

Л. И. Скриптунова

Методы
морских
гидрологических
прогнозов



Ленинград Гидрометеиздат 1984

УДК 551.465.755.01

Рецензенты: канд. геогр. наук Е. Н. Дворкин, д-р геогр. наук Е. Г. Ковалев

Ответственный редактор д-р геогр. наук, проф. К. П. Васильев

Охвачен широкий круг вопросов, связанных с морскими гидрологическими прогнозами. Излагаются результаты исследований в области взаимодействия океана и атмосферы применительно к морским прогнозам. Рассматриваются методы прогноза уровня моря, волнения, течений, температуры воды, ледовых явлений. Рассматриваются методы прогноза опасных явлений.

Книга рассчитана на океанологов, метеорологов, студентов гидрометеорологических институтов и университетов.

The monograph "Methods of sea hydrological forecasts" by L. I. Skriptunova contains a survey of a wide range of problems pertaining to sea hydrological forecasts. Results of investigations of air-sea interaction as applicable to sea forecasts are presented and methods for forecasting sea level, waves, currents, water temperature, ice conditions and dangerous phenomena are considered.

The book is intended for oceanologists, meteorologists and students of hydrometeorological institutes and universities.

32602A

Ленинградский
Гидрометеорологический институт
БИБЛИОТЕКА
Л-д 103106, Малосельский район

С 1903030100-008 37-84
069(02)-84

© Гидрометеоиздат, 1984 г.

Введение

Влияние океана на условия жизни на Земле нельзя переоценить. Океан — это всемирная кладовая органических и минеральных ресурсов. Огромное влияние он оказывает на климат и погоду нашей планеты. С давних времен океаны и моря используются в качестве важнейших транспортных путей.

В эпоху научно-технического прогресса значительно повышается роль морских прогнозов в связи с возрастанием роли самих морей и океанов в жизни человечества.

Проведение на шельфе работ, связанных с добычей полезных ископаемых, повышает роль прогнозов уровня моря, волнения и течений. С увеличением мощности судов казалось, что мореплавание становится более безопасным и роль прогноза волнения уменьшается. Но возникла новая задача — обслуживание судов наиболее выгодными путями плавания, и значение прогнозов волнения возросло еще более. Продление сроков навигации, дальнейшее освоение Арктики повысили роль ледовых прогнозов.

Антропогенное воздействие на моря и океаны ставит перед прогнозистами новые задачи: расчет будущих изменений режима замкнутых и внутренних морей в связи с зарегулированием стока рек, прогноз распространения в океанах и морях загрязняющих веществ и т. д. Озабоченность человечества вызывает захоронение радиоактивных отходов, поэтому особую важность приобретают прогнозы циркуляции вод и перемешивания на глубинах.

Для обслуживания народного хозяйства прогнозами различных гидрологических элементов используются все новейшие результаты исследований в области океанологии и смежных наук. Но до настоящего времени еще не достигнуто такое положение, чтобы исследования в каждой области океанологии завершались бы методом прогноза исследуемых процессов. Морские прогнозы представляют собой раздел океанологии, который развивается за счет использования достижений физики моря и атмосферы, математики и вычислительной техники и других наук. В то же время морские прогнозы имеют свои специфические черты, которые позволяют им уже в течение нескольких десятилетий развиваться в качестве самостоятельного направления геофизической науки. В области морских прогнозов основными остаются физико-статистические методы. Однако в последние 10—15 лет более успешно, чем ранее, стали развиваться гидродинамические методы.

Основы морских прогнозов были заложены работами Ю. М. Шокальского, В. Ю. Визе, Н. Н. Зубова, В. В. Шулейкина, А. Д. Добровольского, А. И. Дуванина, Н. А. Белинского, В. В. Тимонова, В. Б. Штокмана, К. И. Кудрявой, А. И. Каракаша и других ученых. Многие результаты, полученные этими исследователями, сохраняют свое значение до сих пор. Они были подтверждены натурными данными и теоретическими исследованиями. Например, методы расчета конвекции в море, ветрового перемешивания, толщины и дрейфа льда, разработанные Н. Н. Зубовым, используются и в настоящее время.

Исследования В. В. Шулейкина по взаимодействию океана и атмосферы с учетом влияния материков сыграли большую роль в развитии этой проблемы. В его работах показана роль океана в формировании климата и погоды. В. В. Шулейкин положил начало исследованиям термики моря с помощью расчета составляющих теплового баланса. Метод расчета элементов волн, разработанный В. В. Шулейкиным, до сих пор применяется в качестве одного из основных методов при прогнозировании волнения моря.

Работы В. Ю. Визе и Н. А. Белинского, направленные непосредственно на разработку методов прогнозов, заложили их основы для арктических и неарктических морей. В. Ю. Визе в 1923 г. составил первый ледовый прогноз. Он указал на связь ледовых условий в арктических морях с атмосферными процессами, выявил ряд закономерностей в ледовом режиме, такие, как цикличность в ходе ледовитости, ледовая оппозиция между восточными и западными арктическими морями и др.

Н. А. Белинский уделял большое внимание выявлению связей между процессами в океане и атмосфере. Он разработал методы прогноза уровня моря, течений, температуры воды и других элементов. Метод прогноза уровня Каспийского моря с заблаговременностью 5—6 лет, разработанный им, — один из удачных примеров использования связей между процессами в атмосфере и море. Идеи Н. Н. Зубова, В. В. Шулейкина, В. Ю. Визе, Н. А. Белинского получили свое развитие во многих более поздних исследованиях.

Более полувека работают в области морских прогнозов научно-оперативные центры — Гидрометеорологический центр СССР и Арктический и антарктический научно-исследовательский институт. В этих институтах разработаны методы краткосрочных, долгосрочных и сверхдолгосрочных прогнозов многих гидрологических элементов.

Разрабатываются методы прогнозов и в других институтах: ДВНИИ, ЛГМИ, ГОИНе и его отделениях, институтах рыбного хозяйства и океанографии. Следует отметить особую роль прогностических подразделений УГКС, которые составляют прогнозы и доводят их до потребителей. Постоянное непосредственное общение с потребителями позволяет прогнозистам-океанологам яснее представлять задачи практики. Эта «обратная связь»

приносит большую пользу в развитии прогнозов в нужном направлении.

В истории морских прогнозов выделяют отдельные этапы. Каждый этап явился результатом изменения количества и качества гидрометеорологической информации, успехов физики океана, математики, внедрения вычислительной техники. Увеличивается число прогнозируемых гидрологических характеристик, расширяются районы морей и океанов, для которых составляются прогнозы, повышается качество прогнозов.

Трудность задачи прогноза приводит к тому, что из сложных природных процессов стараются выделить отдельные звенья и прогнозировать отдельные элементы. В последние годы отмечается переход к более сложному этапу — одновременному прогнозу нескольких связанных между собой явлений: ветровых течений и волнения моря, термики и динамики ледовых явлений, высот волн и толщины слоя волнового перемешивания и т. д. И наконец, в перспективе (не так уж теперь далекой) — создание моделей; позволяющих одновременно прогнозировать процессы в атмосфере и океане.

В последние годы большое внимание уделяется разработке моделей взаимодействия океана и атмосферы. «Взаимодействие — вот первое, что выступает перед нами, когда мы рассматриваем движущуюся материю в целом» (Ф. Энгельс. Диалектика природы, 1975, стр. 199).

Физическим моделям взаимодействия океана и атмосферы принадлежит будущее морских прогнозов.

Морские прогнозы включают самые разнообразные задачи: долгосрочные прогнозы явлений планетарного масштаба, связанных с процессами в океане и атмосфере, краткосрочные прогнозы явлений, обусловленных влиянием гидрометеорологических факторов, действующих в сравнительно небольших районах и в течение коротких промежутков времени, и, наконец, предсказание изменений гидрометеорологического режима морей и океанов, вызванных деятельностью человека.

