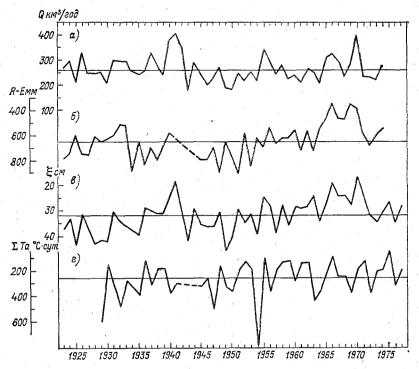


Рис. 3.19. Межгодовая изменчивость основных внешних факторов, определяющих термохалинный режим вод Черного моря.

a — сток рек в северо-западную часть,  $\delta$  — разность осадки—испарение,  $\theta$  — средний уровень моря,  $\varepsilon$  — индекс суровости зим.

вует о преобладании в изменении уровня моря долгопериодных флюктуаций, в изменчивости суровости зим, наоборот,— сравнительно короткопериодных (в многолетнем аспекте) циклов. В изменчивости стока рек и разности осадки—испарение доминирует среднечастотный интервал. Выявленные доминирующие циклы имеют аналоги в ранее опубликованных исследованиях [27, 62].

Оценки функции когерентности показали существование тесной связи стока рек и уровня моря на основных энергонесущих участках спектров (когерентность более 0,90) практически без сдвига фаз. Оценки коэффициента взаимной корреляции стока рек с другими внешними факторами показали наиболее тесную связь с уровнем моря (r=0,73). Связь стока с разностью осадки—испарение по средним годовым данным оказалась несколько меньше

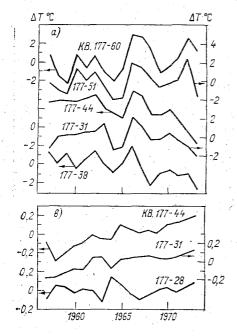
 $(r\!=\!0,\!57)$ . Сглаживание рядов скользящим пятилетним осреднением увеличивает эти коэффициенты соответственно до  $0,\!86$  и  $0,\!91$ . Связи между остальными парами внешних факторов намного слабее (ниже уровня нулевой корреляции по [13]). Отсутствие связи внешних факторов с индексом суровости зим объясняется его значительной пространственной и временной локализацией (индекс получен по наблюдениям температуры воздуха зимой на побережье северо-западной части Черного моря).

В целом же существование весьма значительных межгодовых вариаций внешних факторов представляет собой источник больших возмущений термохалинной структуры вод Черного моря.

Одноградусные квадраты, выбранные для анализа (см. выше), дают достаточно полное представление об основных чертах межгодовой изменчивости температуры и солености всех характерных регионов Черного моря (центральных и прибрежных районов как мелководной, так и глубоководных частей). При этом рассмотрены наиболее характерные слои верхней 200-метровой части: поверхностный, минимума температуры (ядро холодного промежуточного слоя) и горизонт 200 м (нижняя часть постоянного галоклина (рис. 3.20 и 3.21).

При анализе основное внимание уделяется дисперсиям межгодовой изменчивости, многолетним тенденциям и связям с изменчивостью основных внешних факторов (индекса суровости зим и речного стока в северо-западную часть). Оценки дисперсий и коэффициентов взаимной парной корреляции выполнены по традиционной методике. Многолетние тенденции определялись с помощью так называемого инверсионного критерия линейного тренда как наиболее чувствительного среди непараметрических критериев [13]. Для тенденций, имеющих не менее чем 85 %-ную статистическую вероятность, с помощью метода наименьших квадратов определялись параметры линейного тренда. Результаты расчетов сведены в табл. 3.6, где вместе с дисперсией межгодовой изменчивости в скобках приведены значения дисперсии, включающей в себя все прочие виды изменчивости, кроме среднего многолетнего годового цикла. Разница между этими значениями обусловлена главным образом изменчивостью синоптического и в меньшей степени мезомасштабного диапазонов. Из параметров линейных трендов в табл. 3.6 приведены их вероятности и полный размах значений.

Анализ таблицы показывает, что межгодовая изменчивость температуры и солености верхнего 200-метрового слоя Черного моря (так же как и внещних факторов) велика и разнообразна по своему характеру. Прослеживается закономерное уменьшение дисперсии с глубиной, а также в глубоководных частях моря по сравнению с северо-западной. В поверхностном слое межгодовая дисперсия температуры и солености во всех случаях составляет 30—40 % суммарной дисперсии (без годового цикла), т. е. здесь она сравнима с другими видами изменчивости. На горизонте минимума температуры и на 200 м это соотношение варьирует в более широ-



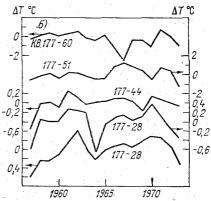
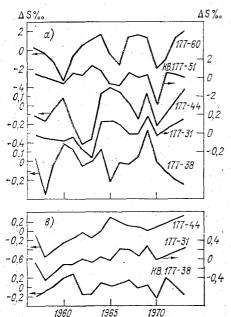


Рис. 3.20. Межгодовая изменчивость средних годовых аномалий температуры относительно многолетней нормы.

a — в поверхностном слое,  $\delta$  — в ядре холодного промежуточного слоя,  $\epsilon$  — на горизонте 200 м в различных районах Черного моря. Расположение квадратов см. на рис. 2.1.



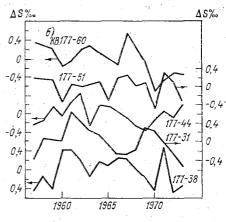


Рис. 3.21. Межгодовая изменчивость средних годовых аномалий солености относительно многолетней нормы.

а — в поверхностном слое, б — в ядре холодного промежуточного слоя, в — на горизонте 200 м в различных районах Черного моря. Расположение районов см. на рис. 2.1.

Таблица 3.6

Параметры межгодовой изменчивости температуры и солености верхнего 200-метрового слоя Черного моря

	Темп	ература, °С		Соленость, 0/00				
Район (номер		параметр	ы тренда		параметры тренда			
кв. по Марс- дену)	дисперсия, °C²	размах, °С вероят- ность, %		дисперсия <sup>0</sup> / <sub>00</sub> 2	размах, <sup>0</sup> / <sub>00</sub>	вероят- ность, %		
		Поверхі	ностный с	слой				
177—60 177—51 177—44 177—31 177—38	2,73 (7,40) 1,72 (5,09) 1,43 (3,48) 1,19 (4,09) 1,62 (3,50)	$ \begin{array}{c c} 1,96 \\ -2,13 \\ -2,08 \end{array} $	90 99 — 99	2,36 (7,59) 0,88 (2,03) 0,03 (0,05) 0,02 (0,03) 0,03 (0,09)	1,59 0,25 0,28	85 85 99		
* eg *	Го	ризонт мин	имума тег	мпературы	. 4	•		
177—60 177—51 177—44 177—31 177—38	0,70 (2,50) 0,50 (1,30) 0,04 (0,24) 0,09 (0,20) 0,07 (0,24)	-0,87 - - 0,24	85 — — 90	0,21 (1,30) 0,05 (0,16) 0,04 (0,44) 0,09 (0,34) 0,11 (0,21)	-0,57 - -0,33	95 — 85 —		
		Гориз	вонт 200	M				
177—64 177—31 177—38	0,01 (0,02) 0,01 (0,04) 0,01 (0,02)	0,25 0,21 —	99 99 —	0,02 (0,16) 0,04 (0,35) 0,02 (0,11)	0,34 0,42 —	99 99 —		

ких пределах: от 10 до 50 %. Имеющиеся данные не обнаруживают каких-либо существенных закономерностей в пространственном распределении дисперсии температуры и солености в пределах глубоководной акватории, т. е. межгодовая изменчивость здесь одинакова по интенсивности.

Анализ рис. 3.20 и 3.21 подтверждает сказанное выше. Межгодовая изменчивость температуры и солености вод верхнего 200-метрового слоя Черного моря представляет собой квазициклическую последовательность минимумов и максимумов с периодичностью в основном 3—5 лет. Статистически достоверные (85% вероятности) линейные тренды имеют около 50% рассмотренных рядов (см. табл. 3.6).

Наиболее упорядоченная картина межгодовой изменчивости температуры наблюдается в поверхностном слое (см. рис. 3.20 а), где четкие максимумы во всех рядах наблюдаются в 1962 и 1966 гг., минимумы — в 1964-65 и 1968-69 гг. В 1970 г. максимум поверхностной температуры наблюдался только в глубоководных частях, а в 1972 г.— только в северо-западной части моря.

Все отмеченные максимумы температуры приходятся на годы с наиболее мягкими зимами (см. рис. 3.19), которые к тому же отличались повышенной увлажненностью (на них приходятся

максимумы речного стока). Распреснение поверхностного слоя, особенно заметное в 1966 г. (см. рис. 3.21 а), привело к аномальному накоплению в нем тепла вследствие ослабления турбулентного теплообмена с нижележащими слоями. В 1966 г. этот эффект действовал, по-видимому, повсеместно. В 1962 и 1970 гг. в качественно аналогичных условиях положительные экстремумы поверхностной температуры оказались более слабыми, а в некоторых районах (например, в северо-западной части, 1970 г.) вообще не наблюдались. Это говорит о сложности и неоднозначности проявления в реальных условиях даже таких, на первый взгляд, простых и очевидных связей.

Особенно сложна картина межгодовой изменчивости минимальной температуры в Черном море (см. рис. 3.20 б). Общих экстремумов здесь нет. Можно говорить лишь о некотором увеличении температуры в начале 60 и 70-х годов и ее уменьшении в середине 60-х годов. Особенно резко отличается характер межгодовой изменчивости минимальных значений температуры в северо-западной и глубоководных частях. Это связано с пространственно-временной неоднородностью распространения холодных вод в промежуточных слоях, установленной (см. п. 3.2.2) по средним многолетним данным. В реальных условиях эта неоднородность еще более усложняется синоптической изменчивостью процессов (см. главу 4).

Так, глубокий минимум температуры, наблюдавшийся в центре западной части (квадрат 177—31, в 1964 г., см. рис. 3.20 б), в основном обусловлен ноябрьской месячной аномалией относительно средней многолетней нормы. Как известно (см. п. 3.2.2), осенью у западного побережья обычно формируется очаг холодных вод в промежуточных слоях. Аномальное смещение этого очага к востоку в центр западной части Черного моря в 1964 г. могло произойти вследствие аномального развития или даже отрыва связанного с ним антициклонического меандра Основного черноморского

течения (см. п. 3.3.2).

На горизонте 200 м существенные межгодовые вариации температуры наблюдались лишь в середине 60-х годов, особенно в восточной части Черного моря (см. рис.  $3.20\,в$ ). В остальное время они были малы (менее  $0,1\,^{\circ}$ С) и не заслуживают внимания, особенно в сравнении с ярко выраженными многолетними тенденциями увеличения температуры в западной части и у берегов

Крыма.

Для межгодовой изменчивости солености верхнего 200-метрового слоя в целом характерны те же общие черты, что и для температуры. Наиболее упорядоченная картина изменчивости, в большинстве случаев соответствующая характеру межгодовой изменчивости речного стока, наблюдается в поверхностном слое (см. рис. 3.21 а). Наиболее значительные минимумы солености поверхностного слоя приурочены к 1962-63, 1965-66 и 1970 гг. с максимальным речным стоком (см. рис. 3.19). Наибольшей сложностью отличается межгодовая изменчивость солености на горизонте ми-

нимума температуры (в ядре ХПС, см. рис.  $3.21\,\delta$ ). На горизонте 200 м долговременные тенденции увеличения солености доминируют над более кратковременными (за исключением восточной части Черного моря, см. рис.  $3.21\,\beta$ ).

Вместе с тем в сравнении с межгодовой изменчивостью температуры соответствующая изменчивость солености выглядит еще более сложной, даже в поверхностном слое. Это связано с преимущественным адвективным характером формирования поля солености не только в промежуточных, но и в поверхностном слоях (см. п. 3.2). При этом существенный вклад в межгодовые вариации вносит синоптическая изменчивость циркуляции вод Черного моря, которая также подвержена межгодовой изменчивости.

Особо остановимся на вопросе о многолетних тенденциях изменений температуры и солености верхнего 200-метрового слоя Черного моря. В приустьевом районе северо-западной части моря в 1957—1973 гг. наблюдалось значительное увеличение температуры и солености поверхностного слоя с одновременным их уменьшением в придонном (см. табл. 3.6). При этом их вклад в изменение плотностной стратификации оказался взаимно противоположным. Однако, поскольку соотношение этих вкладов в пользу солености, рассматриваемый интервал времени характеризовался ослаблением плотностной стратификации вод в данном районе. Этот результат важен с точки зрения оценки доминируюших факторов формирования гипоксии и заморов, систематическое обнаружение которых в северо-западной части Черного моря началось именно с 1973 г. [102]. Приведенные факты подтверждают точку зрения, сформулированную в п. 3.3, о преобладании биохимической и динамической (циркуляционной) обусловленности этих явлений, поскольку эволюция плотностной стратификации вод к началу 1973 г. не могла способствовать их возникновению.

Интересно, что центральный район северо-западной части (кв. 177—51) отличается от предыдущего полным отсутствием каких-либо тенденций в рассматриваемом интервале времени (см. табл. 3.6, рис. 3.20 и 3.21).

Среди других тенденций следует отметить преобладающее понижение температуры поверхностного слоя глубоководных районов, особенно резкое с 1966 по 1973 г. (см. рис. 3.20 а). Одновре-

менно наблюдалось слабое осолонение поверхностных вод.

Однако наиболее четко в 1957—1973 гг. проявляется повышение температуры и солености на горизонте 200 м в западной и средней частях глубоководной акватории (см. табл. 3.6, рис. 3.20 в и 3.21 в). Оно наиболее вероятно связано с подъемом характерных слоев термохалинной структуры вод Черного моря к поверхности. Оценки такого подъема за 1957—1973 гг., выполненные с учетом средних многолетних вертикальных градиентов как температуры, так и солености в слоях, прилегающих к горизонту 200 м, дали весьма близкие значения в обоих вариантах (30—50 м). Существование подъема слоев подтверждается анализом многолетних рядов глубин залегания минимума температуры (оси ХПС)

в кв. 177—31 и 177—44. В течение 1957—1973 гг. эти глубины уменьшились на 20—25 м [23], что близко к предыдущим оценкам.

На возможность существования такого подъема термохалинных слоев указывалось не раз [23, 27, 62]. Его главной причиной предполагается уменьшение речного стока в Черном море. В работе [27] с помощью косвенных оценок выявлена тенденция увеличения притока мраморноморских вод в Черное море именно вследствие уменьшения речного стока, вызвавшего понижение среднего уровня. В работе [62] показано, что увеличение притока вод из Атлантического океана вообще характерно для внутренних морей Южной Европы в последние десятилетия. Эти результаты подтверждаются также полученными нами данными об осолонении поверхностных вод Черного моря (см. табл. 3.6).

Исследование показывает, что связи между межгодовой изменчивостью характеристик термохалинной структуры вод Черного моря и внешними факторами весьма сложны и неоднозначны. Это подчеркивается отсутствием статистически значимых линейных парных корреляционных зависимостей. Даже в случае корреляции речного стока северо-западной части Черного моря с соленостью его поверхностного слоя соответствующие коэффициенты оказались ниже уровня нулевой корреляции 95%-ной вероятности (0,42), несмотря на совпадение отдельных экстремумов в исходных рядах. Как показано в [23], линейные статистические связи существуют лишь для пары речной сток—средний уровень моря.

В заключение еще раз подчеркнем, что исследование межгодовой изменчивости применительно к Черному морю находится в самой начальной стадии, поэтому представленные результаты авторы монографии считают в целом дискуссионными, требующими дальнейшего уточнения и развития. Необходимость расширения исследований в этом направлении определяется также потребностями перспективного планирования эффективной и рациональной хозяйственной деятельности не только непосредственно в Черном море, но и в бассейне впадающих в него рек.

### Глава 4 Синоптическая изменчивость

В 1956 г. по инициативе В. Б. Штокмана были начаты полигонные эксперименты сначала на Черном море, а затем в открытом океане (ПОЛИГОН-70, МОДЕ, ПОЛИМОДЕ), направленные на исследование изменчивости океанологических полей в широком диапазоне пространственно-временных масштабов. Результаты экспериментов показали, что, как и в атмосфере, погода в океане в основном определяется среднемасштабными вихревыми образованиями, т. е. океаническими циклонами и антициклонами. Эти

вихри и связанная с ними изменчивость гидрологических полей океана (за счет качественного соответствия аналогичным атмосферным процессам) получили название синоптических вихревых образований [79, 80]. Заметим, однако, что океанические вихри имеют значительно меньшие горизонтальные размеры (примерно  $10^{0}$ — $10^{2}$  км в океане,  $10^{2}$ — $10^{3}$  км в атмосфере) и скорости перемещения (примерно 10° и 10<sup>1</sup> км/сут), что существенным образом изменяет их характерные временные масштабы (эйлеров временной масштаб — до  $10^2$  сут, лагранжев временной масштаб — до года и более). Кроме того, океанические вихри существенно отличаются от атмосферных по своим термодинамическим характеристикам. Поэтому, на наш взгляд, более удачным следовало бы считать термин «среднемасштабные вихревые образования», который прежде всего отражает промежуточные размеры вихрей, время их существования и прохождения через фиксированную точку по отношению к крупномасштабным и мелкомасштабным океаническим образованиям. Введение этого термина позволит отличить изменчивость структуры и динамики вод в верхнем деятельном слое океана, связанную с океаническими вихрями от изменчивости, вызываемой непосредственным воздействием атмосферы синоптипространственно-временных масштабов. Как показано в [58], такая изменчивость не менее (если не более) интенсивна в деятельном слое, чем вихревая. Тем не менее, сохраняя преемственность, авторы оставляют этот дискуссионный вопрос открытым и используют общепринятый термин «синоптические вихревые образования» (СВО).

К настоящему времени по многим районам Мирового океана накоплен большой фактический материал, значительная часть которого содержит информацию о генезисе СВО, что дает возможность классифицировать их как по генетическим, так и по региональным признакам. Поскольку обзорные и обобщающие публикации последних лет в основном посвящались анализу исследований на отдельных полигонах в открытом океане [65, 80, 160], вопрос о проведении подробной классификации оказался вне поля зрения океанологов. Ниже предлагается один из возможных вариантов решения этого вопроса, основные положения которого докладывались на Втором съезде океанологов [82], а также на 157-м заседании Семинара по геофизической гидродинамике при комиссии АН СССР по проблемам Мирового океана. Следует отметить, что в настоящей главе основное внимание будет уделено анализу процессов гидродинамической неустойчивости океанических течений, приводящих к появлению СВО различных типов, пространственно-временным параметрам СВО различных типов, энергетике СВО и их роли в крупномасштабной динамике океана. Вопросы географического распространения СВО в Мировом океане рассмотрены в [24, 61].

# 4.1. Регионально-генетическая классификация синоптических вихревых образований

Основной критерий предлагаемой классификации синоптических вихревых образований — механизм (процесс) их формирования, который определяет и главные особенности структуры и характер пространственно-временной эволюции СВО и в значительной степени пространственную локализацию СВО. В этом заключается генетический аспект классификации. Конкретные проявления каждого механизма формирования СВО испытывают вариации, связанные с пространственной изменчивостью внешних условий, определяющих действие этого механизма, что ведет к вариациям количественных характеристик данного типа СВО, не изменяя основных черт его природы. Это составляет региональный аспект классификации, не менее важный чем генетический, поскольку каждый механизм формирования регионален в силу пространственной локализации определяющих его внешних условий.

Большинство исследователей считает, что один из основных механизмов образования СВО в океане — гидродинамическая неустойчивость среднего состояния океана [61, 80, 98]. На это указывают и численные эксперименты в рамках вихреразрешающих моделей динамики океана [61]. Эта неустойчивость при определенных благоприятных условиях достигает стадии образования замкнутых вихревых циркуляций вод средних масштабов, существенно нестационарных во времени и пространстве. Можно выделить несколько наиболее характерных и благоприятных для развития неустойчивости факторов: повышенную горизонтальную и вертикальную неоднородность плотности вод, повышенную горизонтальную и вертикальную неоднородность скоростей течений, рельеф дна и близость берегов, среднемасштабные гидро- и термодинамические воздействия атмосферы и некоторые другие факторы. Анализ результатов исследований показывает, что во многих случаях СВО формируются в результате действия одновременно нескольких названных факторов. Однако в большинстве случаев удается все же выделить доминирующий фактор, что позволяет разделять СВО по генетическому принципу. А поскольку каждый из перечисленных выше факторов действует в определенных географических условиях, то реализуется и региональный принцип классификации.

В теории гидродинамической устойчивости известны два основных класса неустойчивости [14, 49, 50, 76]: конвективная неустойчивость, связанная с процессами термодинамического взаимодействия с окружающей средой (атмосферой, дном океана), проявляющаяся при нарушении гидростатического равновесия в поле силы тяжести; динамическая неустойчивость, проявляющаяся при нарушении баланса завихренности, который в зонально ориентированных течениях на вращающейся Земле зависит от меридиональных градиентов параметра Кориолиса, средней скорости течения и плотности воды, топографии дна, горизонтальных и вертикальных

сдвигов скорости и плотности [61]. Модели динамической неустойчивости с учетом всех перечисленных выше факторов [3, 61, 137, 149, 150] допускают существование четырех видов неустойчивости

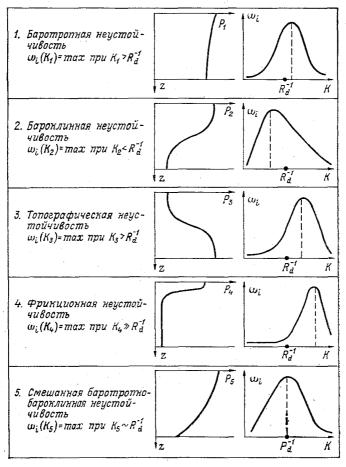


Рис. 4.1. Виды гидродинамической неустойчивости океанических и морских течений и соответствующие их характерные вертикальные распределения возмущений давления Pи дисперсионные кривые  $\omega(K)$ .

(рис. 4.1): 1) баротропной неустойчивости с доминирующей длиной волны, соответствующей волновому числу  $K_{\max} > R_d^{-1}$ , и развитием волновых возмущений во всей толще вод (здесь  $R_d = HN/f$  внутренний радиус деформации Россби первой вертикальной моды, H — глубина места, f — параметр Кориолиса, N — средняя частота Вяйсяля—Брента); 2) бароклинной неустойчивости с доминирующей длиной волны, соответствующей  $K_{\max} < R_d^{-1}$  и развитием вол-

новых возмущений, имеющих вертикальную структуру, соответствующую первой вертикальной моде; 3) топографической неустойчивости с доминирующей длиной волны, соответствующей  $K_{\max} > R_d^{-1}$  и развитием волновых возмущений только в придонных слоях; 4) сдвиговой или фрикционной неустойчивости с доминирующей длиной волны, соответствующей  $K_{\max} \gg R_d^{-1}$  и развитием волновых возмущений только в слоях с максимальными скоростями движения, приуроченных, как правило, к поверхности океана. Возможно существование неустойчивости смешанного вида 1431 с доминирующей длиной волны, соответствующей  $K_{\max} \sim R_d^{-1}$  и развитием волновых возмущений первой вертикальной моды с эффективной глубиной, равной удвоенной глубине места. Однако наиболее часто при  $K_{\max} \sim R_d^{-1}$  в моделях отмечаются устойчивые волны Россби. Таким образом, теоретически возможно существование конвективной неустойчивости и четырех видов динамической неустойчивости, причем при преобладании того или иного из них можно ожидать, появления вихревых образований, имеющих определенную пространственную структуру.

Исходя из этого, все многообразие СВО, наблюдаемых в Миро-

вом океане, можно разделить на следующие типы 1:

1. Фронтальные синоптические вихревые образования (ФСВО), формирующиеся вследствии неустойчивости баротропного и смешанного типов. ФСВО — наиболее широко распространенный тип СВО, обладающий наибольшими запасами механической (кинетической и доступной потенциальной) энергии. ФСВО разделяются на подтипы в соответствии с типами фронтов, на которых они образуются: СВО струйных течений (ринги) — наиболее интенсивные вихри даже среди ФСВО; СВО основных океанических фронтов; СВО фронтов апвеллинга; СВО фронтов термохалинных интрузий, формирующихся вблизи проливов, соединяющих средиземные моря между собой или с океаном; СВО синоптических фронтов, возникающие на фронтах, образовавшихся в верхнем, деятельном слое океана.

2. Топогенные синоптические вихревые образования (TCBO). Само название данного типа говорит о рельефе дна как основном вихреобразующем факторе. Здесь выделяются два подтипа: топогенные CBO открытого океана и CBO материкового шельфа, склона.

3. Синоптические вихревые образования, вызванные прямым атмосферным воздействием. Здесь следует отметить, что, как правило, прямые атмосферные воздействия имеют значительно большие пространственно-временные масштабы, что резко уменьшает их значение как вихреобразующего фактора. Тем не менее можно выделить по крайней мере два вида атмосферных воздействий, способных генерировать СВО в океане: воздействия тропических

 $<sup>^1</sup>$  В данном разделе приводится краткая характеристика типов СВО; более подробно см. в [24].

циклонов и интенсивных локальных охлаждений океана. В первом случае СВО возникают в основном за счет быстрой деформации (подъема) вод непосредственно под тропическим циклоном при его медленном перемещении (или стационировании) в определенном районе. Во втором случае главным механизмом является мощная конвекция, проникающая на сотни и даже тысячи метров в глубь. В обеих ситуациях создаются запасы доступной потенциальной энергии, достаточные для формирования локальных вихревых циркуляций вод:

4. Фрикционные синоптические вихревые образования, формирующиеся за счет сдвиговой динамической неустойчивости. Основной источник вихревой энергии здесь — горизонтальный сдвиг скорости среднего течения аналогично классическому механизму фор-

мирования турбулентности в сдвиговых течениях.

волно-вихревые 5. Синоптические образования открытого океана. Большинство исследователей сходится во мнении, что основным механизмом формирования СВО открытого океана служит бароклинная неустойчивость средних крупномасштабных течений [61]. Однако квазиволновой характер вихревых полей таких СВО (регулярное чередование в пространстве вихрей различных знаков, устойчивое западное направление перемещения и т. д.) говорит о сходстве СВО этого типа с планетарными волнами Россби. В то же время в динамике некоторых наблюдаемых синоптических вихрей открытого океана есть немало черт, не согласующихся с известными представлениями о линейных волнах Россби [65, 160]: значительная нелинейность динамики, неоднородность перемещения во времени и пространстве и др. По-видимому, СВО данного типа в отдельные моменты и в различных районах открытого океана могут образовываться за счет бароклинной неустойчивости, а также за счет линейной суперпозиции планетарных волн. В соответствии с этим СВО открытого океана можно подразделить на подтипы: плотноупакованных вихрей; волно-вихревых образований экваториальной зоны (выделение этого подтипа вихрей связано с особым режимом волн Россби в экваториальной зоне. где вертикальная составляющая силы Кориолиса меняет знак 174. 75]) и уединенных СВО открытого океана.

Карта географического распространения выделенных типов СВО в Мировом океане (рис. 4.2) составлена на основании обобщения опубликованных результатов исследований синоптических вихревых образований в Мировом океане. На карте видно, что СВО обнаружены в большинстве районов Мирового океана и во многих внутренних морях [61]. Однако, в отличие от океана, вихревые образования в морях изучены крайне слабо. Не является исключением в этом и Черное море. Имеются отдельные сведения о вихреобразовании в его прибрежной зоне [52, 63]. При этом авторы перечисленных работ, уделяя в основном внимание статистической обработке натурных наблюдений за течениями, рассматривали вихреобразование в зоне между Основным черноморским течением и берегом как явление пристеночной турбулентности.

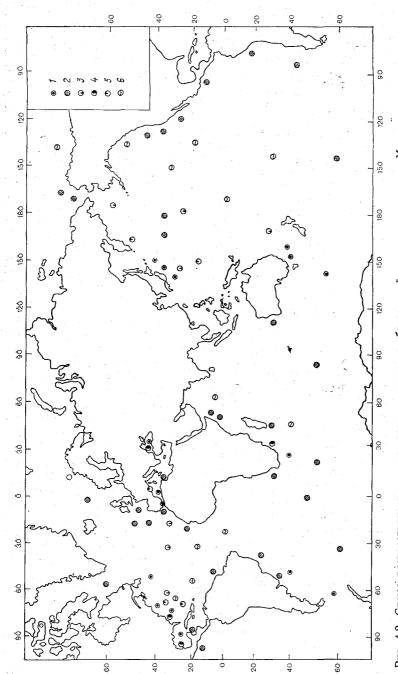


Рис. 4.2. Схема распространения синоптических вихревых образований различных типов в Мировом океане по данным наблюдений.

I — фронтальные СВО подтипа рингов, 2 — фронтальные СВО прочих подтипов, 3 — топогенные СВО, 4 — фрикционные СВО, 5 — СВО,
 I — фронтальные СВО подтипа рингов прямыми атмосферными воздействиями, 6 — СВО открытого океана.

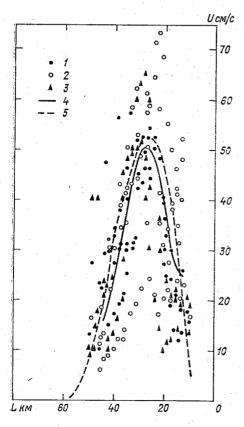
Теоретическому описанию вихреобразования в прибрежной зоне моря посвящена работа [54], в которой предложена модель резонансного возбуждения вихрей в окрестностях характерных точек вдольберегового потока с последующим их усилением на стадии гидродинамической неустойчивости. Однако решение не доведено до конца, а ограничено оценками параметров неустойчивости. Полученные приближенные оценки не сопоставлены с данными наблюдений.

В литературе имеются сведения, позволяющие предположить существование вихрей в зоне свала глубин северо-западной части моря [31]. Возможность существования сложной вихревой структуры поля течений в юго-восточной части моря по данным динамической обработки гидрологических съемок показана в [15].

Процесс вихреобразования в зоне Основного черноморского течения до сих пор не рассмотрен, хотя еще в 1964 г. В. И. Зац на основании обобщения съемок течений с использованием ЭМИТа указывал, что стрежень основного черноморского потока испытывает волнообразные колебания в горизонтальной плоскости, приближаясь или удаляясь от берега, и что при определенных условиях в его зоне могут образовываться вихри с горизонтальными размерами до 30 км. Одной из возможных причин образования этих вихрей, по мнению Заца, могла быть неустойчивость основного потока по отношению к наложенным на него возмущениям, т. е. механизм гидродинамической неустойчивости среднего состояния. Представляется интересной проверка этой гипотезы образования синоптических вихрей по результатам подробного анализа синхронных гидрологических съемок и длительных наблюдений за течениями, а также на основе теоретических моделей гидродинамической неустойчивости течений в Черном море.

### 4.2. Данные наблюдений синоптической изменчивости

4.2.1. Основное черноморское течение, его меандрирование и вихреобразование. Обобщение всех имеющихся наблюдений за течениями в зоне Основного черноморского течения, а также обработка динамическим методом многолетнего гидрологического массива данных (см. главу 3) подтвердили существующее представление о том, что это течение, распространяясь вдоль побережья, охватывает циклоническим кольцом все море [107]. При этом было получено, что циклонический характер циркуляции наблюдается на протяжении всего года (см. главу 3), а основная особенность сезонной перестройки поля течений — ослабление циркуляции в переходные сезоны и в меньшей степени летом по сравнению с зимой. По многоразовым съемкам течений при помощи ЭМИТа на фиксированных разрезах, нормальных к береговой линии, установлено, что Основное черноморское течение имеет вид узкой струи, ширина которой 40-80 км. Максимальные скорости в струе (стрежень потока) могут достигать 1,00—1,50 м/с. Осреднение данных наблюдений за течениями Крымского и Кавказского побережий в разные годы позволило получить средний горизонтальный профиль основного потока (рис. 4.3). Как видно, стрежень потока находится в среднем на расстоянии 20—25 км от берега. Средние скорости в стрежне потока 0,50 м/с. Такой го-



ризонтальный профиль. видно, характерен и для района Анатолийского побережья районе болгарского побережья и в северо-запалной. части Черного моря, где ширишельфовой мелководной зоны большая и основной черноморский поток проходит на значительном расстоянии берега. струя черноморского течения имеет более симметричный профиль, а скорости в стрежне потока меньше.

Полученный средний профиль скорости (см. рис. 4.3) может быть аппроксимирован зависимостью вида

$$U(y) = AU_0 (1 - y') \sin \pi y',$$
(4.1)

Рис. 4.3. Средний горизонтальный профиль скорости Основного черноморского течения.

Сопоставление модельного профиля (4.1) с экспериментально наблюденными точками: I — район Южного берега Крыма, 2 — район Туапсе, 3 — район Сухуми, 4 — средняя эпюра скорости по данным наблюдений, 5 — модельный профиль скорости.

где A — безразмерный коэффициент;  $U_0 = 0,50$  м/с — максимальная скорость потока; y' = y/L — безразмерная поперечная координата; L = 50 км — ширина потока.

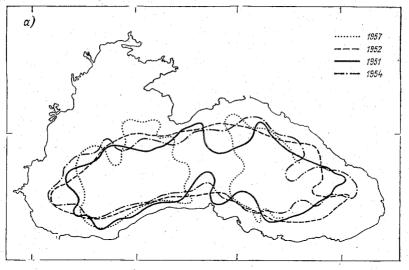
Здесь при аппроксимации исключена прибрежная зона (примерно 5 км), для которой, как показано в [63], характерен логарифмический закон увеличения скорости при удалении от берега.

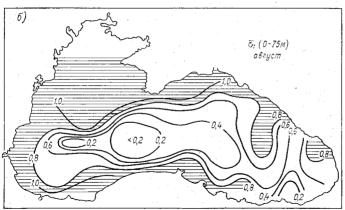
С глубиной скорости в зоне Основного черноморского течения в верхнем 100-метровом слое уменьшаются слабо, максимальные вертикальные градиенты скорости приурочены к слою 100—200 м, ниже которого также отмечается медленное уменьшение скорости с глубиной. В отдельные моменты максимум скорости в потоке отмечается не на поверхности, а в приповерхностных горизонтах 10—25 м. Такое распределение скорости по глубине наиболее ве-

роятно в теплую половину года, когда происходит, во-первых, формирование сезонного термоклина (см. главу 3), а во-вторых, существенная перестройка поля ветра над акваторией Черного моря [96]. В этих условиях суперпозиция в верхнем квазиоднородном слое дрейфовой и градиентной (геострофической) компонент скорости, имеющих разные знаки, может приводить к уменьшению здесь ее суммарного значения. Сопоставление данных инструментальных наблюдений за течениями с данными синхронных гидрологических съемок показало, что Основное черноморское течение на глубинах приурочено к области повышенных горизонтальных градиентов гидрологических характеристик и может рассматриваться как пограничное струйное течение, отделяющее опресненные воды прибрежных районов от относительно соленых вод глубоководной зоны Черного моря. Оказалось, что положение этого течения можно идентифицировать по гидрологическим признакам, в частности выделять стрежень потока на горизонте 100 м по изогалине 20 %. На рис. 4.4 а видны волнообразные колебания стрежня. Выделяются четыре района с наиболее сильным меандрированием течения: район Болгарского и Кавказского побережий, район свала глубин северо-западной части моря и район у мыса Синоп. Характерно, что названные районы наиболее изменчивы и в среднемноголетнем сезонном аспекте (см. п. 3.3.2).

Сказанное подтверждает анализ пространственного распределения средних квадратических отклонений температуры от и солености ов, полученных по данным обработки многолетнего масгидрологических наблюдений. Схема распределения (рис.  $4.4\,\delta$ ) для поверхностного 75-метрового слоя отражает изменчивость температуры в слое с наиболее характерными структурными элементами температурного поля, а именно сезонным термоклином и холодным промежуточным слоем (см. главу 3). Схема на рис. 4.4 в отражает изменчивость солености в слое 100— 200 м с наиболее характерным структурным элементом поля солености, а именно постоянным галоклином, образование которого тесно связано с динамикой вод (см. главу 3). Схемы даны для конкретного месяца года (августа), что исключает из рассмотрения вклад среднемноголетнего годового хода в общую дисперсию полей температуры и солености. На обеих схемах обращает на себя внимание наличие областей с минимальными значениями  $\bar{\sigma}_T$ и  $ar{\sigma}_{\mathcal{S}}$ , приуроченными к центральным районам моря, и наличие областей с максимальными значениями  $\bar{\sigma}_T$  и  $\bar{\sigma}_S$  , приуроченными к прибрежным районам и району распространения Основного черноморского течения. Исключение представляет район юго-восточной части моря, где отмечаются минимальные значения  $\bar{\sigma}_T$  и  $\bar{\sigma}_S$ , очевидно, связанные с наличием в этом районе моря квазистационарного вихря (см. главу 3).

Сопоставление общей дисперсии температуры и солености без вклада среднего многолетнего годового цикла с дисперсией межгодовых колебаний (см. табл. 3.6) показывает, что общая дисперсия в большинстве районов в 2—3 раза и более превышает последнюю.





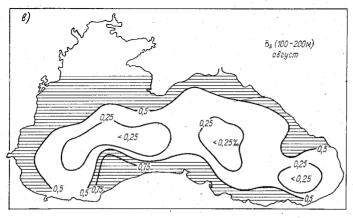


Рис. 4.4. Положение стрежня Основного черноморского течения на горизонте 100 м по данным синхронных съемок (а), распределение среднеквадратических отклонений температуры  $\sigma_T$  (б) и солености  $\sigma_S$  (в) для августа.

Это позволяет предположить, что основной вклад в изменчивость полей температуры и солености вносит синоптическая изменчивость, в основном связанная с процессами вихреобразования, которые в свою очередь приурочены к зоне распространения Основного черноморского течения и прибрежным районам моря.

Действительно, как показывают отдельные синхронные съемки, при определенных условиях меандры Основного черноморского течения могут трансформироваться в отдельные вихревые образо-

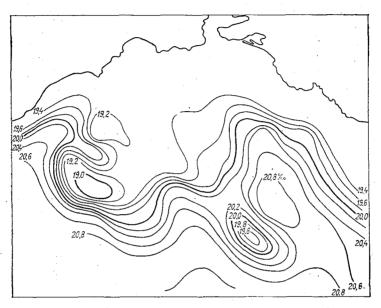


Рис. 4.5. Распределение солености на горизонте 100 м по данным синхронной съемки в северо-восточной части Черного моря в августе 1951 г.

вания, которые выделяются по термохалинным характеристикам. Для примера рассмотрим особенности распределения солености по данным синхронной гидрологической съемки, выполненной в августе 1951 г. Начиная с поверхностных горизонтов до горизонта 200 м, в поле солености четко выделяется зона повышенных горизонтальных градиентов, которая соответствует черноморскому течению. Полоса сгущения изогалин образует ряд изгибов, возникающих в результате меандрирования основной струи. Наиболее интенсивное меандрирование отмечается в районе между Кавказским побережьем и Южным берегом Крыма. Здесь в поле солености прослеживаются два сильно развитых меандра, один из которых образует изолированную область пониженных значений солености. Отмеченные особенности распределения солености наиболее отчетливо выражены в слое главного пикноклина. На рис. 4.5 показано поле солености на горизонте 100 м. Принимая изогалину 20 % соответствующей стрежню основного потока на горизонте 100 м, можно более точно проследить характер меандрирования и определить параметры меандров. На рисунке видно, что в исследуемом районе меандры имеют длину порядка 100 км, а меандр в юго-восточной части этого района

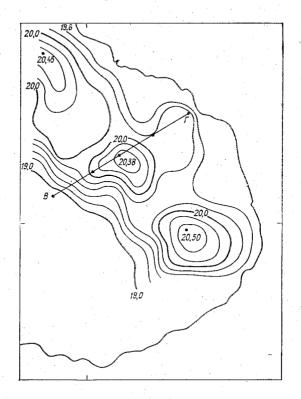


Рис. 4.6. Поле солености на горизонте 100 м по данным синхронной съемки в юго-восточной части Черного моря (ноябрь—декабрь 1977 г.).

находится в стадии отрыва от основного потока и представляет собой сформировавшийся антициклонический вихрь. Вихрь имеет эллипсовидную форму с большой осью, вытянутой в меридиональном направлении. Его характерные размеры по широте — 30—35 км, а по меридиану — 55—60 км. В ядре вихря соленость на 0,7—0,8 ‰ меньше солености окружающих вод.

Другой пример. В юго-восточной части моря выделяются два циклонических вихря, оторвавшихся от основного черноморского течения (рис. 4.6). Вихри характеризуются повышенной соленостью, которая в их центрах отличается от солености окружающих вод на 0,5—0,9%. Вихри имеют почти правильную круговую форму со средними радиусами для первого вихря 28 км, для второго 30 км.

Антициклонический вихрь размерами 100 км обнаружен по данным синхронной съемки СКОИЧ в феврале 1976 г. в районе болгарского побережья [29]. В области вихря наблюдались пониженные значения солености. По гидрологическим признакам этот вихрь прослеживается до горизонта 200 м. Авторы работы [29] считают, что антициклонический вихрь образовался вследствие меандрирования Основного черноморского течения.

У Анатолийского побережья по данным синхронной съемки в июле 1976 г. четко прослеживались два меандра (рис. 4.7), один

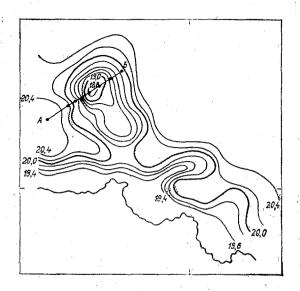


Рис. 4.7. Поле солености на горизонте 100 м в районе Анатолийского побережья по данным синхронной съемки СКОИЧ (июль 1976 г.).

из которых находился в стадии отрыва от основного потока и фактически представлял собой антициклонический вихрь, соленость в котором на 0,7—1,0 % меньше солености окружающих вод. Антициклонический вихрь имеет эллипсовидную форму, с размерами по большой оси 90 км, по малой 50 км. Во время этой же съемки в юго-западной части моря между Основным черноморским течением и берегом наблюдалась область повышенных значений солености с поперечными размерами ~50 км, которой на динамических картах соответствует циклонический круговорот. Антициклонический вихрь у Анатолийского побережья — существенно нестационарное вихревое образование, на это указывает сопоставление поля солености по данным июльской съемки (см. рис. 4.7) с данными зимней съемки СКОИЧ, в соответствии с которыми в районе Анатолийского побережья зимой 1976 г. не наблюдалось интенсивного меандрирования Основного черноморского течения

и образования изолированных областей повышенных и пониженных значений солености.

**4.2.2. Вихри прибрежной зоны.** Циклонические круговороты размерами примерно 30 км отмечались в прибрежной зоне по данным аэрофотосъемки течений. Для примера на рис. 4.8 приведена

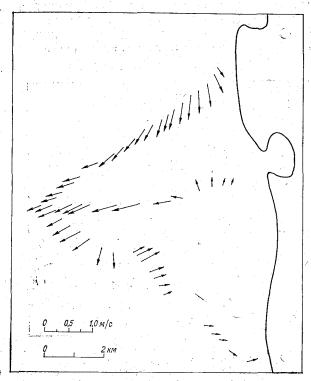


Рис. 4.8. Схема течений, охватывающая часть циклонического вихря у Кавказского побережья по данным аэрофотосъемки течений (октябрь, 1961 г.).

схема течений, охватывающая часть вихря. Интересно отметить, что вихреобразное движение хорошо согласуется с распределением поверхностно активных пленок [63]. Выделяются циклонические круговороты указанных пространственно-временных масштабов и по данным съемок ЭМИТ [52]. Отметим, что вихри в прибрежной зоне, в отличие от вихрей Основного черноморского течения, прослеживаются только по данным о течениях и не выделяются по гидрологическим признакам. Эти вихри могут быть отнесены к фрикционным вихревым образованиям.

#### 4.3. Гидрологическая структура синоптических вихрей Основного черноморского течения

Многочисленные примеры свидетельствуют о том, что процесс образования синоптических вихрей в Черном море в основном связан с меандрированием Основного черноморского течения, которое может быть рассмотрено как проявление фронтальной неустойчивости, типа неустойчивости Гольфстрима к востоку от мыса Гаттерас и других пограничных течений. Отсюда следует, что синоптические вихри в зоне Основного черноморского течения должны обладать свойствами, аналогичными рингам Гольфстрима.

Известно [80], что одно из основных свойств рингов — несимметричность образования по отношению к стрежню потока: по одну сторону от течения образуются только антициклонические, а по другую — только циклонические вихри. Еще одно важное свойство рингов заключается в том, что воды внутри этих вихрей имеют иное по сравнению с окружающими их водами происхождение. Поэтому по гидрологическим съемкам они могут быть выделены по отличию температуры и солености их внутренних частей и окружающих вод. Кроме того, в вертикальной гидрологической структуре рингов отмечается существенное увеличение или уменьшение (в зависимости от знака завихренности) промежуточных слоев по сравнению с окружающими водами, например мощной по вертикали прослойки «восемнадцатиградусной» воды в антициклонических рингах Гольфстрима (см. [61]).

В Черном море обнаруженные антициклонические вихри (например, вихрь у Анатолийского побережья летом 1976 г.) образовались с левой стороны от Основного черноморского потока, а циклонические вихри (например, вихри в юго-восточной части моря, ноябрь 1977 г.) — с правой стороны от основного потока. если смотреть вниз по потоку. Кроме того, антициклонические вихри образованы из менее соленых вод прибрежной зоны, а вихри циклонической завихренности — из более соленых вод глубоководных районов моря. Следовательно, налицо аналогия с океаническими фронтальными вихрями — рингами. Это подтверждается вертикальной гидрологической особенностями В главе 3 показано, что характерная черта распределения холодного промежуточного слоя по акватории Черного моря — уменьшение его толщины в глубоководных районах и увеличение толщины холодного промежуточного слоя в прибрежных районах. особенно с преобладанием антициклонической завихренности течений. Следовательно, в антициклонических вихрях, образовавшихся из прибрежных вод, должно наблюдаться увеличение толщины холодного промежуточного слоя, а в циклонических — ее уменьшение. На рис. 4.9 показаны вертикальные разрезы температуры для антициклонического ринга (рис. 4.9 а) и циклонического ринга (рис. 4.9 б), на которых наблюдается соответственно увеличение и уменьшение толщины холодного промежуточного слоя по сравнению с его толщиной в окружающих вихри водах. Кроме того. отмеченные особенности распространения холодных промежуточных вод в наблюдаемых вихревых образованиях свидетельствуют об интенсивности вертикальных движений в зонах распространения вихрей. Возможность существования таких движений в юговосточной части моря впервые отмечена в [51].

Таким образом, на основании соответствия особенностей вихрей, обнаруженных в Черном море, основным свойствам рингов Гольфстрима, можно заключить, что образование вихрей указанных пространственных масштабов (порядка 60—90 км) происходит

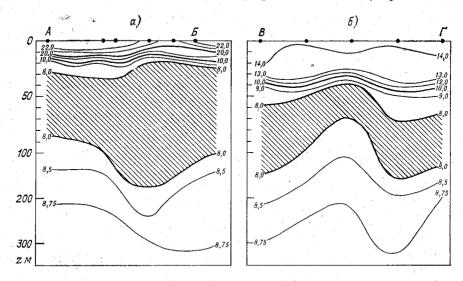


Рис. 4.9. Вертикальные разрезы температуры через антициклонический (a) и циклонический (b) вихри.

Штриховкой выделен колодный промежуточный слой в пределах изотерм 8 °C. Положение разрезов см. на рис. 4.6 и 4.7.

вследствие фронтальной неустойчивости Основного черноморского

течения, имеющего струйный характер.

Во многих работах, посвященных исследованию рингов Гольфстрима и других пограничных течений, показано, что поле течений в вихрях находится в квазигеострофическом балансе [61]. Для проверки этого положения по отношению к вихрям Основного черноморского течения, были проведены расчеты динамической топографии по данным указанных выше синхронных съемок относительно поверхности 10,00 МПа (1000 дбар), а затем динамические карты сопоставлены с инструментальными наблюдениями за течениями, выполненными в то же время, в том же районе. Из рис. 4.10 видно, что антициклонический вихрь, выделенный ранее по распределению солености и температуры, очень хорошо прослеживается в поле геострофических течений, причем наиболее отчетливо он выражен на поверхности 0,50 и 1,00 МПа; на поверхности моря вихрь прослеживается несколько менее четко (занимает меньшую площадь), очевидно, из-за искажающего влияния интенсивного

сезонного термоклина, формирование которого в зоне Основного черноморского течения приводит здесь к уменьшению контрастов динамических высот на поверхности моря и ослаблению геострофической циркуляции вод. Площадь, занятая вихрем, и конт-

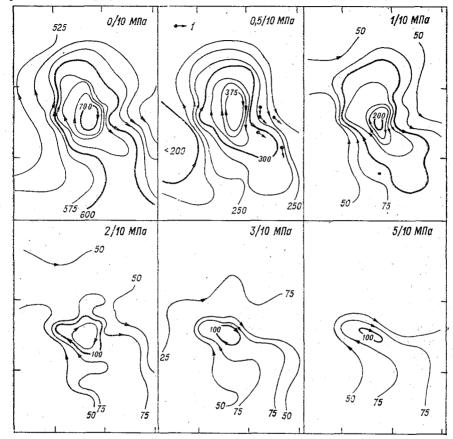


Рис. 4.10. Схемы относительной динамической топографии различных поверхностей в районе антициклонического вихря у Анатолийского побережья летом 1976 г.

1 - средние вектора течений, измеренных на АБС в зоне вихря.

расты динамических высот на поверхностях 2,00, 3,00 и 5,00 МПа значительно меньше, чем на 0, 0,50 и 1,00 МПа (на поверхностях 3,00 и 5,00 МПа на рис. 4.10 существуют всего по одной замкнутой динамической горизонтали). Все это свидетельствует о том, что по вертикали антициклонический вихрь имеет конусоподобную форму.

Оценки геострофических скоростей были проведены для разрезов вдоль большой и малой осей вихря. Они показали, что скорости на периферии для малой оси достигали на поверхности 0,60 м/с, а на горизонте 50 м даже 0,65 м/с, средневзвешенная скорость на этом разрезе для верхнего 200-метрового слоя — 0.50 м/с. а для большой оси вихря она меньше — 0.20 м/с. Сопоставление скоростей геострофических течений с параметрами течений, осредненных за весь срок наблюдений на АБС в зоне вихря, показало их хорошее соответствие как по модулю, так и по направлению вектора скорости на горизонтах 25, 50, 75 и 100 м (см. рис. 4.10). Это свидетельствует о квазигеострофичности поля течений в антициклоническом вихре. Динамические расчеты для меандра, расположенного несколько восточнее антициклонического вихря (см. рис. 4.7) показали, что это вихревое возмущение наиболее четко выражено на поверхностях 3.00 и 5.00 МПа и плохо прослеживается на горизонтах выше постоянного галоклина (на горизонтах 0 и 0,50 МПа). Это позволяет предположить, что данное вихревое возмущение приурочено к придонным горизонтам и связано своим происхождением с особенностями топографии дна, которые в районе Анатолийского побережья характеризуются наличием сильного свала глубин.

Аналогичные динамические расчеты были проведены и по данным съемки в юго-восточной части моря. Они показали наличие циклонического вихря на поверхности и в толще вод до поверхности 2,00 МПа, однако интенсивность геострофической циркуляции значительно ослаблена по сравнению с антициклоническим вихрем у Анатолийского побережья. Максимальные скорости гео-

строфических течений на периферии вихрей 0.23 м/с.

Представляет интерес сопоставить параметры СВО Основного черноморского течения с аналогичными для рингов Гольфстрима и других струйных течений, что позволит судить о степени выраженности процесса вихреобразования в Черном море по сравнению с другими районами Мирового океана. В табл. 4.1 приведены

следующие параметры СВО фронтального типа.

Горизонтальный размер СВО (L), для определения которого принят единый критерий — внешняя замкнутая изотерма на заданном характерном горизонте наблюдений. В большинстве случаев СВО в горизонтальной плоскости имеют неправильную форму, которая со значительной долей приближения принимается круговой или эллиптической. В первом случае размер СВО, по сути, представляет его диаметр, во втором — вихрь определяется двумя размерами: большой и малой осей. В табл. 4.1 для таких СВО приведены размеры большой оси. Анализ публикаций показывает, что в подавляющем большинстве случаев малая ось в 1,3—1,8 раза меньше.

Вертикальный размер СВО (H) — гораздо менее определенный параметр, поскольку во многих случаях вихри по-разному проявляются в различных слоях океана. В частности, в рингах Гольфстрима орбитальные движения вод наиболее интенсивны в верхнем 200-метровом слое, тогда как по термохалинным признакам они нередко становятся заметными лишь ниже 100—200 м [128]. Часто решающим препятствием для определения Н становится недостаточная вертикальная протяженность океанологических наблюдений. В связи с этим необходимо отметить, что в табл. 4.1

· Таблица:4.1

Основные параметры рингов в различных районах Мирового океана

	M La KM	=======================================		0   15—35	0 20—60	-		00 40—80		0   30—65	0 50—150			100
	lφp κω	01		0   4070	0 2050	- -		9 40—100		0906	09-08			001   100
	8	6		1/50-1/150	1/100—1/150 1/40—1/60	-		1/200—1/300   1/50—1/150		7	1/29—1/129 1/200—1/400 1/50—1/100			1/600—1/150
Способ	определе- ния	∞			<u> </u>	_ :		<u></u>		Z	Z		4.	
	Uop6 M/c		60° з. д.)	0,70—1,50	0,70—1,00	-	: 60° з. д.)	0,60-0,80	50° в. д.)	1,50-2,30	1,50—2,50		50° в. д.)	1
	∂T / ∂r °C / KM	9	Гольфстрим (западнее 60° з. д.)	0,20-0,50	0,15—0,30	·	Гольфстрим (восточнее 60° з. д.)	0,05-0,15	Куросио (западнее 150° в. д.)	0,10-0,20	0,10—0,35		Куросио (восточнее 150° в. д.)	0,03-0,05
1 4 4 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1	Δ <i>T</i> °C	22	Гольфст	8—14	6—10		Гольфстр	57	Куроси	7-10	7—14	1	Куросис	. — — — — — — — — — — — — — — — — — — —
-	У <i>z</i> м	4		260—600	350—450			300—450		1 250—300	250—450			200—250
	Н км	က		(3—4)	(1,5—3)			(0,8)		(0,5)	(0,6)			
	7 км	2		100-200	150—240			170—350		230—280	200—420			300400
	CBO	-		Ħ	A	<b>-</b>		<u> </u>		Ħ	A			_   

100 - 150

2

WH B

1/600—1/75 | 15—25

ИГ

80-100 | 0,7-1,6\* | 0,04-0,08\* | 0,60-0,70 |

0,5

30--90

черное море

<sup>\*</sup> Для рингов в Черпом море горизонтальные контрасты и градиенты приведены для солености ввиду значительной гер-мической однородности вод моря ниже сезонного термоклина (50 м).

приведены средние по вертикали размеры СВО, а значения, указанные в скобках, представляют собой вертикальную протяжен-

ность наблюдений.

Максимальное отклонение  $\Delta z$  глубины залегания изотермических поверхностей от невозмущенного уровня, или климатического фона. Приведены абсолютные максимумы  $\Delta z$ , т. е. максимальные отклонения наиболее деформированных СВО изотермических поверхностей. Эта характеристика, так же как и горизонтальный размер L,— наиболее часто встречающийся в публикациях пара-

метр СВО.

 $\dot{\rm M}$ 3 кинетических параметров CBO представлен лишь один — максимальная скорость орбитального движения вод в вихре  $U_{\rm Op6}$ . В каждом конкретном случае скорость течения определялась четырьмя различными способами (обозначенными в графе 8 буквами): путем расчетов геострофических течений динамическим методом ( $\Gamma$ ); инструментальными наблюдениями ( $\mathcal{M}$ ) в основном с помощью GEK, реже ABC; с помощью дистанционного (в основном с  $\mathcal{M}$ 3) слежения за дрифтерами ( $\mathcal{M}$ 4) и путем расчетов сноса судов ( $\mathcal{M}$ 6). Наиболее полную пространственную картину дает первый способ, наиболее достоверные значения — второй. Исследования показывают, что циркуляция в большинстве типов CBO имеет квазигеострофический характер, поэтому динамический метод правильно отражает ее качественные особенности.

Остальные параметры, представленные в табл. 4.1, характеризуют термическую структуру вод СВО: максимальный горизонтальный контраст температуры между СВО и окружающим фоном  $\Delta T$ , максимальный горизонтальный (радиальный) градиент температуры  $\partial T/\partial r$ . Эти параметры практически во всех анализируемых случаях определены на одном из горизонтов в верхней части

главного термоклина.

Кроме этого, приведены максимальные значения тангенса угла наклона α изотермических поверхностей к горизонтальной плоскости. В скобках даны аналогичные наклоны поверхностей максимальных горизонтальных градиентов температуры, т. е. фактически наклоны термических фронтов СВО. Сравнение этих величин показывает, что фронты СВО наклонены к горизонту заметно круче, чем изотермы, и даже круче, чем основные фронты, на которых образовались данные СВО [147].

Приведены еще два параметра, характеризующих ширину рингового фронта  $l_{\Phi P}$  и размер ядра ринга  $l_{\pi}$ . Оба параметра наилучшим образом определяются по распределению геострофических скоростей в рингах. В данном случае за фронт ринга (стрежень орбитального течения) принималась зона со скоростями не менее половины от максимальной скорости в стрежне— соответственно зона с меньшими скоростями в центре ринга считалась его ядром.

В табл. 4.1 отсутствуют такие важные кинематические параметры СВО, как скорость и направление их перемещения. Это связано с чрезвычайным разнообразием значений указанных параметров даже у однотипных вихрей в одном и том же районе Мирового океана. Так, ринги Гольфстрима, по последним сведениям,

имеют по крайней мере четыре разновидности перемещения с об-

щим диапазоном скоростей от 1 до 75 км/сут [159].

Анализ табл. 4.1 показывает, что размеры рингов существенно варьируют как в пределах одного района, так и между ними. Неодинаковы они и для рингов различной завихренности. Антициклонические ринги, как правило, в 1,2—1,5 раза крупнее. Это хорошо совпадает с отмеченными для вихрей Основного черноморского течения особенностями. В то же время можно с уверенностью говорить, что вихри в зоне Основного черноморского течения характеризуются значительно меньшей интенсивностью, которая видна буквально по всем приведенным параметрам.

# 4.4. Энергетические соотношения для синоптических вихрей и их оценки

Исследование энергетики синоптических вихревых образований, ее эволюции в пространстве и времени представляет собой одну из наиболее важных проблем физики вихрей. Развитие этих исследований способствует расширению наших знаний об энергетических источниках среднемасштабных вихрей, а следовательно, о причинах их генерации. Кроме того, оценки различных видов энергии вихрей, их соотношения могут дать ответ о стадии развития вихревых образований, а в дальнейшем и о времени их жизни без привлечения данных длительных наблюдений за гидрологической структурой вихрей.

Поскольку в дальнейшем изложении широко использованы достаточно специальные термины, трактовка которых в литературе не всегда однозначна, остановимся подробно на определении

основных видов энергии и их соотношениях.

Синоптические вихревые образования представляют собой возмущения (определенных пространственно-временных масштабов, см. п. 4.1) крупномасштабного климатического фона, поэтому сначала целесообразно привести имеющиеся оценки энергетических соотношений для этого фона в Мировом океане и в Черном море в частности, а затем — для собственно вихрей Черного моря. Поскольку для интересующих нас масштабов движений океан может быть рассмотрен как несжимаемый (см. главу 1), можно рассматривать превращения механической и тепловой энергии отдельно, причем взаимосвязь этих видов энергии в данном случае будет проявляться только за счет диссипации кинетической энергии во внутреннюю энергию [40]. Считая рассматриваемые движения адиабатическими (см. главу 1), можно пренебречь теплопроводностью, диффузией и трением и рассмотреть превращения механической энергии океана, которая равна сумме кинетической энергии океана и потенциальной энергии.

Определение общей кинетической энергии крупномасштабного климатического фона не вызывает затруднений и представляет собой половину интеграла по объему от произведения квадрата

модуля скорости климатических течений на климатическую норму

плотности морской воды.

Потенциальная энергия климатического фона как любой механической системы может быть разбита на две части: так называемую недоступную потенциальную энергию ПЭ (аналог внешней потенциальной энергии в механике) или просто потенциальную энергию и доступную потенциальную энергию (ДПЭ), которая представляет собой аналог внутренней потенциальной энергии механической системы.

ПЭ океана, согласно [40], может быть определена из вариационной задачи об условном минимуме энергии, который в предположении адиабатичности достигается в состоянии с устойчивой стратификацией плотности, горизонтальными изэнтропическими (изопикническими) поверхностями и постоянным давлением на каждой из этих поверхностей.

ДПЭ есть превышение потенциальной энергии реального океана или моря над этим теоретическим уровнем, связанное с существованием горизонтальных градиентов плотности или наклонов изэнтропических (изопикнических) поверхностей. Согласно определению Э. Лоренца (дается по [40]), это та часть потенциальной энергии, которая может быть превращена в кинетическую энергию:

ДПЭ = 
$$\frac{1}{V} \int_{V} \frac{\partial \rho(z)}{\partial y} gz^{2} dx dy dz$$
, (4.2)

или

ДПЭ = 
$$\frac{1}{V} \int_{V} \rho'_{e}(z) gz dx dy dz$$
, (4.3)

где  $\rho_e(z)$  — отклонение плотности от некоторого среднего значения  $\rho_0(z)$  на горизонте z, которое надо добавить, чтобы из произвольного реального состояния океана получить устойчиво стратифицированное распределение плотности, при котором все изопикнические поверхности горизонтальны; g — ускорение свободного падения; V — объем океана; x, y, z — координаты, направленные

соответственно на восток, север и вертикально вверх.

В общем случае для океана (в противоположность атмосфере) из-за сложности уравнения состояния не удается получить точного аналитического соотношения для ПЭ и ДПЭ. Однако, используя данные выше определения и пренебрегая изменениями солености, могут быть определены оценки ПЭ и ДПЭ для Мирового океана. Такие расчеты выполнены в [40] для Атлантического океана по климатическим данным о температуре, осредненным по 5° квадратам, и на стандартных горизонтах и сопоставлены с аналогичными оценками для атмосферы. Из табл. 4.2 видно, что плотность внутренней и потенциальной энергии океана значительно превышает аналогичные значения для атмосферы. Это связано с большей теплоемкостью и массой океана (см. главу 1). Плотности ДПЭ приближенно равны для океана и атмосферы, а плот-

Таблица 4.2

Значения различных видов энергии (Дж/м³) в атмосфере и океане по данным [40]

Внутренняя энергия	Потенциальная энергия	дпэ	кэ
$1,6 \cdot 10^{5}$ $1,2 \cdot 10^{9}$	$\frac{4 \cdot 10^4}{2 \cdot 10^7}$	$5 \cdot 10^{2} \ 7 \cdot 10^{2}$	$\begin{array}{c c} 1,2 \cdot 10^{2} \\ 6,0 \cdot 10^{-1} \end{array}$
	э́нергия	энергия энергия	энергия энергия ДПЭ

ность кинетической энергии атмосферы значительно больше, чем в океане. Однако, если говорить о плотности кинетической энергии не в единице объема (см. табл. 4.2), а в единице массы, ее значения для океана и атмосферы будут приблизительно равны. Обращает на себя внимание тот факт, что лишь ничтожная доля потенциальной энергии может быть доступной для превращения в кинетическую энергию (см. табл. 4.1). Этот результат подтверждается оценками [32], сделанными для океана путем введения понятия «средний энергетический уровень океана». Однако ДПЭ (в терминах Борисенкова — полезная потенциальная энергия) составляет не более  $1-2\ \%$  от  $\Pi \ni$ , т. е. полученные оценки по крайней мере на порядок отличаются от оценок [40]. Это противоречие объясняется тем, что эта оценка ДПЭ связана с крупномасштабными климатическими процессами, а оценка ДПЭ по [32], очевидно, дается для синоптических вихревых образований. Действительно, известно [130], что отношение ДПЭ к КЭ равно

ДПЭ/КЭ = 
$$(L/R_d)^2$$
, (4.4)

где  $R_d$  — внутренний радиус деформации Россби, равный для океана  $\sim 80$  км, а для Черного моря  $\sim 30$  км, а L — горизонтальный масштаб движения.

Отсюда для крупномасштабных процессов с  $L\approx 2000$  км и  $K\ni = 0,6$  Дж/м³ имеем ДП $\ni \approx 4\cdot 10^2$  Дж/м³ для Мирового океана, что приблизительно равно значениям табл. 4.2 и для Черного моря с  $L\approx 300$  км получаем оценку ДП $\ni \approx 3\cdot 10^1$  Дж/м³. Для среднемасштабных вихревых образований в океане с масштабами  $L\sim R_d$  и  $K\ni \approx 6\cdot 10^1$  Дж/м³ [61] по соотношению (4.4) получаем оценку ДП $\ni \approx 6\cdot 10^1$  Дж/м³, а для Черного моря ДП $\ni \approx 0,5$  Дж/м³. Отсюда следует важный вывод, что доступная потенциальная энергия Мирового океана в целом и Черного моря в частности формируется не синоптическими вихрями, а связана с крупномасштабными особенностями климатического поля плотности [61]. Полученная для Черного моря оценка ДП $\ni$  вихрей в пересчете на единицу поверхности дает  $5\cdot 10^2$  Дж/м².

Доступная потенциальная энергия вихрей может быть вычислена по формуле

$$\rho'(z) = \rho(z) - \{\rho_0(z) + \rho'_e(z)\},\$$

а  $\rho(z)$  — реальное распределение плотности, полученное по гидрологическим съемкам. Используя уравнение гидростатики, может быть получена формула [17]:

ДПЭ = 
$$\frac{1}{\rho_0^2 g} \int_{(S)} \left( \int_{P_0}^0 P(\delta \rho) dP \right) dS, \tag{4.6}$$

где P — давление на горизонте z;  $P_0$  — отсчетный уровень; ( $\delta \rho$ ) — изостерическая аномалия плотности. Формула (4.6) аналогична соотношению, впервые введенному Фофоновым в 1962 г. (цитируется по [119]).

Наиболее часто ДПЭ вычисляется по смещению изопикнических поверхностей относительно их среднего положения [65]. Для плотности ДПЭ на единицу поверхности океана в слое глубины

 $(z-z_0)$  может быть получена формула

ДПЭ<sub>S</sub> = 
$$\frac{1}{2} \rho_0 \int_{z_0}^{z} \xi^z N^2(z) dz$$
, (4.7)

где  $\xi$  — смещение изопикнической поверхности; N(z) — частота Вяйсяля—Брента;  $z_0$  — отсчетный уровень.

Пренебрегая изменениями солености и считая, что смещение изопикнических поверхностей может описываться  $\xi = T'(dT/dz)^{-1}$  (что справедливо при преобладании движений первой вертикальной моды), где T' — отклонение от некоторого среднего уровня на заданном горизонте, получаем

$$\Pi\Pi \ni_{\mathcal{S}} = \frac{1}{2} \log \alpha \int_{z_0}^{z} T'^2 \left(\frac{dT_0}{dz}\right)^{-1} dz, \tag{4.8}$$

где a — коэффициент термического расширения;  $dT_0/dz$  — средний

градиент температуры по вертикали.

Формулы (4.6) и (4.8) были использованы для оценки запаса ДПЭ в отдельных вихревых образованиях и для площадного распределения ДПЭ по акватории Черного моря.

Кинетическая энергия синоптических вихрей вычислялась по формуле

$$K \ni = \frac{1}{2} \int_{V} \rho v^{2} dV = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^{N} \left( \sum_{i=1}^{M} \left[ \frac{\Delta m_{i}}{2} \left( R_{i}^{2} + R_{i-1}^{2} \right) \omega_{i}^{2} \right] \right) \Delta z_{j}, \quad (4.9)$$

где i — количество «колец» вихря, включенных в расчет; j — количество слоев по вертикали;  $\Delta z_j$  — толщина слоя в безразмерных единицах;  $\Delta m_i$  — масса «кольца» вихря единичной толщины;  $R_i$  и  $R_{i-1}$  — внешний и внутренний радиусы кольца вихря;  $\omega_i$  — средняя угловая скорость вращения кольца вихря.

Отметим, что выражение, стоящее в квадратных скобках в (4.9) есть момент инерции кольца вихря относительно вертикальной оси вращения.

ДПЭ отдельных среднемасштабных вихрей рассчитывалась по

видоизмененной формуле (4.6)

$$\Pi \Theta = \frac{1}{\rho_0^2 g} \int_{(S)} \left( \int_{P_0}^0 P(\delta \rho) dP \right) dS \approx \frac{1}{\rho_0^2 g} \sum_{i=1}^M \left[ \sum_{j=1}^N P_j(\delta \rho)_{ij} \Delta P_j \right] \Delta S_i, \tag{4.10}$$

где i, j— то же, что и для (4.9);  $\Delta P_j$ — толщина слоев в единицах давления;  $\Delta S_i$ — площадь кольца вихря;  $(\delta \rho)_{ij}$ — средняя аномалия плотности для кольца вихря;  $P_j$ — давление на j-горизонте;

р<sub>0</sub> — средняя плотность морской воды.

Средние аномалии плотности для антициклонических вихрей рассчитывались как отклонения от невозмущенного поля плотности в глубоководной части Черного моря, а для циклонических вихрей — от невозмущенного поля плотности в прибрежных районах моря (см. главу 3). Для примера в табл. 4.3 приведены расчеты ДПЭ и КЭ для антициклонического вихря у Анатолийского побережья и циклонического вихря в юго-восточной части моря.

Таблица 4.3
Распределение доступной потенциальной энергии (ДПЭ) и кинетической энергии (КЭ) по глубине в антициклоническом и циклоническом вихрях

Антициклог	ический вихрь	• • •	Циклонический вихрь				
Толщина слоя, м	КЭ 1013 Дж	ДПЭ 10 <sup>13</sup> Дж	Толщина слоя, м	КЭ 1012 Дж	ДПЭ 10 <sup>12</sup> Дж		
0—100 100—200 200—300 300—400 400—500	7,50 4,32 0,68 0,12 0,07	27,9 56,7 6,3 2,2 0,9	0—50 50—100 100—150 150—200 200—300	1,16 0,73 0,29 0,18 0,05	1,53 2,68 0,82 0,35 0,10		
Суммарная энергия	12,69	94,0	Суммарная энергия	2,41	5,48		

Из таблицы видно, что более 85% общей механической энертии антициклонического вихря приходится на долю ДПЭ, а отношение КЭ к ДПЭ равно 0,13, т. е. ДПЭ приблизительно на порядок превосходит КЭ. Более 90% ДПЭ содержится в главном пикноклине (между горизонтами 75 и 150 м), в то время, как 59% КЭ сосредоточено в верхнем 100-метровом слое, а в верхнем 200-метровом слое более 90% КЭ вихря. Такое соотношение ДПЭ и КЭ и их распределение по вертикали находятся в хорошем соответствии с аналогичными оценками, выполненными для рингов

Гольфстрима. Однако по абсолютным значениям полученные оценки отличаются от приведенных в [119] на два порядка — для рингов Гольфстрима были получены значения доступной потенциальной энергии порядка  $10^{17}$  Дж ( $10^{24}$  эрг). Это свидетельствует о том, что в Черном море при меандрировании Основного черно-

морского течения образуются менее интенсивные вихри.

Для циклонических вихрей в юго-восточной части Черного моря, которые имели меньшие размеры и вертикальную мощность, получены оценки общей механической энергии  $10^{13}$  Дж, причем для вихря, ближе расположенного к зоне Основного черноморского течения, соотношение суммарной КЭ и ДПЭ равно 0,44. На долю ДПЭ приходится 70 % всей энергии этого вихря, а на долю ДПЭ второго вихря, более удаленного от Основного черноморского течения, приходится уже 55 % всей энергии вихря, причем более

50 % КЭ сосредоточено в верхнем 50-метровом слое.

Поскольку антициклонический вихрь у Анатолийского побережья находится в стадии отрыва от основого течения, его можно считать молодым динамическим образованием. Для него характерно небольшое значение отношения КЭ к ДПЭ — 0,13. Вихри в юго-восточной части — полностью отделившиеся от Основного черноморского течения динамические образования, причем условия вихреобразования в этом районе таковы, что область распространения вихрей ограничена с одной стороны основным потоком, а с другой — береговой линией. Это дает основание предполагать, что вихрь, ближе расположенный к Основному черноморскому течению, образовался позже, чем вихрь, находящийся дальше от зоны основного потока. Отношение КЭ к ДПЭ у менее старого

вихря — 0,44, у более старого — 0,81.

Сопоставление проведенных оценок КЭ и ДПЭ и их отношения позволяет предположить следующий механизм перераспределения энергии при эволюции рингов: в процессе меандрирования струйных течений и вихреобразования в вихрях создается начальное распределение КЭ и ДПЭ по вертикали, аналогичное полученному для антициклонического вихря у Анатолийского побережья. В процессе эволюции вихрей КЭ диссипирует за счет трения (и, возможно, возбуждения внутренних волновых процессов [20, 65]), но постоянно пополняется запасами ДПЭ, отношение КЭ к ДПЭ все время увеличивается, а КЭ сосредотачивается во все более тонком по вертикали поверхностном слое. При отсутствии дополнительных источников энергии метеорологического или топогенного характера вихри, израсходовав весь запас ДПЭ, вырождаются. Конечно, приведенная схема перераспределения энергии при эволюции рингов представляет качественную картину и требует дальнейшего подтверждения экспериментальными данными и теоретическими расчетами.

Кроме оценок энергозапаса вихрей, были проведены оценки плотности механической энергии в вихревых образованиях, а также оценки характерного времени жизни вихрей. Для этого использовались известные для океанических вихрей и рингов

оценки скорости диссипации вихревых образований  $10^{-3}$ — $10^{-4}$  Дж/( $\mathrm{M}^3$ ·с) [119, 121]. Результаты расчетов приведены в табл. 4.4, из которой видно, что для вихревых образований на ранней стадии развития значения плотности механической энергии имеют порядок  $10^3$  Дж/ $\mathrm{M}^3$ , а для более старых вихрей в Черном море она в 3-5 раз меньше. Характерное время существования здесь вихрей составляет 10-100 сут. Отсюда для изучения эволюции вихревых образований в Черном море, их траекторий и скоростей перемещения необходимы как минимум декадные гидрологические съемки, а не съемки для характерных гидрологических сезонов, которые имеют место при исследовании изменчивости гидрологической структуры вод.

Таблица 4.4 Оценка энергозапаса обнаруженных в Черном море вихрей и времени их существования 1

Место и время наблюдения вихрей	Суммарная энергия, 10 <sup>13</sup> Дж	Плотность механической энергии, 10 <sup>3</sup> Дж/м <sup>3</sup>	Время существования, сут
Антициклонический вихрь в северовосточной части моря по данным съемки 1951 г.	58,75	0,99	11,46 114,63
Антициклонический вихрь в районе болгарского побережья по данным съемки в феврале 1976 г.	52,47	0,33	3,82 38,19
Антициклонический вихрь в районе Анатолийского побережья по дан- ным июльской съемки 1976 г.	106,69	0,55	6,36 63,65
Циклонический вихрь в юго-восточной части моря по данным съемки в ноябре—декабре 1977 г.	7,89	0,20	2,31 23,15
Циклонический вихрь в юго-запад- ной части моря по данным июль- ской съемки 1976 г.	8,52	0,34	3,93 39,35

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Первое значение времени существования вихрей получено при значении скорости диссипации  $10^{-3}$  Дж/( $\mathrm{M}^3$ ·с), второе — при  $10^{-4}$  Дж/( $\mathrm{M}^3$ ·с).

Таким образом, статистическая обработка многолетнего массива гидрологических наблюдений показала, что на фоне среднего многолетнего (климатического) распределения гидрологических характеристик развивается интенсивная синоптическая изменчивость, причем максимум дисперсии среднемноголетних колебаний гидрологических характеристик приходится на районы, приуроченные к Основному черноморскому течению и прибрежной зоне моря. Анализ отдельных синхронных гидрологических съемок, проведенных в 50-х годах и по программе СКОИЧ, данных многосуточных наблюдений за течениями на АБС, а также съемок течений ЭМИТом и аэросъемки течений в прибрежной зоне дает основание считать, что в Черном море существуют три основных типа синоптической изменчивости гидрологических полей — фрикционные вихревые образования, топографические вихри и вихревые образования Основного черноморского течения.

Фрикционные вихревые образования отмечаются в прибрежной зоне моря и образуются за счет крупномасштабного горизонтального обмена в этой зоне. Эти вихри имеют характерные горизонтальные размеры 5—20 км. Направление их перемещения совпадает с направлением основного течения. Фрикционные вихри слабо идентифицируются по данным гидрологических съемок, поскольку образованы из однородных вод прибрежной зоны, и хорошо прослеживаются по данным съемок течений. Они обладают малыми

запасами энергии и имеют время жизни 2-5 сут.

Вихревые образования Основного черноморского течения образуются при меандрировании этого течения. Эти вихри выделяются по термохалинным признакам. Сопоставление и анализ гидрологической структуры вихрей показал, что вихри в зоне Основного черноморского течения обладают свойствами, аналогичными рингам пограничных течений в Мировом океане. Так же как и для рингов пограничных течений, с левой стороны от основного течения (если смотреть по течению) образуются только антициклонические вихри размерами 60-100 км, а с правой стороны - только циклонические вихри размерами 30—60 км. Антициклонические вихри всегда образованы из менее соленых вод прибрежных районов, а циклонические — из более соленых вод глубоководных районов моря. Это подтверждает сопоставление вертикальных разрезов температуры, где отмечается значительное (до 50 м) увеличение и уменьшение холодного промежуточного слоя в антициклонических и циклонических вихрях соответственно.

Расчеты энергозапаса выделенных вихревых образований показали, что общая механическая энергия антициклонических вих- $\sim 10^{15}$  Дж, а циклонических —  $10^{13}$ — $10^{14}$  Дж. Отношение кинетической энергии (КЭ) к доступной потенциальной энергии (ДПЭ) в зависимости от стадии развития вихрей различное.  $\dot{y}$  молодых вихревых образований оно  $\sim 0.1$ , а у развитых больше единицы. Более 50 % КЭ вихрей обычно сосредоточено в верхнем 100-метровом слое, в то время как более 70 % ДПЭ содержится в постоянном пикноклине. Такое соотношение КЭ к ДПЭ и их распределение по вертикали находится в хорошем соответствии с аналогичными оценками, выполненными для рингов Гольфстрима, хотя по абсолютным значениям для этих рингов получены значения общей механической энергии 1017 Дж, т. е. на два порядка больше, чем для вихрей Основного черноморского течения. Следовательно, у вихревых образований, обнаруженных в Черном море, много общего с рингами Гольфстрима и других пограничных течений, однако в Черном море эти процессы менее интенсивны и имеют меньшие пространственно-временные масштабы.

Для количественного подтверждения физического соответствия процессов меандрирования и вихреобразования предложены три теоретические модели.

## \*4.5. Бароклинная неустойчивость зонально ориентированного двухслойного течения

В метеорологии работы, посвященные исследованию фронтальных систем в свете гидродинамической неустойчивости, появились в начале XX века. Они базировались на исследованиях В. Бьеркнеса, М. Е. Кочина, К. Россби, которые рассматривали крупномасштабные возмущения атмосферы (циклоны и антициклоны) как неустойчивые волны, возникающие на наклонной фронтальной поверхности, разделяющей воздушные массы с различными скоростями движения и плотностью. В дальнейшем появились работы. учитывающие как вертикальный, так и горизонтальный сдвиг скорости зонального ветра [50]. Эти работы послужили отправным пунктом для теоретического исследования нестационарности Гольфстрима, которые были начаты Г. Стомеллом и продолжены Б. А. Тареевым и А. Робинсоном, показавшими, что процессы меандрирования и развития рингов связаны с бароклинной неустойчивостью Гольфстрима и подобных ему течений. В дальнейшем это направление интенсивно развивалось в работах советских исследователей [5, 6], а также за рубежом [161]. В силу больших математических сложностей решения в большинстве перечисленных задач находятся численно. Между тем оказывается, что и сейчас может быть найдено аналитическое решение задачи бароклинной неустойчивости в простой линейной постановке и получено новое дисперсионное соотношение для наиболее неустойчивых вихревых возмущений.

Для Черного моря, имеющего в толще вод сероводородное заражение, выяснение вопроса о степени устойчивости Основного черноморского течения представляется исключительно важным, поскольку меандрирование и последующее вихреобразование во многом определяют процессы горизонтального и вертикального водообмена.