После выхода в свет учебных пособий Н. А. Белинского (1951 и 1956), К. И. Кудрявой (1951) и А. А. Зверева (1961) прошло более 20 лет. В 1974 г. были опубликованы учебники по морским прогнозам для техникумов (З. К. Абузяров и Ю. И. Шамраев) и для вузов (К. И. Кудрявая, Е. И. Серяков и Л. И. Скриптунова). Эти книги написаны в соответствии с учебными программами. Они включают разделы, необходимые для обучения студентов. Излагаются в учебниках, как правило, апробированные методы, которые иллюстрируются примерами расчета.

За последнее десятилетие опубликовано много новых работ по морским прогнозам. Цель настоящей монографии — рассмотреть методы прогнозов разных направлений и те принципы, которые были положены в основу при их разработке. Наряду с общепринятыми методами, прошедшими проверку временем, уделяется внимание новым способам, интересным с методической точки зрения.

Помимо методов прогноза естественных процессов, рассматриваются методы прогноза последствий антропогенной деятельности.

Как будет видно из последующих глав, возможности прогнозирования различных гидрологических элементов неодинаковы. Одни элементы прогнозируются довольно надежно, прогнозы других в оперативном порядке вообще не составляются.

В основу прогнозов разными авторами положены разные гипотезы. Приемы, которые применяются для количественного выражения распределения гидрометеорологических элементов и отыскания связей, также неодинаковы, поэтому представление о морских прогнозах в целом можно получить, если рассмотреть отдельные методы прогноза.

Автор приносит искреннюю благодарность рецензентам Е. Г. Ковалеву и Е. Н. Дворкину за ценные замечания и сотрудникам Гидрометцентра СССР З. К. Абузарову, М. Г. Глаголевой и Е. С. Нестерову за полезное обсуждение рукописи данной монографии.

Глава 1

Учет взаимодействия океана и атмосферы в морских прогнозах

1.1. Основные закономерности взаимодействия океана и атмосферы, используемые в морских прогнозах

Изменения гидрологических характеристик, представляющие предмет морских прогнозов, определяются процессами, протекающими в атмосфере и океане.

Океан, обладающий большой тепловой инерцией, или, как иногда говорят, тепловой «памятью», поглощает значительную часть тепла, поступающего от Солнца, и затем постепенно отдает его в атмосферу в виде длинноволнового излучения, скрытой теплоты испарения и при контактном (турбулентном) теплообмене с атмосферой. Морские течения переносят тепло на огромные расстояния, поэтому районы, где происходит интенсивное поглощение солнечного тепла и его передача в атмосферу, иногда далеко отстоят друг от друга.

Тепло, поступившее в атмосферу, приводит к изменению ее теплового и динамического состояния. Атмосфера на океан действует в основном как динамическая система, хотя и тепловое ее воздействие оказывает заметное влияние на термику океана. Большую роль в неравномерности поступления солнечного тепла на поверхность океана играет облачность.

Исследования взаимодействия океана и атмосферы ведутся уже на протяжении многих лет. Большое внимание этой проблеме уделял В. В. Шулейкин. По его мнению, в основу моста между физикой атмосферы и физикой моря «легли принципы термодинамики и гидромеханики, управляющие движением водных и воздушных масс под действием одного и того же потока энергии: потока тепловой энергии солнечных лучей, неравномерно нагревающих различные широтные пояса Земли и столь же неравномерно нагревающих атмосферу над океаном и над материками» [254].

В. В. Шулейкин рассматривает атмосферу и Мировой океан как тепловые машины, включающие в себя нагреватель и холодильник. В тропосфере он выделяет два рода таких тепловых машин. Машины первого рода работают за счет неодинакового нагревания тропических и высокоширотных поясов Земли. Работа машин второго рода обеспечивается неодинаковым нагреванием воздуха над водой и над сушей. Летом нагревателями служат материки, холодильниками — океан; зимой, наоборот, холодильником является суша, а нагревателями становятся океаны, в которых аккумулировалась поступившая на их поверхность солнечная энергия. Работа тепловых машин первого рода проявляется главным образом в зональной циркуляции, машин второго рода — в мус-

сонной циркуляции. Нарушения установившегося режима в природе, по мнению В. В. Шулейкина, как правило, приводят к возникновению колебаний. При этом обнаруживаются автоколебательные системы, которые не затухают до тех пор, пока существует перенос энергии по звеньям.

Схема такой автоколебательной системы, включающей Северную Атлантику и Арктику, предложенная В. В. Шулейкиным, позволяет объяснить периодические колебания температуры воды на севере Атлантики. Процессы, протекающие в этом районе Мирового океана, представляются следующим образом. (Повышение температуры воды в Северо-Атлантическом течении приводит к усилению процесса таяния льдов в Арктическом бассейне, поскольку в него поступает больше тепла. При этом площадь ледяного покрова сокращается, увеличиваются потери тепла через поверхность океана. Таяние льдов приводит к усилению их дрейфа в Атлантический океан с Лабрадорским и Восточно-Гренландским течениями. Это приводит к понижению температуры в зоне смешения холодных и теплых течений и в области Северо-Атлантического течения, следовательно, к ослаблению притока теплых вод в Арктический бассейн. За этим последует увеличение толщины ледяного покрова, уменьшение потерь в атмосферу. В результате уменьшения дрейфа льда в Атлантику температура в зоне смешения теплых и холодных вод повысится и цикл повторится.) В этой схеме система Атлантика—Полярный бассейн рассматривалась как консервативная. В реальных условиях часть тепла уходит из системы в межпланетное пространство, но колебания не затухают, а продолжаются за счет энергии, поступающей из того мощного потока, который идет от экватора к полюсам в океане и атмосфере. Систему эту можно рассматривать как типичную автоколебательную.

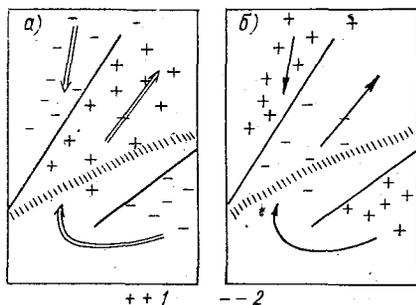
При исследовании работы машины первого рода большое внимание уделяется процессам взаимодействия океана и атмосферы в тропических и полярных районах. Исследования по программам ТРОПЭКС и ПОЛЭКС занимают важное место в решении этой проблемы.

К настоящему времени выполнено довольно много работ по выяснению связей в системе океан—атмосфера. В работах Бьеркнеса рассматривается взаимное влияние друг на друга циркуляций вод в экваториальной части океана и циркуляции атмосферы [266]. Важный вывод, полученный Бьеркнесом, который используется в морских прогнозах, — возникновение значительных аномалий температуры воды в экваториальной области Тихого океана (явление Эль-Ниньо), обусловленных метеорологическими процессами. Модель взаимодействия океана и атмосферы, на основе которой выясняется сопряженность в изменениях термических условий в отдельных районах океана, предложена в работах А. И. Дуванина [70, 72]. Он показал, что наблюдается синхронность в изменениях интенсивности основных систем течений. При усилении западно-восточных ветров средних широт, пассатов и ветров над

арктическими районами происходит усиление как теплых, так и холодных течений, что приводит к появлению положительных аномалий температуры воды в области теплых течений и отрицательных — в области холодных (рис. 1). При этом в зоне климатологического полярного фронта активизируется теплоотдача в атмосферу, обостряются тепловые контрасты на поверхности океана, что приводит к усилению зональной циркуляции в атмосфере и соответствующим адвективным изменениям температуры воды. При нарушенной зональной циркуляции в атмосфере главные системы течений в океане ослаблены. В области теплых течений наблюдаются отрицательные аномалии температуры воды, в об-

Рис. 1. Схематическая характеристика отклонений температуры воды от нормы в системах теплых и холодных течений Северной Атлантики при усиленной (а) и ослабленной (б) циркуляции [70].

1 — положительные, 2 — отрицательные отклонения.



ласти холодных — положительные. Контрасты температуры воды при этом ослаблены и понижена теплопередача из океана в атмосферу. В этих условиях сохраняется ослабленная зональная циркуляция.

Такая согласованность между процессами в океане и атмосфере существует временно. Предпосылки перестройки процессов связаны с адвекцией тепла течениями. При процессах по схеме рис. 1 а воды с температурой выше нормы переносятся Северо-Атлантическим течением в высокие широты, на смену им приходят из тропических районов относительно охлажденные водные массы. Происходит перестройка фоновых условий в океане, которая приводит к процессам схемы рис. 1 б. При этом наступает ослабление циркуляции, накапливаются более прогретые воды в тропической зоне. Поступление их в систему Северо-Атлантического течения приведет к новому увеличению повторяемости процессов по схеме рис. 1 а. Описанные два вида распределения тепловых аномалий в океане могут рассматриваться в качестве противоположных фаз волнового процесса.

Анализ длительных наблюдений над гидрометеорологическими элементами (уровнем моря, температурой воздуха и циркуляцией атмосферы, выраженной индексами Белинского) позволил А. И. Дуванину выявить периоды, свойственные колебаниями макропроцессов. Обнаруженные периоды находятся в диапазонах от 2,0 до 3,4 года и от 4,0 до 7,0 лет.

А. И. Угрюмов [231] на основе анализа наблюдений над температурой воды в районах судов погоды подтвердил существование двух типов распределения очагов аномалий температуры воды, выявленных А. И. Дуваниным. Первый тип также характеризуется положительной аномалией температуры воды в теплой водной массе, отрицательной — в холодной и резко выраженными градиентами температуры воды между теплыми и холодными течениями. При втором типе фронтальные контрасты ослаблены, области теплых течений заняты отрицательными аномалиями, а холодных — положительными. Но средний период, по исследованиям А. И. Угрюмова, составляет около 10 мес. Существование многолетней цикличности объясняется эффектом суперпозиции 10-месячного и годового периодов.

В. Г. Корт [107, 108] отмечает, что одной из основных причин возникновения 4—5-летней квазипериодичности в гидрометеорологическом режиме Северной Атлантики служит скорость перемещения температурной аномалии в североатлантическом антициклоническом круговороте. Температурная аномалия в водах Флоридского течения доходит до Фарерско-Шетландского пролива в среднем за 2 года. Та часть водной массы Северо-Атлантического течения, которая участвует в формировании Канарского и Северного пассатного течений, замыкает кольцо североатлантического антициклонического круговорота за 2—3 года. Следовательно, период полного оборота температурной аномалии в этой системе будет составлять 4—5 лет. Согласно работе [291], полный оборот температурной аномалии в системе Гольфстрим — Северо-Атлантическое течение — течение Ирмингера — Восточно- и Западно-Гренландское течения — Лабрадорское течение совершается за 3 года. Указанные работы представляют большой интерес для прогнозирования процессов в океане, так как в них уделяется большое внимание именно океану.

Следует отметить, что при исследовании взаимодействия океана и атмосферы в большинстве феноменологических, гидродинамических моделей, а также моделей, основанных на физико-статистических связях, основное внимание уделяется влиянию океана на процессы в атмосфере, главным образом на циркуляцию атмосферы. Океан же в основном рассматривается как «поставщик» тепла в атмосферу. Морским течениям иногда отводится лишь роль регулятора в перераспределении тепла в системе полюс—экватор. Процессам в океане уделялось значительно меньше внимания.

В последние годы разрабатываются гидродинамические модели, в которых более полно описываются процессы в океане. Г. И. Марчук предложил модель термического взаимодействия атмосферы с океаном и материками с учетом влияния адвекции тепла, конвекции, горизонтального и вертикального перемешивания [135]. В рамках этой модели изучается механизм связи между аномалией облачности над океаном и изменениями температуры воздуха в различных районах материков [137].

В работах, которые ведутся в Гидрометцентре СССР, значительное внимание уделяется моделированию процессов в океане [173]. Обстоятельный обзор исследований по взаимодействию океана и атмосферы содержится в монографиях [104, 163, 231].

Процессы взаимодействия океана и атмосферы имеют разную активность в разных районах океанов. Наиболее активные области были названы «очагами взаимодействия океана и атмосферы» [224]. Расчеты теплоотдачи через поверхность северной части Атлантического океана позволили выявить расположение таких очагов. Их формирование оказалось связанным со значительными скоростями ветра и распространением холодного воздуха, поступающего с материка Северной Америки в район теплых течений системы Гольфстрим. Через очаги взаимодействия из Северной Атлантики в атмосферу поступает, по разным данным, 50—80 % всего теряемого ею тепла. Поэтому изучению наиболее активных районов океанов уделяется особенно большое внимание.

Е. П. Борисенков и А. Ф. Трешников отмечают необходимость четко обосновать «географию взаимодействия», чтобы определить районы, где надо проводить изучение взаимодействия в первую очередь [33].

Большую роль в общей циркуляции атмосферы играют полярные районы нашей планеты. Ледяной покров сам является результатом взаимодействия океана и атмосферы и оказывает существенное влияние на этот процесс. Если тропическая зона служит областью накопления энергии, то полярная область — зоной стока энергии. Межширотный обмен, от которого в значительной мере зависят условия как в атмосфере, так и в гидросфере, определяется в основном процессами в этих двух зонах, причем полярные области являются более динамичными. Об этом свидетельствуют изменчивость ледовитости арктических морей, колебания объема атлантических вод, поступающих в Арктический бассейн, и объема льдов, выносимых из Арктического бассейна, и другие процессы.

Некоторые характерные черты ледяного покрова определяют его особую роль в процессе взаимодействия океана и атмосферы. Большое альbedo льда и снега по сравнению с водной поверхностью значительно уменьшает радиационный баланс океана, т. е. способствует уменьшению энтальпии океана. Наличие полыней приводит к интенсивному теплообмену между океаном и атмосферой на участках открытой воды, поэтому при расчете потоков тепла через поверхность океана возникают дополнительные трудности. Вынос льда из Арктического бассейна в Атлантику приводит к понижению температуры воды в Атлантическом океане за счет потерь тепла на таяние льдов.

Особенности теплового взаимодействия атмосферы и океана в Арктике изложены в монографии Ю. П. Доронина [65]. В ней показана роль отдельных составляющих теплового баланса, вертикального теплообмена в океане, теплообмена океана с атмосферой через лед, а также рассмотрены влияние теплообмена с атмо-

сферой на процессы в океане и другие вопросы, связанные с проблемой взаимодействия океана и атмосферы.

Большую роль для прогноза термических условий Арктического бассейна играет исследование переноса тепла течениями системы Гольфстрим. Механизм передачи этой энергии чрезвычайно сложен. Довольно большое количество тепла передается в Арктический бассейн непосредственно морскими течениями. Расчеты теплового баланса Карского моря, проведенные В. В. Шулейкиным еще в 1932 г., показали большую роль теплых атлантических вод, поступающих в это море. Многочисленные расчеты адвекции тепла, приносимого из Атлантического и Тихого океанов, проведенные в более поздние годы, свидетельствуют о том, что она может рассматриваться в качестве одного из основных факторов, определяющих изменения теплового режима Арктического бассейна. Например, из расчетов [250] следует, что тепло, поступающее с юга в Арктический бассейн в течение года, превышает сумму тепла от радиации и адвекции тепла в атмосфере. Помимо непосредственного воздействия на энталпию вод Арктического бассейна, морские течения оказывают влияние также через атмосферные процессы. Многие ученые считают, что это влияние играет большую роль. В. Ю. Визе отмечал большую роль течений системы Гольфстрим в изменениях атмосферных процессов над Северной Атлантикой и Арктическим бассейном, которые в конечном счете сказываются на гидрологическом и ледовом режиме арктических морей и Северного Ледовитого океана. Дальнейшие исследования подтвердили эту связь между течениями в Атлантическом океане, атмосферными процессами и ледовым режимом Арктики. Многие методы ледовых прогнозов построены на учете характеристик циркуляции атмосферы.