Как показано в главе 3, вертикальная гидрологическая структура вод Черного моря в первом приближении двухслойна (на горизонтах 100—200 м находятся максимальные вертикальные градиенты скорости и главный пикноклин — постоянный галоклин — с относительно однородными водами выше и ниже его границ), поэтому оправдано применение двухслойной по вертикали модели течения.

В настоящем разделе рассматривается квазигеострофическая двухслойная модель бароклинной неустойчивости течений с учетом различий в толщине деятельного слоя и основной толще вод (типа модели Филлипса). При решении задачи использовался

метод возмущений в линейном приближении и исследован вопрос устойчивости основного потока к малым возмущениям.

Рассмотрим двухслойное зонально ориентированное течение с вертикальным сдвигом скорости в декартовой системе координат x, y, z (ось x — направлена на восток, ось y — на север, ось z — вертикально вверх) (рис. 4.11). Течение предполагается крупномасштабным (число Россби Ro —  $U_0/fL \ll 1$ ). В этом слу-

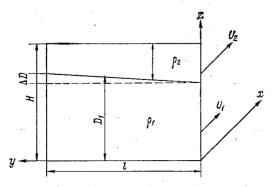


Рис. 4.11. Геометрия двухслойного зонального течения.

чае может быть использована упрощенная система уравнений движения:

$$\frac{dU}{dt} - fV + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \overline{P}}{\partial x} = 0, \qquad (4.11)$$

$$\frac{dV}{dt} + fU + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \overline{P}}{\partial y} = 0,$$

$$\frac{\partial \overline{P}}{\partial x} + \rho g = 0; \quad \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0,$$

где U, V, W — составляющие вектора скорости на оси x, y, z; P — давление;

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + U \frac{\partial}{\partial x} + V \frac{\partial}{\partial y}$$
;

 $f=2\Omega_0\sin\phi$  — параметр Кориолиса;  $\phi$  — широта места;  $\phi$  — средняя потенциальная плотность; g — ускорение свободного падения.

Система (4.11) для течения, показанная на рис. 4.11, принимает вид:

$$\frac{\partial \overline{U}_{j}}{\partial x} = \frac{\partial \overline{P}_{j}}{\partial x} = 0; \quad \frac{1}{\rho} \frac{\partial \overline{P}_{j}}{\partial y} + fU_{i} = 0;$$

$$\frac{\partial \overline{P}_{j}}{\partial x} + g\rho = 0, \tag{4.12}$$

где индексы  $j=1,\ 2$  относятся соответственно к нижнему и верхнему слоям. Поперечный наклон поверхности раздела (tg  $\delta$ ) определяется упрощенной формулой Маргулеса

$$\operatorname{tg} \delta = f(U_2 - U_1)/g'$$
, где  $g' = g(\rho_1 - \rho_2)/\rho$ ,  $(\rho_1 - \rho_2)/\rho \ll 1$ . (4.13)

Из (4.12) и (4.13) следует, что основное течение задано в геострофическом балансе.

Следуя методу малых возмущений, наложим на Основное течение возмущения  $u_i$ ,  $v_i$ ,  $w_i$ ,  $p_i$  и  $\xi$  — возмущение поверхности раздела. Тогда составляющие вектора скорости, давление и уравнение поверхности раздела будут иметь вид:

$$\overline{U}_{j} = U_{j} + u_{j}, \quad V_{j} = v_{j}, \quad W_{j} = w_{j},$$

$$\overline{P} = P_{j} + p_{j}, \quad z = \operatorname{tg} \delta y + \xi. \tag{4.14}$$

Наложенные возмущения предполагаются малыми, т. е.  $U_i \gg u_i$ ,  $P_i \gg p_j$ . Это позволяет при подстановке (4.14) в (4.11) провести линеаризацию системы (4.11) относительно основного течения:

$$\frac{\partial u_{j}}{\partial t} + \overline{U}_{j} \frac{\partial u_{j}}{\partial x} - f v_{j} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p_{j}}{\partial x};$$

$$\frac{\partial v_{j}}{\partial t} + \overline{U}_{j} \frac{\partial v_{j}}{\partial x} + f u_{j} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p_{j}}{\partial y};$$

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p_{j}}{\partial z} + g = 0; \quad \frac{\partial u_{j}}{\partial x} + \frac{\partial v_{j}}{\partial y} + \frac{\partial w_{j}}{\partial z} = 0. \tag{4.15}$$

Поскольку на поверхности раздела давление должно меняться непрерывно, имеем условие

$$P_1 + p_1 = P_2 + p_2, (4.16)$$

которое в соответствии с (4.12) и (4.14) может быть записано в виде

$$-g\rho_{1}(y \lg \delta + \xi) - f\rho y U_{1} = -g\rho_{2}(y \lg \delta + \xi) - f\rho y U_{2}. \quad (4.17)$$

Принимая во внимание (4.13), выражение (4.17) можно упростить

$$\rho g' \xi = p_1 - p_2. \tag{4.18}$$

Рассмотрим уравнение неразрывности в системе (4.15). Поскольку нижний слой ограничен горизонтальным дном (плоскостью z=0), то вертикальная составляющая скорости на дне равна w=0. Отсюда, интегрируя уравнение неразрывности для первого слоя, легко находим вертикальную скорость на поверхности раздела

$$w_1 = -\int_0^z \left(\frac{\partial u_1}{\partial x} + \frac{\partial v_1}{\partial y}\right) dz = -D_1 \left(\frac{\partial u_1}{\partial x} + \frac{\partial v_1}{\partial y}\right). \tag{4.19}$$

Здесь, как и в дальнейшем, будем предполагать возмущения  $u_i$ ,  $v_j$ ,  $w_j$ ,  $p_j$  и  $\xi$  функциями x, y и t. Вертикальная скорость на поверхности раздела  $z=y \lg \delta + \xi$  равна полной производной от координаты z по времени

$$w_1 = \frac{dz}{dt} = \frac{dy}{dt} \operatorname{tg} \delta + \frac{\partial \xi}{\partial x} \frac{dx}{dt} + \frac{\partial \xi}{\partial y} \frac{dy}{dt} + \frac{\partial \xi}{\partial t}. \tag{4.20}$$

Пренебрегая бесконечно малыми второго порядка, имеем

$$w_1 = \frac{\partial \xi}{\partial t} + U_1 \frac{\partial \xi}{\partial x} + v_1 \operatorname{tg} \delta. \tag{4.21}$$

Приравняем (4.19) и (4.21)

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + U_1 \frac{\partial \xi}{\partial x} + v_1 \operatorname{tg} \delta + D_1 \left( \frac{\partial u_1}{\partial x} + \frac{\partial v_1}{\partial y} \right) = 0. \tag{4.22}$$

Предполагая, что верхний слой ограничен неподвижной поверхностью (приближение твердой крышки, которое отфильтровывает баротропные длинные волны), по аналогии с (4.19)—(4.22) можно получить уравнение неразрывности для верхнего слоя в виде

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + U_2 \frac{\partial \xi}{\partial x} + V_2 \operatorname{tg} \delta - D_2 \left( \frac{\partial u_2}{\partial y} + \frac{\partial v_2}{\partial y} \right) = 0. \tag{4.23}$$

Отсюда из уравнений (4.15), (4.16), (4.22) и (4.23) получаем исходную систему уравнений для двухслойного течения, линеаризованную относительно основного потока:

$$\frac{du_{j}}{dt} - fv_{j} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p_{j}}{\partial x};$$

$$\frac{dv_{j}}{dt} + fu_{j} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p_{j}}{\partial y};$$

$$\frac{d\xi}{dt} + v_{j} \operatorname{tg} \delta + \varepsilon_{j} D_{j} \left( \frac{\partial u_{j}}{\partial x} + \frac{\partial v_{j}}{\partial y} \right) = 0;$$

$$g' \rho \xi = p_{1} - p_{2};$$
(4.24)

где

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + U_j \frac{\partial}{\partial x}, \quad \varepsilon_1 = -\varepsilon_2 = 1.$$

Применяя к первым двум уравнениям системы (4.24) операцию гот z и подставляя в полученное после этой операции уравнение неразрывности, получаем уравнение баланса завихренности возмущенного движения, линеаризованное относительно основного течения в виде:

$$L_{i}\Omega_{i} + \left(\beta - \varepsilon_{i} \frac{f}{D_{i}} \operatorname{tg} \delta\right) v_{i} = \varepsilon_{i} \frac{f}{D_{i}} L_{i} \xi, \tag{4.25}$$

$$\Omega_{i} = \frac{\partial v_{j}}{\partial x} - \frac{\partial u_{j}}{\partial u}. \tag{4.26}$$

Здесь  $u_i$ ;  $v_i$  и  $\xi$  — соответственно возмущения основного потока по осям x, y и возмущение поверхности раздела;  $D_i$  — толщина слоев:

$$L_i = \frac{\partial}{\partial t} + U_i \frac{\partial}{\partial x}; \quad \beta = \frac{\partial f}{\partial y}$$

(приближение  $\beta$ -плоскости;  $f = f_0 + \beta y$ ). Вывод уравнений (4.25),

(4.26) проведен в соответствии с работами [98].

Поскольку неизвестные  $u_i$ ,  $v_i$  и  $\xi$  в (4.25) — функции t и x, y, то для решения необходимо иметь граничные условия по осям x и y, а также начальные условия. Однако в силу геометрических особенностей рассматриваемой модели (неограниченность течения по оси x) можно задать граничные условия только по оси y. В результате возникают трудности в определении граничных условий на бесконечности, которые можно обойти, ограничиваясь рассмотрением возмущений, периодических по x и t. Это следует из (4.25), коэффициенты которой зависят только от y. Поэтому представим все неизвестные в виде

$$\Psi_{i} = \widehat{\Psi}_{i}(y) \exp[ik(x - ct)]$$
 (4.27)

и рассмотрим задачу устойчивости двухслойного течения как задачу на собственные значения дифференциального уравнения (4.25) при заданных граничных условиях  $v_i=0$ , где амплитудный множитель  $\widehat{\Psi}_i(y)$  — неизвестная функция, волновое число k — действительно, фазовая скорость c играет роль собственного значения задачи и может принимать комплексные значения, т. е.  $c=c_r+ic_i$ . При этом, если  $c_i>0$ , имеет место возрастание амплитуды и неустойчивость, если  $c_i<0$ — затухание колебаний. Случай  $c_i=0$  соответствует нейтральным колебаниям.

Используя традиционный способ отфильтровывания внутренних гравитационных волн [67], введем квазигеострофическое при-

ближение:

$$u_{j} = -\frac{1}{\rho f} \frac{dp_{j}}{dy}; \quad v_{j} = \frac{ik}{\rho f} p_{j}, \qquad (4.28)$$

подстановка которого в (4.25) дает выражение для амплитуды вихря

$$\Omega_i = \frac{1}{0f} \left( \frac{d^2 p_j}{dy^2} - \frac{\beta}{f} \frac{dp_i}{dy} - k^2 p_i \right). \tag{4.29}$$

С учетом (4.27)—(4.29) из (4.25) для амплитуды возмущений давления получим

$$\frac{d^{2}p_{j}}{dy^{2}} - \frac{\beta}{f} \frac{dp_{j}}{dy} - \left[k^{2} + \frac{\beta}{U_{j} - c} + \varepsilon_{j} \frac{\operatorname{tg} \delta}{D_{j}} \frac{f}{(U_{j} - c)}\right] p_{j} = \\
= \varepsilon_{j} \frac{f^{2}}{g'D_{j}} (p_{1} - p_{2}). \tag{4.30}$$

Путем перехода к системе координат, движущейся со скоростью  $\overline{U}=(U_2+U_1)/2$ , и введением обозначений  $U=(U_2-U_1)/2$ ,  $\overline{c}=(c-U)/U$  система (4.30) может быть записана в виде

$$\frac{d^{2}p_{j}}{dy^{2}} - \frac{\beta}{f} \frac{dp_{j}}{dy} - \left[k^{2} + \varepsilon_{j} \frac{\beta}{(U\{1-\bar{c}\})} + \varepsilon_{j} \frac{\operatorname{tg}\delta}{D_{j}} \frac{f}{U(1+\varepsilon_{j}\bar{c})}\right] p_{j} = \varepsilon_{j} \frac{f^{2}}{\varrho'D} (p_{1} - p_{2}).$$
(4.31)

В работе [67] было показано, что течения с поверхностью раздела Маргулеса устойчивы по отношению к продольным возмущениям, поэтому вторыми членами в левых частях (4.31), которые связаны с продольными возмущениями, можно пренебречь вследствие их малости. Кроме этого, следуя [98], предположим малыми изменения толщины слоев по сравнению с самими толщинами  $(\Delta D_i/D_i\ll 1)$  и заменим  $D_i=D_i(y)$  постоянными средними значениями. Эти упрощения в значительной степени облегчают решение задачи и позволяют получить систему однородных дифференциальных уравнений с постоянными коэффициентами, аналогичную полученной в [98]:

$$\frac{d^{2}p_{j}}{dy^{2}} - \left[k^{2} + \varepsilon_{j} \frac{\beta}{U(1 + \varepsilon_{j}\bar{c})} - \frac{\operatorname{tg}\delta}{D_{j}} \frac{f}{U(1 + \varepsilon_{j}\bar{c})}\right] p_{j} = \varepsilon_{j} \frac{f^{2}}{g'D_{j}} (p_{1} - p_{2})$$

$$(4.32)$$

с граничными условиями

$$p_1(0) = p_1(l) = p_2(0) = p_2(l) = 0,$$
 (4.33)

соответствующими условиям равенства нулю нормальной к боковым границам компоненты скорости возмущенного движения. Отсюда, подставляя собственные функции системы (4.32) в виде

$$P_1 = A_1 \sin \lambda_n y; \quad P_2 = A_2 \sin \lambda_n y, \tag{4.34}$$

получим систему линейных однородных алгебраических уравнений относительно  $A_1$  и  $A_2$ :

$$A_{1}\left[m_{1}+\alpha+\frac{R_{1}-1}{(1+c)}+\frac{1}{2}\right]-\frac{1}{2}A_{2}=0,$$

$$\frac{1}{2}A_{1}+\left[m_{2}+\alpha+\frac{R_{2}+1}{(1-c)}+\frac{1}{2}\right]A_{2}=0,$$
(4.35)

где

$$\alpha = k^2/k_0^2$$
;  $k_0^2 = f^2/g'D_1D_2(D_1 + D_2)$ ;  $m_i = \pi^2/lk_{0i}^2$ .

Система (4.35) обладает ненулевыми решениями, если ее определитель обращается в нуль, т. е.

$$\begin{vmatrix} \left[ m_1 + \alpha + \frac{R_1 - 1}{(1 + \bar{c})} + \frac{1}{2} \right] & -\frac{1}{2} \\ -\frac{1}{2} & \left[ m_2 + \alpha + \frac{R_2 + 1}{(1 - \bar{c})} + \frac{1}{2} \right] \end{vmatrix} = 0. \quad (4.36)$$

В (4.36) величина  $m_i$  для первого собственного значения равна  $\pi^2/l^2k_{0j}^2$ , поэтому в случае широкого течения можно получить  $m_i=0$ . Решая (4.36) относительно c, получим дисперсионное соотношение

$$\bar{c} = -\left\{ \frac{\beta (1+2\alpha)}{2Uk^2 (1+\alpha)} + \frac{\mu}{(1+\alpha)} \right\} \pm 
\pm \frac{1}{2U\alpha (1+\alpha)} \sqrt{\frac{\beta^2}{k_0^4} + \frac{4\mu\beta U\alpha^2}{k_0^2} + 4U^2\alpha^2 (\mu^2 + \alpha^2 - 1)}.$$
(4.37)

Возвращаясь к неподвижной системе координат, имеем

$$c = \overline{U} - \left\{ \frac{\beta (1+2\alpha)}{2k^2 (1+\alpha)} + \frac{\mu (U_2 - U_1)}{2 (1+\alpha)} \right\} \pm \frac{1}{2\alpha (1+\alpha)} \sqrt{\frac{\beta^2}{k_0^4} + \frac{2\mu\beta (U_2 - U_1)\alpha^2}{k_0^2} + (U_2 - U_1)^2 \alpha^2 (\mu^2 + \alpha^2 - 1)},$$

$$(4.38)$$

где

$$\alpha = k^2/k_0^2$$
,  $\overline{U} = (U_1 + U_2)/2$ ,  $\mu = (D_1 - D_2)/(D_1 + D_2)$ ,  
 $k_0^2 = f^2/g'D_1D_2(D_1 + D_2)$ .

Очевидно, что если подкоренное выражение в (4.38) будет отрицательным, то c — комплексно и одно из решений приводит к неустойчивости. В силу этого путем исследования неравенства

$$\frac{\beta}{k_0^4} + \frac{2\mu\beta (U_2 - U_1) \alpha^2}{k_0^2} + (U_2 - U_1)^2 \alpha^2 (\mu^2 + \alpha^2 - 1) \leqslant 0 \quad (4.39)$$

может быть параметризован процесс возникновения и развития

наиболее неустойчивых волн.

Для этой цели в соответствии с (4.39) были рассчитаны диаграммы устойчивости на плоскости U,  $\lambda$ , где  $U=(2\pi^2/\beta L^2)\times \times (U_2-U_1)$  — безразмерный параметр, характеризующий вертикальный сдвиг скорости, а  $\lambda=L/L_0$  — безразмерная длина волны,  $L_0=2\pi/k_0$ . Диаграммы устойчивости были рассчитаны для различных значений параметра  $\mu$ , характеризующего геометрические особенности двухслойного течения, которые проявляются в различии толщины верхнего и нижнего слоев. В работе [98] этот параметр назван коэффициентом несимметрии.

Расчеты выполнены для пяти значений  $\mu$ : 0,80; 0,85; 0,90; 0,95. На рис. 4.12 a и рис. 4.13 a для сравнения показаны диаграммы для  $\mu=0,80$  и 0,95. Линия 00 соответствует нейтральной кривой, ограничивающей область неустойчивости, а семейство изолиний внутри области неустойчивости соответствует безразмерным коэффициентам нарастания  $A_i=\omega_i/\beta L$ . Сравнение этих рисунков показывает, что рост коэффициентов несимметрии оказывает стабилизирующее действие, ограничивая область неустойчивости, уменьшая коэффициент нарастания, а также приводит к смещению

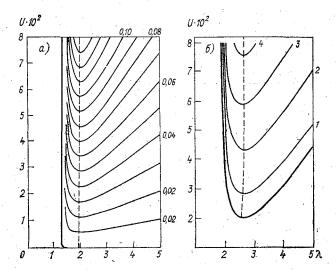


Рис. 4.12. Диаграммы устойчивости двухслойного течения с учетом  $\beta$ -эффекта при  $\mu$ =0,85 (a) и без учета  $\beta$ -эффекта при  $\mu$ =0,80  $(\delta)$ .

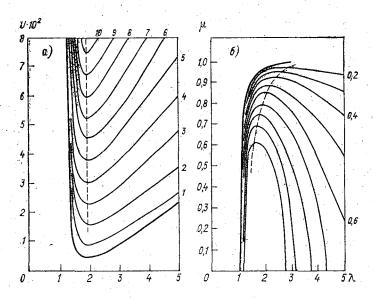


Рис. 4.13. Диаграммы устойчивости двухслойного течения с учетом β-эффекта.

a — на плоскости  $\lambda$ , V для  $\mu$ =0,80;  $\delta$  — на плоскости  $\lambda$ ,  $\mu$ .

в сторону более длинных волн наиболее неустойчивых возмуще-

ний, что впервые показано в [98].

Отметим, что результаты, которые приведены в [98, 152] могут быть получены из (4.38). Полагая  $\mu=0$ , получаем метеорологическую модель Н. Филлипса [152]

$$c = \overline{U} - \left\{ \frac{\beta (1 + 2\alpha)}{2k (1 + \alpha)} \right\} \pm \frac{1}{2\alpha (1 + \alpha)} \sqrt{\frac{\beta^2}{k_0^4} + (U_2 - U_1)^2 \alpha^2 (\alpha^2 - 1)}.$$
(4.40)

Полагая  $\beta = 0$ , получаем результат Б. А. Тареева [98]

$$c = \overline{U} - \frac{\mu (U_2 - U_1)}{2 (1 + \alpha)} \pm \frac{U_2 - U_1}{2 (1 + \alpha)} \sqrt{\mu^2 + (\alpha^2 - 1)}. \tag{4.41}$$

Таким образом, соотношение (4.38) представляет собой общее дисперсионное соотношение, частным случаем которого являются (4.40) и (4.41). В связи с этим представляет большой интерес сравнение (4.38) и (4.41). Модель Н. Филлипса — чисто метеоро-

логическая и поэтому рассматриваться не будет.

Для сравнения произведен расчет диаграмм устойчивости по (4.41) для тех же значений  $\mu$  в плоскости безразмерного сдвига скорости и длины волны (рис.  $4.12\,\delta$ ), а также обобщенная диаграмма устойчивости в плоскости  $\mu$ ,  $\lambda$  (рис.  $4.13\,\delta$ ). Сравнение диаграмм устойчивости, полученных по (4.38) и (4.41), показывает, что учет  $\beta$ -эффекта приводит к уменьшению области неустойчивости. Если на рис.  $4.12\,\alpha$  область неустойчивости ограничена только со стороны длинных волн, то на рис.  $4.12\,\delta$  и рис.  $4.13\,\alpha$  эта область становится ограниченной и со стороны коротких волн. Кроме этого, область неустойчивости здесь ограничена и по сдвигу скорости, т. е. появляется критический сдвиг скорости, которого нет на рис.  $4.12\,\alpha$ . Следовательно,  $\beta$ -эффект оказывает стабилизирующее действие.

Влияние топографических эффектов, в частности поперечного к основному потоку наклона дна, исследовано в работе [83], где также рассмотрена простая двухслойная модель в квазигеострофическом приближении. Было показано, что по аналогии с β-эффектом поперечный наклон дна (в зависимости от знака) может оказывать заметное стабилизирующее действие, ограничивая область неустойчивости и сильно уменьшая коэффициенты нарастания. Полученное в [83] дисперсионное соотношение при определенных упрощениях может быть сведено к соотношениям (4.38),

(4.41).

Задаваясь характерными параметрами Основного черноморского течения для зимних и летних условий, по дисперсионному соотношению и диаграммам устойчивости можно рассчитать длину наиболее неустойчивых волн, их фазовую скорость и коэффициенты нарастания. Для этого течения в районе Анатолийского побережья, где поток можно считать зонально ориентированным, были взяты следующие характерные параметры: для зимних условий — толщина нижнего слоя  $D_1 = 1800$  м, толщина верхнего слоя

 $D_2=200~{\rm M},\ f=9,76\cdot 10^{-5}~{\rm c}^{-1},\ \beta=1,8\cdot 10^{-11}~{\rm c}^{-1}{\rm m}^{-1},\$  ширина течения  $L=90~{\rm KM},\ g'=1,5;\$ для летних условий —  $D_2=100~{\rm M},\ D_1=1900~{\rm M},\ f=9,76\cdot 10^{-5}~{\rm c}^{-1},\ \beta=1,8\cdot 10^{-11}~{\rm c}^{-1}{\rm m}^{-1},\ L=100~{\rm KM},\ g'=2,0.$  Для выбранных параметров был рассчитан критический сдвиг скорости, при котором на Основном черноморском течении возникают неустойчивые градиентно-вихревые волны. Он оказался равным как для летних, так и для зимних условий порядка  $0,30-0,35~{\rm M/c}.$  Поскольку такой вертикальный сдвиг наблюдается не везде по акватории моря (особенно в летнее время) и не во все моменты времени, можно сказать, что процесс меандрирования Основного черноморского течения приурочен к определенным районам и возникает только в моменты его усиления. Были рассчитаны параметры наиболее неустойчивых волн при различных значениях вертикального сдвига скорости, большего, чем критический. Результаты расчетов приведены в табл. 4.5.

Таблица 4.5 Параметры наиболее неустойчивых волн для характерных условий зимы и лета

Сезон года	Вертикаль- ный сдвиг, м/с	Длина наибо- лее неустой- чивых волн, км	Фазовая ско- рость 10-2 м/с	Коэффициент нарастания, с-1	Сезон года	Вертикаль- ный сдвиг, м/с	Длина наибо- лее неустой- чивых волн, км	Фазовая ско- рость 10-2 м/с	Коэффициент нарастания, с—1
Зима	0,40 0,45 0,50 0,55	180 180 180 180	0,14 0,14 0,15 0,15	0,15 0,49 0,80 1,13	Зим <b>а</b> Лето	0,60 0,65 0,70 0,40	180 180 180 230	0,16 0,16 0,17 0,07	1,46 1,62 1,78 0,10

Полученные оценки параметров неустойчивых волн находятся в неплохом соответствии с результатами анализа гидрологических съемок. В частности, размеры обнаруженного у Анатолийского побережья вихря хорошо увязываются с оценками наиболее неустойчивых волн, поскольку теоретические размеры вихря должны быть порядка половины длины этих волн, т. е. 50-90 км. Однако эти оценки дают несколько завышенные значения длины волны наиболее неустойчивых волн, особенно в летнее время, а также большой характерный период доминирующих колебаний  $T_d = L/c_r = 15 \div 35$  сут. Кроме этого, рассмотренная модель зонально ориентированного течения применима только к условиям Основного черноморского течения в районе Анатолийского побережья. Все это говорит о необходимости перехода к более сложной модели.

Учитывая, что основной поток имеет вид узкой, интенсивной струи, распространяющейся над резким изломом дна, необходим учет эффектов баротропной неустойчивости, источник энергии которой — доступная кинетическая энергия горизонтального сдвига

скорости и влияние топографии дна. Кроме этого, необходим учет ориентации потока на β-плоскости, поскольку Основное черноморское течение в различных районах моря имеет различную ориентацию.

## 4.6. Баротропно-бароклинная неустойчивость двухслойного течения с различной ориентацией потока на в-плотности

4.6.1. Постановка задачи и метод решения. Осреднение данных наблюдений за течениями на АБС и по данным ЭМИТ в различ-

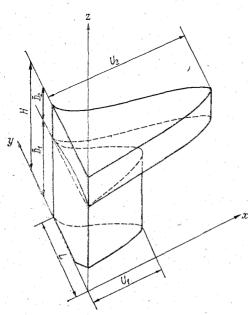


Рис. 4.14. Геометрия двухслойной модели, исследуемой на устойчивость в изометрической проекции.

ных районах черноморского побережья показало (см. п. 4.1), что средний горизонтальный профиль основного течения может быть аппроксимирован зависимостью вида (4.1). Этот профиль представляет собой антисимметричный профиль относительно середины потока с одной точкой перегиба.

В декартовой системе координат x, y, z (ось x направлена на восток, ось y— на север, ось z— вертикально вверх) рассмотрим двухслойное, ориентированное вдоль оси x течение (рис. 4.14).

Вывод исходных уравнений баланса завихренности (потенциального вихря) в рамках метода возмущений, посредством которого все искомые функции представляются в виде суммы двух слагаемых ( $\tilde{\phi} = \tilde{\phi} + \phi' - \phi$ о-

нового крупномасштабного течения  $\tilde{\phi}$  и малых возмущений этого фона  $\phi$ ) дан в предыдущем разделе. Он относительно прост и традиционен, поэтому не приводя выкладки, укажем лишь использованные приближения: приближения Буссинеска ( $\Delta \rho/\rho \ll 1$ ), приближение гидростатики, которое хорошо удовлетворяется при выполнении условия ( $[D/L]^2 \ll 1$ ), где D— толщина слоя, L— ширина потока, и вытекающее из него соотношение, связывающее возмущения давления  $p_j$  с возмущениями поверхности раздела  $\xi$ :  $p_1 - p_2 = g'\rho \xi$ . Наклон поверхности раздела определяется по известной формуле Маргулеса (4.13). На верхней границе использовалось приближение твердой крышки. При таких предположениях может быть получена система двух уравнений баланса завихренности возму-

щенного движения, линеаризованного относительно основного течения, в виде:

$$\mathbf{L}_{j}\Omega_{j} + \left[\beta - U_{j}'' + \varepsilon_{j} \frac{(j - U_{j}')}{D_{j}} \left(\hat{\varepsilon}_{j}\beta_{T} + \frac{dD_{j}}{dy}\right)\right] v_{j} = \varepsilon_{j} \frac{(j - U_{j}')}{D_{j}} \mathbf{L}_{j}\xi,$$

$$(4.42)$$

$$\Omega_{j} = \frac{\partial V_{j}}{\partial x} - \frac{\partial U_{j}}{\partial y}, \qquad (4.43)$$

где  $U_i$ ,  $V_i$  — возмущения потока по осям x, y

$$\mathbf{L}_{i} = \frac{\partial}{\partial f} + U_{i} \frac{\partial}{\partial x}; \quad \beta = \partial f / \partial y$$

(приближение  $\beta$ -плоскости,  $f = f_0 + \beta y$ );

$$U'_{i} = dU_{i}/dy; \ U''_{i} = d^{2}U_{i}/dy^{2}$$

— соответственно скорость изменения и кривизна горизонтального профиля скорости невозмущенного течения;  $\varepsilon_1 = -\varepsilon_2 = 1$ ,  $\hat{\varepsilon}_1 = 1$ ,  $\hat{\varepsilon}_2 = 0$ ; j = 1, 2 — индексы, относящиеся соответственно к нижнему и верхнему слоям.

Будем искать решения, однородные по x и t, представив все неизвестные в виде

$$\Psi_i = \text{Re}\left[\widehat{\Psi}_i(y) \exp\left\{ik\left(x - ct\right)\right\}\right],\tag{4.44}$$

где k — действительное волновое число;  $c = c_2 + ic_i$  — комплексная фазовая скорость. В общем случае при различной ориентации потока на  $\beta$ -плоскости параметры основного геострофического течения, вообще говоря, должны изменяться вдоль продольной оси (оси x). Поэтому, для того чтобы иметь возможность отыскивать решения, однородные по x в виде (4.44), необходимо ввести ограничения на протяженность течения  $L_x$ , в пределах которого изменения параметров основного течения можно считать пренебрежимо малыми. Такое ограничение можно получить путем разложения параметров основного течения в малой окрестности фиксированного  $x_0$ . Ограничиваясь первым порядком малости, получим ограничение на протяженность основного течения в виде:

$$L_x < \left| \frac{g' D_1}{f U_0 \sin v} \right|.$$

При произвольной ориентации основного течения на β-плоскости уравнения (4.42), (4.43) принимают вид:

$$\mathbf{L}_{i}\Omega_{i} + \left[\beta\cos\nu - U_{i}'' + \varepsilon_{i}\frac{(f - U_{i}')}{D_{j}}\left(\hat{\varepsilon}_{i}\beta_{T} + \frac{dD_{j}}{dy}\right)\right]v_{i} +$$

$$+\beta\sin\nu u_{i} = \varepsilon_{i}\frac{(f - U_{j}')}{D_{j}}\mathbf{L}_{j}\xi.$$

$$(4.45)$$

Подстановка (4.44) в (4.45) позволяет свести задачу определения устойчивости двухслойного течения к задаче на собственные значения при заданных граничных условиях — равенство нулю

возмущений скорости на боковых границах течения  $(v_i=0)$ . В этом случае собственные функции системы (4.45) будут иметь вид:  $\hat{\psi_i}(y) = A_n \sin \lambda_n y$ , где  $\lambda_n = n\pi/L$  — длина волны, номер моды  $n=1,2,\ldots$ ; комплексная фазовая скорость c играет роль собственного значения задачи. При  $c_i>0$  имеет место неустойчивость, при  $c_i<0$  имеет место затухание колебаний,  $c_i=0$  соответствует нейтральным колебаниям. Как показано в [98], в задачах подобного типа решения, соответствующие  $n=2,3,\ldots$ , более устойчивы. Поэтому будут отыскиваться наиболее неустойчивые решения, соответствующие первому собственному значению задачи. Кроме этого, будет исследована неустойчивость геострофического типа (малые числа Россби, большие числа Ричардсона), что позволяет использовать традиционный способ отфильтровывания гравитационных внутренних волн путем введения квазигеострофического приближения (4.28), подстановка которого в (4.45) дает выражение для амплитуды потенциального вихря

$$\Omega_{j} = \frac{1}{\text{of}} \left[ \frac{d^{2}p_{j}}{dy^{2}} - \frac{\beta}{f} \cos \nu \frac{dp_{j}}{dy} - \left( k^{2} - ik \frac{\beta \sin \nu}{f} \right) p_{j} \right]. \quad (4.46)$$

С учетом (4.44)—(4.46) получим для комплексной амплитуды давления:

$$\frac{d^{2}p_{j}}{dy^{2}} - \left[\frac{\beta\cos\nu}{f} + \frac{\beta\sin\nu}{ik(U_{j} - \bar{c})}\right] \frac{dp_{j}}{dy} - \left[\left(k^{2} - ik\frac{\beta\sin\nu}{f}\right) - \frac{\beta\cos\nu}{(U_{j} - c)} + \frac{U''_{j}}{(U_{j} - c)} + \frac{f\left(f - U'_{j}\right)}{D_{j}(U_{j} - c)}\left(\hat{\varepsilon}_{j}\beta_{T} + \frac{dD_{j}}{dy}\right)\right] p_{j} = \varepsilon_{j} \frac{f\left(f - U'_{j}\right)}{g'D_{j}}(p_{1} - p_{2}). \quad (4.47)$$

Перейдем к безразмерным переменным путем введения безразмерных параметров:

$$k' = kL, \quad c' = c/U_0, \quad D'_i = D_i/\overline{D}_i, \quad y' = y/L,$$

$$Ro = U_0/fL; \quad Ri_j = g'D_j/U_0^2; \quad B = \beta L/f. \tag{4.48}$$

Параметры Ro и Ri $_i$  — соответственно числа Россби—Кибеля и Ричардсона, а параметр B — характеризует влияние  $\beta$ -эффекта. Ri $_i$  было записано в таком виде для того, чтобы в дальнейшем иметь возможность разделить влияние вертикального сдвига скорости и эффектов плавучести. Учитывая (4.48), систему (4.47) можно переписать в безразмерном виде:

$$\frac{d^{2}p_{j}}{dy^{2}} - B \left[\cos v + \frac{\operatorname{Ro} \sin v}{ik (U_{j} - c)}\right] \frac{dp_{j}}{dy} - \left[k^{2} - B\left(\frac{\operatorname{Ro} \cos v}{U_{j} - c} - i \sin v\right) + \frac{U''_{j}}{U_{j} - c} + \left(1 - \operatorname{Ro} U'_{j}\right) \left(\hat{\varepsilon}_{j}\beta_{T} + \frac{dD_{j}}{dy}\right)\right] p_{j} = \varepsilon_{j} \frac{1 - \operatorname{Ro} U'_{j}}{\operatorname{Ro} \operatorname{Ri}_{j}D_{j}} (p_{1} - p_{2}). (4.49)$$

Здесь и в дальнейшем опущены штрихи у безразмерных c', k', и  $p_j$ . Граничные условия для системы (4.49) — обращение в нуль амплитуды давления на границах течения

$$p_i(0) = p_i(1) = 0.$$
 (4.50)

Задача (4.49), (4.50) на собственные значения с комплексным параметром сводится к вычислению  $c=c_2+ic_i$  и комплексных собственных функций  $p_i(y)$  при различных значениях вещественного волнового числа и фискированных Ro, Ri<sub>I</sub> и B. В следующем разделе рассмотрен случай комплексных c ( $c_i > 0$ ). Этот случай представляет большой интерес, поскольку позволяет исследовать условия развития наиболее неустойчивых возмущений.

Система уравнений (4.49)—(4.50) решалась численно. Использовался вариант метода прогонки, предложенный в [1]. Этот метод решения использовался ранее при решении подобных задач в работах [5, 6], в которых дано его краткое описание. Стандартная программа переноса граничных условий по методу [1] на языке

АЛГОЛ-60 приведена в работе [16].

4.6.2. Результаты анализа численных экспериментов. Большое влияние на характер неустойчивости оказывает вертикальный и горизонтальный сдвиг скорости. Известно [151], что течения с вертикальным сдвигом скорости, удовлетворяющем условию  $U_2 - U_1 > B \cdot \text{Ro} \cdot \text{Ri}_i$ , бароклинно неустойчиво. Однако в течениях, где учтен и горизонтальный профиль скорости, при определенных значениях его кривизны баротропная неустойчивость преобладает над бароклинной. Для выяснения этого были проведены две серии численных экспериментов, в первой серии путем изменения  $U_{0}$ исследовалось влияние увеличения кривизны горизонтального профиля скорости при изменяющихся параметрах Ro, Ri, а во второй — при фиксированном значении параметра  $U_{\mathtt{0}}$  и изменении безразмерных коэффициентов  $A_j$  в выражении (4.1) исследовалось влияние вертикального сдвига скорости без изменения Ro, Ri, B. При проведении этих расчетов v = 0,  $\beta_T = 0$ ; отметим, что в обоих случаях течение бароклинно неустойчиво по критерию [151].

В первой серии были просчитаны следующие варианты;

- 1)  $U_0 = 0.15$  м/с,  $D_1 = 1.8 \cdot 10^3$  м,  $D_2 = 0.2 \cdot 10^3$  м, g' = 2.5,  $f = 9.18 \cdot 10^{-5}$  с<sup>-1</sup>,  $L = 6 \cdot 10^4$  м,  $A_1 = 0.3$ ,  $A_2 = 1.8$ . Принятые значения размерных параметров соответствуют следующим значениям безразмерных параметров задачи: Ro = 0.02,  $Ri_1 = 1000$ ,  $Ri_2 = 200$ , B = 0.012;
  - 2)  $U_0 = 0.30 \text{ M/c}$ , Ro = 0.05, Ri<sub>1</sub> = 500, Ri<sub>2</sub> = 55, B = 0.012;
  - 3)  $U_0 = 0.60 \text{ m/c}$ , Ro = 0.10, Ri<sub>1</sub> = 125, Ri<sub>2</sub> = 16, B = 0.012;

4)  $U_0 = 0.90$  M/c, Ro = 0.15, Ri<sub>1</sub> = 55, Ri<sub>2</sub> = 6, B = 0.012.

Результаты вычислений комплексных собственных значений для четырех различных вариантов Ro, Ri<sub>I</sub> и В показаны на рис. 4.15, из которого видно, что с ростом  $U_0$  и соответственно увеличением Ro и уменьшением Ri<sub>I</sub> увеличиваются коэффициенты нарастания волн  $\omega_i$  практически во всем рассмотренном диапазоне

волновых чисел, особенно в области наиболее неустойчивых волн (k=1,75+2,50). Интересными оказались результаты расчета фазовых скоростей возмущений  $(c_r)$ . В первых двух вариантах расчета при небольших значениях  $U_0$ ,  $c_r$  оказались отрицательными. Причем с ростом k отрицательные  $c_r$  уменьшались, стремясь к нулю. Эти результаты довольно хорошо совпадают с расчетами [7]. При значительном увеличении  $U_0$  (третий и четвертый варианты)  $c_r$  во всем диапазоне k больше нуля. В работе [6] для условий Северо-Атлантического течения были также получены

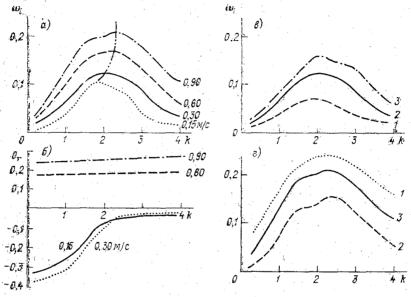


Рис. 4,15. Коэффициенты нарастания и фазовые скорости возмущения. a)  $\omega_i = \omega_i(k)$ ;  $\delta$ )  $c_r = c_r(k)$ ;  $\epsilon$ )  $\omega_i = \omega_i(k)$  для  $A_1 = 0$  (1), 0,3 (2), 0,6 (3),  $A_2 = 1.8$  для всех случаев;  $\epsilon$ )  $\omega_i = \omega_i(k)$  для  $\epsilon$  = 1,5 (1), 2,5 (2), 3,5 (3);  $\epsilon$  = 0,912 для всех случаев.