Представляет интерес вопрос об устойчивости ледяного покрова в Арктике. В работах Ю. П. Доронина [65] и В. Ф. Захарова [78] показано, что в сохранении ледяного покрова большую роль играет стратификация вод. Выполненные в работе [78] расчеты теплового баланса деятельного слоя свободной ото льда Арктического бассейна показали, что при сохранении существующей стратификации уничтоженные однажды полярные льды восстановятся к концу первой же зимы в прежних своих размерах.

Распресненные поверхностные арктические воды служат препятствием для проникновения тепла из глубинных слоев, что приводит к довольно быстрому выхолаживанию всего поверхностного слоя до температуры замерзания. Причиной распресненности верхнего слоя океана является превышение приходной части пресного баланса Арктического бассейна над его расходной частью.

Одно из звеньев взаимодействия океана и атмосферы, которое имеет большое значение для долгосрочных гидрометеорологических прогнозов, — влаго- и энергообмен между полушариями. Эти процессы еще недостаточно изучены, и влияние их редко учитывается в морских прогнозах. Одним из примеров такого учета может служить использование температуры воздуха в одном из

пунктов южного полушария при прогнозе распространения айсбергов в северном полушарии [80].

Значительное внимание влагообмену между полушариями уделялось в работах Н. А. Белинского при разработке метода сверхдолгосрочного прогноза уровня Каспийского моря [24]. Он предложил способ расчета количества осадков над океанами и рассчитал для океанов разности испарения и осадков. На основе анализа карт распределения этих величин Н. А. Белинскому удалось установить некоторые особенности процесса влагообмена между океаном и атмосферой в каждом полушарии, а также влагообмена между полушариями, которые имеют прогностическое значение. На картах обнаружались центры питания атмосферы влагой, т. е. районы, где разность между испарением и количеством выпавших осадков имеет большие положительные значения. Эти районы совпали с центрами субтропических антициклонов. В зависимости от характера атмосферных процессов воздушные массы субтропических антициклонов могут поступать в средние широты (при меридиональных процессах) или оказываются изолированными от средних широт (при усиленном западно-восточном переносе). Эти процессы учитывались при сверхдолгосрочном прогнозировании уровня Каспийского моря, который определяется количеством осадков над районами европейской части Советского Союза.

Анализ карт позволил также проследить перенос влаги из одного полушария в другое. Зимой испарение значительно превышает количество осадков, и так как преобладающий поток воздуха в нижнем слое направлен из того полушария, где зима, в то полушарие, где лето, то он переносит этот избыток влаги.

В настоящее время в морских прогнозах еще недостаточно учитывается влияние облачности. Спутниковая информация об облачности в совокупности с судовыми наблюдениями дает теперь возможность производить этот учет более полно.

Облачность регулирует поступление тепла на поверхность океана от основного источника тепла — Солнца. При безоблачном небе на поверхность океана поступает в 4 раза больше тепла, чем при сплошной облачности. Эффективное излучение, характеризующее обмен длинноволновой радиацией между морем и атмосферой, также в значительной степени зависит от облачности. Для каждого конкретного пункта и конкретного момента времени облачность — основной регулятор радиационных процессов. Поэтому при расчетах радиационного баланса [113], суммарного потока тепла через поверхность океана по упрощенной формуле [228] и использовании этих расчетов при прогнозах температуры воды [204, 242] учитывается влияние облачности. Данные об облачности используются в качестве косвенного показателя стратификации атмосферы при расчетах испарения и турбулентного теплообмена [24].

Роль облачности не ограничивается ее локальным воздействием на количество тепла, получаемого в каком-либо районе океана, и ее соответствующим влиянием на температуру воды или

ледовые условия в этом же районе. Ее роль регулятора притока тепла от Солнца особенно велика в процессах взаимодействия океана и атмосферы. Неравномерный приток тепла к различным участкам поверхности океана приводит к изменениям крупномасштабных процессов в атмосфере, которые обуславливают соответствующие изменения облачности. А. С. Монин назвал облачность «регулятором с обратной связью».

Схема регулирующего действия облачности, предложенная А. С. Мониним [114], выглядит следующим образом. Повышенное количество тепла в море вызовет более интенсивный нагрев атмосферы, развитие в ней восходящих движений и повышенное образование количества облаков. Увеличение облачности приведет к уменьшению тепла, получаемого морем, которое со временем станет меньше того количества тепла, которое море отдает атмосфере. За этим последует охлаждение атмосферы, развитие в ней нисходящих движений и уменьшение облачности. Теоретическим путем установлено, что колебания системы океан—атмосфера, регулируемые облачностью, происходят с периодом, равным нескольким месяцам [50].

В работах Г. И. Марчука и Ш. А. Мусаеляна [136, 147] показано, что лучистая энергия Солнца, которая аккумулируется океаном и затем затрачивается на нагревание атмосферы, в значительной мере зависит от облачности. В работе [147] найдены асинхронные связи между аномалиями общей облачности над Атлантическим океаном и аномалиями приземной температуры в районах европейской части СССР. По временному ходу аномалии облачности над Северной Атлантикой можно с заблаговременностью несколько месяцев судить о временном ходе той части аномалии температуры воздуха, которая определяется влиянием океана. При практической реализации этих работ в цепи явлений: поток от Солнца, регулируемый облачностью, — поглощение его океаном — перераспределение в океане под действием переноса тепла морскими течениями и перемешивания — отдача тепла в атмосферу и перенос его воздушными течениями, рассматривается лишь начальное звено—облачность — и конечный результат — температура воздуха над европейской частью СССР. Роль облачности в долговременных колебаниях температуры воды предстоит исследовать.

Вопрос о возможности переноса аномалий температуры воды океаническими течениями на большие расстояния обсуждается в литературе уже много десятилетий. Выводы, полученные разными авторами в разное время, отличаются между собой. Многократно проводилось сопоставление температуры воды в районе пассатов в Атлантическом океане или во Флоридском проливе с температурой воды у берегов Европы или в районах судов погоды. В одних случаях была обнаружена связь температуры у «истоков» Гольфстрима с температурой воды в северо-восточной Атлантике с некоторым сдвигом во времени, равным времени «добегания», в других эта связь не подтвердилась. Отсутствие связи

авторами работ [24, 45, 200, 221] объясняется влиянием теплообмена океана с атмосферой (особенно активного зимой), который затушевывает перенос. В природе имеют место и процесс переноса, и процесс теплообмена, но в разные периоды времени преобладает то один из них, то другой. Поэтому на больших рядах наблюдений, включающих те и другие периоды, связи обнаруживаются реже. Нужно отметить, что само сопоставление температуры из-за отсутствия соответствующих материалов наблюдений делается не всегда корректно: пункты (или квадраты), в которых сравнивается температура воды, не всегда лежат в одной струе течения, чаще рассматриваются лишь аномалии температуры поверхностного слоя океана.

Если роль течений в переносе аномалий температуры из области пассатов в северные районы Атлантического и Тихого океанов еще недостаточно ясна, то образование аномалий температуры воды в океане за счет смещения основных струй течений очевидно. Наибольшие аномалии температуры воды образуются на границах теплых и холодных течений.

В работе [280] было высказано мнение о том, что при усилении Гольфстрима происходит сжатие антициклонического круговорота, что отражается на распределении температуры воды в Северной Атлантике. На основе сопоставления распределения температуры воздуха и атмосферного давления высказано мнение [221] о том, что причиной образования больших аномалий температуры в районе Гольфстрима в верхнем слое толщиной несколько сот метров служит деформация северо-западной периферии антициклонического круговорота при вторжении холодных вод с севера. Эти вторжения происходят вследствие интенсивного охлаждения вод в Девисовом проливе и усиленного выноса вод Лабрадорским течением в район Большой Ньюфаундлендской банки.

Наряду с горизонтальной адвекцией большое влияние на формирование температурного поля оказывают вертикальные движения вод [276].

Благодаря процессу конвекции в море атмосфера получает от океана огромное количество тепла, так как в процессе теплоотдачи участвует весь деятельный слой моря. На учете процесса конвекции строится метод прогноза температуры воды в холодную часть года.