 $c_r > 0$  во всем диапазоне k. Этот факт объясняется [6] допплеровским эффектом, вызываемым невозмущенным течением. Кроме этого, такое поведение при увеличении кривизны горизонтального профиля потока может быть объяснено изменением режима неустойчивости. В первых двух вариантах характер изменения  $\omega_i = \omega_i(k)$  и особенно  $c_r = c_r(k)$  (кривые 1, 2 на рис. 4.15) показывает, что в таких ситуациях (из-за маленьких горизонтальных градиентов скорости) относительный вклад баротропных и бароклинных  $(dD_i/dy)$  слагаемых меридионального градиента потенциального вихря может быть одинаков и имеет место бароклинно-баротропная неустойчивость с проявлением влияния β-эффекта на фазовую скорость неустойчивых возмущений. На рис. 4.15 б видно, что длинноволновые возмущения (наиболее сильно подверженные влиянию в-эффекта) имеют наибольшие ог. по знаку противоположные направлению распространения невозмущенного течения ( $c_r < 0$ ), а коротковолновые возмущения (наименее подверженные влиянию в-эффекта) — наибольшие отрицательные  $c_r$ . В случае отсутствия горизонтального слвига скорости (чисто бароклинная неустойчивость) зависимости  $c_r = c_r(k)$ и  $\omega_i = \omega_i(k)$  в первых двух вариантах принципиально не изменились бы, однако значения  $c_r$  во всем диапазоне k стали бы больше. а максимальные  $\omega_i$  несколько меньше (поскольку отсутствует дополнительный источник энергии роста возмущений — доступная кинетическая энергия горизонтального сдвига скорости среднего потока). В третьем и четвертом вариантах при значительных  $U_0$ преобладает баротропная неустойчивость. Это проявляется, во-первых, в том, что суммарный меридиональный градиент завихренности (который в области течения меняет знак) полностью определяется кривизной профиля скорости, а во-вторых, отсутствием зависимости  $c_r$  от волнового числа (во всем диапазоне k фазовая скорость возмущений практически постоянна). С ростом  $\hat{U}_0$  отмечается уменьшение длины наиболее неустойчивых волн (макси-MVM  $\omega_i$ ).

Вторая серия расчетов проведена с фиксированными значениями Ro=0.05,  $Ri_1=500$ ,  $Ri_2=55$ , B=0.012, но с изменением значений  $A_i$ : 1)  $A_1 = 0$ ,  $A_2 = 1.8$ ; 2)  $A_1 = 0.3$ ,  $A_2 = 1.8$ ; 3)  $A_1 = 0.6$ ,  $A_2 = 1.8$ . Результаты вычислений комплексных собственных значений  $\omega_i$  для этих трех вариантов приведены на рис. 4.15  $\epsilon$ . Сопоставление этих расчетов показывает, что с уменьшением вертикального сдвига скорости степень неустойчивости течения не только не падает, но и растет. Так, в первом варианте при отсутствии движения в нижнем слое  $(A_1 = 0)$  и максимальном вертикальном сдвиге скорости имеем небольшие коэффициенты временного роста возмущений  $\omega_i$ , при  $A_1 = 0.3$  для наиболее неустойчивых возмущений увеличиваются почти в 2 раза, а при  $A_1 = 0.6$  и минимальном вертикальном сдвиге скорости они становятся еще большими. Такое поведение, согласно [98], можно объяснить тем, что с ростом  $A_1$  уменьшается расход энергии среднего движения верхнего слоя на увеличение энергии возмущений в нижнем слое. поскольку в последнем появляется свой собственный источник кинетической энергии (горизонтальный сдвиг скорости) и растет степень его баротропной неустойчивости. Все это показывает, что, несмотря на малость кривизны профиля скорости в нижнем слое, баротропные эффекты неустойчивости оказываются сравнимыми с бароклинными эффектами и действуют в противоположную сторону, увеличивая степень неустойчивости двухслойного течения. Таким образом, в моделях подобного типа при исследовании устойчивости важен учет горизонтального сдвига скорости не только в верхнем, но и в нижнем слоях.

В условиях, когда движение находится в геострофическом равновесии, бароклинная неустойчивость течений существенным образом связана с вертикальной плотностной страти-

фикацией [98]. Цель настоящих численных экспериментов — проследить, каким образом влияет вертикальная плотностная стратификация на параметры возмущений при баротропной неустойчивости двухслойного течения. Для этого были проведены расчеты для следующих вариантов:

1)  $U_0 = 0.90$  M/c, g' = 1.5, что соответствует Ro = 0.15, Ri<sub>1</sub> =

= 33, Ri<sub>2</sub> = 3,7;

2)  $U_0 = 0,90$  м/с, g' = 3,5, Ro = 0,15,  $Ri_1 = 77$ ,  $Ri_2 = 8,6$ . Результаты сопоставлены с четвертым вариантом первой серии расчетов (Ro = 0,15,  $Ri_1 = 55$ ,  $Ri_2 = 6$ ). На рис.  $4.15\,z$  показаны результаты этого сопоставления, из которых видно, что при уменьшении  $Ri_j$  и соответственно увеличении взаимодействия слоев увеличиваются коэффициенты роста возмущений —  $\omega_i$ . Этот результат подтверждает выводы [98] о том, что в рамках баротропной неустойчивости бароклинность оказывает стабилизирующее действие, поскольку при увеличении вертикальной переслоенности (соответственно увеличении  $Ri_j$ ) за счет эффектов плавучести должен уменьшаться расход кинетической энергии среднего движения верхнего слоя (который сам по себе сильно баротропно неустойчив) на увеличение энергии возмущений в нижнем слое (который сам по себе слабо баротропно неустойчив).

Для выяснения влияния наклона дна на параметры неустойчивых возмущений были проведены расчеты с учетом характерного наклона дна для различных районов Черного моря: 1) для района Анатолийского и Кавказского побережий  $\beta_T = 0.020$ , при  $0.13 > y \geqslant 0$  и  $\beta_T = 0.007$  при  $1.0 \geqslant y \geqslant 0.13$ ; 2) для района Болгарского побережья  $\beta_T = 0.019$  при  $0.13 > y \geqslant 0$  и  $\beta_T = 0.007$  при  $1.0 \geqslant y > 0.13$ ; 3) для района распространения Основного черноморского течения в северо-западной части моря  $\beta_T = 0.010$  при  $0.03 > y \geqslant 0$  и  $\beta_T = 0.007$  при  $1.0 \geqslant y > 0.30$ . Все расчеты проводились при 0.03 > y > 0.05,

ной линейной теории [161].

Расчеты показали, что наклон дна для рассматриваемой модели оказывает стабилизирующее влияние, уменьшая  $\omega_i$  (рис.  $4.16\,\delta$ ). Однако, когда задавались  $\beta_T=0,6\div0,9$  (которые характерны для зоны свала глубин в Черном море), появлялись решения с большими коэффициентами нарастания и фазовыми скоростями (рис.  $4.16\,s$ , s), причем максимальные значения  $\omega_i$  отмечаются при  $k=2,5\div3,0$ . Эти решения, по-видимому, соответствуют неустойчивым шельфовым волнам, возникающим над областями с резкими изменениями глубин. Это обстоятельство заставило провести более подробные расчеты для выяснения влияния постоянного наклона дна, а также конфигурации рельефа дна на устойчивость произвольно ориентированного двухслойного течения.

На рис. 4.17 показана геометрия двухслойной модели, исследуемой на устойчивость. Эта модель удовлетворяет ранее выведенным уравнениям.

Характерная черта уравнений для амплитуды колебаний давления (4.49) — наличие особых точек  $y_c$ , где скорость невозмущенного потока совпадает с фазовой скоростью возмущений  $U(y_c)=0$ . Известно, что  $y_c$  являются логарифмическими точками ветвления, и при решении задачи встает вопрос о сопряжении решений по обе стороны от «особенностей». Этот вопрос подробно исследован Линем и Вазовым [76]. Их метод основан на учете малой вязкости в окрестностях  $y_c$  и асимптотическом разложении решений уравнений теории гидродинамической устойчивости, учитывающих

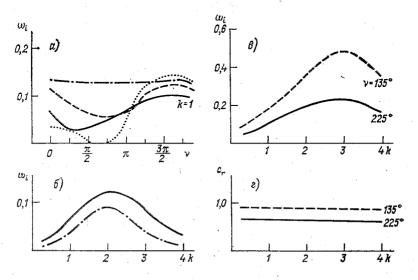


Рис. 4.16. Коэффициенты нарастания и фазовые скорости возмущений:

а)  $\omega_i = \omega_i(v)$  для различной ориентации потока на  $\beta$ -плоскости;  $\delta$ )  $\omega_i = \omega_i(k)$  при  $\beta = 0.020 = 0.030$  (сплошная линия) и  $\beta = 0$  (пунктирная линия);  $\beta$   $\omega_i = \omega_i(k)$ ;  $\epsilon$ )  $c_\tau = c_\tau(k)$ .

вязкость (уравнений Орра—Зоммерфельда) по малому параметру. Когда c комплексно и  $c_i > 0$ , особенностей не возникает и корни лежат в комплексной y-плоскости, а решения системы уравнений типа (4.49) являются правильными асимптотическими пределами решений «вязких» уравнений, поэтому интегрирование (4.49) может быть выполнено вдоль вещественной оси y, не содержащей особых точек  $y_c$ . Логарифмические особенности возникают в нейтральном случае (действительные значения c). При этом для правильного выбора ветви многозначного невязкого решения вблизи точек ветвления используют правило обхода Линя [76]. Так как (4.49) содержит четыре особенности в области интегрирования, для численного ее решения в случае вещественных c была использована следующая методика [4]: путем введения новых зависимых переменных  $g(dp_1/dy, dp_2/dy)$  переходим от системы (4.49) к си-

стеме четырех однородных уравнений первого порядка. Выходим в комплексную плоскость y = a + ib, где  $0 \le a \le 1$  — новая вещественная независимая переменная, и выбираем контур интегрирования, удовлетворяющий правилу обхода Линя (ус обходятся

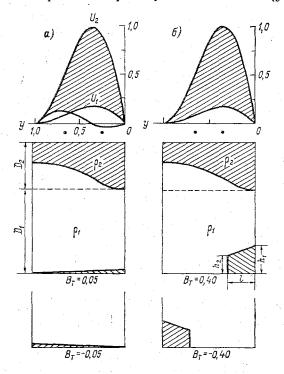


Рис. 4.17. Геометрия двухслойной модели, исследуемой на устойчивость при различной конфигурации дна.

при интегрировании снизу, если

$$U'(y_{c}) > 0$$
,

и сверху, если

$$U'(y_c) < 0$$
,)  $\tau$ . e.  $-b = d [a \sin \pi a - \pi a (1 - a) \cos \pi a]$ ,

где d>0. После отделения в уравнениях вещественной и мнимой частей и использования для их решения варианта метода прогонки [1] при определении вещественных собственных значений приходим к условию  $\Delta(c, k, B_T) = 0$ , где  $\Delta$  — некоторый определитель восьмого порядка. В случае когда c комплексно и  $c_i > 0$ , для решения системы (4.49) использовалась приведенная выше методика.

А. Постоянный наклон дна (рис. 4.17 a). Расчеты проводились для фиксированных Ro=0.05 и B=0.012, а параметры  $Ri_I$  и  $B_T$  варьировались с целью получения диаграммы устойчивости.

Сначала проводился расчет нейтральной кривой, т. е. отыскивались такие  $Ri_i$  и  $B_T$ , при которых c — вещественное собственное значение. Это позволяло отделить область устойчивых решений  $(c_i < 0)$  от области неустойчивых решений  $(c_i > 0)$ . Затем в об-

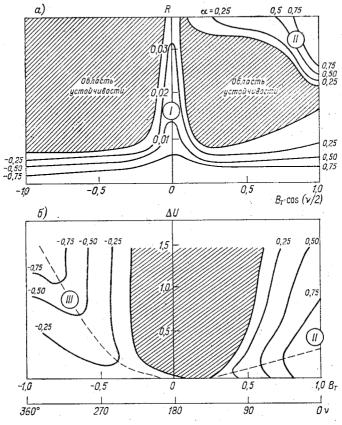


Рис. 4.18. Диаграммы устойчивости на плоскости  $B_T$ ,  $\mathrm{Ri}_2$  (a) и на плоскости  $B_T$ ,  $\Delta U$  (б).

1 — нейтральная кривая, 2 — изолинии  $\alpha = kc_i/c_r$ .

ласти неустойчивости определялись зависимости  $c_r = c_r(k)$  и  $c_i = c_i(k)$ . Результаты расчетов показаны на рис. 4.18 a, на котором изолинии  $\alpha$  характеризуют скорость нарастания волновых возмущений. Анализ полученной диаграммы устойчивости показывает наличие двух зон неустойчивости, разделенных двумя обширными областями устойчивых решений, причем характер неустойчивости в первой зоне принципиально отличен от второй зоны. В первой значения  $\alpha < 0$ , тогда как во второй  $\alpha > 0$ . Неустойчивость в первой зоне связана с чисто бароклинными эффектами и полностью определяется наклоном поверхности раздела. Постоянный наклон

дна (вне зависимости от его знака) оказывает стабилизирующее действие, что проявляется в сильном уменьшении  $\alpha$  при удалении от оси  $B_T=0$  как в сторону положительных, так и отрицательных значений  $B_T$ . Расчеты собственных функций  $p_i(y)$  в верхнем и нижнем слоях для параметров этой зоны показывают появление сдвига фаз между возмущениями верхнего и нижнего слоев, в конечном итоге приводящего к частотной расстройке этих слоев (рис. 4.19).

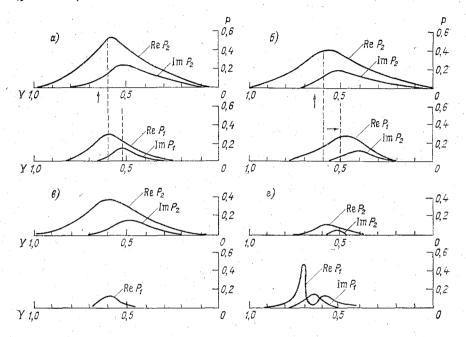


Рис. 4.19. Некоторые собственные функции для неустойчивых волновых возмущений.

a — при Ri<sub>2</sub>=50,  $B_T$ =0,  $\alpha$ =—0,7;  $\delta$  — при Ri<sub>2</sub>=50,  $B_T$ =0,3,  $\alpha$ =0,5; s — при Ri<sub>2</sub>=200,  $B_T$ =0,  $\alpha$ =0,3; s — при Ri<sub>2</sub>=200,  $B_T$ =—0,4,  $\alpha$ =—0,25.

Аналогичный эффект был отмечен в [157] при анализе условий существования топографических волн в зональном потоке без горизонтального сдвига скорости. Для первой зоны характерны значения  $\mathrm{Ri}_2 < 150$ , за исключением узкой области  $|B_T| < 0.1$ , где отмечается ее сильное расширение. Такое расширение зоны объясняется тем, что в исследуемой модели учтен горизонтальный сдвиг скорости в верхнем и нижнем слоях, а следовательно, существует дополнительный мощный источник энергии, который наибольшим образом проявляется при  $\mathrm{Ri}_2 > 200$ , т. е. в условиях резкой плотностной переслоенности. Отметим, что при таких режимах ( $|B_T| < 0.1$ ;  $\mathrm{Ri}_2 > 200$ ) волновые возмущения в основном сосредоточены в верхнем слое, на что указывают расчеты собственных

функций (см. рис. 4.19). При  $B_T>0.1$  отмечается зависимость ширины первой зоны от ориентации потока: наибольшая ширина  $(0<\mathrm{Ri}_2<150)$  при  $v=0^\circ$ , наименьшая  $(0<\mathrm{Ri}_2<80)$  при  $v=125^\circ$ . При  $B_T<0$  отмечается уменьшение ширины зоны. Следовательно, при  $B_T>0.1$  в зависимости от ориентации потока с ростом  $B_T$  может происходить расширение области неустойчивости, но без изменения коэффициента нарастания  $\alpha$ . Этот результат хорошо соответствует результатам, полученным в [161].

Во второй зоне значения  $Ri_2 > 200$  и  $B_T > 0,1$ . Для этой зоны характерна полная частотная расстройка волновых возмущений верхнего и нижнего слоев. Поверхность раздела в этом случае выступает как «искривленная» твердая крышка, а волновые возмущения сосредоточены в нижнем слое. Неустойчивость в этой зоне полностью связана с чисто баротропными эффектами (положительным наклоном дна и горизонтальными сдвигами скорости нижнего слоя). Поскольку в этой зоне  $\alpha > 0$ , то фазовая скорость распространения волновых возмущений всегла больше нуля.

Б. Влияние конфигурации дна. Топография дна задана в виде ступеньки (см. рис. 4.17) различной ширины и высоты  $(h_1, h_2)$ . В этом случае параметр  $B_T$  может быть задан в виде  $B_T$  $=(h_1-h_2)l$ . Поскольку исследование влияния конфигурации дна на устойчивость двухслойного струйного потока при параметрах Ro. Ri, и  $B_T$ , характерных для первой зоны, описаны в [148], было проведено исследование для параметров Ro. Ri, и  $B_T$ , характерных для второй зоны. Расчеты выполнены для Ro = 0.55, B = 0.012,  $Ri_2 = 330$  при изменяющихся  $B_T$  и вертикальном сдвиге скорости  $\Delta U = U_2 - U_1$ , т. е. для условий резкой плотностной переслоенности, когда (как показано выше) волновые возмущения в основном сосредоточены в нижнем слое. Диаграмма устойчивости на плоскости  $B_T$ ,  $\Delta V$  показана на рис. 4.19 б. Отметим, что на рис. 4.19 б, помимо второй зоны (которая соответствует второй зоне на рис. 4.19 a), имеет место еще одна зона неустойчивости с  $\alpha < 0$  при  $B_T < 0$ , причем толщина этой зоны (зона III на рис. 4.19 б) существенным образом увеличивается при  $B_T < -0.3$ , что соответствует конфигурации дна, показанной на рис. 4.17 б. Именно такая конфигурация дна приводит к тому, что градиент потенциального вихря нижнего слоя (который в этой зоне полопределяет режим неустойчивости) становится сильно меняющейся знакопеременной функцией поперечной к потоку координаты у. В этом случае имеет место чисто топографическая неустойчивость, причем знак  $B_T$  определяет появление неустойчивых возмущений с  $c_r < 0$ .

В разных районах Черного моря основной поток имеет различную ориентацию. Были проведены расчеты для v от  $0^{\circ}$ , что соответствует зонально ориентированному течению на восток, до  $270^{\circ}$ , т. е. для течения, направленного на юг. При этом v последовательно изменялось на  $45^{\circ}$ . Всего было просчитано по семь вариантов для трех наборов безразмерных параметров задачи: 1) Ro = 0.025,  $Ri_1 = 1000$ ,  $Ri_2 = 200$ , B = 0.012; 2) Ro = 0.05,

 $Ri_1 = 500$ ,  $Ri_2 = 55$ , B = 0.012; 3) Ro = 0.1,  $Ri_1 = 55$ ,  $Ri_2 = 6$ , B = 0.012.

На рис. 4.16 а приведены результаты расчетов для волнового числа k=2,0, из которых видно, что при числах Ro и Ri, соответствующих небольшим значениям  $U_0$  (0,15 $\div$ 0,30 м/c), т. е. при режимах, где существенно влияние бароклинных механизмов неустойчивости и где оказывает влияние в-эффект, параметры возмущений зависят от ориентации на в-плоскости. Интересен полученный факт, что наиболее неустойчивыми оказались течения, имеющие составляющую на юг (максимальные  $\omega_i$ ), а наименее неустойчивыми — течения с составляющими на север. Для течений, направленных на север ( $v = 45 \div 90^{\circ}$ ), при Ro = 0.025 (первый вариант) вообще не было получено неустойчивых решений. Для третьего варианта, соответствующего  $U_0 = 0.90$  м/с и преобладанию баротропной неустойчивости, ориентация потока на  $\beta$ -плоскости не оказывает влияния на значения  $\omega_i$  (кривая 3 на рис. 4.16 а). Все это еще раз подтверждает полученный ранее вывод о том, что в первых двух случаях относительная роль баротропных и бароклинных механизмов неустойчивости и в-эффекта одинакова.

Одной из возможных физических интерпретаций полученного влияния ориентации потока на β-плоскости может быть следующее: в [67] было показано, что зонально ориентированное течение с поверхностью раздела Маргулеса устойчиво по отношению к продольной компоненте возмущений, поскольку адвекция потенциального вихря осуществляется только поперечной составляющей возмущений; в случае произвольной ориентации β-плоскости в уравнении потенциального вихря адвекция вихря осуществляется не только поперечной, но и продольной составляющей возмущений. При этом за счет в-эффекта адвекция положительна для течений, направленных на юг, и отрицательна для течений, направленных на север, что и сказывается на увеличении (соответственно уменьшении) степени неустойчивости течения. Полученные результаты о влиянии ориентации потока на β-плоскости могут быть перенесены на открытые районы Мирового океана, где возможна их океанологическая интерпретация. В частности, в настоящее время установлено, что Канарское течение вдоль Северо-Западной Африки, направленное на юг, сильно не**устойчиво.** 

4.6.3. Сопоставление теоретически рассчитанных параметров неустойчивых возмущений с данными наблюдений. Оценим параметры неустойчивых возмущений для условий черноморского потока и проведем сопоставление с данными экспериментальных наблюдений. Будем считать, что максимальные скорости в стрежне потока  $U_0=1,00\,$  м/с (такие скорости характерны для холодного сезона). Из рис.  $4.15\,a\,$  (для  $V=0,9\,$  м/с) видно, что коэффициент временного роста имеет максимум  $\omega_i=0,21\,$  при  $k=2,25.\,$  Этим значениям соответствует время увеличения амплитуды возмущений в e раз (инкремент нарастания)  $t=L/\omega_i V_0 \approx 3,5\,$  сут, размерная

фазовая скорость  $c_r = 0.26$  м/с, «доминирующая длина волны» для наиболее быстро растущего возмущения  $L_i = 2\pi L/k_i \approx 160$  км, доминирующий период колебаний  $T_d = 2\pi L/c_2kV_0 = 7$  сут. Эти оценки справедливы для любого района распространения Основного черноморского течения.

В летнее время максимальные скорости в стрежне потока меньше  $(U_0=0.30\div0.50~\text{м/c})$ . Тогда из рис.  $4.15\,a$  (кривые 2 и 3) получим  $\omega_i=0.12\div0.16$  при  $k=2.0\div2.25$  соответственно. Фазовая скорость распространения  $0.15\div0.20~\text{м/c}$ , длина наиболее быстро растущих возмущений 160-180~км, что соответствует периоду доминирующих колебаний  $T_a=9\div14~\text{сут}$ . В летнее время из-за значительного уменьшения  $U_0$  в зоне Основного черноморского течения существенной становится его ориентация. В соответствии с полученными результатами зонами наиболее вероятного меандрирования и вихреобразования в летнее время могут быть районы свала глубин в северо-западной части Черного моря  $(v=225^\circ)$ ; район болгарского побережья  $(v=270^\circ)$ , а наименее вероятного — Кавказского побережья от Сухуми до Туапсе  $(v=125^\circ)$ .

Выше на основе анализа большого количества натурных наблюдений было показано, что Основное черноморское течение, распространяющееся над областью свала глубин, сильно неустойчиво. Это проявляется в его интенсивном меандрировании и вихреобразовании. Однако пространственная структура волновых возмущений и развивающихся затем вихрей может быть различной. В частности, в отдельных случаях, как было отмечено, в юго-восточной части моря волновые возмущения и вихри с диаметром около 60 км концентрируются только в поверхностном 200-метровом слое, другие, наоборот, распространены в толще вод и слабо проявляются в поверхностных горизонтах (например, у Анатолийского побережья). Кроме того, в одних случаях волновые возмущения могут иметь одно направление распространения, в других — противоположное.

Все эти данные можно удовлетворительно объяснить на основе проведенных расчетов в рамках предложенной модели, параметры которой хорошо соответствуют природным условиям Основного черноморского течения.

Вихри в юго-восточной части моря наблюдались в осеннезимний период 1977 г., для которого могут быть выбраны следующие параметры:  $L=6\cdot10^4$  м,  $U_0=0,60$  м/с, g'=2,5,  $D_1=1,8\times 10^3$  м,  $D_2=2\cdot10^2$  м,  $f=9,18\cdot10^{-5}$  с<sup>-1</sup>, что дает  $Ri_2=14$ . Наклон дна для этого района, где течение довольно далеко отходит от берега, равен  $B_T=0,05\div0,07$ . При таких параметрах  $Ri_2$  и  $B_T$  на диаграмме устойчивости (рис.  $4.18\,a$ ) мы попадаем в область неустойчивости, для которой характерна концентрация волновых возмущений в верхнем слое, в нашем случае в верхнем двухсотметровом слое, причем коэффициент усиления возмущений  $a\approx -0,8$ . Отсюда, зная, что масштаб наиболее быстрорастущих волновых возмущений приближенно равен внутреннему радиусу

деформации Россби, который в случае двухслойной модели имеет вид

$$R_d = \sqrt{g'D'}/f$$

где

$$D' = D_1 D_2 / (D_1 + D_2)$$

получаем оценку длины наиболее неустойчивой волны  $L \approx 2\pi R_d \approx 140$  км. Эти оценки неплохо соответствуют горизонтальным и вертикальным размерам наблюдаемых вихрей и позволяют предположить, что они образованы в результате неустойчивости первого из отмеченных типов.

В летних условиях 1976 г. у Анатолийского побережья наблюдались два типа вихревых возмущений Основного черноморского течения. Один антициклонический вихрь был образован из развитого меандра и прослеживался наиболее интенсивно в верхних 200 м. Он имел размеры 90 и 50 км соответственно по большой и малой осям и очень медленно перемещался на запад. Примерно в то же время, но несколько восточнее и непосредственно над областью свала глубин наблюдались интенсивные волновые возмущения основного течения длиной 80-100 км, двигающиеся на восток со скоростью 0,35-0,40 м/с, причем эти колебания отмечались на горизонтах 200 м и ниже (до горизонта 1500 м). Для условий этого района характерны следующие параметры: L ==  $8 \cdot 10^4$  M,  $U_0 = 0.15 \div 0.20$  M/c, g' = 5,  $D = 1.8 \cdot 10^3$  M,  $D_2 = 2 \times 10^4$  $imes 10^2$  м, что дает  ${
m Ri}_2 pprox 300$ , а  $B_T = 0.05 \div 0.07$  — для района распространения антициклонического вихря и  $B_T = 0.6 \div 0.9 -$  для района свала глубин. Для таких параметров  $Ri_2$  и  $B_T$  по диаграмме устойчивости (см. рис. 4.18 а) возможно существование сразу двух типов неустойчивых возмущений, соответствующих первой зоне с  $\alpha \approx -0.25$  и второй зоне с  $\alpha \approx 0.25$ , причем первый тип неустойчивых возмущений сосредоточен в верхнем слое и распространяется на запад. С этими возмущениями, очевидно, и связано образование антициклонического вихря, что подтверждает оценка длины наиболее неустойчивой волны этого типа —  $L \approx$  $\approx 160 \div 180$  км. Второй тип возмущений длиной  $L \approx 100$  км. который концентрируется в придонном слое, очевидно, и вызывает отмеченные волновые возмущения, двигающиеся на восток.

Таким образом, рассмотренные двухслойные модели баротропно-бароклинной неустойчивости Основного черноморского течения в общем удовлетворительно соответствуют наблюдаемым параметрам меандров и вихрей. В то же время им присущ один недостаток, а именно данные расчетов показывают, что наиболее благоприятный период образования волновых возмущений — зимний сезон усиления Основного черноморского течения. Это находится в некотором противоречии с данными наблюдений, в соответствии с которыми вихри в Черном море наблюдались наиболее часто в летнее время (см. табл. 44).

Для устранения этого противоречия была предложена трехслойная модель неустойчивости Основного черноморского течения, позволяющая исследовать влияние кривизны вертикального профиля скорости и плотности на параметры вихревых возмущений.

## 4.7. Трехслойная модель неустойчивости Основного черноморского течения

В Мировом океане и морях средние вертикальные профили плотности и скорости не могут быть аппроксимированы двухслойной моделью, поскольку они характеризуются довольно сильной кривизной, наиболее часто связанной с наличием сезонного термоклина и главного пикноклина, а также с подповерхностными максимумами скорости. В то же время непрерывные по вертикали модели [130], развитые для изучения влияния параметров вертикальной структуры средних полей на устойчивость горизонтально однородных течений, ограничены трудностями разделения переменных и позволяют исследовать влияние кривизны только одного из указанных профилей, например профиля плотности, а также совсем не учитывают баротропных механизмов неустойчивости.

Для исследования влияния кривизны вертикальных профилей плотности и скорости предложены трехслойные модели гидродинамической неустойчивости крупномасштабных течений. Введение при этом ряда упрощающих предположений (о которых сказано ниже, при обсуждении постановки задачи) позволило получить аналитические решения для неустойчивых волновых возмущений в линейном приближении и показать, что кривизна профиля скорости оказывает сильное дестабилизирующее влияние. Помимо этого, в работах [124, 168] получены известные ранее результаты о стабилизирующем влиянии β-эффекта и вертикальной несимметрии потока, связанной с различиями толщин слоев [98]. Однако предложенные трехслойные модели обладают некоторыми недостатками, в частности в них основное внимание уделено исследованию кривизны вертикального профиля скорости, кроме того, не проведен подробный анализ параметров волновых возмущений в области неустойчивости.

Цель настоящего раздела — в рамках линейной теории гидродинамической устойчивости и на основе трехслойной модели зонального течения с поперечным сдвигом скорости исследовать совместное влияние кривизны вертикального профиля скорости и плотности на параметры неустойчивых волновых возмущений и сопоставить их с результатами теоретических исследований [124, 168], а также с данными натурных наблюдений.

4.7.1 Постановка задачи. Рассмотрим трехслойное крупномасштабное течение (малые числа Россби—Кибеля  $Ro \ll 1$ ) на  $\beta$ -плоскости, не ограниченное вдоль продольной координаты x, направленной на восток, и имеющее ширину L по поперечной координате y, направленной на север. Ось z направлена верти-

кально вверх. Геометрические особенности течения показаны на рис.  $4.20\,a$ , где дан поперечный вертикальный разрез течения. Плотность в пределах каждого слоя толщины  $\bar{D}_i$  считается постоянной и равной  $\rho_i$  (рис.  $4.20\,s$ ) где индексы  $j=1,\,2,\,3$  относятся соответственно к нижнему, промежуточному и верхнему слоям. Изменения плотности между слоями определяются скачками плотности  $\Delta\rho_1$  и  $\Delta\rho_2$ —соответственно для нижней и верхней границ раздела. Предполагается, что основное невозмущенное течение находится в геострофическом балансе и имеет произвольную форму по поперечной к потоку координате  $U_i = A_i U(y)$ , где

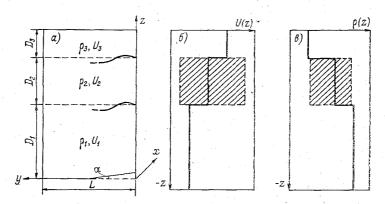


Рис. 4.20. Геометрия трехслойной модели.

а — проекция на плоскость уог, аппроксимация вертикальных профилей; 6 — скорости и в — плотности.

 $A_j$  — безразмерный коэффициент, определяющий максимальные значения скорости в j-слое (рис.  $4.20\,\delta$ ). В нижнем слое задан

поперечный наклон дна произвольной формы —  $\alpha(y)$ .

Используя метод возмущений в линейном приближении, приближения гидростатики и Буссинеска (фильтрующие инерционные и акустические волны [60]), задавая на дне условие обтекания без трения ( $w = v \cdot \alpha$ , где w и v — составляющие скорости на оси z, y), а на поверхности моря — условие твердой крышки (фильтрующие длинные гравитационные волны [60]) и считая, что для малых (по отношению к основному потоку) возмущений справедливы квазигеострофические приближения (фильтрующие внутренние гравитационные волны [60]), система трех уравнений для потенциального вихря, линеаризированная относительно среднего течения, может быть сведена к системе обыкновенных дифференциальных уравнений второго порядка для комплексной амплитуды давления волновых возмущений вида

$$\operatorname{Re}\left[\widetilde{\Psi}_{I}\left(y\right)\operatorname{exp}\left\{ik\left(x-ct\right)\right\}\right],$$

где k — действительное волновое число,  $c=c_R+ic_i$  — комплексная фазовая скорость, t — время,  $\widetilde{\Psi}_j(y)$  — комплексная амплитуда

возмущений (в данном случае амплитуда давления). Эта система путем введения безразмерных параметров

$$k' = kL$$
,  $c' = c/U_0$ ,  $y' = \tilde{y}/L$ ,  $\text{Ro} = U(Lf)^{-1}$ ,  $B = \beta L^2/U$ ,  $T = \alpha L/\overline{D}_1$ ,  $F_1 = f^2 L^2 (gD_1 \Delta \rho_1/\rho)^{-1}$ ,  $F_2 = f^2 L^2 (g\overline{D}_2 \Delta \rho_2/\rho)^{-1}$ ,  $F_3 = f^2 L^2 (gD_3 \Delta \rho_2/\rho)^{-1}$ 

может быть представлена в безразмерном виде:

$$(U_1 - c) \left[ \frac{d^2 P_1}{dy^2} - k^2 P_1 - F_1 G_1 (P_1 - P_2) \right] + Q_1 P_1 = 0, \quad (4.51)$$

$$(U_2-c)\left[\frac{d^2P_2}{dy^2}-k^2P_2-F_2G_2\left(2P_2-P_1-P_3\right)\right]+Q_2P_2=0, \quad (4.52)$$

$$(U_3 - c) \left[ \frac{d^2 P_3}{dy^2} - k^2 P_3 - F_3 G_3 (P_3 - P_2) \right] + Q_3 P_3 = 0.$$
 (4.53)

Здесь  $P_i$  — комплексная амплитуда давления в j-слое;

$$U_j' = dU_j/dy; \quad G_j = F_j (1 - \operatorname{Ro} U_j');$$

 $Q_{j}$  — меридиональный градиент потенциального вихря в j-слое, равный в первом слое (j=1)

$$Q_1 = \{B - U_1'' + F_1G_1(U_1 - U_2) + \text{Ro}^{-1}G_1T\}, \tag{4.54}$$

во втором слое (j=2)

$$Q_2 = \{B - U_2'' + F_2 G_2 (2U_2 - U_1 - U_3)\}, \tag{4.55}$$

в третьем слое (i = 3)

$$Q_3 = \{B - U_3'' + F_3 G_3 (U_3 - U_2)\}, \tag{4.56}$$

где  $U_j^{''}=d^2U_j/dy^2$ .

Граничные условия для системы (4.51)—(4.53)— обращение в нуль амплитуды давления на боковых границах течения  $P_i(0) = P_i(1) = 0$ . Это условие соответствует равенству нулю поперечной к потоку компоненты скорости возмущенного движения.

Фазовая скорость c играет роль собственного значения системы (4.51)-(4.53), при этом если  $c_i>0$  имеет место возрастание амплитуды волновых возмущений и неустойчивость, если  $c_i<0$ — затухание колебаний,  $c_i=0$  соответствует нейтральным колебаниям.

Система уравнений (4.51)-(4.53) во многом соответствует системе, полученной в метеорологической работе [124], однако в этой работе сделаны существенные для динамики возмущений упрощения  $\Delta \rho_1 = \Delta \rho_2$ ,  $U_j = {\rm const}$ ,  $\overline{D}_1 = \overline{D}_2 = \overline{D}_3$ , которые в океанологических приложениях не могут быть приняты, так как, например, глубина залегания сезонного термоклина, соответствующая (в рассматриваемой здесь модели)  $\overline{D}_3$ , значительно меньше, чем толщина деятельного слоя океана до главного пикноклина  $\overline{D}_2$ , которая в свою очередь меньше основной толщи вод под главным пикноклином, т. е. в реальных океанических условиях характерно

выполнение неравенства  $D_1\gg D_2\gg D_3$ . Этот недостаток учтен в трехслойной модели [168]. Однако введение линейного по вертикали профиля плотности в промежуточном слое позволяет моделировать только влияние стратификации в главном пикноклине на условия образования неустойчивых волновых возмущений. Кроме того, океанологическая модель в первом варианте [168] реализована в предположении  $U_j(y)={\rm const.}$ , а во втором—в предположении отсутствия движения в нижнем слое и слабых изменений профиля основного невозмущенного течения поперек потока, что, как показано в [2], существенно искажает параметры неустойчивых волновых возмущений в моделях с поперечными неоднородностями топографии дна.

Система уравнений (4.51)—(4.53) свободна от отмеченных выше недостатков и позволяет исследовать влияние кривизны профиля плотности по вертикали, связанной с одновременным существованием сезонного термоклина и постоянного пикноклина, а также влияние кривизны вертикального профиля скорости, возникающей

при наличии подповерхностных максимумов скорости.

4.7.2. Метод решения. Система уравнений (4.51)—(4.53) с граничными условиями, указанными выше, решалась численно, использовался двухсторонний вариант дифференциальной прогонки с ортогонализацией в отдельных точках интервала  $\{0, 1\}$ , предложенный в [46]. При вычислении собственных значений и собственных функций применялся алгоритм с автоматическим выбором шага интегрирования и с ортогонализацией на каждом шаге [87]. В процессе отыскания собственных значений использовался метод покоординатной минимизации. Точность вычисления  $|\Delta c| = 10^{-3} \div 10^{-4}$ , точность интегрирования  $0.01 \div 0.001$ .

4.7.3. Характеристика параметров задачи и численных экспериментов. Система уравнений (4.51) — (4.53) имеет шесть безразмерных параметров:  $Ro, B, T, F_1, F_2, F_3$ . Кроме этого, ее решения существенно зависят от вертикальных сдвигов скорости между слоями  $S_1 = U_3 - U_2$  и  $S_2 = U_2 - U_1$ , входящих в выражения для меридионального градиента потенциального вихря  $Q_i$  (4.54)— (4.56) в виде комбинаций  $S_1 + S_2$  и  $S_1 - S_2$ . Поэтому для исследования совместного влияния кривизны вертикальных профилей скорости и плотности и одновременного сокращения параметров задачи (4.51)—(4.53), определяющих вид решения и соответственно параметры неустойчивых волновых возмущений, были введены два коэффициента  $\mu_S = (S_1 - S_2)/(S_1 + S_2)$  и  $\mu_R =$  $=(R_1-R_2)/(R_1+R_2)$ , где  $R_1=F_3-F_2$  и  $R_2=F_2-F_1$ . Поскольку эти коэффициенты характеризуют вертикальную структуру профилей скорости и плотности, они были названы коэффициентами кривизны. При  $\mu_S = \mu_R = 0$  используемая в настоящей работе модель превращается в модель с постоянным по вертикали профилем, одинаковыми толщинами слоев и равными между собой скачками плотности ( $\Delta \rho_2 = \Delta \rho_1$ ). При  $\mu_S > 1$  вертикальный профиль скорости характеризуется наличием подповерхностного минимума скорости, при  $\mu_S < -1$  вертикальный профиль скорости

характеризуется подповерхностным максимумом скорости (рис.  $4.20\,\delta$ ). При  $\mu_2>0$  выполняется неравенство  $D_1>D_2>D_3$  и неравенство  $\Delta\rho_1<\Delta\rho_2$ , при  $\mu_R<0$  первое неравенство не выполняется и толщина верхнего слоя может быть больше толщины промежуточного слоя, т. е.  $D_3>D_2$ . В случае  $\Delta\rho_2<\Delta\rho_1$  возможны более сложные вертикальные распределения плотности. Диапазон изменения вида вертикальных профилей скорости и плотности показан на рис.  $4.20\,\delta$ , в штриховкой. Коэффициент аналогичного  $\mu_S$  и  $\mu_R$  вида  $-\mu=(\overline{D}_1-\overline{D}_2)/(\overline{D}_1+\overline{D}_2)$  был введен в работе [98] для характеристики различий толщины верхнего и нижнего слоев

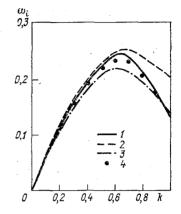


Рис. 4.21. Коэффициенты нарастания  $\omega_i = \omega_i(k)$ . I — полученные по трехслойной модели [124]; 2 — по модели с непрерывным профилем плотности [124]; 3 — по трехслойной модели [168]; 4 — результаты численных расчетов по предложенной в монографии модели.

в двухслойных моделях устойчивости зональных потоков и было показано, что µ оказывает стабилизирующее действие.

Таким образом, фиксируя Ro, B, T, задачу отыскания параметров неустойчивых волновых возмущений для исследуемой трехслойной модели сводим к двухпараметрической задаче, где волновые числа k и коэффициенты нарастания волновых возмущений  $\omega_i = kc_i$  зависят от двух коэффициентов  $\mu_s$  и  $\mu_R$ , характеризующих кривизну вертикальных профилей скорости и плотности.