Велика роль вертикальных движений в районах интенсивного апвеллинга. Исследования причин апвеллинга с целью его прогнозирования имеют практическое значение, так как выход на поверхность океана глубинных вод, содержащих биогенные вещества, обуславливает создание высокопродуктивных зон. Например, район подъема глубинных вод у северо-западных берегов Африки — район активного рыбного промысла. Колебания интенсивности выхода глубинных вод в этом районе связаны с особенностями атмосферной циркуляции [213].

Низкая по сравнению с окружающими водами температура в области Чилийско-Перуанского течения также связана с подъемом холодных глубинных вод океана к его поверхности [182]. Этот подъем обусловлен дивергенцией ветрового поля юго-восточного пассата. Почти параллельное береговой черте южное или юго-восточное направление пассата обуславливает сгон прибрежных вод, что приводит к подъему холодных глубинных вод. Дополнительным фактором, который приводит к подъему вод, служит поперечная неравномерность поля ветра.

Помимо районов, в которых подъем глубинных вод происходит более или менее регулярно, давно известен выход холодных глубинных вод на поверхность океана при прохождении глубоких циклонов [283]. Исследования последних лет показали, что под действием неподвижного тропического циклона в течение суток в океане под ним развивается циклонический вихрь [220]. Кинетическая и доступная потенциальная энергия такого вихря сравнима с энергией синоптических вихрей открытого океана.

В связи с открытием в океане синоптических вихрей перед прогнозистами возникают новые задачи. Известно, что синоптические вихри, несмотря на их небольшую площадь, играют значительную роль в энергообмене океана с атмосферой [195]. Поскольку причины образования, трансформации и затухания вихрей изучены недостаточно, говорить о прогнозе вихрей преждевременно. Однако становится очевидным, что без учета вихрей дать прогноз термической структуры океана невозможно. Особенно велико влияние вихрей на процессы, происходящие в термоклине. Вертикальные колебания положения изотерм в термоклине внутри синоптических вихрей могут достигать 100 м, горизонтальные перепады температуры воды — нескольких градусов [195]. Большой интерес представляет вопрос о том, насколько отчетливо синоптические вихри прослеживаются в поле температуры поверхностного слоя океана. Если вихри обнаруживаются на поверхности океана, то возникает необходимость учета их при прогнозе температуры поверхностного слоя океана. Известно, что все существующие методы прогноза не позволяют учитывать вихри. Важно отметить, что при исследовании вихрей появляется перспектива по температуре поверхностного слоя проследить положение вихрей и затем прогнозировать вертикальную структуру, соответствующую циклоническим и антициклоническим вихрям. Такой подход имел бы большое практическое значение, так как массовая судовая информация о температуре воды поступает только для поверхности океана. Расчеты [109] показали, что влияние вихрей открытого океана более отчетливо прослеживается в верхнем квазиоднородном слое зимой, а летом оно затушевывается поглощением солнечной радиации и другими факторами.

По данным работы [277], почти половина проанализированных авторами случаев значительных вертикальных отклонений изотерм в районах Атлантического и Тихого океанов между 29 и 42° с. ш. оказалась связанной с горизонтальными вихрями и почти

треть вихрей совпадала с районами значительных аномалий ($\geq 0,5^\circ\text{C}$) температуры поверхностного слоя океанов. Интересны предварительные результаты относительно соотношения поля температуры поверхностного слоя с синоптическими вихрями в толще океана, полученные в работе [195] для полигона в Саргассовом море. Из рис. 2 видно, что при летнем типе атмосферных процессов в поле температуры не прослеживаются возмущения, вызываемые

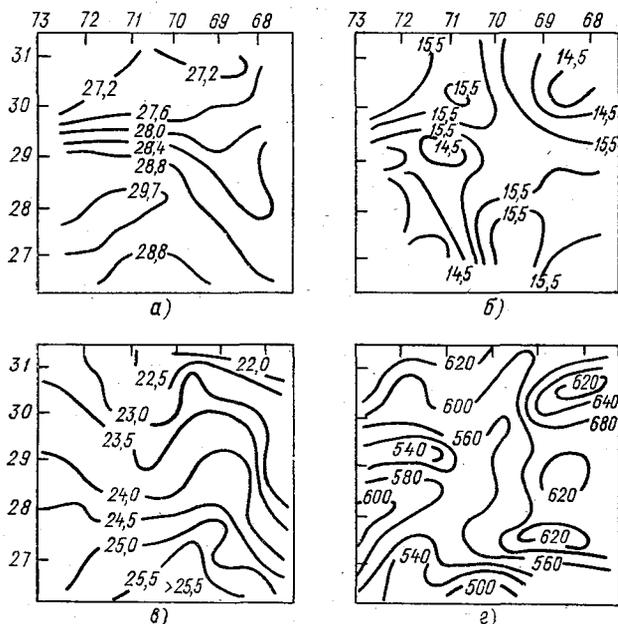


Рис. 2. Поле температуры воды для июля: а — на поверхности океана; б — на глубине 600 м; для ноября—декабря: в — на поверхности океана; г — глубина залегания 15-градусной изотермы [195].

мые синоптическими вихрями, несмотря на то, что в это время здесь наблюдался субтропический антициклон. Расчеты показали, что за счет притока тепла на поверхность океана температура воды должна была ежедневно заметно повышаться (на $0,3^\circ\text{C}$). При таком интенсивном прогреве верхнего слоя океана влияние синоптического вихря в поле температуры поверхностного слоя воды не обнаруживается. Начиная с сентября поток тепла уменьшился, и по распределению температуры поверхностного слоя воды удается проследить положение вихря. Неоднородности температуры поверхностного слоя соответствуют конфигурации синоптических вихрей: в восточной части прослеживается антициклоническое образование, на юге — циклонический вихрь (рис. 2).

Дальнейшее исследование причин возникновения, развития, затухания, регенерации, слияния вихрей позволит оценить количе-

ственно их роль в крупномасштабном взаимодействии океана и атмосферы.

Известный интерес для прогноза термической и динамической структуры представляет гипотеза о существовании в океане планетарных волн, создающих в океане ячеистую структуру. Согласно исследованиям [126], под действием сезонного хода касательного напряжения ветра и потоков тепла в океане возникают дивергентные, бездисперсионные рефрагирующие волны Россби, распространяющиеся от восточного берега океана в северо-западном направлении. Эти волны создают ячеистую структуру океана. Каждая ячейка представляет собой циклоническое или антициклоническое образование, соответствующее подошве или гребню волны. Поперечный размер ячеек составляет 500—600 км, продольный — соизмерим с размерами океана. Границы между ячейками представляют собой своего рода фронтальные зоны, характеризующиеся бароклинной неустойчивостью и интенсивными течениями. Предложенная гипотеза о структуре океана открывает перспективы определять положение ячеек с циклонической или антициклонической циркуляцией по данным наблюдений над гидрологическими характеристиками на поверхности океана и в соответствии с этим производить анализ их вертикального распределения.

При разработке методов морских прогнозов исследование периодичности в ходе гидрометеорологических процессов — одна из важных задач. Выявление периодичности в ходе гидрометеорологических процессов давно привлекало к себе внимание прогнозистов, так как в случае обнаружения устойчивых циклов появляется возможность прогноза этих процессов.

Циклы одной (или близкой) продолжительности в ходе различных характеристик атмосферы и океана позволяют в некоторых случаях выявить причинно-следственные связи.

Следует отметить, что циклы, обнаруженные в ходе температуры воды, ледовитости морей и других гидрометеорологических явлений, объясняются разными причинами: автоколебаниями в системе океан—атмосфера; влиянием облачности, регулирующей приток тепла от Солнца; влиянием космогеофизических факторов. Отсутствие однозначного объяснения происхождения цикличности затрудняет поиски прогностических связей.

Если обратиться к истории морских прогнозов, то можно отметить периоды, когда возрастал интерес к этому направлению в области прогнозов и когда уменьшался. Следует согласиться с мнением А. И. Дуванина: «Причина многих споров и заблуждений при изучении периодов в макропроцессах в том, что выявлявшиеся конкретные периоды рассматривались далее все же в приложении к наблюдающемуся во всей сложности процессу, а не в отношении какого-либо элементарного механизма, который может быть обусловлен действием каких-то факторов, но остается невыясненным» [72].

Примером расхождения взглядов на происхождение циклов могут служить разные объяснения возникновения полугодовой волны.

Гармонический анализ годового хода температуры воды позволил выделить наряду с годовой волной, обусловленной годовым ходом солнечной радиации, довольно устойчивую полугодовую волну. Существование полугодовой волны объясняется разными причинами. И. В. Максимов считает, что полугодовая волна обусловлена солнечным приливом [133]. В работе [232] полугодовая волна объясняется взаимодействием процессов в океане и атмосфере. Одной из возможных причин полугодовых колебаний температуры воды в низких и высоких широтах могут служить соответствующие колебания поступающей солнечной радиации и особенности процессов нагревания и охлаждения воды в море [221]. Анализ годового хода температуры воды в 250 пунктах Атлантического, Тихого и Индийского океанов подтвердил существование полугодовой волны [169]. Максимальные значения годовой и полугодовой волн отмечаются в умеренных широтах, но амплитуда полугодовой волны значительно меньше по сравнению с годовой. К югу от 40° с. ш. относительное влияние полугодовой волны возрастает. Особенно заметна роль полугодовой волны в северной части Индийского океана, что объясняется муссонным режимом атмосферной циркуляции. Есть мнение, однако, что полугодовой цикл (так же как и некоторые другие) обнаруживается лишь благодаря существованию годового цикла. При исключении сезонного хода исчезли пики и на полугодовом периоде.

Квазидвухлетний цикл в ходе атмосферных процессов был отмечен еще в работах А. И. Воейкова. Он является важным звеном во взаимодействии океана и атмосферы. В последние годы проблеме исследования двухлетней цикличности посвящено много работ. Существование двухлетних циклов в ходе гидрологических элементов (температуры воды в океане, уровня моря, ледовых явлений и др.) подтверждено на большом материале наблюдений [47, 95, 97]. В работе [97] предлагается одна из схем воздействия атмосферных процессов, подверженных двухлетней цикличности, на океан. При наступлении восточной фазы квазидвухлетнего цикла климатические субтропические антициклоны оказываются ближе к экватору и Африке. Сопутствующее этому усиление пассатных ветров и значительное смещение к северу зоны западных ветров умеренных широт Южной Атлантики должно обуславливать: усиление теплых течений на экваториальной периферии азорского и южноатлантического антициклонов и как следствие потепление в Северной Атлантике; подъем и большее распространение на запад, в том числе и в экваториальную зону холодных вод Бенгельского течения; распространение в более северные районы Южной Атлантики вод холодного течения Западных Ветров.

В работах [70, 72, 107, 108, 254] многолетние циклы в ходе гидрометеорологических процессов объясняются возникновением автоколебаний в системе океан—атмосфера. Но существует

и другая точка зрения, согласно которой выявленные циклы являются результатом воздействия гелиогеофизических и космических факторов. Наибольшее развитие это направление получило в работах И. В. Максимова и его последователей, разработавших компонентно-гармонический и генетический метод сверхдолгосрочных прогнозов температуры воды [133, 134].

Механизм воздействия гелиогеофизических и космических факторов на океан еще недостаточно исследован. В. Ю. Визе указывал, что влияние солнечной активности на процессы в океане сказывается через атмосферную циркуляцию [45]. Н. А. Белинский считал, что изменение знака связи между аномалиями температуры воды в Северной Атлантике и солнечной активностью свидетельствует о том, что температура воды не зависит непосредственно от солнечной активности, а подвержена влиянию циркуляции атмосферы, на которой в свою очередь сказывается воздействие солнечной активности [4]. И. В. Максимов высказал мнение о том, что механизм воздействия солнечной активности может осуществляться двояким способом: 1) под воздействием Солнца происходит сжатие Земли, что приводит к изменению океанической циркуляции; 2) изменение солнечной активности приводит к изменениям в атмосферных процессах, которые вызывают изменения в океане.

Многолетние циклы в ходе температуры воды, выделенные с помощью гармонического анализа длительных наблюдений, объясняются в работе [133] воздействием внешних факторов. Реальные колебания температуры воды рассматриваются как сумма колебаний с периодами 6—7, 11 и 18—19 лет. Существование периода 6—7 лет объясняется колебаниями оси вращения Земли, 11 лет — изменениями солнечной активности, 18—19 лет — долгопериодным лунно-солнечным приливом. На использовании этих циклов разработаны методы прогноза температуры воды и других характеристик.

1.2. Направления в развитии морских прогнозов

Процессы в океане и атмосфере взаимно связаны и взаимно обусловлены. И те, и другие — результат действия основного источника энергии — тепла, поступающего от Солнца. Отсюда вытекает постановка задачи: на основе изучения законов взаимодействия океана и атмосферы одновременно прогнозировать процессы в этих двух средах. В работе [145] отмечается: «прогнозировать на долгие сроки погоду и изменчивость океана нужно совместно, на основе общей численной модели атмосферы и океана, что и представляется нам единственно возможной научной перспективой долгосрочного прогнозирования и погоды, и изменчивости океана».

Работы, в которых взаимодействие океана и атмосферы рассматривается как единый процесс и на этой основе разрабаты-

вается схема гидрометеорологического прогноза, являются перспективными. Но на данном этапе отдельные звенья механизма взаимодействия в большинстве случаев прогнозируются независимо друг от друга. Например, прогноз гидрологических характеристик основывается на использовании фактических или прогнозируемых характеристик атмосферы. При этом вопрос о роли метеорологического прогноза в морских прогнозах — один из основных при выборе той или иной прогностической схемы. Опыт показывает, что хорошая модель, которая на фактических метеорологических данных дает высокую обеспеченность расчетов, резко снижает результат при использовании метеорологического прогноза.

В настоящее время в области морских прогнозов сложилось два направления: физико-статистическое и гидродинамическое.

Н. А. Багров [21] применительно к прогнозам погоды отмечает, что между гидродинамическим и физико-статистическим направлениями существует связь, поскольку физические модели получены на основе обобщения данных наблюдений, а в основе каждой статистической модели лежит учет физических процессов.

А. С. Монин также в отношении прогнозов погоды отмечает, что крупномасштабные движения описываются индивидуально, а мелкомасштабные (мелкомасштабная турбулентность) — статистически. Но грань, разделяющая эти процессы, может быть различной при разных сроках прогноза. При краткосрочных прогнозах (до суток) даже за мезомасштабными процессами можно следить индивидуально, но при многолетних обобщениях синоптические процессы целесообразно описывать статистически, рассматривая их как макротурбулентность [144].

На основе решения уравнений гидро- и термодинамики при соответствующих упрощениях в настоящее время разработаны методы прогноза уровня моря [51, 166, 176—178 и др.], температуры воды верхнего квазиоднородного слоя океана и его толщины [86, 152, 261 и др.], сроков ледообразования [67], толщины льда [65, 165, 256 и др.] и других гидрологических характеристик. Препятствие для широкого применения гидродинамических схем представляет сложность природных процессов, что создает математические трудности, связанные с необходимостью введения нелинейных членов уравнений, большого числа параметров моделей и т. д. Неопределенность таких параметров, как коэффициенты обмена, которые часто принимаются постоянными только потому, что неизвестны законы их изменения в пространстве и во времени, затрудняет применение гидродинамических схем в практике морских прогнозов. Очень сложно в гидродинамических схемах учесть влияние местных условий. Имеющиеся результаты наблюдений за гидрологическими элементами, как правило, дают возможность учесть начальные условия в узлах сетки с небольшим пространственным разрешением, что также ограничивает возможности разработанных моделей. Применительно к метеорологическим процессам А. С. Монин пишет, что сроки предсказуемости мелкомас-

штабных движений на долгий срок были бы неограничены, если бы при решении точных уравнений их динамики можно было фиксировать начальное состояние всех мелкомасштабных движений [144]. Значительно снижает точность гидродинамических гидрологических прогнозов использование метеорологического прогноза.