Численные эксперименты были разбиты на два этапа, на первом из которых проводились тестовые расчеты с последующим сопоставлением их результатов с данными аналитических решений для трехслойных моделей [124, 168]. Для этого в исследуемой модели задавалось  $U_j = \mathrm{const}$  и  $\mu_R = 0$ . На втором этапе проводились основные численные эксперименты по выявлению зависимостей параметров неустойчивых возмущений от изменений  $\mu_R$  и  $\mu_S$ , которые нами варьировались в диапазоне:  $-2 < \mu_S < 2$  и  $|\mu_R| < 2$ , при этом расчеты велись для безразмерных величин от 0,25 до 6,0.

4.7.4. Анализ результатов численных экспериментов. А. Тестовые расчеты проведены для проверки соответствия численной реализации данной модели известным аналитическим решениям. Принято: B=0,  $F_1=F_2=F_3=100$ ,  $\mu_S=0.35$ ,  $\mu_R=0$  и  $U_j(y)=$  = const. На рис. 4.21 показаны результаты сопоставления

с [124, 168] для зависимости  $\omega_i = \omega_i(k)$ , где  $\omega_i = c_i k$ . Это сопоставление дает довольно хорошее соответствие решений, полученных численными и аналитическими методами.

Расчеты при B, равном 0 и 0,5, дали известные ранее результаты о стабилизирующем влиянии  $\beta$ -эффекта на устойчивость зонального течения, направленного на восток. Все это свидетельствует о правильности предложенной модели и ее численной реализации.

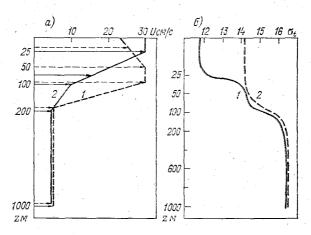


Рис. 4.22. Характеристики Основного черноморского течения, используемые при расчетах по модели.

 $\alpha$  — вертикальные профили скорости [101] для летнего (1) и зимнего (2) сезонов;  $\delta$  — средние многолетние вертикальные профили плотности для летнего (1) и зимнего (2) сезонов.

Б. В качестве основного невозмущенного течения при проведении численных экспериментов был выбран основной черноморский поток, параметры которого получены на основе осреднения многолетних наблюдений за течениями и гидрологической структурой вод в Черном море. На рис. 4.22 показаны основные геометрические особенности этого течения. При проведении расчетов три безразмерных параметра задачи были заданы постоянными: Ro = 0.025, B = 0.4, T = 0. На основе расчетов получены серии диаграмм устойчивости в плоскости  $\mu_S$ ,  $\mu_R$  для различных значений k, которые показали, что наиболее неустойчивыми оказались волновые возмущения с k, близкими или большими величины, обратной внутреннему радиусу деформации Россби (для Черного моря  $R_d = 30$  км), т. е. в условиях Основного черноморского течения преобладает неустойчивость смешанного (баротропно-бароклинного) и баротропного типов.

На рис. 4.23 приведены диаграммы устойчивости для двух волновых чисел k=1 и k=4. Сравнение показывает, что с ростом k в плоскости  $\mu_S$ ,  $\mu_R$  происходит значительное расширение области

неустойчивости и ее разворот против часовой стрелки. При этом коэффициенты нарастания  $\alpha$  увеличиваются, а структура волновых возмущений существенно изменяется. При k=1 максимальные значения  $\alpha$  отмечаются при  $\mu_S \approx 0.6$  и  $\mu_R \approx 0.8$ ; область неустойчивости в основном расположена в квадранте  $\mu_S > 0$  и  $\mu_R > 0$ , что соответствует выполнению следующих условий:  $A_1 < A_2 < A_3$ ,  $D_1 > D_2 > D_3$ ,  $\Delta \rho_1 < \Delta \rho_2$ . Расчеты собственных функций первой горизонтальной моды для каждого из слоев показывают, что для этого квадранта характерно уменьшение амплитуды волновых

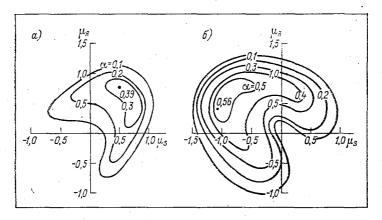


Рис. 4.23. Диаграммы устойчивости на плоскости  $\mu_S$ ,  $\mu_R$  для волновых чисел k=1 (a) и k=4 (б). Цифрами показаны максимальные значения  $\alpha$ .

возмущений от верхнего к нижнему слою. При k=4 максимальные  $\alpha$  отмечаются при  $\mu_S \approx -1,2$ ,  $\mu_R \approx 0,5$ , а область неустойчивости в основном расположена в квадранте  $\mu_S < 0$  и  $\mu_R > 0$ , что соответствует выполнению условий  $A_2 > A_3 > A_1$ ,  $D_1 > D_2 > D_3$  и  $\Delta \rho_1 < \Delta \rho_2$  в области максимальных значений  $\alpha$ . Для этой области характерно существование максимума амплитуды волновых возмущений в промежуточном слое.

Оценки параметров наиболее неустойчивых волновых возмущений для летних условий Черного моря с  $U_0=0.25$  м/с, L=100 км,  $\overline{D}_1=1800$  м,  $\overline{D}_2=120$  м,  $\overline{D}_3=30$  м,  $g \Delta \rho_1/\rho=2.0 \times 10^{-2}$   $g \Delta \rho_2/\rho=2.5\cdot 10^{-2}$  м/с² (см. рис. 4.22) дают  $\mu_R=0.5$  и  $\mu_S=-1.3$ , что на диаграмме (рис. 4.23 б) соответствует  $\alpha=0.4$ . Это значение  $\alpha$  позволяет получить следующие размерные параметры волновых возмущений: длину волны  $\lambda=160$  км, фазовую скорость c=0.15 м/с, инкремент нарастания t=19 сут, доминирующий период колебаний  $T_d=12$  сут.

Сравнение большинства полученных параметров неустойчивых волновых возмущений с расчетами по двухслойной модели [2] указывает на их неплохое соответствие, что дает возможность аппроксимации вертикальной гидрологической структуры Черного

моря двухслойной моделью. Однако полученный по трехслойной модели значительно больший инкремент нарастания лучше соответствует наблюдаемым меандрам и вихрям, которые характеризуются медленной эволюцией во времени. Еще одно, наиболее существенное отличие расчетов по трехслойной модели заключается в следующем: расчеты по двухслойной модели показывают, что наиболее благоприятное время для меандрирования Основного черноморского течения и образования вихрей — зимний период усиления основного течения [2], в то же время наиболее часто эти вихревые образования обнаружены в летнее время, причем они наиболее выражены в промежуточных слоях. Расчеты по трехслойной модели показывают, что наиболее благоприятные условия для вихреобразования — наличие подповерхностного максимума скорости, который наиболее часто отмечается летом [101], при этом волновые возмущения наиболее выражены как раз в промежуточных слоях. Таким образом, эти расчеты ликвидируют противоречия наблюдений с данными по двухслойной модели и показывают необходимость учета кривизны профилей скорости и плотности даже в таких морях, где вертикальная гидрологическая структура близка к двухслойной.

Статистическая обработка многолетнего массива гидрологических наблюдений (до 1979 г. включительно) показала, что на фоне среднего многолетнего (климатического) распределения гидрологических характеристик в Черном море развивается интенсивная синоптическая изменчивость, причем максимум дисперсии средних многолетних колебаний гидрологических характеристик приходится на районы, приуроченные к Основному черноморскому течению и прибрежной зоне моря. Анализ отдельных синхронных гидрологических съемок, проведенных в 50-х годах и по программе совместных комплексных исследований Черного моря (СКОИЧ, 1975— 1979 гг.), данных многосуточных наблюдений за течениями на АБС, а также съемок течений ЭМИТ и аэросъемки течений в прибрежной зоне дает основания считать, что в Черном море существуют три основных типа синоптической изменчивости гидрологических полей: фрикционные вихревые образования, топографические вихри и вихревые образования Основного черноморского течения.

Фрикционные вихревые образования отмечаются в прибрежной зоне моря и образуются за счет крупномасштабного горизонтального обмена в этой зоне. Эти вихри имеют характерные горизонтальные размеры 5—20 км. Направление их перемещения совпадает с направлением основного течения. Фрикционные вихри слабо идентифицируются по данным гидрологических съемок, поскольку образованы из однородных вод прибрежной зоны, и хорошо прослеживаются по данным съемок течений. Они обладают малыми запасами энергии и имеют время жизни 2—5 сут.

Топографические вихри и вихревые образования Основного черноморского течения образуются за счет интенсивного меандрирования этого течения над зоной свала глубин, которое происходит

вследствие его баротропно-бароклинной неустойчивости. Эти вихри выделяются по термохалинным признакам и имеют сложную вертикальную структуру. Сопоставление и анализ гидрологической структуры вихрей показал, что вихри здесь обладают свойствами, аналогичными рингам пограничных течений. Так же, как и для рингов пограничных течений, с левой стороны от основного течения (если смотреть по течению) образуются только антициклонические вихри размерами 60—100 км, а с правой стороны — циклонические вихри размерами 30—60 км. Антициклонические вихри всегда образованы из менее соленых вод прибрежной зоны, а циклонические — из более соленых вод глубоководных районов моря. Это подтверждает сопоставление вертикальных разрезов температуры, где отмечается значительное (до 50 м) увеличение и уменьшение толщины холодного промежуточного слоя соответственно в антициклонических и циклонических вихрях.

Проведенные расчеты энергозапаса выделенных вихревых образований показали, что общая механическая энергия антициклонических вихрей  $10^{15}$  Дж, а циклонических  $10^{13}$ — $10^{14}$  Дж. Отношение кинетической энергии (КЭ) к допустимой потенциальной энергии (ДПЭ) в зависимости от стадии развития вихрей различное. У молодых вихревых образований оно составляет 0.1, а у развитых — больше единицы. Более 50 % КЭ вихрей обычно сосредоточено в верхнем 100-метровом слое, в то время как более 70 % ДПЭ содержится в постоянном пикноклине. У топографических вихрей более 70 % КЭ и ДПЭ сосредоточено в слое от дна до горизонта 300 м. Полученное отношение КЭ к ДПЭ и их распределение по вертикали находятся в хорошем соответствии с аналогичными оценками, выполненными для рингов Гольфстрима, хотя по абсолютным значениям для рингов Гольфстрима были получены значения общей механической энергии  $10^{17}\,\mathrm{Дж}$ , т. е. на два порядка больше, чем для вихрей Основного черноморского течения. Следовательно, в Черном море при меандрировании Основного черноморского течения образуются вихри менее интенсивные, чем в океане. При расчетах плотности механической энергии в вихревых образованиях на ранней стадии их развития были получены значения 103 Дж/м3. Оценены скорости диссипации энергии вихрей и характерное время жизни вихрей, которые соответственно составляют  $10^{-3}$ — $10^{-4}$  Дж/м $^3$  и 10—100 сут. На основании этого делается вывод, что для дальнейшего изучения процессов вихреобразования в зоне основного течения в Черном море необходимо проводить как минимум декадные гидрологические съемки районов возможного вихреобразования.

Предложенные модели баротропно-бароклинной неустойчивости Основного черноморского течения с учетом реального горизонтального профиля скорости, топографии дна и различной ориентации потока на β-плоскости позволяют выделить зоны наиболее вероятного меандрирования и вихреобразования: район свала глубин в северо-западной части моря; вдоль Южного берега Крыма и болгарского побережья,— а также показать, что ориентация

потока на β-плоскости и конфигурация дна существенным образом влияют на параметры неустойчивости течения. Кроме этого, расчеты собственных функций и нейтральных кривых при совместном учете стратификации, топографии дна, горизонтального сдвига скорости и ориентации потока позволили показать существование в модели различных типов неустойчивости, приводящих к появлению волновых возмущений с различной фазовой скоростью и вертикальной структурой. Отмечено, что в двухслойных моделях течений с горизонтальным сдвигом скорости постоянный наклон дна вне зависимости от знака может оказывать стабилизирующее влияние, и показано «отсекающее» влияние эффекта плавучести на вертикальную структуру волновых возмущений, приводящее к концентрации их энергии либо в верхнем, либо в нижнем слое.

Рассмотрение конкретных примеров и их сопоставление с данными наблюдений показывает, что в реальных условиях моря в одном и том же районе могут наблюдаться вихревые возмущения, имеющие различную вертикальную структуру и перемещающиеся в разные стороны, возникновение которых может быть удовлетворительно описано предложенной моделью. Хорошее совпадение теоретических оценок с данными наблюдений свидетельствует в пользу того, что процесс меандрирования и вихреобразования указанных пространственно-временных масштабов происходит вследствие баротропно-бароклинной неустойчивости основного черноморского потока, а предложенные модели могут быть использованы для объяснения и расчета начальной стадии (в силу линейности моделей) этого процесса.

## Глава 5 Мезомасштабная изменчивость

Океанологические исследования последних лет [33, 68, 74, 75, 79, 108, 129] показали, что большинство процессов в океанах и морях не может быть познано без всестороннего изучения мезомасштабных колебаний, под которыми понимается изменчивость гидрофизической структуры вод с временными масштабами от частоты плавучести до локальной инерционной частоты (см.

главу 1).

Необходимость исследования этих колебаний диктуется, во-первых, тем, что они играют большую роль в различных динамических процессах, протекающих в толще вод, а во-вторых, тем, что эти колебания являются одной из основных причин пространственновременной изменчивости океанологических полей. При этом по мере накопления знаний о мезомасштабных колебаниях становится ясным их большое значение в процессах переноса тепла и механической энергии в условиях существования в морях и океанах сильной плотностной стратификации.

Исследования мезомасштабной изменчивости имеют большое значение при изучении практически важных процессов распространения звука, распределения биологических объектов и т. д. Теоретическим и экспериментальным исследованиям мезомасштабной изменчивости гидрофизических полей в океане посвящено очень большое число публикаций (см. например библиографию к монографиям [74, 75]). Однако представления о реальных полях этих колебаний остаются весьма несовершенными, особенно для внутренних морей и в первую очередь для Черного моря. Это связано главным образом со сложностью натурных экспериментов, позволяющих проводить адекватные измерения изменчивости гидрофизических полей в мезомасштабном диапазоне, обладающем чрезвычайно широким спектром колебаний.

Современное состояние знаний о мезомасштабных колебаниях характеризуется в основном представлением об их временных параметрах, о пространственных же параметрах сведения незначительны и противоречивы, а для Черного моря практически отсутствуют. В настоящее время имеются только работы [20, 21], где предпринята попытка обобщения сведений о пространственно-временных параметрах инерционных колебаний. Однако частотный спектр мезомасштабных колебаний, помимо инерционных движений, включает еще короткопериодные внутренние волны, поверхвнутренние сейшевые колебания. Кроме этого. для исследования причин формирования мезомасштабной изменчивости в Черном море, возникающей в основном при нарушении гидростатического равновесия (см. главу 1), должны быть изучены шельфовые и топографические волновые движения с частотами, близкими к локальной инерционной частоте ( $\omega \le f$ ). Эти волновые движения отличаются от короткопериодных внутренних волн и сейшевых колебаний по своей природе, поскольку возникают в основном при нарушении баланса в уравнении потенциального

вихря (см. главу 1).

Спектр мезомасштабных колебаний в океане может быть описан моделью Гаррета—Манка [129], которая получена в рамках линейной динамики и ВКБ-приближения [116]. Работы К. Д. Сабинина (см., например, [92]) дополнили эту модель и в результате о среднем спектре можно сказать следующее: на общем фоне спадающего спектра (k=-2) наблюдаются пики на инерционной частоте, на приливных суточных и полусуточных частотах и возвышение на локальной частоте Вяйсяля-Брента. В замкнутых морях добавляются пики на частотах сейшевых колебаний, которые определяются собственными частотами бассейнов. В условиях Черного моря с повышенной вертикальной стратификацией вод спектр мезомасштабных колебаний имеет диапазон изменения по временной частоте от 30 до 0,04 цикла в час, что соответствует периодам от 2 мин до 1 сут, и широкий пространственный диапазон (от десятков метров до десятков километров). Исследование этого вида изменчивости с таким широким диапазоном пространственно-временных параметров возможно только при комплексном

подходе, поэтому в данной главе последовательно рассмотрены инерционные движения и их связь с более низкочастотными колебаниями, типа топографических и шельфовых волн; сейшевые колебания и короткопериодные внутренние волны и их связь с более низкочастотными движениями.

## 5.1. Инерционные движения

Инерционные движения — один из наиболее интенсивных видов мезомасштабной изменчивости гидрофизических полей океанов и морей [79]. Интенсивные инерционные движения наблюдаются

и в крупных озерах [106].

Под инерционными движениями понимают движения с характерными временными масштабами, близкими к локальному значению величины T=12 ч  $\sin \phi$ , где  $\phi$  — широта места. Они до сих пор изучены крайне слабо, что связано, с одной стороны, с недостатком данных наблюдений, а с другой — с отсутствием единой теории инерционных движений.

5.1.1. Теоретические и экспериментальные исследования инер-

ционных движений и их изученность в Черном море.

Исследования инерционных движений в океанах и морях были начаты в 30-е годы нашего столетия. К настоящему времени имеется несколько обобщающих работ (например, [79, 89, 167]). Для инерционных движений характерна сильная временная перемежаемость — порядка нескольких суток [125, 127], кроме того, в поверхностном слое они связаны с локальными штормовыми усилениями ветра [136, 153]. Высказана гипотеза о ветровом происхождении инерционных движений [153, 167]. В [167] показано, что когерентность инерционных движений значительно сильнее убывает по вертикали (вертикальный масштаб когерентности примерно 50—100 м), чем по горизонтали (горизонтальный масштаб когерентности примерно 10 км). В [156] для районов, где инерционная частота близка к приливной ( $\sim 30^{\circ}$  с. ш.), приведены результаты наблюдений круговых движений с помощью поплавков нейтральной плавучести на инерционной частоте с радиусами около 2 км. Быстрое затухание когерентности по вертикали свидетельствует о локальном образовании и развитии инерционных движений и их зависимости от плотностной стратификации [167]. Это подтверждено результатами длительных наблюдений за течениями в Северной Атлантике. В [89, 153] показано, что для инерционных движений характерно быстрое убывание амплитуды колебаний в верхнем 50-метровом слое (табл. 5.1), а перемежаемость по времени связана с изменениями ветра.

Слабая вертикальная когерентность колебаний на инерционной частоте отмечается в работах [59, 111]. В [33], посвященной анализу данных длительных наблюдений на атлантическом «Полигоне-70», получены: существенная временная перемежаемость, затухание инерционных движений с глубиной и зависимость их

Таблица 51

Амплитуды	инерционных	движений 70°00 з.			Атлантике	(3 <b>9</b> °10	c.	ш.,
		. 70°00 3.	Л.	. 1 1 1 1 5 9 1				

Глубина, м 20	50	100	500	1000	2000
Общая продолжитель- ность наблюдений, дни 219	205	274	124	182	136
Максимальная ампли- туда, м/с 0,49	0,20	0,14	0,13	0,11	0,07
Амплитуда 90 %-ной обеспеченности, м/с 0,23	0,09	0,08	0,09	0,04	0,03

амплитуды от плотностной стратификации; концентрация энергии инерционных движений в слоях с большими градиентами плотности и ее пропорциональность частоте плавучести. В работе [73] исследуется процесс возникновения инерционных движений в верхнем деятельном слое океана при прохождении тайфуна; показано, что характерная особенность вертикального распределения энергии инерционных движений — резкое ее уменьшение в слое скачка плотности, оказывающего экранирующее влияние (препятствующего распространению инерционных движений в толщу вод). Концентрация энергии инерционных движений в верхнем слое океана и слабая вертикальная когерентность отмечается в [35], авторы которой считают, что передача импульса и энергии инерционных движений по вертикали осуществляется диффузным механизмом.

Таким образом, полученные по данным наблюдений за течениями следующие свойства инерционных движений: концентрация энергии инерционных движений в поверхностных слоях, зависимость их амплитуды от вертикальной плотностной стратификации, существенная временная перемежаемость, быстрое затухание вертикальной когерентности с глубиной — позволили большинству исследователей считать, что инерционные движения вызываются в верхнем слое океана локальными штормовыми воздействиями ветра и проникают в толщу вод посредством диффузионного обмена.

В работах [109, 111] показано, что инерционные движения могут быть не только ветрового происхождения, а во многих случаях они генерируются нестационарностью крупномасштабных течений, при этом инерционные движения различного происхождения должны отличаться по своим свойствам. В работах [59, 131, 163] по данным длительных измерений температуры, течений, а также с помощью поплавков нейтральной плавучести показано, что имеют место инерционные движения со значительной вертикальной составляющей. Ю. А. Иванов и др. [59] считают, что трехмерные инерционные движения связаны с собственными колебаниями океана на частотах, близких к инерционной частоте. В этом случае колебания должны быть коррелированы между собой в толще вод. В двумерном случае инерционные движения полностью определяются локальным балансом сил инерции и силы

Кориолиса и поэтому сильно зависят от стратификации и слабо

коррелированы по вертикали.

В последнее время появились исследования [156], в которых по данным наблюдений показано, что в тех случаях, когда инерционные движения вызываются одними и теми же причинами, как вертикальная, так и горизонтальная когерентность может быть высокой. В частности, анализ данных трех АБС в Атлантике, отстоящих друг от друга на 50—70 км, показал, что в верхнем 30-метровом слое горизонтальная когерентность инерционных движений на расстоянии 50—70 км равна 0,72—0,82. Вертикальная когерентность инерционных движений, даже при наличии интенсивного термоклина, на расстоянии 80 м может быть 0.7—0.9 [166].

Теоретические исследования инерционных движений были начаты в 1938 г. К. Россби, который считал, что инерционные движения возбуждаются ветром и полностью определяются балансом сил инерции и силы Кориолиса. Его гипотеза состояла в следующем. При возникновении течений под действием ветра сразу же появляется поперечная составляющая скорости, обусловленная силой Кориолиса, в результате чего течение смещается вправо (в северном полушарии), пока не возникнет горизонтальный градиент давления, достаточный для того, чтобы остановить дальнейшее перемещение основной струи течения. Но этот градиент в процессе своего увеличения по инерции несколько превышает значение, необходимое для установления динамического равновесия, и начинает смещать течение влево.

Затем силой Кориолиса течение вновь смещается вправо и т. д. Процесс таких колебаний происходит непрерывно до тех пор, пока не установится динамическое равновесие, подчиняющееся геостро-

фическим соотношениям.

В работах [12, 118] рассмотрены задачи возбуждения инерционных течений в экмановском слое трения океана при резких изменениях тангенциального напряжения ветра и показано, что из-за наличия в спектрах флюктуаций скорости ветра значительных колебаний на частотах, близких к инерционной частоте, в дрейфовом слое океана возможна интенсивная передача энергии ветра течениям на этой частоте. Возбуждение инерционных движений в однородном море ветрами различной продолжительности исследовано в [107]. Результаты работ [12, 107, 118] получили развитие в [89, 153], где показано, что единственным эффективным механизмом генерации инерционных движений в верхнем деятельном слое океана является ветер, при этом наиболее сильная их генерация происходит при изменениях ветра, временной масштаб которых меньше инерционного периода. В [153] получены многие свойства инерционных движений: временная перемежаемость, которая объясняется прохождением штормов, генерирующих инерционные движения, не совпадающие друг с другом по фазе; убывание амплитуды инерционных движений с глубиной и слабая вертикальная когерентность. Во всех перечисленных работах рассматриваются инерционные движения, возникающие под воздействием ветра и распространяющиеся в толщу вод посредством вертикального турбулентного обмена, т. е. движения диффузионного происхождения. Для этих движений характерна существенная зависимость от вертикальной плотностной стратификации и неоднородности поля скорости, возбуждаемого ветром. Эти вопросы рассмотрены в работе [109], где показано, что характеристики инерционных движений (их период, амплитуды, форма орбит), с одной стороны, есть функции ротора и дивергенции крупномасштабного течения, а с другой стороны, эффектов плавучести, которые в геострофическом потоке приводят к уменьшению частоты инерционных движений. В работе [120] отмечается, что из-за наличия развитой турбулентности в верхнем слое инерционные течения ветрового происхождения могут взаимодействовать с бовысокочастотными волнами нижележащих слоев, к появлению в толще вод инерционно-гравитационных волн; получено характерное время вырождения инерционных движений (масштаб перемежаемости) верхнего слоя — 1-6 сут.

Гипотеза ветрового происхождения инерционных движений и их диффузионного проникновения в толщу вод объясняет многие особенности инерционных движений в морях и океанах, однако она не свободна от недостатков. В частности, эта гипотеза не объясняет происхождения инерционных движений на глубинах и их тесную связь в некоторых случаях с движениями на промежуточных горизонтах. Совершенно не объясняет эта гипотеза существования пика на инерционной частоте в спектрах колебаний гидрологических характеристик (соленость, температура). Поэтому была развита волновая теория инерционных движений. Обзор работ в этом направлении дан в [79]. В [135] предложена гипотеза резонансного возбуждения инерционных движений приливными процессами. Эта гипотеза пригодна только для широт около 30°, где инерционный период совпадает с полусуточной приливной составляющей, кроме этого, она не объясняет временной перемежаемости инерционных движений. Теоретические модели развития вертикальных инерционных волн рассмотрены в [133, 136]. В [132] показано, что существенную роль в генерации инерционных движений играют процессы резонансного взаимодействия внутренних инерционно-гравитационных волн. Резонансные взаимодействия этих волн ранее были подробно исследованы в [136].

Исследование инерционных движений в Черном море начаты в 1956 г. В основу этих исследований легли наблюдения на черноморском экспериментальном полигоне. Статистическая обработка наблюдений позволила выделить колебания с инерционным периодом по течениям, температуре и солености. Отмечено уменьшение амплитуды колебаний между поверхностным слоем и горизонтом 100 м, позволившее предположить, что процесс зарождения инерционных движений начинается в поверхностных слоях, а затем распространяется в глубину. В [117] сформулирована гипотеза о возбуждении инерционных движений при усилении циклониче-

ской деятельности над морем, вызывающем усиление Основного

черноморского течения (ОЧТ).

В 1965—1971 гг. в районе Кавказского побережья проведены детальные исследования вертикальной структуры инерционных движений в море по данным учащенных измерений течений на АБС. Было показано, что период таких движений часто отличается от локального инерционного, который для Черного моря составляет 16—18 ч. В работе [100] отмечено существование колебаний с кратными периодами (обертонов).  $T_n = T_1 n^{-1}$ , где  $T_1$  — инерционный период, а n — номер более высокочастотной гармоники. Обертоны связаны с повышенным турбулентным обменом, поскольку они наиболее часто встречаются в прибрежной зоне моря. Кроме того, в некоторых случаях отличия периода инерционных колебаний от локального значения объясняются горизонтальной неоднородностью поля скорости в Основном черноморском течении [109]. Детальные исследования вертикальной структуры инерционных движений показали, что их вертикальная когерентность может убывать до 0,2-0,5 при увеличении расстояния всего на 20 м [110]. По данным наблюдений за течениями на 31 горизонте в августе 1971 г. в районе Кавказского побережья отмечено, что фоне общего уменьшения энергии инерционных движений с глубиной прослеживаются два хорошо выраженных энергетических максимума, приуроченных к сезонному термоклину и постоянному галоклину, вертикальная когерентность на инерционной частоте быстро затухает с увеличением расстояния между горизонтами, причем наибольшие потери приходятся на первые десятки метров. Однако в [110] были получены большие значения когерентности, в частности, между горизонтами 120 и 500 м — 0,75— 0.80. которые соответствуют относительным максимумам в распределении энергии инерционных движений. Одной из возможных причин такого поведения когерентности считается существование во время наблюдений инерционных волн с модальной структурой высокого порядка. Полученные выводы находятся в противоречии с данными исследований тех же авторов [111] по тем же материалам наблюдений, которые указывают на существование четко выраженной вертикальной волновой структуры инерционных движений первых мод.

В работах [26, 107] по результатам обобщения данных многочисленных наблюдений за течениями показано, что инерционные движения в Черном море отмечаются во всей толще вод (на глубинах 1000—1500 м в отдельные моменты времени могут наблюдаться инерционные течения со скоростями 0,20—0,25 м/с), хотя амплитуда этих движений в основном уменьшается с глубиной; в верхнем 200-метровом слое она 0,20 м/с. В [26] получены характерный период временной перемежаемости инерционных течений (~3—4 сут) и размеры орбит этих течений (10—20 км). Характерный временной масштаб перемежаемости инерционных движений в верхнем слое моря порядка 5—10 сут определен в [88] по данным длительных наблюдений за течениями в прибрежной зоне Кавказского побережья, при этом значения функции множествен-

ной когерентности, связывающей энергию инерционных движений верхнего слоя моря с атмосферными процессами довольно большие (0,65—0,77). При этом была получена более тесная связь энергии

этих движений с изменчивостью ветра (а не давления).

Итак, установлены некоторые особенности инерционных движений в Черном море: их временная перемежаемость, концентрация энергии инерционных колебаний в слоях с большими вертикальными градиентами плотности, слабая когерентность на инерционной частоте между горизонтами. Однако до сих пор нет единого мнения об источниках генерации инерционных движений в Черном море и их пространственно-временных параметрах, особенно в промежуточных и глубинных слоях.

5.1.2. Классификация инерционных движений. Анализ данных экспериментальных и теоретических исследований позволяет выделить две наиболее обоснованные гипотезы происхождения инерционных движений: ветровое происхождение и диффузионное проникновение в толщу вод; волновое происхождение за счет резонансного взаимодействия свободных внутренних волновых процессов. В соответствии с этим движения с характерными масштабами, близкими к локальному значению инерционной частоты, могут быть разделены на три вида движений: чисто инерционные течения, возбуждаемые в верхнем перемешанном слое кратковременными воздействиями ветра [68]; вырожденные инерционно-гравитационные волны с почти вертикальным волновым вектором и круговой поляризацией [69, 108]; топографические волны на частотах, близких к инерционной частоте с почти горизонтальной поляризацией [74, 75, 157]. Выделенные виды инерционных движений должны отличаться по своим свойствам и пространственно-временным параметрам. Эти различия значительно облегчают интерпретацию данных статистической обработки наблюдений за гидрофизической структурой и позволяют более обоснованно выделять источники генерации инерционных движений. Рассмотрим некоторые характерные свойства выделенных видов инерционных движений.

А. Инерционные течения — это свободный поток в экмановском слое, движущийся по инерции после прекращения (ослабления) ветра. Наиболее часто встречаются в поверхностном слое толщиной 10—40 м, вертикальная структура определяется плотностной стратификацией, а скачок плотности оказывает экранирующее влияние, препятствуя распространению этих течений в глубоководные слои моря. Поскольку инерционные течения имеют чисто ветровое происхождение и квазидвумерный характер, они должны иметь слабую вертикальную когерентность с масштабом когерентности порядка толщины верхнего квазиоднородного слоя (10—40 м). Горизонтальная когерентность должна быть значительно

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Под поляризацией понимается ориентация плоскости преобладающих колебаний, т. е. плоскости, проведенной через волновой вектор и вектор наибольших смещений частиц среды.

больше — масштаб когерентности может быть порядка радиуса инерционного круга:

$$r = kW_0^2/(\rho\sqrt{A_z f_{\rm HH}}), \tag{5.1}$$

где  $W_0$  — скорость ветра;  $\rho$  — плотность воды;  $A_z$  — коэффициент вертикального турбулентного обмена;  $f_{\rm ин}$  — параметр Кориолиса.

Характерный временной масштаб инерционных течений должен быть порядка времени адаптации, необходимого экмановскому слою дрейфа для установления равновесия после импульсного воздействия ветра, который по некоторым теоретическим оценкам равен двум-трем инерционным периодам [68, 138, 139]. Передача энергии инерционных течений в более глубокие слои осуществляется диффузным механизмом (вертикальным турбулентным обменом).

Инерционные течения могут иметь место и в глубоководных слоях моря. В этом случае они генерируются импульсными усилениями крупномасштабных течений, связанными с крупномасштабными изменениями атмосферного давления и уровня моря (баротропный отклик) [68], а также нестационарностью этих течений [21, 109]. В этом случае вертикальный масштаб когерентности может быть больше — порядка глубины места.

Из общей теории Экмана известно, что толщина экмановского

слоя трения равна [68]

$$d_{\omega} = \left(2A_z/(f_{\text{HH}} - \omega)\right)^{1/2},\tag{5.2}$$

т. е. толщина слоя трения зависит не только от турбулентного обмена  $A_z$  и параметра Кориолиса  $f_{\rm ин}$ , но и от частоты изменения скорости ветра ю. В линейном случае различные компоненты Фурье-разложения ветрового воздействия и возникающих течений не взаимодействуют друг с другом и их можно рассматривать по отдельности. Каждой из этих компонент с частотой ω соответствует распространяющаяся по вертикали поляризованная по кругу волна, длина которой равна  $2\pi |d_{\omega}|$ . Амплитуда этих волн убывает при удалении от поверхности по закону  $\exp(-z/|d_{\omega}|)$ . Поэтому величина  $d_{\omega}$  характеризует расстояние, до которого распространяется ветровое воздействие. Если  $\omega < 0$ , что соответствует вращению вектора ветра против часовой стрелки,  $d_{\omega}$  постоянно убывает, при  $\omega>0$ , что соответствует вращению по часовой стрелке, эффективная толщина  $d_{\omega}$  увеличивается, при  $\omega \to f_{\rm ин}$ ,  $d_{\omega} \to \infty$ , т. е. воздействие ветра распространяется на всю толщу в виде вертикальной волны с круговой поляризацией и частотой, близкой к инерционной.

Б. Инерционно-гравитационные волны на частотах, близких к инерционной. В последние 5—10 лет некоторые исследователи показали, что внутренние волны вблизи инерционной частоты имеют групповую скорость и длину волны, приблизительно согласующуюся с дисперсионным соотношением для линейных внутренних волн [89, 108, 111]. В то же время из общей теории внутренних волн [69, 108] известно, что они возможны в диапазоне частот

 $f_{\rm HH} < \omega < N$ , т. е. максимально возможная частота воли близка к частоте плавучести, а минимально возможная — к инерционной частоте (см. главу 1). Из этого следует, что внутренние волны имеют особенности на частотах, близких к инерционной. В первую очередь на этой частоте происходит вырождение волн. Они имеют почти вертикальный волновой вектор и стратификация оказывает слабое влияние на динамику этих волн, т. е. они превращаются в чисто инерционные волны [60]. Большое влияние на поведение этих волн оказывает широтное изменение  $f_{\rm HH}$ , т. е. широтная точка поворота [144].

Еще одна важная особенность инерционных волн заключается в том, что в противоположность инерционно-гравитационным волнам составляющие волнового вектора и групповой скорости на вертикальную ось г имеют одинаковые знаки, поэтому перенос энергии по вертикальной оси имеет то же направление, что и фаза колебаний [34, 72]. Перенос энергии по вертикали в случае инерционных волн осуществляется чисто волновым механизмом со скоростью, равной групповой скорости

$$|\bar{\mathbf{c}}_g|_z = k_z^{-1} \cos \Theta,$$

где  $k_z$  — вертикальное волновое число, а  $\Theta$  — угол между волновым вектором и горизонтальной осью, т. е. скорость переноса энергии по вертикали очень мала.

В случае вырождения внутренних волн движения должны быть коррелированы между собой по вертикали, т. е. вертикальный масштаб когерентности должен быть значительно больше, чем при инерционных течениях (около половины-четверти глубины места) при возбуждении инерционных волн первых вертикальных мод. Однако, как отмечается в [136, 153], при резонансном возбуждении и взаимодействии инерционных волн часто генерируются волновые движения высоких вертикальных мод, их наличие приводит к слабой вертикальной когерентности.

В. Планетарно-топографические волны — еще один вид движений на частотах, близких к инерционной. Эти волны связаны своим происхождением с изменениями вертикальной компоненты потенциального вихря  $-\Omega_z = (f+\xi)/H$ , где  $\xi = \partial v/\partial x - \partial u/\partial y$ , H — глубина места при смещении элемента жидкости из среднего положения в сторону низких или высоких широт в зависимости от наклона дна. В общем случае при отсутствии трения должно выполняться соотношение

$$\frac{d}{dt} \left( \frac{f + \xi}{H} \right) = 0. \tag{5.3}$$

Эти волны поляризованы в горизонтальной плоскости, т. е. движение частиц происходит по «почти» горизонтальным орбитам. На частотах, близких к инерционной, в соответствии с теорией планетарно-топографических волн [74, 75, 157] особенности волновых движений в основном определяются топографическими эффектами, а именно резкими изменениями наклона дна. Горизон-

тальный масштаб когерентности их должен быть порядка радиуса деформации Россби  $R = (g'H)^{1/2}/f$ , а временной порядка  $T = 1/f\sigma$ , где  $\sigma = \alpha L/H$ ,  $\alpha$  — истинный уклон дна [74, 75, 145]. Вертикальный масштаб когерентности и в этом случае значительно меньше, чем горизонтальный. Однако при развитии баротропных топографических волн он может достигать значений порядка глубины места. Для этих волн характерно резонансное взаимодействие во втором порядке, т. е. могут возникать триплеты топографических волн, которые находятся друг с другом в резонансе [145].

Таким образом, при определенном наклоне дна временной масштаб планетарно-топографических волн может быть близок к локальному значению инерционного периода. Эти волны поперечные и поляризованы «почти» горизонтально, так как плоскость их колебаний параллельна уклону дна, который даже при  $\sigma = 1$ соответствует отклонениям всего на несколько градусов от горизонта. В зависимости от числа Бергера  $B(z) = N^2(z) H^2/f^2L^2$ . характеризующего отношение внутреннего радиуса деформации к горизонтальному масштабу волновых движений (L), могут возбуждаться как баротропные, так и бароклинные топографические волны (при B(z) < 1 возможны баротропные волны) [74, 157]. Для них характерна высокая когерентность по горизонтали. а в случае развития баротропных, а также низших мод бароклинных волн — и вертикальная когерентность. В прибрежных районах с резкими изменениями глубин возможен еще один вид волновых движений — шельфовые волны, для которых, помимо отмеченных свойств, характерны явления берегового захвата (более подробно см. главу 1).

5.1.3. Пространственно-временная структура инерционных движений по данным натурных наблюдений и определяющие ее процессы. Попытаемся проследить по данным статистической обработки и анализа наблюдений за течениями на АБС и многосуточных гидрологических станций возможность существования, особенности и пространственно-временные параметры выделенных видов инерционных движений. Для этого из всего массива данных наблюдений (см. главу 2) за течениями, который был подвергнут статистической обработке по методике, рассмотренной в главе 2, отобраны наиболее показательные примеры, для которых возможна интерпретация, иллюстрирующая существование выделенных видов инерционных движений.

А. Инерционные течения. Для анализа были отобраны данные 45 АБС, регистрирующих течения на горизонтах 10, 15, 20, 25, 30, 50 и 100 м в различных по своим динамическим характеристикам районах моря (см. главу 3): в прибрежной зоне, в зоне Основного черноморского течения и в открытых глубоководных районах моря. Данные выбирались для холодного (20 АБС) и теплого (25 АБС) полугодий. Наиболее обеспечены наблюдениями горизонты 15, 25, 50 и 100 м. Временные ряды подвергались спектральному анализу (см. главу 2). Оценки спектральных функций для составляющих и и о осреднялись с целью получения обобщен-

ного энергетического спектра для инерционных движений в поверхностном слое моря для зимы и лета, причем к осреднению принимались только те АБС, для которых отмечалось характерное для инерционных течений поверхностного слоя уменьшение амплитуды и энергии инерционных движений с глубиной, уменьшение вертикальной когерентности. Для всех перечисленных станций проводились расчеты текущих временных спектров (периодограмм), анализ которых позволял оценить временную перемежаемость инерционных движений. Полученные по периодограммам периоды присутствия и отсутствия инерционных движений также осреднялись отдельно для зимы и лета и по возможности для выделенных районов. По полученным спектрам проводился расчет энергии инерционных течений  $\overline{E} = G(f_{\text{ин}})\Delta f$ , где  $G(f_{\text{ин}})$  — средняя дисперсия инерционного пика, а  $\Delta f$  — его ширина по частоте. Кроме этого, вычислялась вертикальная когерентность относительно горизонта 10 м. Результаты перечисленных расчетов помещены в табл. 5.2 и 5.3.