В настоящее время основными методами, применяемыми в оперативной работе, являются физико-статистические методы. Это направление возникло в морских прогнозах одновременно с возникновением самих морских прогнозов как ветви науки о море. Но особенно интенсивно оно стало развиваться с конца 50-х годов, чему способствовали развитие математической статистики, накопление натуральных данных, разработка практических приемов статистического анализа материалов наблюдений. Большую роль сыграла возможность использования быстродействующих электронно-вычислительных машин, так как вручную применять современные способы обработки данных было бы невозможно. Широкое применение нашла множественная корреляция, которая позволила учитывать большое число факторов, влияющих на прогнозируемый элемент. Применение математических рядов дало новый толчок к развитию физико-статистического направления, так как появилась возможность количественного описания поля небольшим числом параметров.

В морских прогнозах нашел применение также дискриминантный анализ, который наряду со случаями, близкими к норме, позволяет прогнозировать экстремальные ситуации.

Довольно широко используется способ линейной экстраполяции, который позволил разработать так называемый динамико-статистический метод прогноза гидрометеорологических характеристик.

Спектральный анализ сыграл большую роль в выявлении скрытой периодичности в ходе гидрометеорологических элементов, что с успехом используется в морских прогнозах.

К недостаткам физико-статистических связей следует отнести то, что они оказываются справедливыми лишь для условий ограниченного ряда исходных данных.

Очень трудный вопрос при использовании статистических методов прогноза — установление причинно-следственных связей. В некоторых случаях обнаруженная связь между двумя (или более) явлениями принимается за причинно-следственную, в то время как она выражает связь между двумя (или более) следствиями одной причины.

Прогнозы по заблаговременности делятся на краткосрочные, прогнозы малой заблаговременности, долгосрочные и сверхдолгосрочные [149]. Краткосрочные прогнозы составляются с заблаговременностью от нескольких часов до 3 сут, прогнозы малой заблаговременности — от 3 до 15 сут, долгосрочные — от 15 сут до 4 мес. К сверхдолгосрочным прогнозам относятся прогнозы с заблаговременностью от 4 мес до нескольких лет.

В подходах к прогнозированию с разной заблаговременностью можно отметить различие, хотя имеются схемы, которые могут быть использованы как в краткосрочных, так и в долгосрочных прогнозах.

Заблаговременность прогнозов определяется в основном характером прогнозируемого явления. Морское волнение, сгонно-нагонные колебания уровня моря являются довольно быстрой реакцией на атмосферное воздействие, и прогнозируются эти явления в краткосрочном аспекте. Общая ледовитость морей, долговременные колебания уровня замкнутых морей подвержены влиянию крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы, и прогнозируются они с большой заблаговременностью. Такие явления, как ледовые фазы, изменения температуры воды и многие другие, прогнозируются и в краткосрочном, и в долгосрочном аспекте, причем краткосрочные прогнозы используются в некоторых случаях для уточнения долгосрочных.

Важная проблема, возникающая при разработке гидрологических прогнозов, — это проблема предсказуемости. Каков срок, на который может прогнозироваться та или иная гидрологическая характеристика, какова возможная оправдываемость прогнозов — это вопросы, которые в настоящее время недостаточно разработаны.

Под пределом предсказуемости А. С. Монин предлагает понимать срок, в течение которого ошибки прогноза не превысят средних климатических вариаций прогнозируемых величин [144]. При краткосрочном прогнозе термической структуры океана дается рекомендация последовательной смены трех подходов к прогнозу: вначале использовать инерционный прогноз, затем расчетный метод и, наконец, климатологический прогноз [64].

Предел предсказуемости долгосрочных прогнозов погоды связан не с возможной заблаговременностью прогноза, а с его оправдываемостью [9]. Он определяется отношением дисперсии прогнозируемой части процесса к его суммарной дисперсии $\sigma_{\text{пр}}^2/\sigma^2$. Спектральный анализ осредненных значений метеоэлементов, используемых в долгосрочных прогнозах погоды, показывает, что значительная часть их дисперсии приходится на высокочастотные колебания, так называемый метеорологический шум. Эти шумы существенно снижают оправдываемость прогноза, так как при их прогнозе встречаются значительные трудности. Предельная оправдываемость прогноза аномалий среднемесячного давления воздуха для северных районов составляет 65—75 %, температуры воздуха 75—80 % (при допустимой ошибке 0,68 σ).

Роль метеорологического прогноза при составлении морских гидрологических прогнозов обсуждается на всех этапах развития морских прогнозов. Этой проблеме уделяли большое внимание В. Ю. Визе, Н. А. Белинский и другие исследователи.

Процесс разработки методов морских прогнозов логично разделить на два этапа: 1) отыскание расчетных зависимостей,

которые позволяют по заданным метеорологическим элементам определять значения гидрологических элементов, и 2) разработка метода прогноза необходимых метеорологических элементов. Но решение задачи таким путем осложняется недостаточной оправдываемостью прогнозов погоды, особенно долгосрочных, что значительно снижает точность гидрологического прогноза.

При рассмотрении существующих в настоящее время методов морских прогнозов можно выделить два подхода к использованию прогноза погоды. В одних случаях используется прогноз погоды в явной форме, в других — в скрытой. Все гидродинамические методы основаны на использовании прогнозов погоды. При разработке физико-статистических методов отыскивается непосредственная связь между состоянием атмосферных процессов в момент составления прогноза и состоянием процессов в море в будущем; при этом также учитывается метеорологический прогноз, но в скрытом виде. Например, при составлении долгосрочного прогноза уровня Каспийского моря в качестве аргумента используется характеристика атмосферной циркуляции, от которой зависит количество выпадающих осадков в бассейне р. Волги, а следовательно, сток Волги и уровень Каспийского моря. При прогнозе ледовых условий по заданной барической обстановке в скрытом виде дается прогноз температуры воздуха. Изменения процессов в гидросфере, обусловленные атмосферными процессами, происходят не мгновенно, а по истечении некоторого промежутка времени, необходимого на передачу энергии. Этот промежуток времени служит в качестве заблаговременности прогноза по фактическим метеорологическим условиям. Он меняется от нескольких часов при прогнозе волнения и сгонно-нагонных колебаний уровня по заданному полю ветра или атмосферного давления до нескольких лет при прогнозе уровня Каспийского моря по характеристикам циркуляции атмосферы.

Для увеличения заблаговременности иногда и в физико-статистических методах используется метеорологический прогноз. Но, решая вопрос о возможности использования прогнозов погоды при составлении морских прогнозов, необходимо предварительно оценить ошибки, которые могут иметь место за счет погрешности прогноза погоды.

В последние годы появляются работы, в которых предлагается разделить детерминированные и случайные изменения в ходе гидрометеорологических процессов. Например, такая модель предлагается в работе [8]. В основу ее положена идея о том, что во временном ходе многих гидрометеорологических элементов, помимо случайных флуктуаций, обнаруживаются возмущения, которые однозначно зависят от некоторой причины, т. е. являются детерминированными. Эти детерминированные возмущения образуют временную последовательность с определенными случайными свойствами (момент появления, длительность действия и др.). К таким явлениям можно отнести штормовые нагоны, торошение льда и др.

В связи с проблемой взаимодействия океана и атмосферы представляет интерес стохастическая модель климата, разработанная авторами работы [279]. Применение ее к температуре поверхностного слоя океана показало, что возникновение долгопериодных аномалий температуры воды может объясняться реакцией верхних слоев океана на короткопериодное воздействие атмосферы. Модель воспроизводит порядок величин аномалий температуры поверхностного слоя океана в средних широтах и их принципиальные особенности. Модель позволила установить, что без учета обратной связи океана с атмосферой реакция океана на атмосферные воздействия была бы нестационарной и полная дисперсия температуры поверхностного слоя моря росла бы со временем неограниченно. С учетом обратной связи реакция океана является асимптотически стационарной. Использование модели для расчета аномалий температуры воды в сезонном термоклизе с учетом направления ветра показало, что короткопериодные атмосферные воздействия следует рассматривать как возможный источник происхождения крупномасштабной долгопериодной изменчивости в сезонном термоклизе.