Из табл. 5.2 видно, что амплитуда инерционных течений как зимой, так и летом убывает с глубиной во всех районах. Зимой максимальное изменение амплитуды отмечается в слое 30—50 м, летом — между горизонтами 20—25 м. Максимальные амплитуды отмечаются в прибрежной зоне и зоне ОЧТ (0,35—0,40 м/с) на горизонте 10 м, а минимальные скорости — в центральных районах моря; летом эта особенность сохраняется: максимальные значения (0,28—0,32 м/с) — в зоне ОЧТ, минимальные (0,14 м/с) — в открытых районах моря.

Существенную сезонную изменчивость испытывает и временной масштаб: зимой он 1,5—3,5 сут, а летом больше — 4,0—8,0 сут. Это свидетельствует о том, что инерционные течения в поверхностном слое связаны с атмосферными процессами над морем, которые зимой протекают значительно интенсивнее, чем летом [96]. В прибрежных районах зимой и летом масштаб перемежаемости меньше, чем в открытых районах, очевидно, из-за более интенсив-

Таблица 5.2 Амплитуда и временной масштаб инерционных движений в Черном море

наб-			Зима			Лето						
зонт н	Прибрежные и шельфовые зоны ОЧТ		Центр района		Прибрежные и шельфовые зоны		ОЧТ		Центр района			
Горизонт людений,	Ам/с	Т сут	А м/с	T CyT,	А м/с	T cyr	Ам/с	<b>Т</b> сут	Ам/с	<i>T</i> сут	Ам/с	<i>Т</i> сут
10 15 20 25 30 50 100	0,35 0,30 0,26 0,21 0,20 0,14 0,14	2 2 2 2 1,5 1,5 1,5	0,40 0,40 0,40 0,38 0,37 0,19 0,16	2.5	0,22 0,21 0,19 0,14 0,10 0,06 0,05	3,5 3,5 3,0 3,0 3,0 3,0 2,0	0,28 0,22 0,13 0,08 0,05 0,05 0,03	4,4 4,5 9,5 4,0 4,0 4,0 4,0	0,32 0,25 0,25 0,18 0,16 0,15 0,13	6,0 6,0 6,0 6,0 6,0 6,0 6,0	0,14 0,08 0,05 0,05 0,03 —	8,0 8,0 6,5 6,5 5,0

Таблица 5.3

Средняя кинетическая энергия и вертикальная когерентность (относительно 10 м) на инерционной частоте

Горизонт	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	Вима	Лето			
наблюдения,	Энергия,	Вертикальная	Энергия	Вертикальная		
м	отн. ед.	когерентность	отн. ед.	когерентность		
10	1,0	1,0	1,0	1,0		
15	0,95	0,96	0,85	0,92		
20	0,93	0,92	0,80	0,65		
25	0,90	0,91	0,62	0,49		
30	0,89	0,85	0,55	0,28		
50	0,52	0,48	0,40	0,20		
100	0,30	0,21	0,32	0,18		

Примечание: 95 %-ный доверительный уровень нулевой когерентности 0.25.

ного горизонтального и вертикального обмена и более быстрой смены ветрового режима.

Энергия инерционных движений уменьшается с глубиной (см. табл. 5.3) зимой и летом, но зимой это уменьшение в верхнем 50-метровом слое происходит медленнее, чем летом. Наблюдается аналогичное уменьшение когерентности. Вертикальный масштаб когерентности для зимы около 50—75 м, а летом 30 м и менее. Такое распределение энергии и когерентности может быть объяснено тем, что инерционные течения, с одной стороны, определяются атмосферными процессами, которые активизируются в зимнее время, а с другой стороны, плотностной стратификацией, градиенты

которой больше летом.

Для иллюстрации ветрового происхождения инерционных течений и их проникновения в толщу вод посредством диффузионного механизма на рис. 5.1 показано распределение энергии инерционных течений в поверхностном 200-метровом слое по данным восьмисуточной АБС. Ветровые условия во время исследований характеризовались следующим: в начале срока наблюдений отмечались ветры южных направлений силой 5-8 м/с, затем в течение 12 ч дул сильный до штормового (20 м/с) восточный ветер, который сменился слабыми ветрами северных и северо-западных направлений. К сожалению, в нашем распоряжении имелись только наблюдения на горизонтах 20, 70, 100 и 200 м. Из рис. 5.1 хорошо видно, что при усилении ветра и его действии в продолжение 12 ч в поверхностном слое были возбуждены инерционные течения, которые затем стали распространяться в толщу вод до глубины 70— 80 м. т. е. со временем практически весь квазиоднородный слой до постоянного галоклина (глубина 100—120 м) был охвачен инерционным течением. После прекращения действия сильного ветра направления инерционные течения наблюдались

3,5 сут, т. е. отмечались четыре инерционных цикла. Когерентность между горизонтами 20 и 70 м во время развития инерционных течений была высокой: 0,89—0,92 при 95 %-ном доверительном уровне нулевой когерентности, равном 0,45, что дало возможность оценить сдвиг во времени, характеризующий проникновение инерционных движений в толщу вод. Он составил приблизительно 12 ч на каждые 10 м, что дает (согласно [140]) коэффициент вертикального турбулентного обмена  $A_z = 3 \cdot 10^{-2}$  м²/с. Эта оценка неплохо согласуется с данными других исследователей [35, 140].

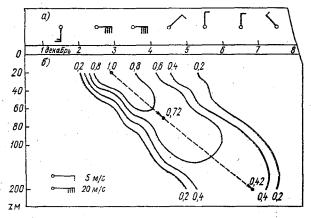


Рис. 5.1. Изменение во времени скорости (а) и направления ветра и энергии (б) инерционных течений (в относительных единицах) в районе Кавказского побережья (п. Поти). 1977 г.

Штриховая линия - направление распространения энергии.

Другой источник инерционных течений связан с нестационарностью крупномасштабных течений. Примером возбуждения таких инерционных течений могут служить данные наблюдений за течениями у Анатолийского побережья, выполненные летом 1976 г. На рис. 5.2 показана временная изменчивость вертикального распределения энергии инерционных движений, из которой видно, что за весь срок наблюдений инерционные движения в поверхностном слое отсутствуют и присутствуют в слоях, прилегающих к главному пикноклину, а также в слое 300-500 м. Интенсивность этих колебаний имеет существенную временную изменчивость: возрастает в первой половине срока наблюдений, затем уменьшается на горизонтах 50—300 м, убывает и вновь возрастает на горизонте 100 м. Исключение составляет горизонт 500 м, где отмечается уменьшение со временем интенсивности инерционных течений. В работе [20] показано, что такой характер изменчивости в распределении энергии инерционных течений в промежуточных и глубинных слоях может быть связан с гидродинамической неустойчивостью и меандрированием Основного черноморского течения (см. главу 4), которое представляет собой «внешний источник», снабжающий

энергией инерционные течения в толще вод.

Приведем еще некоторые данные анализа, которые наглядно свидетельствуют в пользу этого механизма. Временной ход составляющих скорости (рис. 5.3) показывает, что за весь срок наблюдений на фоне низкочастотных колебаний (выделенных жирной линией и, очевидно, связанных с меандрированием Основного черноморского течения) отмечаются инерционные колебания раз-

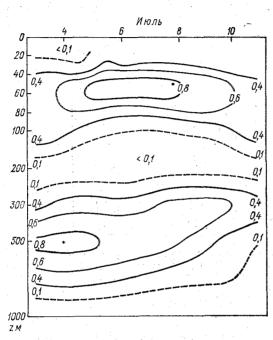


Рис. 5.2. Текущий спектр энергии (в относительных единицах) инерционных движений в районе Анатолийского побережья в июле 1976 г.

личной интенсивности. На горизонте 100 M (рис. 5.3 a) в начале срока (до 7 июля 1976 г.) прослеживаются четыре затухающих инерционных цикла, затем период отсутствия колебаний (с 7 по 9 июля). резкое и кратковременное (порядка 10 ч) усиление течений и вновь возникновение инерционных (c 10 июля). движений  $5.3\,\sigma$ рис. показана временная изменчивость вектора скорости течеполученная зящим осреднением с интервалом сглаживания 24 ч. Сопоставление с рис. 5.3 aпозволяет видеть. что импульсное усиление течений. которое привовозникновению дит K инерционных движений, соответствует развороту вектора течений на 180°. причем такое вращение

вектора скорости, как показано в [19], характерно для антициклонического меандра.

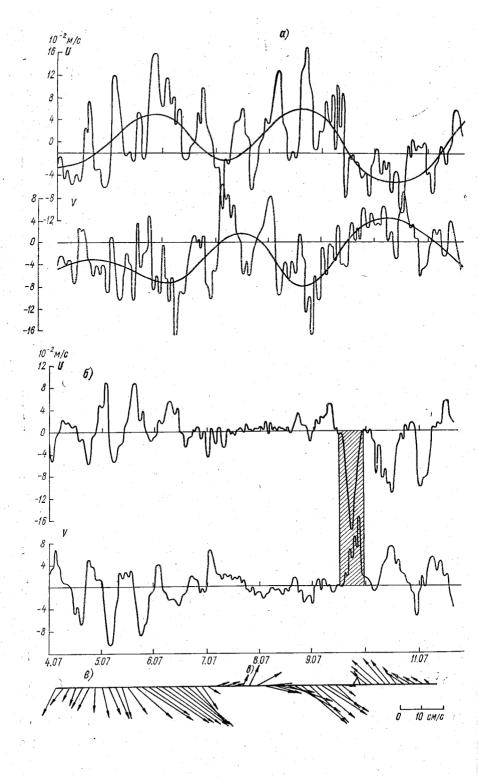
Таким образом, результаты анализа наблюдений за течениями показали, что инерционные течения в Черном море могут существовать как в поверхностном слое, так и в толще вод. В первом случае инерционные течения имеют вертикальный масштаб когерентности порядка 30—80 м и полностью определяются стратификацией вод. Эти движения возбуждаются ветром. Во втором случае источник их генерации— «импульсное» усиление среднего течения, связанное с меандрированием Основного черноморского течения. Наиболее интенсивные инерционные течения наблюдаются в поверхностных слоях в зоне Основного черноморского течения и в прибрежных и шельфовых районах.

Б. Инерционно-гравитационные волны на частотах, близких к инерционной. Как показано выше, вырожденные инерционно-гравитационные волны с «почти» вертикальным волновым вектором могут возбуждаться в толще вод, с одной стороны, явлениями резонансного воздействия ветра на толщу вод, а с другой стороны, при резонансном взаимодействии внутренних волн.

В данном разделе приводятся результаты статистического анализа учащенных по вертикали (20 горизонтов) наблюдений за течениями, иллюстрирующие возможность существования инерционных движений с вертикальной волновой структурой [20-22]. Измерения проводились в июле 1969 г. на периферии Основного черноморского течения, с правой стороны от стрежня потока, если смотреть по течению, в районе Кавказского побережья на участке Геленджик-Туапсе. Длительность наблюдений - 11 сут, дискретность 10 мин. Регистрация течений проводилась на двух синхронно работающих АБС, удаленных друг от друга на расстояние около 1 км. Плотностная структура в районе наблюдений характеризовалась наличием интенсивно развитого сезонного термоклина с частотой плавучести  $N(z) = 25 \div 30$  циклов в час на горизонтах 15-20 м и постоянного галоклина со значениями N(z) =  $=6.5\div8.5$  циклов в час на горизонтах 150-175 м. К обработке были приняты ряды среднечасовых значений составляющих вектора скорости на меридиан и параллель на горизонтах 10, 15, 20, 25, 30, 40, 50, 60, 90, 100, 150, 175, 200, 300, 400, 500, 750, 1000, 1250, 1500 м.

Из анализа осредненных спектров кинетической энергии изменчивости течений на указанных горизонтах получено, что практически вся толща воды до глубины 1000 м охвачена инерционными колебаниями. В вертикальном распределении энергии колебаний на инерционной частоте отмечаются два хорошо выраженных максимума — в сезонном термоклине и постоянном галоклине.

Анализ временной изменчивости инерционных колебаний показал (рис. 5.4), что в первой половине срока наблюдений эти движения были интенсивными на всех горизонтах, во второй началось их вырождение (уменьшение энергии) — сначала в поверхностном слое, а затем в постоянном галоклине и ниже, при этом момент полного исчезновения инерционных колебаний в сезонном термоклине соответствует моменту резкого уменьшения интенсивности инерционных колебаний в постоянном галоклине. Такой характер временной изменчивости инерционных колебаний позволяет предположить [21], что в районе Кавказского побережья в период наблюдений инерционные колебания во всей толще воды были сильно взаимосвязаны. На это указывают и расчеты вертикальной когерентности на инерционной частоте, которые проводились для периода наиболее интенсивного развития инерционных колебаний относительно горизонтов 10 и 150 м. Из табл. 5.4 видно, что в слое от 0 до 500 м значения когерентности велики — 0,59—0,92 при 95 %-ном доверительном уровне нулевой когерентности 0,35, т. е. вертикальный масштаб когерентности примерно 500 м,



существенным образом отличается от аналогичных оценок, приведенных ранее [89, 110, 154, 167], где были получены оценки вертикального масштаба когерентности по крайней мере на порядок меньше.

Слабая вертикальная когерентность между поверхностными и глубинными слоями на инерционной частоте может быть объяснена различной природой инерционных движений в этих слоях.

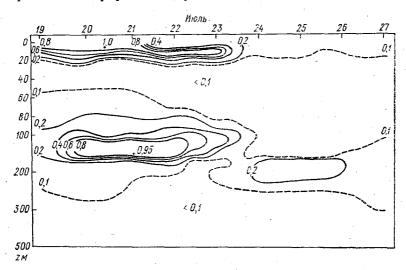


Рис. 5.4. Текущий спектр энергии (в относительных единицах) инерционных движений по данным наблюдений у Кавказского побережья 19—27 июля 1979 г.

Таблица 5.4 Вертикальная когерентность (H) и разность фаз ( $\Delta \phi$ ) для периода наиболее интенсивно развитых инерционных колебаний в районе Кавказского побережья летом 1969 г. по данным АБС

HT, M	От горизонта 10 м		От горизонта 150 м		HT, M	От горизонта 10 м		От горизонта 150 м	
Горизонт,	Н	Δφ°	Н	Δφ°	Горизонт,	Н	Δφ°	Н	Δφ°
30 40 60 90 100 150	0,72 0,70 0,86 0,90 0,91 0,92	85 118 132 143 158 275	0,59 0,62 0,87 0,89 0,89 1,00	162 229 234 231 240 360	175 200 300 400 500	0,89 0,79 0,92 0,88 0,82	263 260 241 198 108	0,92 0,82 0,82 0,80 0,76	126 88 83 80 70

Рис. 5.3. Изменение во времени составляющих вектора скорости на горизонтах 50 м (а) и 100 м (б), а также осредненный вектор скорости (интервал сглаживания 1,5 сут) на горизонте 100 м (в).

В то же время, как отмечается в работе [59], в тех случаях, когда инерционные движения вызываются одними и теми же причинами, как вертикальная, так и горизонтальная когерентность может быть довольно высокой.

Большие значения когерентности по вертикали позволяют предположить, что колебания на инерционной частоте в этом районе связаны с существованием волнового процесса, охватывающего всю толщу вод. В этом отношении показательно изменение с глубиной разности фаз колебаний (см. табл. 5.4), а именно ее увеличение от 85° на горизонте 30 м до 275° на горизонте 150 м, а затем уменьшение до 108° на 500 м (относительно горизонта 10 м) и уменьшение разности фаз вверх и вниз относительно горизонта 150 м. Такое распределение разности фаз с глубиной свидетельствует о существовании определенной волновой структуры инерционных движений по вертикали, а именно вертикальной стоячей волны с длиной порядка глубины залегания постоянного галоклина. На существование вертикальной стоячей волны с круговой поляризацией указывает и характер временной изменчивости средней вертикальной структуры инерционных движений за полный инерционный цикл.

По данным о пяти инерционных петлях, отмеченных в начале срока наблюдений, были построены вертикальные годографы вектора скорости инерционного движения и вертикальные эпюры этих колебаний [22]. На рис. 5.5 приведены пять таких годографов, разделенных четырехчасовым интервалом времени и характеризующих изменчивость вертикальной структуры инерционных движений за 16 ч, что приблизительно соответствует локальному инерционному периоду места постановки АБС. Под годографами в том же масштабе показаны вертикальные эпюры зональной и меридиональной составляющих инерционных движений. Видно, что вектор скорости вращается с глубиной по часовой стрелке. В целом с течением времени весь годограф как одно целое разворачивается по часовой стрелке.

Существование вертикальной стоячей волны с круговой поляризацией видно из изменения со временем вертикальных эпюр составляющих на меридиан и параллель (см. рис. 5.5), которые, практически не изменяя своей формы, вращаются относительно вертикальной оси по часовой стрелке. Так, первая и третья эпюры находятся в противофазе (повернуты на 180°); в противофазе находятся и вторая — четвертая эпюры, а первая и последняя эпюры практически одинаковы. Эти особенности вращения годографа и вертикальной эпюры скорости инерционных колебаний были впервые отмечены в [111].

Из табл. 5.5 видно, что с течением времени когерентность незначительно изменяется, достигая максимальных значений в периоды максимального развития инерционных колебаний. Сдвиг фазы со временем увеличивается, что свидетельствует о наличии в толще вод более длинной (чем отмечено выше) волны, распространяющейся сверху вниз.

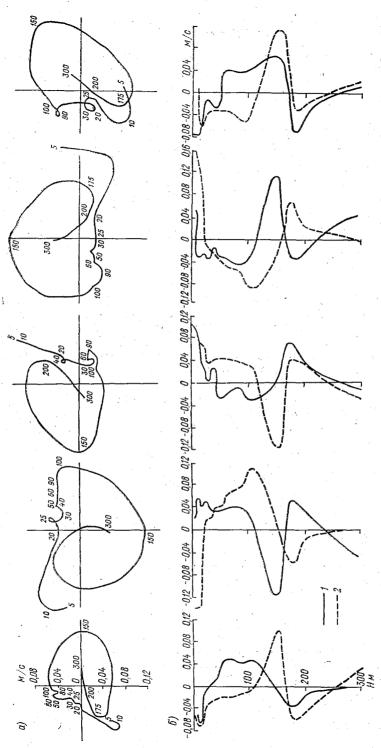


Рис. 5.5. Временная изменчивость вертикальной структуры скорости инерционных колебаний за полный инерционный цикл. a-годографы, b-вертикальные профили меридиональной (I) и зональной (2) компонент скорости.

Таблица 5.5 Изменение во времени вертикальной когерентности (H) и разности фаз ( $\Delta \phi$ )

Горизонт, м	Характе- ристика	Интервал							
		1	2	3	4	5	6		
10—60 10—150 10—300 150—500	$H$ $\Delta \phi^{\circ}$ $H$ $\Delta \phi^{\circ}$ $H$ $\Delta \phi^{\circ}$ $H$ $\Delta \phi^{\circ}$	0,88 110 0,99 237 0,96 227 0,97 253	0,82 102 0,95 233 0,99 234 0,87 242	0,85 119 0,94 251 0,95 240 0,86 228	0,98 142 0,84 267 0,92 258 0,68 221	0,85 157 0,82 308 0,85 309 0,51 139	0,75 157 0,96 350 0,83 360 0,68 133		

Для более точного определения параметров вертикальной волновой структуры в диапазоне частот, соответствующих инерционным волнам, проведены расчеты пространственных спектров в плоскости вертикальных волновых чисел  $k_z$  (рис. 5.6). Для этих расчетов использованы горизонты: 10, 30, 60, 90, 100, 150, 175, 200, 300, 400, 500, 750 и 1000 м. Для оценки спектров данные обработаны методами максимального правдоподобия (МАП) и максимальной энтропии (МЭН) (см. главу 2). Хорошее соответствие оценок в коротковолновой части спектра и оценок МАП с оценками МЭН по опорному датчику, расположенному недалеко от центра антенны (горизонт 300 м) позволяет считать, что оценка МАП хорошо отражает истинный спектр, на котором выделяются три четких энергетических максимума. Два из них в коротковолновой части спектра, симметрично расположенные относительно начала координат, соответствуют стоячей волне по вертикали, образованной двумя двигающимися навстречу друг другу волнами длиной около 150 м. Пик в длинноволновой части спектра соответствует волне, двигающейся сверху вниз и имеющей длину около 500-600 м.

Наличие длинной волны позволяет предположить, что источник инерционных колебаний расположен на поверхности. Это наглядно видно из асимметрии спектра вертикальных волновых чисел относительно начала координат (см. рис. 5.6), которая указывает на существование суммарного потока энергии, направленного от поверхности в глубоководные слои моря.

Таким образом, данные наблюдений за течениями в районе Кавказского побережья летом 1969 г. иллюстрируют возможность существования инерционных волн с вертикальным волновым вектором. На это указывают данные пространственно-временного спектрального анализа, а именно четко выраженная волновая структура (см. рис. 5.6) с круговой поляризацией (см. рис. 5.5), а также большие значения вертикальной когерентности на инер-

ционной частоте (см. табл. 5.4). Одной из причин возникновения этих волн могло быть прохождение (непосредственно перед постановкой AБС) через район наблюдений холодного фронта с резким усилением ветра (до 20 м/с) и изменением его направления, соответствующим вращению по часовой стрелке, т. е. в период наблюдений существовали благоприятные условия для возбуждения инерционных волн, связанные с явлениями ветрового резонанса [120].

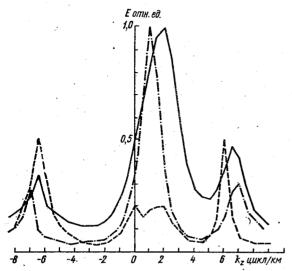


Рис. 5.6. Проекция пространственного спектра на плоскость вертикальных волновых чисел на инерционной частоте. Район Кавказского побережья.

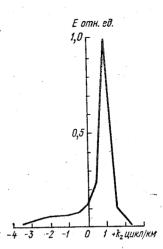


Рис. 5.7. Проекция пространственного спектра на плоскость вертикальных волновых чисел на инерционной частоте у Анатолийского побережья в июле 1976 г.

В. Топографические волны на частотах. близких к инерционной частоте. В последнее время появились работы, показывающие что флюктуации вдольбереговых течений с периодами примерно 18-70 ч связаны с развитием топографических волн [74, 75, 145]. При определенных значениях наклона дна временной масштаб этих волн может быть близок к локальному значению инерционного периода. Для иллюстрации возможности существования таких волн использованы данные полигонных наблюдений за течениями в районе Анатолийского побережья в июле 1976 г. Расчеты вертикальной когерентности инерционных движений во всей толще воды, исключая верхний деятельный слой, для района полигона дали довольно высокие значения: примерно 0,50—0,88 при 95 %-ном доверительном уровне нулевой когерентности 0,23 (здесь приведены средние значения когерентности, полученные по трем АБС полигона). Однако при расчетах спектра вертикальных волновых чисел не было отмечено (как в предыдущем примере) существование вертикальных стоячих волн, что наглядно видно из рис. 5.7, на котором четко выражен один пик, близко расположенный к началу координат. Этот пик характеризует существование квазибаротропной составляющей инерционных движений. Некоторое смещение пика относительно начала коор-

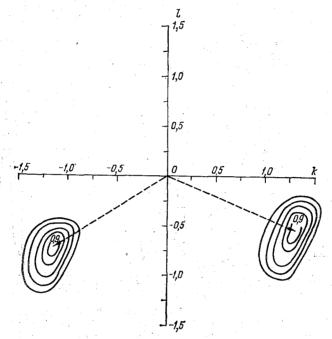


Рис. 5.8. Проекция пространственного спектра на плоскость горизонтальных волновых чисел на инерционной частоте Анатолийского побережья, июль 1976 г.

динат связано с существованием среднего вертикального сдвига скорости основного течения. Таким образом, расчеты вертикальных спектров показывают, что инерционные движения у Анатолийского побережья имеют принципиально другую (по сравнению с инерционными волнами у Кавказского побережья) структуру. Это позволяет предположить, что здесь инерционные движения в период наблюдений имели другое происхождение.

Расчеты горизонтальной когерентности дали довольно высокие значения (0,58—0,77) при разнесении АБС до 60 км и 95%-ном доверительном уровне нулевой когерентности 0,48. Такие же большие значения получены по данным трех АБС в Атлантике [89, 154] — 0,72—0,82 при расстояниях 50—70 км. Кроме этого, рассчитаны проекции пространственного спектра на плоскость горизонтальных волновых чисел на инерционной частоте. Использовались оценки МАП и МЭН. На рис. 5.8 (где показана оценка

МАП пространственного спектра в инвариантной форме на частоте 0,055 цикл/ч, близкой к локальной инерционной частоте района наблюдений 0,056 цикл/ч) видны два четко локализованных пика, симметрично расположенных относительно оси l и показывающих распространение двух волн длиной  $\lambda \approx 100$  км. Направление распространения этих волн на юго-запад ( $v_1 = 240^\circ$ ) и юго-восток ( $v_2 = 120^\circ$ ).

Спектральный анализ колебаний гидрологических характеристик в районе расположения АБС также показал наличие

интенсивных колебаний на частоте 0,055 цикл/ч. В частности, на энергетическом спектре колебаний толхолодного промежуточного слоя и колебаний солености в слое (рис. 5.9) постоянного галоклина четко выделяются пики на инерционной частоте. Район расположения АБС характеризуется повышенными горизонтальными градиентами гидрологических характеристик, поэтому пики на инерционной частоте в этом районе могут быть связаны с горизонтальными волновыми движениями, на возможность существования которых указывают оценки пространственных спектров рис. 5.8). Все это свидетельствует о наличии в период наблюдений у Анатолийского побережья четко выраженной волновой структуры в горизонтальной плоскости на частотах, близких инерционной

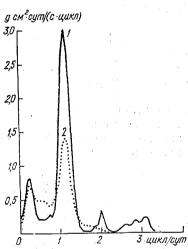


Рис. 5.9. Временной спектр колебаний солености на горизонте 100 м (1) и толщины ХПС (2). Анатолийское побережье, июль 1976 г.

стоте. Эти волны по своим пространственно-временным параметрам напоминают структуру топографических волн. Для проверки этого предположения полученные из наблюдений параметры волн сопоставлены с теоретическими дисперсионными связями.

Внутренний радиус деформации для района наблюдений 30 км, т. е. для волн длиной 100 км число Бергера  $B(z) \ll 1$  и возможно существование баротропных топографических волн, которые соответствуют нейтральным волнам теории баротропно-бароклинной неустойчивости [157]. В работе [162] в рамках двухслойной модели и предположениях о малости отношения толщины верхнего и нижнего слоев и отсутствии движения в нижнем слое (т. е. условиях, довольно хорошо соответствующих гидрологическим условиям Черного моря — (см. гл. 3)) было получено дисперсионное соотношение для устойчивой баротропной моды

$$\omega_{\rm BT} = -fl \left[ \beta \cos \zeta + \sigma \sin \left( \zeta + \xi \right) \right] / L, \tag{5.4}$$

где l — длина устойчивой волны;  $\beta$  — градиент планетарного вихря;  $\zeta$  — угол между направлением вектора градиента топографии дна и осью, направленной на север (ось y);  $\xi$  — угол между направлением распространения волн с осью, направленной на восток (x);  $\sigma = \alpha L/H$  — относительный уклон дна  $(\alpha$  — истинный уклон дна); L — характерный горизонтальный масштаб.

Для района Анатолийского побережья, характеризующегося сложной конфигурацией берега и резкими перепадами глубин (свал глубин с  $\alpha \approx 10^{-2}$ ), параметры топографических волн в соответствии с дисперсионным соотношением оценены на частотах, близких к инерционным и имеющих направление распространения 120 и 240° с. ш. Эти оценки показали возможность существования волн длиной около 100 км, имеющих период 18,0—20 ч. Возможность существования таких волн над резкими уклонами дна была отмечена при расчетах баротропно-бароклинной неустойчивости основного черноморского потока (см. главу 4).

В работе [141] при последовании резонансного взаимодействия планетарных волн в однородном океане на β-плоскости показано, что такое взаимодействие имеет место во втором порядке с образованием триплетов планетарных волн, удовлетворяющих

условиям

$$\sum_{j=1}^{3} k_j = \sum_{j=1}^{3} l_j = \sum_{j=1}^{3} \omega_j = 0, \tag{5.5}$$

где  $k_i$  и  $l_i$  — соответственно составляющие волновых векторов на

параллель и меридиан;  $\omega_i$  — частота волн.

В [141] определено геометрическое место волновых чисел тех волн, для которых имеет место резонансное взаимодействие как для коротких бездивергентных, так и для длинных дивергентных планетарных волн. Отмечается, что (5.5) имеет одно интересное решение

$$(k_1, l_1) = (-k_2, l_2); (k_3, l_3) = (0, -2l_2)$$
 (5.6)

при произвольном  $(k_2, l_2)$ , т. е. любой волновой вектор  $\mathbf{k}_2$  вместе с его отражением относительно оси l и третьим волновым вектором  $\mathbf{k}_3$ , соответствующим зональному течению, образует резонансный триплет. На основе энергетических соотношений, описывающих слабые нелинейные взаимодействия, в триплете волн получена система уравнений для их амплитуд:

$$(1+x_1^2)\frac{dA_1}{dT} = b (x_2^2 - x_3^2) A_2 A_3,$$

$$(1+x_2^2)\frac{dA_2}{dT} = b (x_3^2 - x_1^2) A_3 A_1,$$

$$(1+x_3^2)\frac{dA_3}{dT} = b (x_1^2 - x_2^2) A_1 A_2,$$
(5.7)

где  $A_i$  — амплитуда волн, представляющая собой медленно меняющуюся функцию времени (T);  $x_i = |\mathbf{k}_i|$ ; b удовлетворяет условию резонанса  $2b = \mathbf{z} \cdot \mathbf{k}_2 \times \mathbf{k}_3 = \mathbf{z} \cdot \mathbf{k}_3 \times \mathbf{k}_1 = \mathbf{z} \mathbf{k}_1 \times \mathbf{k}_2$ ,  $\mathbf{z}$  — единичный вертикальный вектор. Согласно (5.7), в случае зонального течения —  $\mathbf{k}_3$   $(0, l_3)$  с ненулевым меридиональным волновым числом  $l_3 = -2l_2$ ;  $A_3 = \text{const} \neq 0$ , т. е. зональное течение не приобретает и не теряет энергии, действуя как своего рода катализатор, который позволяет двум другим волнам резонансного триплета обмениваться энергией. Волновой триплет такого взаимодействия

в случае коротких планетарных волн  $(x_i \gg 1)$  показан на рис. 5.10.

Майсек [145], обобщив исследования [141] для случая слабых нелинейных взаимодействий между тарными топографическими волнами с учетом стратификации, рассмотрел задачу резонансного взаимодействия волн над крутым склоном дна в канале с произвольной ориентацией на в-плоскости и постоянной по глубине частотой Вяйсяля—Брента. Он показал, при таком взаимодействии пографические волны также амплитуды зуют триады, — а ИХ подчиняются классическим уравнениям (5.7), —возникающие в большинстве квадратичных задач резонансного вза-

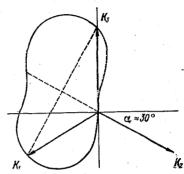


Рис. 5.10. Геометрическое место пар концов волновых векторов  $\mathbf{k}_1$  и  $\mathbf{k}_3$ , которые резонансно взаимодействуют с заданным волновым вектором  $\mathbf{k}_2$ .

имодействия с некоторыми добавками на стратификацию и уклон дна. В [145] получен и особый случай взаимодействия двух волн  $(x_1, x_2)$  с зональным течением, которое выступает как катализатор и не участвует в обмене энергией между волнами.

Результаты пространственного анализа наблюдений за течениями (см. рис. 5.8) и их сопоставление с теоретическими расчетами (см. рис. 5.10) показывают, что в районе Анатолийского побережья, где Основное черноморское течение имеет зональную ориентацию и ширину 30-40 км, существовали условия особого резонансного взаимодействия зонально ориентированного течения с двумя топографическими волнами. Это подтверждается не только полученным направлением распространения волн и ориентацией Основного черноморского течения, но и хорошим совпадением теоретически полученных условий резонанса (5.6) и данных спектрального анализа:  $l_1 = l_2 = -0,007$  цикл/км;  $k_1 = -k_2 = 0,0125$  цикл/км и  $l_3 = 0,016$  цикл/км  $\approx -2l_2$ .

Таким образом, показана возможность существования топографических волн на частотах, близких к инерционной. Отмечено, что летом 1976 г. в районе Анатолийского побережья могли существовать условия резонансного взаимодействия двух топографических волн при наличии среднего зонально ориентированного Основного черноморского течения.

Необходимо отметить особую роль Основного черноморского течения и его синоптической изменчивости в динамике всех выделенных видов инерционных движений. Это течение, представляющее собой наиболее яркую особенность динамики вод всего моря, выступает как внешний энергетический источник возникновения не только синоптической изменчивости (см. главу 4), но и инерционных движений. В этом отношении показательны результаты статистической обработки данных наблюдений за течениями и гидрологической структурой вод, выполненных в марте 1979 г. на шельфе Кавказского побережья. Наблюдения проведены на полигоне, вытянутом вдоль побережья на 50 миль и охватывающем зону шельфа шириной 10 миль. На акватории полигона были поставлены девять АБС с измерительными БПВ-2 и АЦИТТ на трех горизонтах (0,10 и 50 м). Длительность наблюдений 10— 17 сут. Были выделены интенсивные инерционные колебания, которые в различных зонах полигона имели некоторые отличия в пространственно-временных параметрах. В наиболее мористой части полигона инерционные колебания имели период, соответствующий локальному инерционному периоду 17 ч; в промежуточной и прибрежной зонах инерционных пик на энергетическом спектре был смещен в более высокочастотную часть спектра, что, очевидно, связано с неоднородностями поля плотности и скорости в шельфовой зоне моря. Кроме этого, в мористой зоне, характеризующейся повышенными горизонтальными градиентами гидрологических характеристик, инерционные колебания выделялись по данным наблюдений за течениями и за гидрологической структурой вод, в то время как в прибрежной зоне эти колебания выделялись только по измерениям скорости течений. В мористой зоне полигона в период наблюдений могли существовать топографические волны на частотах, близких к инерционной частоте, а в прибрежной зоне — чисто инерционные течения. Расчеты проекции пространственных спектров на вертикальную плоскость, нормальную к береговой линии, показывают, что энергоснабжение в мористой зоне осуществлялось меандрирующим Основным черноморским течением, а в прибрежной зоне, кроме того, и интенсивной ветровой деятельностью. Эти выводы хорошо соответствуют выводам предыдущих разделов и указывают на большое значение Основного черноморского течения в энергоснабжении инерционных движений в Черном море.

Итак, расчеты пространственно-временных спектральных характеристик наблюдений за течениями и гидрологической структурой вод показали возможность существования нескольких видов инерционных движений, имеющих различные пространственновременные параметры и происхождение: чисто инерционные течения, вырожденные инерционно-гравитационные и топографические волны на частотах, близких к инерционной частоте. Наиболее распространенный вид инерционных движений — инерционные течения, которые концентрируются в верхнем деятельном слое моря и имеют вертикальный масштаб когерентности 30—75 м. Этот вид

инерционных движений связан с атмосферными процессами над морем, на что указывают полученные характерные масштабы временной перемежаемости инерционных течений: зимой (когда атмосферные процессы значительно интенсивнее, чем летом) масштаб временной перемежаемости 1,5—3,5 сут, летом — 4—8 сут.

Вырожденные инерционно-гравитационные волны распространены во всей толще вод и представляют собой вертикальные стоячие волны с круговой поляризацией. Вертикальный масштаб когерентности более 500 м. Одной из возможных причин генерации инерционных движений этого вида может быть явление ветрового

резонанса.

Топографические волны на частотах, близких к инерционной частоте, возникают над районами с резкими изменениями глубин и имеют четко выраженную горизонтальную поляризацию. Вертикальный масштаб когерентности — порядка 1000 м, горизонтальный масштаб когерентности — более 50 км. Временной масштаб перемежаемости — 2—4 сут. Возможный механизм генерации инерционных движений этого вида — резонансное возбуждение Основным черноморским течением, которое интенсивно меандрирует в районах с резкими изменениями глубин.

## 5.2. Сейшевые колебания <sup>1</sup>

Одной из характерных особенностей изменчивости в замкнутых морях являются поверхностные и внутренние сейши, или собственные колебания замкнутых морских бассейнов, возникающие под воздействием возмущающих сил, например ветра [69, 74, 75].

Физическая сущность сейшевых колебаний достаточно проста, однако теоретическое определение их характеристик в реальных водоемах из-за большой сложности и разнообразия их форм связано со значительными математическими трудностями. Точные аналитические решения получены лишь для узкого класса задач, описывающих сейши в водоемах простейших геометрических форм.

В настоящее время известен ряд методов расчета параметров сейш в водоемах сложной формы: формула Мериана—Дюбуа, методы Кристана, Дефанта и Эртеля [74, 75, 90, 126]. В. Краусс [69] выделяет две системы сейш первого и второго вида. У первого вида поверхностные и внутренние сейши имеют равные периоды, но разные длины волн. Внутренние и поверхностные сейши второго вида имеют равные длины волн, но разные периоды. Для внутренних сейш характерны большие амплитуды, чем для поверхностных.

Поверхностные сейшевые колебания были впервые обнаружены еще в прошлом веке в крупных озерах, внутренние сейши также

<sup>1</sup> Данный раздел написан при участии А. Т. Кондрина и В. П. Ястреба.

впервые наблюдались в озерах в начале нашего столетия, затем они были обнаружены в Балтийском море, Калифорнийском заливе и т. д. Подробный обзор натурных наблюдений сейшевых колеба-

ний можно найти в монографиях [69, 90].

Одна из первых работ, посвященная сейшевым колебаниям в Черном море, принадлежит И. В. Курчатову [70], который по данным наблюдений за уровнем обнаружил колебания, имеющие период около 24,5 ч, соответствующие колебаниям атмосферного давления. Кроме того, Курчатов по формуле Мериана вычислил период продольной одноузловой сейши, равный 4,5 ч, и определил ее амплитуду для Констанцы, равной 7,7 см. Эти результаты согласуются с данными [142], где были выделены сейши периодами 45 мин и 4,5 ч для района Констанцы со средними амплитудами 2—3 см и 4 см.

Для круглого бассейна, имеющего размеры, характерные для Черного моря, А. Дефант [126] теоретически с учетом силы Кориолиса получил периоды сейш, равные 5,47 и 6,49 ч, и сопоставил с данными мареографных наблюдений в различных пунктов побережья. Анализ последних позволил выделить сейши с периодами

5,5; 6,4 и 7,4 ч.

В работе [44] приведены результаты спектрального анализа колебаний уровня Черного моря в различных пунктах побережья. Выделены пики на периодах около 80 ч (3,3 сут), суточном и полусуточном. Первый пик, соответствующий частоте 0,3 цикл/сут, синоптический. Главная его причина — наличие аналогичного максимума в спектре атмосферных процессов. Вторые два пика, вероятно, связаны с приливами, которые, как указывал еще Курчатов [70], в Черном море представляют собой стоячие колебания типа вынужденных сейш. Полусуточный прилив преобладает на восточном и западном побережье моря, суточный — в портах Крыма [44], причем колебания на противоположных берегах находятся в противофазе [112].

Таким образом, колебания с периодом около 12 ч есть продольная одноузловая сейша с узловой линией, проходящей в меридио-

нальном направлении в районе Крыма.

В работе [127] численным методом рассчитаны характеристики свободных колебаний в Черном море, возникающих в результате нагонов (наклонов уровня) под действием восточного и южного ветров со скоростью 20 м/с. В основе модели — проинтегрированные по вертикали нестационарные уравнения движения баротропной жидкости с учетом трения на дне, бокового турбулентного обмена, силы Кориолиса, поверхностного напряжения ветра и градиента давления. Путем спектрального анализа результатов вычислений определены амплитуды, фазы и периоды свободных колебаний в различных точках побережья и открытого моря. В случае восточного ветра наибольший подъем уровня происходит у северо-западного побережья от Одессы до Констанцы, причем линия нулевого уровня делит всю западную половину моря приблизительно пополам со значительным изгибом в центральной

части в сторону западного берега. Возникающие при этом свободные колебания имеют следующие периоды:

Мода 1	9	3	1	<u>ج</u>	6	7
илода	2	0		U	U	,
Период. ч 10	6	5	4	3	3	2

Первая мода представляет собой одноузловую сейшу с узловой линией, приблизительно отделяющей северо-западную часть от остального бассейна. Моды 2 и 3 также одноузловые, причем узловые линии проходят приблизительно в меридиональном направлении в наиболее узкой части моря. Мода 4 — двухузловая. При южном ветре максимальный нагон также происходит в северо-западной части. Нулевая линия расположена приблизительно в широтном направлении и отделяет северо-западную часть и небольшой район вблизи Керченского пролива от остальной части бассейна. Периоды возникающих колебаний следующие:

Первая мода обладает той же структурой, что и в первом случае. Мода 3 с периодом 4,35 ч — одноузловая.

Все перечисленные работы посвящены баротропным или поверхностным сейшам. Согласно этим работам, в Черном море можно выделить следующие характерные периоды сейшевых колебаний: 4,5; 5,5; 6,5; 7,4; 10,16; 12; 24 часа; не включены сюда колебания, имеющие период 3 ч, полученные теоретически в работе [127] для бассейна в целом. Это — колебания высоких мод, которые в природе, по-видимому, возбуждаются редко. К этому диапазону относятся также сейши бухт и заливов.

Сведения об амплитудах сейш довольно противоречивы: и $\mathbf{x}$  значения от  $10^{-2}$  до  $10^{-3}$  м.

Следует заметить, что используемые в большинстве экспериментальных работ методы анализа позволяют относить те или иные колебания к сейшам только предположительно, основываясь на сведениях об их периодах. В первую очередь это относится к внутренним сейшам, исследование пространственной структуры которых требует проведения специальных экспериментов, включающих измерения во многих точках акватории моря. Между тем при анализе колебаний скорости течения можно использовать тот факт, что в северном полушарии в достаточно широких бассейнах частицы воды при сейшевых колебаниях описывают эллиптические траектории, вращаясь против часовой стрелки, причем вдали от берега их орбиты близки к круговым. Вектор скорости при этом также вращается против часовой стрелки, что объясняется действием силы Кориолиса [90].

Действительно, на частицу жидкости, кроме силы градиента давления в направлении наклона уровня основного колебания, действует еще и сила Кориолиса, вызывающая поперечное колебание, период которого равен периоду (T) продольных сейш, а фаза сдвинута к фазе продольного колебания на T/4. Волновой вектор

при этом вращается против часовой стрелки. Однако геострофические эффекты существенны только для периодов, сравнимых с инерционными. При уменьшении периода эллипсы, описываемые концом вектора скорости, все более вытягиваются вдоль направления основного колебания и, наконец, при короткопериодных бухтовых сейшах движение становится возвратно-поступательным.

Таким образом, если при анализе измерений скорости течения удается выделить колебание, период которого характерен для сейш данного бассейна и вектор скорости вращается против часовой стрелки, то можно с достаточной степенью уверенности говорить о том, что это сейшевое колебание. Однако следует заметить. что в некоторых случаях наряду с нормальными для северного полушария положительными левовращающимися (против часовой стрелки) амфидромиями могут встречаться и правовращающиеся. Например, согласно численным расчетам [155], в озерах Онтарио и Верхнее фундаментальные моды вращаются против часовой стрелки. Однако в модах четвертого порядка и выше некоторые амфидромии оказываются отрицательными, что связывают с действием трения. Пример периодического течения в Черном море, вектор скорости которого вращается против часовой стрелки, описан в [98], где предполагается, что это течение обусловлено сейшами. Частица воды описывает круг радиусом около 1 км против часовой стрелки. При скорости u = 0.30 м/с период обращения составляет 5.8 ч.

По данным наблюдений можно выделить сейшевые колебания, используя спектральный анализ, основанный на методе вращательных компонент (см. главу 2), поскольку для этих колебаний характерно преобладание левовращающихся компонент, если их период сравним с инерционным или существенное значение имеют эффекты вращения Земли. Для короткопериодных сейш, где эффекты вращения Земли не существенны, обе компоненты метода вращательных компонент равны.

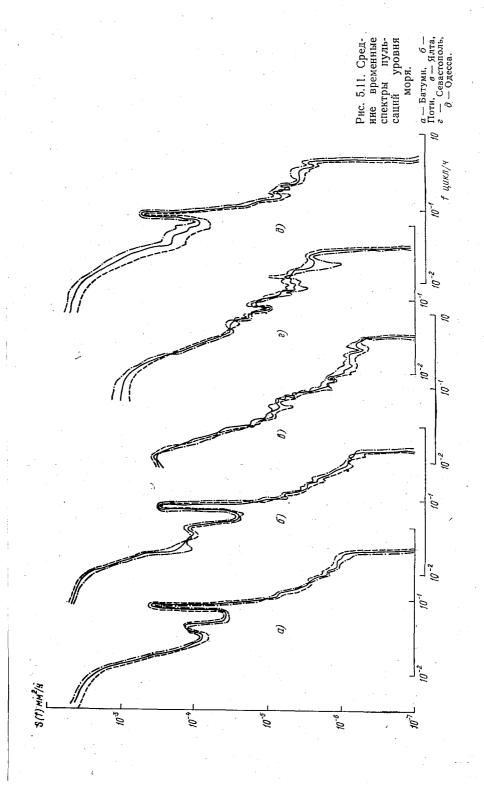
5.2.1. Поверхностные сейши. Характеристики поверхностных сейш определялись по данным о колебаниях уровня моря, полученных с помощью самописцев уровня моря (СУМ) в Поти, Батуми, Туапсе, Геленджик, Керчь, Феодосия, Ялта, Севастополь,

Одесса, Вилково в 1980, 1981 гг.

Проводились два вида спектрального анализа пульсаций уровня моря: периодограммы и средние спектры (см. главу 2). Полученные средние спектры можно разделить на две группы: первая характеризует колебания уровня в восточной и северозападной частях моря, вторая — в портах Крымского побережья

(см. рис. 5.11).

На спектрах первой группы выделяются пики на частотах 0,042 цикл/ч (период 24 ч) и 0,0084 цикл/ч (12 ч). Энергия колебаний, имеющих период 12 ч, в 2—4 раза превосходит колебания, имеющие период 24 ч. Это согласуется с результатами, полученными в [44]. Концентрация энергии на этих частотах обусловлена существованием приливов, имеющих характер сейш.



Для спектров второй группы характерно наличие слабовыраженного пика на периоде 24 ч. Колебания, имеющие период 12 ч, слабо отмечаются лишь у Севастополя. Это связано с тем, что в районе Крымского полуострова в меридиональном направлении проходит узловая линия одноузловых сейш, имеющих периоды 12 и 24 ч.

Вместе с тем, и в спектрах одной и той же группы имеются различия. Они наиболее заметны в высокочастотной области, что связано с физико-географическими особенностями: (рельефом дна, береговой орографией) и метеоусловиями. Так, в северо-западной части моря энергия спектров в высокочастотной части выше, чем в восточной, и пики наблюдаются на периодах: в Батуми — 5,3; 4,7; 3,2 ч; в Поти — 4,9; 2,9; 2,3 ч; в Одессе — 6,0; 4,7; 4,0; 2,9 ч.

Для различных пунктов Крымского побережья спектры также различаются по уровню энергии. Так, например, уровень энергии колебаний у Севастополя в 5 раз превосходит аналогичный у Ялты.

Периодограммы пульсаций уровня позволяют проследить временную изменчивость энергии сейшевых колебаний. В восточной части моря (Батуми) заметна значительная перемежаемость на всех частотах. Временной масштаб перемежаемости 2—20 сут, причем зимой и осенью период перемежаемости минимальный (2—5 сут), а летом максимальный (15—20 сут). Максимальная энергия колебаний отмечается зимой, весной и осенью, минимальная — летом.

В районе Крымского полуострова (Ялта) перемежаемость сохраняется, как и в восточной части. Максимальная энергия колебаний наблюдается также зимой, а минимальная — летом.

В западной части картина изменения энергии близка к изменению в восточной части.

5.2.2. Внутренние сейши. В Черном море наиболее вероятны сейши первого вида [69, 74, 75], т. е. такие внутренние колебания, которые представляют собой собственные колебания бассейна, возбужденные поверхностными (баротропными) сейшами и имеющие периоды, равные поверхностным сейшам и значительно меньшие длины волны.

Временные характеристики внутренних сейш проиллюстрируем на основе статистической обработки скорости течения четырех АБС, установленных в различных частях Черного моря: АБС-1—в восточной, АБС-2, 4—в центральной и АБС-3—в западной.

На средних спектрах наиболее отчетливо выделяются синоптический и инерционный пики. Синоптические пики наблюдаются на частотах от 0,031 цикл/ч (32 ч) до 0,011 цикл/ч (85,3 ч). Для синоптических пиков характерно равенство по порядку энергии правовращающейся (П) и левовращающейся (Л) компонент, однако все же можно отметить некоторое преобладание Л-компоненты. Энергия синоптических колебаний в верхнем 100-метровом слое приблизительно на порядок больше, чем в остальной толще воды. При этом в пределах каждого из слоев энергия колебаний мало меняется с глубиной, а при переходе от 100-метрового

к 200-метровому горизонту происходит ее резкое уменьшение. Инерционные пики наблюдаются на частотах от 0,066 цикл/ч (15,05 ч) до 0,044 цикл/ч (22,3 ч), однако чаще всего они приурочены к частоте 0,058 цикл/ч (17,05 ч). Здесь, как и следовало ожидать, резко преобладает П-компонента (как правило, она на

порядок превосходит Л-компоненту).

Распределение энергии колебаний с глубиной совершенно такое же, как и для синоптического диапазона. Энергия колебаний в диапазоне от полусуток до нескольких часов незначительна --на порядок и более меньше, чем в синоптическом и инерционном диапазонах. Как правило, несколько преобладает П-компонента, но можно выделить несколько пиков, характеризующихся преобладанием Л-компоненты. Так, на АБС-1 на горизонтах 15 и 25 м имеется слабый пик на частоте 0,095 цикл/ч ( $\sim 10,5$  ч), который проявляется только на Л-спектре. Колебания, имеющие периоды, близкие к полусуточным, заметны на АБС-3 и АБС-4. На Л-спектре эти колебания хотя и в разной степени, выражены на всех горизонтах (АБС-3: 25, 50 и 200 м; АБС-4: 25, 50 и 100 м). Особенно отчетливо полусуточные колебания с преобладанием Л-компоненты (0,078 цикл/ч; 12,8 ч) проявляются на горизонте 50 м на обеих станциях. На АБС-4 на горизонте 25 м энергия полусуточных колебаний, имеющих частоту 0,078 цикл/ч, равномерно распределена между П- и Л-компонентами. Следует отметить четко выраженные на Л-спектре колебания 0,101 цикл/ч (9,83 ч) на горизонте 25 м (АБС-3), характеризующиеся значительным преобладанием Л-компоненты. На АБС-4 (горизонты 25 и 50 м) эти колебания характеризуются равенством П- и Л-компонент.

На частоте 0,112 цикл/ч (8,9 ч) можно выделить отчетливые пики колебаний Л-компоненты на АБС-2 (горизонт 25 м) и АБС-3 (горизонт 50 м), причем на П-спектре эти пики не выражены. В нескольких других случаях колебания, период которых близок к 8 ч, выражены на П-спектрах. Очевидно, это — вторая гармоника инерционных колебаний. На станциях АБС-2, 3 и 4 заметны колебания, имеющие период от 7,1 до 7,5 ч (0,14—0,13 цикл/ч).

На АБС-2 на горизонте 100 м эти колебания отчетливо выражены на Л-спектре, однако уровень П-спектра на этой частоте несколько выше, хотя пик почти не выражен. На горизонте 500 м (АБС-2) энергия колебаний Л-компоненты с этой частотой почти равна энергии синоптических колебаний. Энергия колебаний П-компоненты на этом горизонте, за исключением синоптического

диапазона, равна нулю.

На АБС-3 колебания, имеющие период 7,5 ч, заметны на всех горизонтах (АБС-3: 25, 50 и 200 м; АБС-4: 25, 50, 100 м), причем энергии колебаний П и Л-компонент приблизительно равны. Колебания, имеющие период около 6,5 ч (0,153 цикл/ч), на П-спектре наиболее ярко выражены на горизонте 15 м (ст. 1) и 1000 м (ст. 2). Слабые пики на этой частоте имеются и на некоторых других спектрах. Довольно устойчив пик на частотах от 0,181—0,200 цикл/ч (5,5—5,0 ч). На АБС-1 (горизонт 15 м) и 2

(500 м) этот пик характеризуется преобладанием Л-компоненты. Наиболее устойчив в рассматриваемом диапазоне пик с периодом около 4,5 ч (0,222 цикл/ч), причем во многих случаях отмечается большая энергия колебаний Л-компоненты (ABC-1: 15, 100, 300; ABC-2: 15, 500, 1000 м; ABC-3: 25, 50 м; ABC-4: 50, 100 м).

Проанализированные спектры колебаний скорости течений об-

ладают следующими чертами:

— на всех спектрах отчетливо выражены синоптический и инерционный пики, разные по энергии;

- в синоптическом диапазоне энергия приблизительно поровну распределена между П- и Л-компонентами, однако все же можно отметить некоторое преобладание Л-компоненты;
- для инерционных колебаний характерно значительное преобладание П-компоненты;
- энергия синоптических и инерционных колебаний, как правило, на порядок превосходит энергию колебаний в диапазоне периодов от полусуточного до нескольких часов (т. е. в промежуточном);
- в промежуточном диапазоне наиболее устойчив пик, соответствующий периоду около 4,5 ч, для которого характерно преобладание Л-компоненты;
- можно отметить также пики, соответствующие периодам 5,5 и 7,5 ч и полусуточному, причем в последних двух также характерно преобладание Л-компоненты; кроме того, в некоторых случаях наблюдаются колебания с периодами около 6,5; 8,5; 10 ч;
- энергия колебаний в верхнем 100-метровом слое, как правило, на порядок превышает энергию колебаний на горизонтах 200 м и ниже.

Временную структуру достоверных пиков проанализируем по периодограммам. Прежде всего обращает внимание перемежаемость колебаний, которые существуют в течение 1—2 сут, т. е. несколько периодов. Это соответствует представлениям о том, что сейшевые колебания быстро затухают.

Так, например, на 15 м (ABC-1) 11 августа отмечены интенсивные колебания во всем рассматриваемом диапазоне частот. Несколько пиков наблюдалось 15 августа, причем они прослеживались во всем исследуемом слое. В этот же период на ABC-2,

3 и 4 также наблюдались интенсивные колебания.

Таким образом, периодограммы в целом показывают существенную перемежаемость во времени и по слоям, причем их локализация во времени увеличивается с ростом частоты. Все это говорит о том, что механизмы, возбуждающие эти колебания, также непостоянны. При этом в верхних слоях возбуждается сразу весь спектр колебаний, а в глубинных слоях высокочастотные колебания выражены гораздо слабее или вообще не проявляются. Наиболее устойчиво на спектрах Л-компонент пульсаций течений проявляются периоды 1—2; 2,5; 4,5; 5,5; 6,5 и 12 ч. Время жизни сейшевых колебаний составляет 1—2 сут, затем они быстро (в течение одного-двух периодов) затухают.

Для каждой АБС по данным многосерийных гидрологических станций на основе численного решения волнового уравнения для инерционно-гравитационных волн [108] с граничными условиями по вертикали, соответствующими непротеканию на дне и постоянству атмосферного давления на поверхности моря, были рассчитаны дисперсионные кривые для различных вертикальных мод. Эти данные, характеризующие возможные параметры сейшевых колебаний, сведены в табл. 5.6.

Расчет собственных колебаний, возникающих в замкнутом море с вертикальной стратификацией при воздействии атмосферных сил, в рамках двухслойной модели [9] основан на примитивных уравнениях движения, проинтегрированных по вертикали в пределах верхнего и нижнего слоев:

$$\frac{\partial \mathbf{V}_{1}}{\partial t} + U_{1} \frac{\partial \mathbf{V}_{1}}{\partial x} + V_{1} \frac{\partial \mathbf{V}_{1}}{\partial y} + \mathbf{k} \times f \mathbf{V}_{1} =$$

$$= -\frac{1}{\rho_{1}} \nabla P_{a} - g \nabla (h_{1} + h_{2} + D) - \frac{\tau_{S} - \tau_{I}}{\rho_{1} h_{1}} + A \nabla^{2} \mathbf{V}_{1}, \quad (5.8)$$

$$\frac{\partial \mathbf{V}_{2}}{\partial t} + U_{2} \frac{\partial \mathbf{V}_{2}}{\partial x} + V_{2} \frac{\partial \mathbf{V}_{2}}{\partial y} + \mathbf{k} \times f \mathbf{V}_{2} =$$

$$= -\frac{1}{\rho_{2}} \nabla P_{a} - g \nabla (h_{1} + h_{2} + D) - g' \nabla h_{1} + \frac{\tau_{I} - \tau_{B}}{\rho_{2} h_{2}} + A \nabla^{2} \mathbf{V}_{2}, \quad (5.9)$$

$$\frac{\partial hj}{\partial t} + \nabla (hj \mathbf{V}j) = 0. \quad (5.10)$$

Граничные условия для системы (5.8)—(5.10) следующие: на боковых границах условие прилипания  $V_{n1} = V_{\tau 1} = V_{n2} = V_{\tau 2} = 0$ ; начальные условия t = 0;  $V_1 = V_2 = 0$ ;  $h_1 = H_1$ ;  $h_2 = H_2$ . Здесь: индексы 1 и 2 относятся соответственно к верхнему и нижнему слоям,  $V_j$ — вектор горизонтальной скорости,  $U_j$ — составляющая скорости по оси x, направленной на восток;  $V_j$ — составляющая скорости по оси y, направленной на север; k— единичный вертикальный вектор; ось z направлена вверх; f— параметр Кориолиса в приближении  $\beta$ -плоскости;  $P_a$ — атмосферное давление; g— ускорение свободного падения;  $h_j$ — толщина слоев; D(x, y)— возвышение дна над отсчетным уровнем z = 0;  $\tau_s$ — касательное напряжение ветра на поверхности;

$$\mathbf{\tau}_I = \rho_1 C_I / \mathbf{V}_1 - \mathbf{V}_2 / (\mathbf{V}_1 - \mathbf{V}_2)$$

- трение на поверхности раздела между слоями;

$$\tau_B = \rho_2 C_B | \mathbf{V}_2 | \mathbf{V}_2$$

— трение на дне;  $C_I$  и  $C_B$  — постоянные коэффициенты;

$$g' = g (\rho_2 - \rho_1)/\rho_2, \quad \nabla = \mathbf{i} \partial/\partial x + \mathbf{j} \partial/\partial y.$$

Уравнения (5.8)—(5.10) благодаря использованию приближения гидростатики и предположению о независимости горизонтальной скорости от z описывают движение с горизонтальными

Таблица 5.6 Возможные параметры внутренних сейш

Период, ч	Параметр волны	I	П	Ш	IV	V	VI	VII	VIII
1.	$c_{\Phi} \ c_{ ext{rp}}$	1700 0,5 0,5	560 0,2 0,1	360 0,1 0,1	270 0,07 0,07	200 0,06 0,06	170 0,05 0,05	150 0,04 0,04	120 0,03 0,03
2	$egin{array}{c} \lambda \ c_{f \Phi} \ c_{f r} {f p} \end{array}$	3500 0,5 0,5	1100 0,2 0,15	700 0,1 0,10	540 0,08 0,07	420 0,06 0,06	350 0,05 0,05	300 0,04 0,04	250 0,04 0,04
3	$egin{array}{c} \lambda & & & & & & & & & & & & & & & & & & $	5 0,5 0,5	$\begin{array}{c} 2\\0,2\\0,2\end{array}$	1 0,1 0,09	0,8 0,08 0,07	0,6 0,06 0,06	0,5 0,05 0,05	0,4 0,04 0,04	$0,35 \\ 0,03 \\ 0,03$
4.	$egin{array}{c} \lambda \ c_{f d} \ c_{f r p} \end{array}$	19 1,3 1,25	9 0,7 0,6	7 0,5 0,4	$   \begin{array}{c}     5 \\     0,4 \\     0,4   \end{array} $	$\begin{array}{c} 4 \\ 025 \\ 0,2 \end{array}$	$\begin{bmatrix} 3\\0,2\\0,2 \end{bmatrix}$	$\begin{matrix} 3\\0,2\\0,2\end{matrix}$	$0,2 \\ 0,15$
6	$egin{array}{c} \lambda & & & & & & & & & & & & & & & & & & $	30 1,3 1,2	15 0,7 0,6	10 0,5 0,4	8 0,4 0,4	6 0,26 0,24	$ \begin{array}{c} 5 \\ 0,2 \\ 0,19 \end{array} $	$\begin{bmatrix} 4 \\ 0,2 \\ 0,17 \end{bmatrix}$	$\begin{array}{c} 3,5 \\ 0,2 \\ 0,15 \end{array}$
12	$egin{array}{c} \lambda \ c_{f q} \ c_{f rp} \end{array}$	69 1,6 1,0	35 0,8 0,5	25 0,6 0,4	20 0,5 0,3	14 0,3 0,2	$\begin{bmatrix} 11 \\ 0,3 \\ 0,2 \end{bmatrix}$	10 0,2 0,1	8 0,2 0,1
15	$egin{array}{c} \lambda \ c_{f \phi} \ c_{f rp} \end{array}$	105 1,9 0,8	53 1,0 0,4	38 0,7 0,3	30 0,6 0,2	21 0,4 0,2	17 0,3 0,1	15 0,3 0,1	13 0,2 0,1

Обозначения:  $\lambda$  в метрах — длина волны,  $c_{\Phi}$  м/с — фазовая скорость волны,  $c_{\text{гр}}$  м/с — групповая скорость волны.

масштабами, намного превышающими глубину. При этом сохранены баротропная и первая бароклинная моды по вертикали.

Для проверки правильности предложенной модели и ее численной реализации проведены тестовые расчеты для прямоугольной области размером  $1092 \times 480$  км при толщине вехнего слоя 100 м, нижнего 1900 м, т. е. для бассейна, в первом приближении аппроксимирующего глубоководную часть Черного моря. Было задано постоянное во времени и пространстве касательное напряжение ветра северо-восточного направления, равное 2,65 Па, что соответствует скорости ветра 15 м/с. Градиент атмосферного давления считался равным нулю. Значения остальных параметров следующие:

$$f_0 = 0.976 \cdot 10^{-4} \text{ c}^{-1}, \quad \beta = 1.7 \cdot 10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ c}^{-1},$$
  
 $\rho_1 = 1.012 \cdot 10^{+3} \text{ kr/m}^3, \quad \rho_2 = 1.017 \cdot 10^{+3} \text{ kr/m}^3,$   
 $A = 10^2 \text{ m}^2/\text{c}, \quad C_I = 10^{-4}, \quad C_B = 2.5 \cdot 10^{-3}.$ 

При численной реализации задачи использована неявная схема интегрирования с применением метода сеток [77] на разнесенной сеточной области.

В результате расчетов получено решение типа волны Кельвина в двухслойной жидкости. Эта волна представляет собой один из видов сейшевых (собственных) колебаний в замкнутом бассейне на вращающейся Земле. На кинематических картинах течений, полученных для различных моментов времени (рис. 5.12), движение этой волны (ее определенной фазы) показано характерными точками ( $\mathcal{I}$  и K). Основной поток расположен вблизи берега. Вся система вращается против часовой стрелки с фазовой скоростью около 1 м/с, причем берег остается справа от направления фазовой скорости. Скорости течений верхнего и нижнего слоев находятся в противофазе. Все это качественно согласуется с аналитическими решениями для волны Кельвина в двухслойной жидкости у вертикальной стенки [74, 75]. В частности, в полубесконечной двухслойной жидкости, ограниченной вертикальной стенкой, из всего класса захваченных берегом бароклинных волн существуют только внутренняя волна Кельвина без дисперсии [74]. Фазовая скорость этой волны определяется соотношением

$$[g'H_1H_2/(H_1+H_2)f^2]^{1/2} = cf^{-1}, (5.11)$$

откуда для приведенных выше параметров получается оценка  $c \approx 1.5$  м/с, причем в северном полушарии берег расположен справа от направления распространения волн (как это имеет место на рис. 5.13). Форма волны определяется выражением

$$h = h_0 \exp[-y/R_d + i(k_x + \omega t)], \quad k > 0,$$
 (5.12)

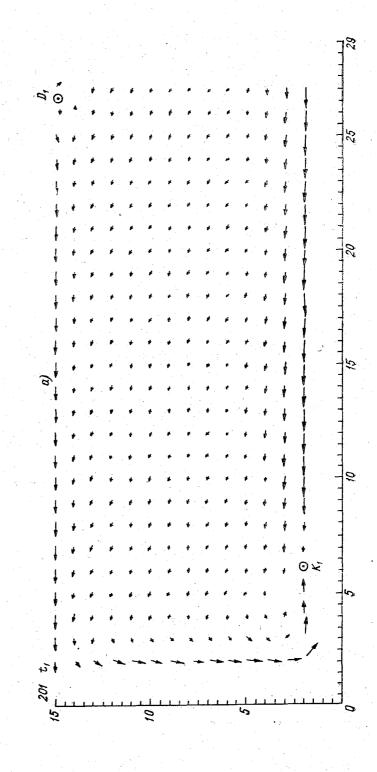
причем параметр захвата равен внутреннему радиусу деформации Россби  $R_d=c/f\approx 20$  км, т. е. при выбранном нами шаге пространственного разрешения ( $\Delta x\simeq \Delta y\approx 40$  км) волна Кельвина должна проявляться в ближайших от боковых границ расчетных точках, что и видно при численных экспериментах.

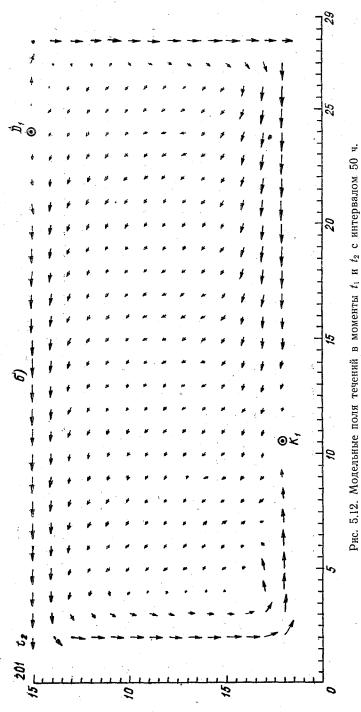
Таким образом, тестовые расчеты показывают, что предложенная модель может быть с успехом использована для моделирования процессов возбуждения и эволюции собственных внутренних

колебаний в диапазоне мезомасштабных сейшевых волн.

# 5.3. Короткопериодные внутренние волны

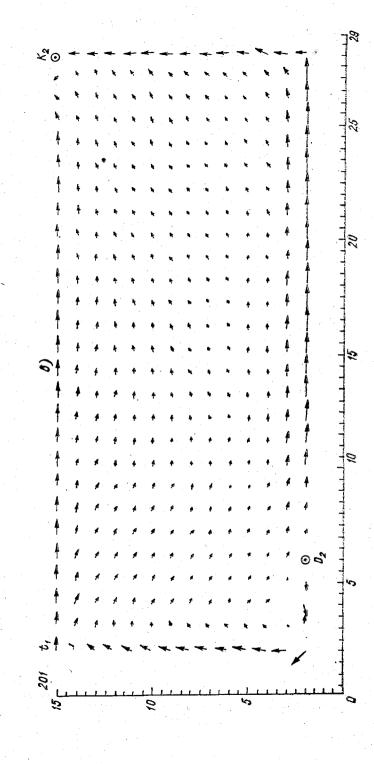
Условия существования короткопериодных внутренних волн в основном зависят от распределения частоты Вяйсяля—Брента по вертикали [69]. В наиболее простом и удобном для практических расчетов виде частота Вяйсяля—Брента может быть вычислена по формуле  $N(z)=56,04~(\Delta\sigma_t/\Delta z)^{1/2}~(\text{цикл/ч})$ . В условиях повышенной вертикальной плотностной переслоенности (см. главу 3) характерный временной масштаб короткопериодных внутренних волн в Черном море изменяется от 2 до 60 мин. Основная изменчивость в распределении N(z) наблюдается в шельфовых и прибрежных районах, в районах свала глубин и во фронтальных зонах моря, где возможно существование таких верти-

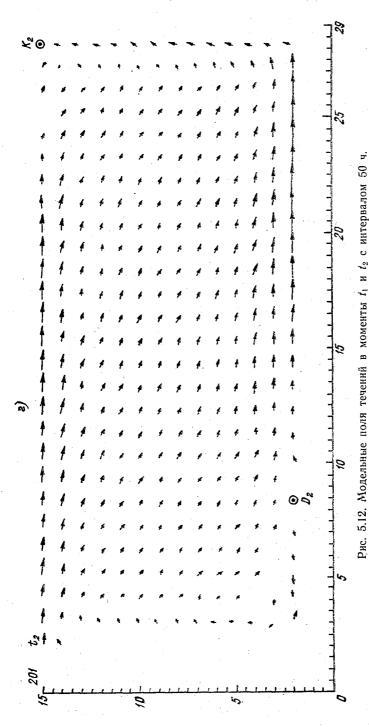




 $K_1$ ,  $K_2$ — характерные точки волны Қельвина с конвергенцией,  $D_1$ ,  $D_2$ — с дивергенцией вектора скорости в верхнем (индекс 1) и нижнем (индекс 2) слоях.

а,  $\delta$  — верхний слой.

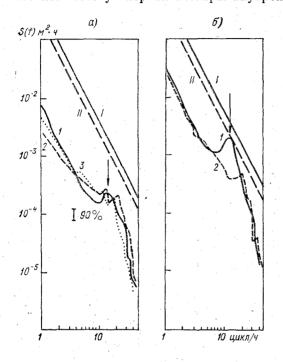




 $K_1$ ,  $K_2$  — характерные точки волны Кельвина с конвергенцией,  $D_1$ ,  $D_2$  — с дивергенцией вектора скорости в верхнем (индекс 1) и нижнем  $\theta$ ,  $\theta$  — нижний слой.

кальных градиентов плотности, которые определяют значения частоты N(z) > 40 цикл/ч. При этом возможно существование короткопериодных внутренних волн с периодами 30 с и менее. Пространственный масштаб этих волн изменяется от нескольких метров до нескольких километров.

5.3.1. Средние спектры короткопериодных внутренних волн в Черном море характеризуются наличием пика в диапазоне частот 10—30 цикл/ч и их характер спадания близок к «закону-2». По количеству энергии спектры внутренних волн различаются для



районов шельфа и прибрежной части, свала глубин и зоны Основного черноморского течения (см. главу 3).

Из рис. 5.13 видно, что наибольшей энергией характеризуются волны в прибрежной зоне и в районах с наибольшими вертикальными и гори-

Рис. 5.13. Средние частотные спектры короткопериодных внутренних волн в различных частях Черного моря.

а— в прибрежной части моря (1), на шельфе северо-западной части (2), на болгарском шельфе (3); б— в районе Основного черноморского течения (1), в центральном районе моря (2). Модельные спектры Гаррета—Манка для средней (1) и максимальной (11) частоты Вяйсяля—

зонтальными градиентами скоростей течений. Энергетические пики на спектрах привязаны к частоте расширения волновода по N(z). Спектральный уровень в области пиков максимален в прибрежной зоне.

Полученные средние экспериментальные спектры интересно сравнить с модельным спектром Гаррета—Манка [129], который описывается выражением

$$S_{\xi}(\omega, z) = 204 f_{\text{HH}} \left(\omega^2 - f_{\text{HH}}^2\right)^{1/2} / N(z) \omega,$$
 (5.13)

где  $f_{\rm nH}$  — инерционная частота;  $\omega$  — текущая частота; N(z) — частота Вяйсяля—Брента.

Из сравнения можно сказать следующее. Модельный спектр превышает фоновую (монотонно спадающую) часть экспериментальных уровней во всем диапазоне частот. Характер спада экспе-

риментальных спектров близок к модельному, т. е. спектры убы-

вают пропорционально квадрату частоты [56].

Экспериментальные измерения модальной (вертикальной) структуры показали, что в основном короткопериодные волны принадлежат к колебаниям первой моды и удовлетворяют линейному дисперсионному соотношению. Некоторые отклонения экспериментальных точек от дисперсионной кривой первой моды происходят из-за допплеровского сдвига. После его учета экспериментальные точки хорошо удовлетворяют дисперсионному соотношению.

**5.3.2. Необычные динамические образования.** В районах с большими горизонтальными градиентами гидрофизических характеристик, в прибрежных и шельфовых зонах моря внутренние волны

отличаются рядом особенностей.

В шельфовых и прибрежных районах для строения водной толщи характерно чередование периодов интенсивного ветрового перемешивания с периодами возникновения и обострения сезонного термоклина под действием солнечного прогрева и притока холодной воды снизу вследствие сгонно-нагонных явлений.

Волны, создаваемые на кромке резкого подъема сезонного термоклина и движущиеся вместе с этой кромкой, имеют большую фазовую скорость по сравнению со скоростью свободных линейных волн той же длины. По мере удаления от фронта фазовая скорость волн в группах уменьшается до величин, определяемых дисперсионным соотношением. Пример таких волн проиллюстрируем по измерениям в северо-западной части моря [56]. Термоклин при этом прижат ко дну. 24 июля 1979 г. на приподнятом участке термоклина в виде гребня длиннопериодной волны отмечено резкое поднятие термоклина меньшего масштаба типа уединенной волны (солитона) восьмиминутного периода и метровой высоты (рис. 5.14). 25 июля наблюдалась группа из пяти-шести волн, имеющих период до 20 мин.

Пространственный спектральный анализ показал, что в этих случаях внутренние волны распространяются с юго-востока, т. е. со стороны глубоководных районов моря. Длина этих волн — около 600 м. Сопоставление с дисперсионными кривыми дало разные результаты: параметры волны 24 июля ложатся значительно выше кривой первой моды, в то время как для волн 25 июля отмечается хорошее совпадение (см. рис. 5.14). Эти волны связаны с распространением длинных внутренних волн со стороны глубоководных районов и последующей их трансформацией на мелководые. Аналогичное происхождение интенсивных внутренних волн наблюдалось в условиях шельфа на Каспийском море [54].

В прибрежной зоне строение термоклина определяется сгоннонагонными явлениями. В этом случае наблюдаются также группы интенсивных внутренних волн. Примером могут быть измерения в районе Южного берега Крыма (пос. Кацивели) [57]. Термоклин находился в среднем между горизонтами 10 и 20 м (при глубине места 30 м) и совершал колебания периодом около 24 ч, причем эти движения прослеживались практически по всем изотермам. Вместе с тем наблюдались и более короткопериодные волны — часовые, которые в основном имеют вид «провалов» (резких заглублений термоклина) несимметричной формы с обостренной подошвой и сглаженной вершиной (рис. 5.15).

Вечерами 2—6 июля 1982 г. с развитием бриза возникало дрейфовое течение в поверхностном слое. С 6 июля подул сильный западный ветер, создавший сгон, а утром уже возникло встречное

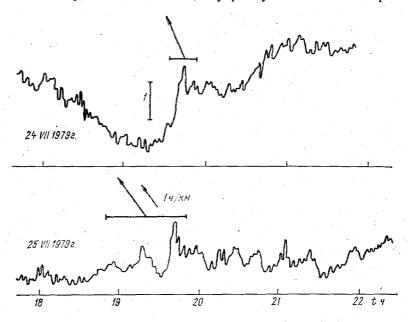
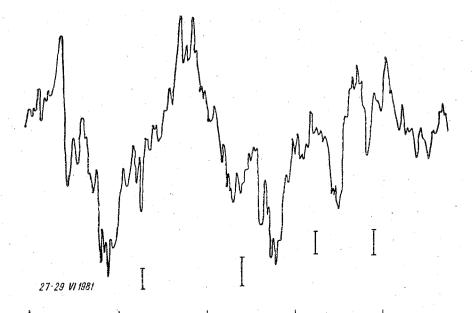


Рис. 5.14. Пульсации температуры, возбуждаемые короткопериодными внутренними волнами, измеренными 10-метровым распределенным датчиком в северо-западной части Черного моря.

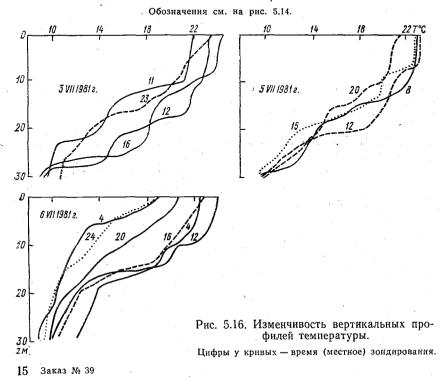
Вертикальные отрезки — отклик датчика на изменение глубины изотерм на 1 м, горизонтальные отрезки — участки пространственного анализа, на которых нанесены волновые вектора основных воли на этих участках (направление на север — вверх).

течение со скоростью до 0,35 м/с. Температура в это время имела следующий вид (рис. 5.16): резко выраженный термоклин на 17—18 м, через 10 ч начала возрастать толщина ВКС (до 28 м), затем термоклин снова начал подниматься. На фоне медленных колебаний наблюдались колебания, имеющие период около 5 ч и размах 5 м, а также соответственно 3—4 ч и около 5 м. В эти периоды часто наблюдались интенсивные короткопериодные внутренние волны, распространявшиеся к берегу. Наиболее интенсивные волны наблюдались во время долгопериодных вертикальных миграций термоклина. Они также двигались в сторону берега и имели высоты до 2 м (рис. 5.17, табл. 5.7).

Примером генерации внутренних волн в районах фронтальных зон могут служить измерения в северо-западной части моря. Прак-



12 0 t ч
Рис. 5.15. Пульсации температуры, вызванные внутренними волнами у Южного берега Крыма в июне 1981 г. (распределенный датчик охватывает слой 13—23 м).



тически для всего времени наблюдений было характерно наличие резкого трехслойного строения толщи воды по температуре (рис. 5.18). От поверхности до 15—17 м располагался верхний квазиоднородный слой температурой 20—21 °С. Ниже находился резкий термоклин с большим перепадом температуры по глубине (до 1,4—1,8 °С/м). Первоначально соленость мало изменялась

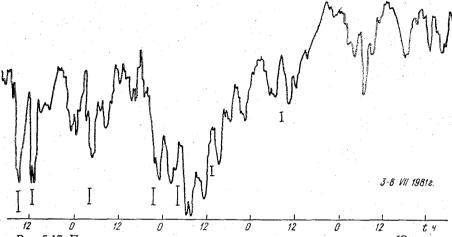


Рис. 5.17. Пульсации температуры, вызванные внутренними волнами у Южного берега Крыма (распределенный датчик в слое 13—23 м).

Обозначения см. на рис. 5.14.

Таблица 5.7 Параметры внутренних волн

Номер участка	Дата	Время на- чала участ- ка, ч, мин	Длина отрезка, мин	Частота анализа, мГц	Длина волны, м	Направле- ние вол- ны, °	Фазовая скорость, м/с
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13	27 VI 1981 28 VI 29 VI 3 VII 5 VII 6 VII 7 VII 8 VII	8 55 16 37 2 33 10 12 2 00 6 42 15 13 16 12 16 03 15 36 11 08 3 14 4 39	8 8 8 8 16 8 16 8 16 16 16	4,17 4,17 4,17 4,17 2,08 1,04 6,17 2,08 4,17 4,17 2,08 2,08 2,08	45 40 52 59 215 277 138 138 76 92 164 277 172	45 35 -150 20 -10 20 15 25 -10 15 30 0	0,19 0,17 0,22 0,25 0,45 0,28 0,85 0,29 0,32 0,38 0,34 0,58

¹ Нулевое направление — на север, положительные значения — отклонения от северного направления с восточной составляющей, отрицательные — с западной.

Рис. 5.18. Из-менчивость во времени Т и S в северо-запад-ной части Черного моря по наблюденням в июле 1979 г. 25 VII 1979 2. 77 20 13 9 30 L 2 M 9 10 20

15\*

с глубиной, находясь в пределах 18.1—18.4 %. В ночь с 19 на 20 июля происходило постепенное изменение содености в ВКС с образованием галоклина на глубине около 5 м. К концу суток 20 июля соленость на поверхности уменьшилась до 17.3 %, а галоклин расширился и стал заглубляться. 21 июля в 5 ч наблюдения за температурой и соленостью были прерваны и возобновлены 23 июля в 1 ч. К этому времени термоклин расширился (12—25 м) и, кроме того, образовался приповерхностный термоклин на глубине 5 м, выше которого располагался слой теплой воды температурой более 22°C. Соленость с глубиной также сильно изменилась. Галоклин опустился на глубину 15—20 м и слидся с термоклином. На поверхности соленость понизилась до 16,0 % С 18 по 22 июля дул слабый южный ветер (скорость 2—4 м/с). 23 июля ветер сменился на северный и усилился до 10-13 м/с. Сильный ветер дул почти сутки и перемешал приповерхностный слой, в результате чего верхний термоклин исчез, а соленость выравнялась по глубине и лержалась в пределах 17.2—17.6 %.

На горизонте 13 м первоначально наблюдались слабые течения на северо-востоко-восток. 22 июля течение изменило направление на юго-юго-восток и усилилось до 0,10—0,15 м/с. Распреснение поверхностного слоя моря сопровождалось изменением цвета воды от V—VI до VII—VIII по шкале цветности. Прозрачность по бе-

лому диску уменьшилась с 14,4 до 9—10 м.

Все данные о температуре, течениях и других характеристиках указывают на прохождение локального фронта: в однородный по солености участок моря внедрилась масса распресненной теплой воды. Внедрение шло по поверхности и продолжалось несколько суток. Поверхностная соленость уменьшилась при этом на 2,1 ‰. Распресненные воды распространялись со стороны прибрежных районов моря, обогащенных пресной водой впадающих рек.

Для термоклина в течение трех суток было характерно частое присутствие колебаний двух-четырехминутного периода с малой амплитудой (0,2-0,4) м). Однако в ночь с 19 на 20 июля одновременно с началом распространения поверхностных вод, появились внутренние волны 20—30-минутного периода высотой до 1 м. движущиеся на восток. После образования тонкой прослойки пресной воды на поверхности пресная вода стала проникать вглубь (в ночь с 20 на 21 июля). При этом на термоклине несколько часов наблюдались перемежающиеся цуги короткопериодных волн малой амплитуды. Затем последовал 10-часовой участок полного отсутствия каких-либо колебаний термоклина. 22 июля между 4 и 6 ч по термоклину начали двигаться большие внутренние волны с периодом 7 мин. размахом колебаний 1.5—2.0 м. Около 7 ч произошло увеличение амплитуды волн. Через час волны стали постепенно затухать. Весь цуг наблюдался на протяжении 5 ч. Колебания термоклина происходили относительно среднего уровня, который не претерпевал значительных изменений и после прохождения группы волн, оставаясь на прежней глубине (рис. 5.19)

Для частот, которым соответствуют пики спектральной плотности текущего спектра, рассчитаны пространственные спектры на четырех участках реализации. Используя результаты пространственного спектрального анализа, можно заключить, что по термоклину на протяжении 5 ч двигались короткопериодные внутренние волны с устойчивым направлением движения на юго-восток. Длина волн монотонно уменьшалась с 75 до 50 м. Были сопоставлены параметры волн с дисперсионными кривыми для колебаний первой и второй мод. Из-за отсутствия данных о температуре и соле-

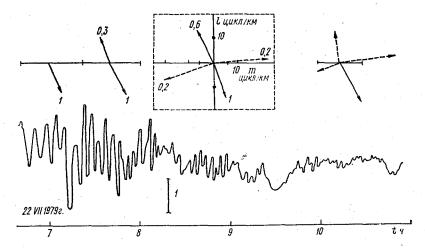


Рис. 5.19. Пульсации температуры, вызванные внутренними волнами в северо-западной части Черного моря. Июль 1979 г.

Обозначения см. на рис. 5.14.

ности непосредственно во время прохождения цуга для расчета дисперсионных кривых были использованы ближайшие по времени измерения до и после его наблюдения. Параметры внутренних волн в группе ложатся вблизи обоих вариантов кривой первой моды (табл. 5.8).

Таблица 5.8 Параметры внутренних волн

Дата	Длина участ- ка, мин	Анализиру- емая частота, мГц	Длина волны, м	Направление движения, °	Максим. размах, м
22 VII 1979  24 VII 25 VII	32 32 16 24 16 64	3,14 4,16 6,24 8,32 2,08 0,78	75 65 50 50 600	155 150 150 150 152 337 323	1,5 2,5 1,0 0,5 1,0

Таким образом, наблюдения за термоклином в условиях внедрения поверхностных распресненных вод показали, что в это время на нем возникают внутренние волны. Направление движения внутренних волн при этом совпадает с направлением вторгающихся масс. Интенсивный цуг волн, вероятно, относится к моменту прохождения резкой границы фронта. Сам фронт своим происхождением обязан стоку впадающих в море рек. В литературе фронты подобного типа известны. Гаррет и Манк [129] подробно исследовали локальный фронт, образованный пресными водами реки. впадающей в океан. Работа [155] посвящена численному моделированию движения мелкомасштабного фронта, где было показано, что распространяющаяся поверхностная интрузия возбуждает на термоклине короткопериодные внутренние волны. Принимая во внимание широкое географическое распространение фронтов не только в прибрежных водах, можно указать на них как на один из основных механизмов генерации внутренних волн.

Описанное выше явление, а также аналогичные ему, наблюдавшиеся на болгарском шельфе Черного моря в 1980 г. и в прибрежных зонах в районе Геленджика и Сухуми, имеют общий характер. Общее для них — движение волн со стороны открытого моря (в момент прохождения распресненного фронта направление распространения волн совпадает с его направлением). С течением времени направление движения волн несколько меняется, а длина волн уменьшается одновременно с уменьшением их частоты. Как правило, группы волн наблюдаются сразу после резкого подъема термоклина, однако были случаи некоторого сдвига по времени возникновения группы волн (их опережения по отношению к подъему). Некоторые группы волн проходят без заметного изменения среднего уровня термоклина. Иногда волны имеют вид периодической последовательности коротких и высоких всплесков. Параметры волн в группах систематически ложатся выше дисперсионных кривых первой моды, т. е. наблюдаемые фазовые скорости волн в группах несколько выше расчетных. Это отклонение уменьшается по мере удаления от резкого поднятия термоклина (бора). Частоты колебаний в группах совпадают с частотами преобладающих фоновых колебаний. Волны, сопровождающие резкий подъем, заметно больше по размаху в сравнении с фоновыми колебаниями. Признаки обрушения с образованием инверсий наблюдаются редко.

Волны, порождаемые бором [55], должны двигаться со скоростью бора, так что соотношение скорости бора  $c_6$  к скорости линейных волн  $c_n$  в двухслойном море определяется глубиной невозмущенного термоклина  $h_1$  и высотой  $h_2$  подъема термоклина

$$c_6/c_\pi \approx (1+h_2/h_1)^{1/2}.$$
 (5.14)

Это соотношение в соответствии с (5.14) близко к 1,5, а по экспериментальным результатам составляет 1,3—2,5. Характерно монотонное уменьшение относительной (к фазовой скорости линейных волн) скорости волн по мере удаления от кромки бора. Это

уменьшение происходит одновременно с уменьшением периода и длины волны.

Совпадение характера волн в группах и вне их (фоновых волн) позволяет предположить, что фоновые колебания формируются в основном из волн, входивших ранее в состав группы.

Подводя итог исследованию короткопериодных внутренних волн

в Черном море, можно сказать следующее:

— на всех экспериментальных спектрах имеются пики в области локальной максимальной частоты Вяйсяля—Брента (частоты 3—30 цикл/ч близки к частоте резкого расширения волновода);

— характер спадания спектров близок к «закону -2»;

— спектральный уровень экспериментальных спектров ниже, чем у модельных (по [129]), и показывает хорошее совпадение по характеру спадания;

волны принадлежат к колебаниям низшей моды;

- экспериментально полученные параметры свободных волн в основном подчиняются теоретическому дисперсионному соотношению для первой моды;
- особенности волн в открытой части моря состоят в цуговом характере, существовании волн встречных направлений и уединенных волн, близких по характеру к солитонам;
- в шельфовых районах группы больших волн приурочены к резким подъемам пикноклина (борам), они приходят из открытой части моря, экспериментальные параметры этих волн ложатся выше теоретических кривых дисперсионных соотношений.

## Список литературы

- 1. Абрамов А. А. О переносе граничных условий для систем линейных обыкновенных дифференциальных уравнений (вариант метода прогонки).— Журнал вычислительной математики и математической физики, 1961, т. 1, № 13, с. 542—545.
- 2. Абрамов А. А., Блатов А. С., Ульянова В. И. Баротропно-бароклинная неустойчивость основного черноморского потока и вихреобразование в Черном море.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1981, т. 17, № 9, с. 974—981:
- 3. Абрамов А. А., Блатов А. С., Ульянова В. И. Бароклинно-баротропная неустойчивость течений в океанах и морях и проблема происхождения вихревых образований.— II Всесоюзный съезд океанологов. Тезисы докладов. Вып. 1. Физика и химия океана.— Севастополь, изд. МГИ АН УССР, 1982.— С. 16—18.
- 4. Абрамов А. А., Блатов А. С., Ульянова В. И. Влияние рельефа дна на устойчивость струйного двухслойного потока.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1983, т. 19, № 4, с. 417—423.

5. Абрамов А. А., Иванов Ю. А., Ульянова В. И. Исследование устойчивости двухслойного геострофического течения в приложении к условиям Северной Атлантики.— Океанология, 1975, т. 15, вып. 4, с. 564—573.

6. Абрамов А. А., Иванов Ю. А., Ульянова В. И. Собственные функции задачи об устойчивости зонального двухслойного течения.— Океанология, 1976, т. 16, вып. I, с. 41—46.

- 7. Абрамов А. А., Тареев Б. А., Ульянова В. И. Неустойчивость двухслойного геострофического течения с антисимметричным профилем скорости в верхнем слое.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1972, т. 8, № 10, с. 1017—1028.
- 8. Альтман Э. Н., Лабунская Л. С., Агарков А. К. Современный баланс пресных вод северо-западного района Черного моря.— Труды ГОИН, 1978, вып. 145, с. 3—15.

9. Баклановская В. Ф., Пальцев Б. В., Чечель И. И. О краевых задачах для системы уравнений Сен-Венана на плоскости.— Журнал вычислительной математики и математической физики, 1979, т. 19, № 3, с. 708—725.

10. Барышевская Г.И. Распределение солености в поверхностном слое Черного моря.— В кн.: Гидрофизические и гидрохимические исследования Черного моря.— Киев: Наукова Думка, 1967.— С. 68—71.

11. Барышевская Г. И. Вертикальные перемещения водных масс в Чер-

ном море.— Сборник работ БГМО ЧАМ, 1967, № 5, с. 3—18. 12. Беляев В. С., Колесников А. Г. О причине

12. Беляев В. С., Колесников А. Г. О причине образования инерционных колебаний при чисто дрейфовых течениях.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1966, т. 2, № 10, с. 1104—1107.

13. Бендат Дж., Пирсол А. Измерение и анализ случайных процессов.

Пер. с англ. — М.: Мир, 1974. — 463 с.

14. Бетчов Р., Криминале В. Вопросы гидродинамической устойчи-

вости. — Пер. с англ. — М.: Мир, 1971. — 350 с.

- 15. Бибик В. А. Особенности динамики вод юго-восточной части Черного моря и распределение океанографических элементов.— Труды АзЧерНИРО, 1964, вып. 23, с. 23—31.
- 16. Биргер Е. С. Алгоритм переноса граничных условий для систем линейных обыкновенных дифференциальных уравнений.—В кн.: Алгоритмы и алгоритмические языки, вып. 6.— М.: изд. ВЦ АН СССР, 1973.— С. 3—14.

17. Блатов А. С. Гидрологическая структура и энергозапас вихрей Основного черноморского течения.— Метеорология и гидрология, 1981, № 7, с. 86—93.

18. Блатов А. С. Временная изменчивость вертикальной структуры инерционных движений в Черном море. Труды ВНИИГМИ МЦД, 1981, вып. 90, c. 9—14.

19. Блатов А. С., Иванов В. А. О вихреобразовании в Черном море.— В кн.: Комплексные исследования Черного моря.— Севастополь, изд. МГИ АН

**УССР**, 1979.— С. 43—51.

20. Блатов А. С., Иванов В. А. К вопросу о мезомасштабной изменчивости океанологических характеристик в Черном море. — В кн.: Комплексные исследования Черного моря.— Севастополь, изд. МГИ АН УССР, 1979.— С. 52—58.

- 21. Блатов А. С., Иванов В. А. Пространственно-временная структура внутренних инерционно-гравитационных и топографических волн на частотах, близких к инерционной частоте. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1983, т. 19, № 8, с. 856—864.
- 22. Блатов А. С., Иванов В. А., Титов В. Б. Вертикальная структура мезомасштабных движений в Черном море.— В кн.: Комплексные гидрофизические и гидрохимические исследования Черного моря.— Севастополь, изд. МГИ АН УССР, 1980.— С. 14—21.

23. Блатов А. С., Косарев А. Н., Тужилкин В. С. Изменчивость гидрологической структуры вод Черного моря и ее связь с внешними факторами.-

Водные ресурсы, 1980. № 6, с. 71—82.

24. Блатов А. С., Иванов В. А., Косарев А. Н., Тужилкин В. С. Среднемасштабные вихри в Мировом океане и их географическое распространение.— Вестник МГУ, сер. география, 1983, № 4, с. 28—36.

25. Блатов А. С., Расулов М. А., Чечель И. И. Исследование циркуляции вод северо-западной части Черного моря при антропогенном воздействии

на речной сток.— Водные ресурсы, 1983, № 4, с. 425—437.

26. Богатко О. Н., Богуславский С. Г., Беляков Ю. М., Иванов Р. И. Поверхностные течения Черного моря. В кн.: Комплексные исследования Черного моря.— Севастополь, изд. МГИ АН УССР, 1979.— С. 25—33. 27. Богданова А. К. Сезонные и межгодовые колебания водообмена че-

рез Босфор.— В кн.: Биология моря, 1972, вып. 27. Киев: Наукова Думка,

c. 25—32.

28. Богуславский С. Г., Саркисян А. С., Джиоев Т. З., Ковешников Л. А. Анализ расчета течений Черного моря. — Изв. АН СССР.

Физика атмосферы и океана, 1976, т. 12, № 3, с. 337—340. 29. Богуславский С. Г., Бербенев В. И., Иванов Р. И. и др. Поле солености в зимний сезон. В кн.: Комплексные исследования Черного моря. --

Севастополь, изд. МГИ АН УССР, 1979.— С. 17—29.

30. Большаков В. С. Трансформация речных вод в Черном море.— Киев:

Наукова Думка, 1969.— 328 с.

- 31. Большаков В. С. Гидрология материкового склона Черного моря.— В кн.: Материалы Всесоюзного симпозиума по изученности Черного и Средиземного морей, использованию и охране их ресурсов. Киев: Наукова Думка, 1973.— С. 70—73.
- 32. Борисенков Е. П. О некоторых энергетических свойствах бароклинного океана. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1976, т. 12, № 1, c. 48--56.
- 33. Бреховских Л. М., Иванов-Францкевич Г. Н., Кошляков М. Н. и др. Некоторые результаты гидрофизического эксперимента на полигоне в Тропической Атлантике. Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1971, т. 7, № 5, с. 511-528.

34. Бэтчелор Дж. Введение в динамику жидкости: пер. с англ.— М.:

Мир, 1973.— 758 с.

35. Василенко В. М., Голенко Н. Н. О некоторых особенностях ме-

зомасштабных движений в океане.— Океанология, 1977, т. 17, вып. 4, с. 584—590, 36. Виноградов К. А., Розенгурт М. Ш., Толмазин Д. М. Атлас гидрологических характеристик северо-западной части Черного моря (в рыбопромысловых целях). — Киев: Наукова Думка, 1966. — 94 с.

37. Владимирцев Ю. А. К вопросу о глубинной циркуляции в Черном

море. — Океанология, 1964, т. 4, вып. 6, с. 1013—1019.

38. Вольцингер Н. Е., Пясковский Р. В. Теория мелкой воды. Океанологические задачи и численные методы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— 206 с.

39. Вудс Дж. Параметризация движений подсеточного масштаба.— В кн.: Моделирование и прогноз верхних слоев океана: пер. с англ. — Л.: Гидрометеоиздат, 1979.— С. 146—174.

40. В улис И. Л., Монин А. С. О доступной потенциальной энергии оке-

ана.— ДАН СССР, 1975, т. 221, № 3, с. 597—600.

41. Гаврилин Б. А., Мирабель А. П., Монин А. С. О спектре энергии синоптических процессов. – Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1972, т. 8, № 5, с. 483—493.

42. Гамсахурдия Г. Р. Исследование трехмерной циркуляции вод Черного моря численными методами в рамках диагностической модели.— Рукопись

деп. в ВИНИТИ. М., ИОАН, 1975, № 1832—75.— 27 с.

43. Георгиев Ю. С. О динамике холодного промежуточного слоя в Черном море. - В кн.: Океанографические исследования Черного моря. Киев: Нау-

кова Думка, 1967.— С. 105—113.

44. Герман В. Х. Спектральный анализ колебаний уровня Азовского. Черного и Каспийского морей в диапазоне частот от одного цикла за несколько часов до одного цикла за несколько суток. Труды ГОИН, 1970, вып. 103, c. 52-73.

45. Глазков В. В. Объемный статистический T. S-анализ водных масс

Черного моря. — Океанология, 1970, т. 10, вып. 6, с. 958—962.

46. Годунов С. К. О численном решении краевых задач для систем линейных обыкновенных дифференциальных уравнений.— Успехи математических

наук, 1961, т. 16, № 3(99), с. 171—174. 47. Джиганшин Г. Ф., Ханайченко Л. П., Хлыстов Н. З. О вертикальных движениях вод Черного моря. -- Морские гидрофизические исследо-

вания, 1976, № 1, с. 66—79.

48. Джиоев Т. З., Саркисян А. С. Прогностические расчеты течений в Черном море.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1976, т. 12, № 2, c. 217—223.

49. Джозев Д. Устойчивость движений жидкости: пер. с англ.— М.: Мир,

1981.—638 c.

50. Дикий Л. А. Гидродинамическая устойчивость и динамика атмосферы.—

Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 107 с.

51. Добровольский А. Д. Динамическая карта восточной части Черного моря.— Известия Гидрометеорологического института Черного и Азовского морей, 1933, № 1, с. 10—15.

52. Зац В. И. Влияние физико-океанологических факторов на поле примеси в шельфовой зоне моря. — Автореф. дис. . . . д-ра геогр. наук. — М.: Изд-во

МГУ, 1975.—31 с.

53. Зубов Н. Н., Мамаев О. И. Динамический метод вычисления эле-

ментов морских течений.— Л.: Гидрометеоиздат, 1956.— 112 с.

54. Иваненков Г. В. Вопросы динамики инерционных течений вблизи берега моря. — Труды ГОИН, 1977, вып. 141, с. 46—65.

55. Иванов В. А., Коняев К. В. Бор на термоклине.— Изв. АН СССР.

Физика атмосферы и океана, 1976, т. 12, № 4, с. 446—454.

56. Иванов В. А., Серебряный А. Н. Частотные спектры короткопериодных внутренних волн в бесприливном море. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1982, т. 18, № 6, с. 683—685.

57. Иванов В. А., Серебряный А. Н. Внутренние волны на мелководном шельфе бесприливного моря.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и

океана, 1983, т. 19, № 6, с. 690—695.

58. Иванов В. А., Тужилкин В. С. Синоптическая изменчивость термической структуры деятельного слоя Северной Атлантики.— Морские гидрофизические исследования, 1979, № 3, с. 186—196.

59. Иванов Ю. А., Морозов Е. Г. Исследования колебаний скорости течений и температуры с периодами, близкими к инерционному.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1977, т. 13, № 2, с. 180—185.

60. Қаменкович В. М. Основы динамики океана.— Л.: Гидрометеоиздат, 1973.—240 c.

61. Каменкович В. М., Кошляков М. Н., Монин А. С. Синоптические вихри в океане. — Л.: Гидрометеоиздат. 1982. — 264 с.

62. Клиге Р. К. Некоторые изменения водообмена южных морей Европы.—

Водные ресурсы, 1976, № 6, с. 67—77.

63. Коновалова И. З. Прибрежные течения поверхностного слоя в морях без приливов. — Автореф. дис. . . . канд. геогр. наук. — М.: Изд-во МГУ. 1970.— 15 c.

64. Коняев К. В. Спектральный анализ случайных океанологических по-

лей. — Л.: Гидрометеоиздат, 1981. — 207 с.

65. Коротаев Г. К. Структура, динамика и энергетика синоптической изменчивости океана. — Севастополь, изд. МГИ АН УССР, 1980. — 64 с.

66. Кормышев Н. С. Опыт синхронной съемки течений электромагнитным измерителем. — Метеорология и гидрология, 1961, № 8, с. 49—51.

67. Кочин М. Е. Об устойчивости поверхностей разрыва Маргулеса. — Со-

брание сочинений, т. 1. М., изд. АН СССР, 1949.—614 с.

68. Краус Е. Взаимодействие атмосферы и океана: пер. с англ. — Л.: Гидрометеоиздат. 1976.— 295 с.

69. Краусс В. Внутренние волны: пер. с нем. — Л.: Гидрометеоиздат,

1968.— 272 c.

70. Курчатов И. В. Сейши в Черном и Азовском морях. Известия Цент-

рального гидрометеобюро, 1925, вып. 4, с. 149-158.

71. Курьянов Б. Ф., Медведева Л. Е. Гармонический анализ стационарных случайных процессов (с использованием быстрого преобразования Фурье). В кн.: Статистика и стохастические системы, 1970, вып. 2. М.: МГУ,

72. Лайтхилл Дж. Волны в жидкостях: пер. с англ.— М.: Мир, 1981.—

73. Лебедев А. Н., Себекин Б. И., Ямпольский А. Д. О влиянии термоклина на вертикальное распределение инерционных колебаний в океане.-Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1979, т. 15. № 6, с. 690—692.

74. Ле Блон П., Майсек Л. Волны в океане. Ч. 1: пер. с англ.— М.:

Мир, 1981.— 480 с.

75. Ле Блон П., Майсек Л. Волны в океане. Ч. 2: пер. с англ.— М.: Мир, 1981.— 365 с.

76. Линь Цзя-Цзяо. Теория гидродинамической устойчивости: пер.

с англ. — М.: Иностранная литература, 1958. — 194 с.

77. Марчук Г. И. Методы вычислительной математики. — М.: Наука,

78. Марчук Г. И., Кордзадзе А. А., Скиба Ю. Н. Расчет основных гидрологических полей Черного моря. – Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1975, т. 11, № 4, с. 379—393.

79. Монин А. С., Каменкович В. М., Корт В. Г. Изменчивость Ми-

рового океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974. — 262 с.

80. Монин А. С., Кошляков М. Н. Синоптические вихри и волны Россби в океане. В кн.: Нелинейные волны. М.: Наука, 1979. С. 258-291.

81. Монин А. С., Яглом А. М. Статистическая гидромеханика. Ч. 2.—

М.: Наука, 1967.— 720 с.

82. Нелепо Б. А. и др. Систематизация синоптических вихревых образований и география их распространения в Мировом океане/Нелепо Б. А., Блатов А. С., Булгаков Н. П., Иванов В. А., Косарев А. Н., Тужилкин В. С.— В кн.: ІІ Всесоюзный съезд океанологов. Вып. 1. Физика и химия океана. Тезисы докладов. Севастополь, изд. МГИ АН УССР, 1982.— С. 76.

83. Никитин О. П., Тареев Б. А. Меандры Гольфстрима как следствие бароклинной неустойчивости в простой двухслойной модели. — Изв. АН СССР.

Физика атмосферы и океана, 1972, т. 8, № 9, с. 973—979.

84. Новицкий В. П. Вертикальное строение водной толщи и общие черты циркуляции вод Черного моря. Труды АзЧерНИРО, 1964, вып. 23, с. 3—22. 85. Новицкий В. П. Влияние динамики вод на характер распределения

океанографических показателей биопродуктивности и морских организмов в северо-западной части Черного моря. Труды АзЧерНИРО, 1968, вып. 27, с. 3-17. 86. Озмидов Р. В. О распределении энергии по разномасштабным движениям в океане.—Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1965, т. 1,

№ 4, c. 439—448.

87. Парийский Б. С. Алгоритм для нахождения решения или собственных значений и функций краевых задач для систем линейных обыкновенных дифференциальных уравнений методом дифференциальной прогонки.— Информационный бюллетень ВНТИ Центра «Алгоритмы и программы».— Ж., 1979, № 5, с. 20—27.

88. Плахин Е. А., Привальский В. Е., Шаповалов С. М. О временной изменчивости энергии инерционных колебаний.— Изв. АН СССР. Физика

атмосферы и океана, 1979, т. 15, № 8, с. 890—892.

89. Поллард Р. Т. Наблюдения и модели структуры верхнего слоя океана.— В кн.: Моделирование и прогноз верхних слоев океана: Пер. с англ. Л.: Гидрометеоиздат, 1979.— С. 124—145.

90. Праудмен Дж. Динамическая океанография: пер. с англ. – М.: Ино-

странная литература, 1957.— 418 с.

91. Рожков В. А. Методы вероятностного анализа океанологических про-

цессов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979.— 280 с.

92. Сабинин К. Д., Шулепов В. А. Пространственные характеристики внутренних волн на гидрофизическом Полигоне—70 в Атлантике.— Океанология,

1978, т. 18, вып. 3, с. 389—395.

- 93. Саркисян А. С., Джиоев Т. З., Гамсахурдия Г. Р. Диагностический расчет течений в Черном море.—В кн.: Исследования по динамике вод и гидрохимии Черного моря. М., Координационный центр стран—членов СЭВ, 1978, с. 24—54.
- 94. Скопинцев Б. А. Формирование современного химического состава вод Черного моря.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 327 с.

95. Сорокин Ю. А. Черное море. — М.: Наука, 1982. — 216 с.

- 96. Справочник по климату Черного моря.— М.: Гидрометеоиздат, 1974.— 406 с.
- 97. Старр В. Физика явлений с отрицательной вязкостью: пер. с англ.— М.: Мир, 1971.— 259 с.

98. Тареев Б. А. Динамика бароклинных возмущений в океане. — М.: МГУ,

1974.— 189 c.

99. Титов В. Б. Простейшие практические приемы оценки спектра приливных и инерционных течений в море.— Океанология, 1968, т. 8, вып. 3, с. 514—521.

100. Титов В. Б. О некоторых особенностях мезомасштабных движений

в океане. — Океанология, 1973, т. 13, вып. 6, с. 963—968.

- 101. Титов В. Б. О характере циркуляции и вертикальной структуре в восточной части Черного моря.— Океанология, 1980, т. 20, вып. 3, с. 425—431. 102. Толмазин Д. М. Гидролого-гидрохимическая структура вод в рай-
- 102. Толмазин Д. М. Гидролого-гидрохимическая структура вод в районах гипоксии и заморозов северо-западной части Черного моря.— В кн.: Биология моря, 1977, вып. 43.— Киев, Наукова Думка.— С. 12—16.

103. Толмазин Д. М., Шнайдман В. А., Ациховская Ж. М. Проблемы динамики вод северо-западной части Черного моря.— Киев: Наукова

Думка, 1969.— 130 с.

104. Фельзенбаум А. И. Теоретические основы и методы расчета мор-

ских течений. — М.: Изд. АН СССР, 1960. — 127 с.

105. Федоров К. Н. Тонкая термохалинная структура вод океана.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 184 с.

106. Филатов Н. Н. Изменчивость течений на крупных озерах.— В кн.: Изменчивость гидрофизических полей в озерах.— Л.: Наука, 1978.— С. 6—88.

107. Филиппов Д. М. Циркуляция и структура вод Черного моря.— М.: Наука, 1968.— 136 с.

108. Филлипс О. М. Динамика верхнего слоя океана: пер. с англ.— Л.: Гидрометеоиздат, 1980.— 319 с.

109. Фомин Л. М. Об инерционных колебаниях в горизонтально неоднородном поле скорости течений в океане.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1973, т. 9, № 1, с. 37—39.

110. Фомин Л. М., Савин М. Т. Вертикальная когерентность инерцион-

ных колебаний скорости течения в море.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1973, т. 9, № 3, с. 331—334.

111. Фомин Л. М., Ямпольский А. Д. О вертикальной структуре инер-

пионных движений в море.— Океанология, 1975, т. 15, вып. 1, с. 33—40.
112. Фомичева Л. А. Сгоны—нагоны, суточные колебания уровня и сейши Черного моря.— Труды ГОИН, 1975, вып. 125, с. 48—58.
113. Худсон Д. Статистика для физиков: пер. с англ.— М.: Мир, 1967.—

114. Чередилов Б. Ф. Сезонные динамические карты поверхности Черного моря. В кн.: Океанографические исследования Черного моря. Киев, Наукова Лумка, 1967.— C. 119—128.

115. Шкудова Г. Я., Джиоев Т. З. Численный эксперимент по расчету вертикальных движений вод Черного моря. — Метеорология и гидрология, 1975,

№ 11, c. 66—71.

116. Эккарт К. Гидродинамика океана и атмосферы: пер. с англ. — М.:

Иностраная литература, 1963.— 327 с.

- 117. Ямпольский А. Д. О внутренних волнах в Черном море по наблюдениям на многосуточной якорной станции. Труды ИО АН СССР, 1960, т. 39, c. 111—126.
- 118. Ямпольский А. Д. Зависимость спектра течений от спектра напряжения ветра. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1966, т. 2, № 11, c. 1187—1182.

119. Barrett J. R. Available potential energy of Gulf Stream ring. — Deep-

Sea Research, 1971, vol. 18, N 12, p. 1221—1232.
120. Bell T. H. Radiation damping of inertial oscillations in the upper

ocean.— J. Fluid Mech., 1978, vol. 88, N 2, p. 289—308.

121. Bretherton F. P. Recent developments in dynamical oceanography.— Quart. J. Roy. Met. Soc., 1975, vol. 101, N 6, p. 705—725.

122. Briscoe M. G. Bias and confidence limits for cocherence estimator for

0 true cocherence.— Woods Hole, Mass., 1975, 68 p

123. Carter G. C., Knapp C. H., Nutall A. H. Estimation of the magnitude-squared cocherence function via overlapped fast Fourier trasform processing. JEEE, AU-21, 1973, N 4, p. 337—344.

124. Davey M. K. Baroclinic instability in a fluid with three layers.—
J. Atmos. Sci., 1977, vol. 34, N 4, p. 1224—1234.

125. Day C. G., Webster F. Some current measurement in the Sargasso Sea. - Deep-Sea Research, 1965, vol. 12, N 8, p. 805-812.

126. Defant A. On the origin of internal tide waves in the open sea.—

 J. Mar. Res., 1950, vol. 9, N 2, p. 111—119.
 127. Engel M. Hydrodynamisch-numerische ermittlung von bewegungsvorgangen im Schwarzen Meer.— Mitt. Inst. Meeresc. Univ. Hamburg, 1974, N 22, 72 p.

128. Fuglister F. C. A cyclonic ring formed by the Gulf Stream 1967.— In: A Voyage of Discovery. George Deacon 70th Anniversary volume (suppl. to

Deep-Sea Res.). N.-Y., Pergamon Press, 1977, p. 177—198.

129. Garrett C. J. R., Munk W. H. Space-time scales of internal waves: a progress report.—J. Geophys. Res., 1975, vol. 80, N 3, p. 291—297.

130. Gill A. E., Green J. S. A., Simmons A. J. Energy partition in the large-scale ocean circulation and the production of mid-ocean eddies. — Deep-Sea Research, 1974, vol. 21, N 5, p. 499—528.

131. Gonella J. A. A local study of inertial oscillations in the upper layers

of the ocean. - Deep-Sea Research, 1971, vol. 18, N 8, p. 775-788.

132. Gonella J. A. A rotary-component method for analising meteorological and oceanographic vector time series.— Deep-Sea Research, 1972, vol. 19, N 12, p. 833—846.

133. Hasselman K. Wave-driven inertial oscillations.— Geophys. Fluid Dy-

nam., 1970, vol. 1, N 4, p. 463-532.

134. Hasselmann K. Stochastic climate models. Part 1. Theory.— Tellus,

1976, vol. 28, N 3, p. 473-485.

135. Hendershott M. C. Inertial oscillations of tidal period.— Ph. D. Thesis. Harvard Univ., Cambridge, 1964, 132 p.

136. Huges B. A. On inertial waves in a rotating medium — Ph. D. Thesis Univ. of Cambridge, 1964, 95 p.

137. Killworth P. D. Barotropic and baroclinic instability in rotating stra-

tified fluids.— Dyn. Atmos. and Oceans, 1980, vol. 4, N 3, p. 143—184.

138. Krauss W. The response of a stratified viscous sea to moving meteorological fronts and squall lines.—Dtsch. Hydrogr. Z., 1978, vol. 31. N 1, p. 16—30.

139. Krauss W. On the energy of the wind stress required to produce internal and inertial waves. — Dtsch. Hydrogr. Z., 1978, vol. 31, N 2, p. 31-49.

140. Kroll J. The propagation of wind-generated inertial oscillations from

the surface into deep ocean. J. Mar. Res., 1975, vol. 33, N 1, p. 15-51.

141. Longuet-Higgins M. S., Gill A. E. Resonant interactions between

planetary waves.— Proc. Roy. Soc., 1967, vol. A299, N 1456, p. 120-140.

142. Marinesku A., Sclarin O. Zes wariations periodignes du niveau de la Mer Noire a lonstanga. Trans. Museum histoire nature Gr. Antipa, 1968. vol. 8, N 1, p. 531-535.

143. Mooers C. N. K. A techniques for the cross-spectrum analysis of pairs of complex-valued time series with emphasis on properties of polarised components and rotational invariants.— Deep-Sea Research, 1973, vol. 20, N 12, p. 1129—1141.

144. Munk W., Phillips N. Cocherence and band structure of inertial

motion in the sea.— Rev. Geophys., 1968, vol. 6, N 4, p. 447—472.

145. Mysak L. A. Resonant interactions between topographic planetary waves in a continually stratified fluids.— J. Fluid Mech., 1978, vol. 84, p. 4, p. 769— 793.

146. Mysak L. A. Topographically trapped waves.—Ann. Rev. Fluid Mech.,

1980, vol. 12, p. 45—76.

147. Newton C. W. Fronts and Wave disturbances in Gulf Stream and at-

mospheric jet stream.— J. Geophys. Res., 1978, vol. 83, N C9, p. 4697—4706.
148. Orlanski J. The influence of bottom topography on the stability of jets in a baroclinic fluid.— J. Atmos. Sci., 1969, vol. 26, N 6, p. 1216—1237.

149. Pedlosky J. The stability of currens in the atmosphere and ocean.

Part 1.— J. Atmos. Sci., 1964, vol. 21, N 2, p. 201—219.

150. Pedlosky J. The stability of currents in the atmosphere and ocean.

Part 2.— J. Atmos. Sci., 1964, vol. 21, N 3, p. 342-353.

151. Pedlosky J. Finite-amplitude of baroclinic wave triads and mesoscale motion in the ocean.—J. Phys. Oceanogr., 1975, vol. 5, N 4, p. 608—614.

152. Phillips N. A. A simple three-dimensional model for the study of large-scale extratropical flow patterns.— J. Meteorol., 1951, vol. 8, N 6, p. 381—394.

153. Pollard R. T. On the generation by wind of inertial waves in the

ocean.— Deep-Sea Research, 1970, vol. 17, N 4, p. 795-812.

154. Pollard R. T. Properties of near-surface inertial oscillations.— J. Phys.

Oceanogr., 1980, vol. 10, N 3, p. 385-398.

155. Rao D. B., Schwab D. J. Two-dimensional normal modes in arbitrary enclosed basins on a rotary earth: application to lakes Ontario and Superior. Phil. Trans. Roy, Soc., London, 1976, vol. A281, N 1299, p. 63-96.

156. Reid J. L. Observations of inertial rotation and inertial waves.— Deep-

Sea Research, 1962, vol. 9, N 2, p. 283-289.

157. Rhines P. B. Edge-, Bottom-, and Rossby waves in a rotating stratified fluids.—Geoph. Fluid Dynam., 1970, vol. 1, N 3, p. 273—302.

158. Rhines P. B. Waves and turbulence on a beta-plane. J. Fluid Mech., 1975, vol. 69, p. 3, p. 417—443.

159. Richardson P. L. Gulf Stream ring trajectories.— J. Phys. Oceanogr.,

1980, vol. 10, N 1, p. 90—104.

160. Richman J. C., Wunsch C., Hogg N. G. Space and time scales of mesoscale motion in the Western North Atlantic. - Rev. Geophys. and Space Phys., 1977, vol. 15, N 4, p. 385-420.

161. Robinson A. R., Luyten J. R., Flierl G. On the theory of thin rotating jets; a quasigeostrophic time dependent model.— Geophys. Fluid Dynam.,

1975, vol. 6, N 2, p. 211—244.

162. Robinson A. R., McWilliams J. C. The baroclinic instability of the open ocean.— J. Phys. Oceanogr., 1974, vol. 4, N 3, p. 281—294.

163. Rooth C., Duing W. On the detection of inertial waves with pycno-

cline followes.— J. Phys. Oceanogr., 1971, vol. 1, N 1, p. 12—16.

164. Schmitz W. J. Observations of the vertical distribution of low frequency kinetic energy in the Western North Atlantic. - J. Mar. Res., 1978, vol. 36, N 2, p. 295—310.

165. Schott F. Spatial structure of inertial-period motions in the twolayered sea, based on observations.—J. Mar., Res., 1971, vol. 29, N 2, p. 85—102. 166. Schott F. On horisontal cocherence and internal wave propagation in

the North Sea.— Deep-Sea Research, 1971, vol. 18, N 2.
167. Webster F. Observations of inertial period motions in the deep sea.— Rev. Geophys., 1968, vol. 6, N 4, p. 473-490.

168. Wright D. G. On the stability of a fluid with specialized density stratification. Part 1. Baroclinic instability and constant bottom slope. - J. Phys. Oceanogr., 1980, vol. 10, N 5, p. 639—666. 169. Wyrtki K., Magaard L., Hager J. Eddy energy in the oceans.— J. Geophys. Res., 1976, vol. 81, N 5, p. 2641—2646.

### ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие редактора
Глава 1. Виды изменчивости гидрофизических полей Черного моря 8
1.1. Характеристика пространственно-временных масштабов из-
менчивости. Физическое обоснование и основные дисперсионные
соотношения
1.2. Оценка пространственно-временных масштабов волновых
движений для условий Черного моря 18
Глава 2. Используемые материалы наблюдения и методика их обработки 24
2.1. Краткая характеристика данных
2.2. Восстановление средних многолетних гидрофизических по-
лей и расчет вертикальной термохалинной структуры вод 29
2.3. Методика обработки данных квазисиноптических гидрологи-
ческих съемок и наблюдений на многосуточных станциях 35
Глава 3. Основные черты гидрологического режима Черного моря, се-
зонная и межгодовая изменчивость
3.1. Общие черты термохалинной структуры вод 46
3.2. Сезонная изменчивость полей температуры и солености 51
3.3. Циркуляция вод
3.4. Вертикальная термохалинная структура вод 97
Глава 4. Синоптическая изменчивость
4.1. Регионально-генетическая классификация синоптических ви-
хревых образований
4.2. Данные наблюдений синоптической изменчивости
4.3. Гидрологическая структура синоптических вихрей Основного
черноморского течения
4.4. Энергетические соотношения для синоптических вихрей и
их оценки
4.5. Бароклинная неустойчивость зонально ориентированного
двухслойного течения
4.6. Баротропно-бароклинная неустойчивость двухслойного тече-
ния с различной ориентацией потока на В-плоскости 156
4.7. Трехслойная модель неустойчивости Основного черномор-
ского течения
Глава 5. Мезомасштабная изменчивость
<ol> <li>5.1. Инерционные движения</li></ol>
<ol> <li>5.2. Сейшевые колебания</li></ol>
5.3. Короткопериодные внутренние волны
Список литературы

Алексей Сергеевич Блатов, Николай Петрович Булгаков, Виталий Александрович Иванов, Алексей Нилович Косарев, Валентин Сергеевич Тужилкин

#### Изменчивость гидрофизических полей Черного моря

Редактор Л. А. Чепелкина. Художник В. В. Бабанов. Художественный редактор В. В. Быков. Технический редактор Л. М. Щишкова. Корректор Л. Б. Лаврова

#### ИБ № 1533

Сдано в набор 16.01.84. Подписано в печать 17.04.84. М-30658. Формат 60×90¹/16. Бумага типографская № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Печ. л. 15,0. Кр.-отт. 15,0. Уч.-изд. л. 17,3. Тираж 1000 экз. Индекс ОЛ-150. Заказ № 39. Цена 2 р. 90 к.

Гидрометеоиздат. 199053, Ленинград, 2-я линия, 23

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитет СССР по делам надательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, Ленинград, Прачечный переулок, 6