Как будет видно из последующих глав, в большинстве случаев методы прогноза каждого из элементов гидрологического режима разрабатываются независимо от других. Следует отметить, что в таком делении есть в какой-то степени искусственный разрыв, так как следовало бы прогнозировать целиком процесс.

Н. А. Белинский высказал мнение о том, что в основе прогноза различных гидрологических элементов должно лежать использование одних и тех же характеристик циркуляции атмосферы. При этом предполагается, что изменение в развитии атмосферных процессов происходит раньше, чем в море, и сдвиг во времени между процессами в атмосфере и последующими изменениями в море используется в качестве заблаговременности прогноза. Делается также предположение о том, что процессы в море определяются атмосферными процессами над большими районами. Для количественного выражения циркуляции атмосферы Н. А. Белинским был предложен особый показатель интенсивности циклонической и антициклонической циркуляции [22]. Этот показатель, получивший название «индекса Белинского», нашел широкое применение при разработке методов прогноза температуры воды, ледовых явлений и других элементов. Процессы, происходящие в море, — изменение температуры воды верхнего слоя, волнение, течения, ледовые явления и другие — в значительной степени зависят от характера барических образований — циклонических и антициклонических. Поэтому способ, позволивший количественно выразить разницу между этими барическими образованиями, оказался довольно эффективным при прогнозировании гидрологических элементов. Позднее для количественной характеристики полей атмосферного давления использовалось разложение в ряды по полиномам Чебышева и естественным составляющим, предложенное Н. А. Багровым [19, 20]. В работах Н. А. Белинского указывается,

что краткосрочный прогноз температуры воды, течений, уровня моря, волнения в океанах следует строить на учете одних и тех же метеорологических процессов, выраженных рядами по полиномам Чебышева и естественным составляющим. Это правильно с физической точки зрения и удобно в практическом отношении, так как в уравнения для прогноза разных гидрологических элементов входят одни и те же аргументы.

Одно из интересных направлений для перехода от прогноза отдельных элементов к прогнозу гидрологического процесса в целом содержится в работах Б. А. Крутских [119]. Его подход представляет собой начало гидрологической синоптики (по аналогии с метеорологической). Б. А. Крутских представил гидрологический режим моря как последовательную смену крупномасштабных явлений. Обнаруженные в спектрах колебаний гидрологических элементов интервалы периодом 2—10 сут показывают, что эти колебания имеют синоптическую природу. По аналогии с синоптической метеорологией вводятся понятия: естественный гидрологический период (ЕГП), однородный гидрологический район (ОГР) и элементарный гидрологический процесс (ЭГП). ЕГП — промежуток времени, в течение которого в морях и океанах развиваются динамические процессы определенного типа. Продолжительность ЕГП (2—10 сут) определяется временем преобладания того или иного динамического процесса на акватории, соизмеримой с масштабами барических систем.

ОГР — часть акватории моря или океана, характеризующаяся определенной стратификацией вод, одинаковыми условиями инсоляции и теплообмена с атмосферой, однонаправленными изменениями океанологических полей при данном типе динамики вод. ОГР существенно отличается тем или иным из перечисленных свойств от смежных с ним районов моря или океана. ЭГП — однонаправленные изменения гидрологических характеристик в однородных районах, связанные с динамикой вод и льдов в естественные гидрологические периоды.

На основе этих понятий Б. А. Крутских ставит задачу «изучить гидрологический режим арктических морей как непрерывную последовательную смену крупномасштабных динамических процессов метеорологической природы». Дается следующая качественная схема изменения гидрологических и ледовых условий в арктических морях. При развитии определенного элементарного синоптического процесса в арктических морях возникает макроциркуляция вод и льдов и денивеляция уровня, соответствующие данному процессу. Основные черты этих крупномасштабных динамических процессов сохраняются в течение естественного гидрологического периода. В результате этих крупномасштабных процессов развиваются элементарные гидрологические процессы, которые создают однонаправленные изменения в однородных гидрологических районах. Предполагается, что динамические процессы являются первичными в синоптическом масштабе изменчивости гидрологических и ледовых характеристик арктических морей.

Для выделения ЕГП в ходе крупномасштабных динамических процессов использованы сгонно-нагонные колебания уровня в арктических морях. Для анализа пространственно-временной изменчивости уровня моря внутри ЕГП и установления границ ЕГП применен метод разложения по естественным составляющим. Результаты использовались при прогнозе уровня моря и при прогнозе ледовых явлений.

Обнаруженная связь основных типов гидрологических процессов с определенными синоптическими положениями барических систем и практически одновременная их смена подтверждают, что динамика вод и льдов тесно связана с ЭСП в едином гидрометеорологическом макропроцессе синоптического масштаба.

Синоптическая метеорология стала основой прогнозов погоды благодаря выявленным закономерностям смены процессов. Появление и нарастание признаков последующих процессов в текущих — один из законов природы, который используется в прогнозах. Б. А. Крутских считает, что аналогичные закономерности должны проявляться и в гидрологических процессах метеорологической природы. Практически синхронную зависимость колебаний уровня в ЕГП от метеорологических процессов можно рассматривать как объективное основание для поисков гидрологических признаков смены единого гидрометеорологического процесса.

Установлены следующие закономерности преобразования гидрологических процессов:

1) сохранение исходного типа в течение последующего ЕГП исключается;

2) непосредственный переход к противоположному по характеру развития гидрологическому процессу мало вероятен;

3) в межтиповых преобразованиях гидрологических и синоптических процессов наблюдается определенная последовательность.

Эти закономерности, как указывает Б. А. Крутских [119], «наряду с известными закономерностями преобразований ЭСП могут быть основой прогноза единого гидрометеорологического процесса синоптического масштаба в арктических морях». Признаками смены гидрологических процессов служат различия в синоптических положениях барических систем и соответствующих им полей ветра.

Особое место в морских прогнозах занимают методы, основанные на использовании гелиогеофизических факторов. Сверхдолгосрочные (перспективные) методы прогноза основаны, как правило, на их использовании. Трудность использования этих факторов в том, что механизм связей остается невыясненным.

Итак, можно отметить, что основным направлением в морских прогнозах остается физико-статистическое. Довольно интенсивно развивается гидродинамическое, и формируется третье — наиболее перспективное направление, основанное на исследовании взаимодействия океана и атмосферы.

1.3. Использование в морских прогнозах балансовых расчетов

Многие методы морских прогнозов основаны на решении уравнений теплового, водного, энергетического, солевого и ледового баланса. Расчет отдельных компонентов дает возможность определить количественную связь прогнозируемых гидрологических элементов с главными определяющими факторами. Расчет теплового и ледового баланса используется при прогнозах температуры воды и ледовых явлений. Расчеты водного баланса используются для прогноза уровня, уравнение энергетического баланса — для прогноза волнения, на основе расчета солевого баланса дается прогноз солености морей в условиях зарегулированности.

Отдельные составляющие баланса могут измеряться непосредственно или рассчитываться с учетом тех параметров, от которых они зависят. Поскольку возможность непосредственных измерений ограничена, чаще применяются расчетные методы.

Уравнение теплового баланса моря. Уравнение теплового баланса записывается в виде

$$\sum Q = Q_{\odot} - Q_{\text{эф}} \mp Q_{\text{и,к}} \pm Q_{\text{т.о}} - Q_{\text{л}} \pm Q_{\text{а}} \pm Q_{\text{п}}, \quad (1)$$

где Q_{\odot} — поглощенная солнечная радиация, которая состоит из прямой и рассеянной радиации с учетом отражения от водной поверхности; $Q_{\text{эф}}$ — эффективное излучение, представляющее собой разность между длинноволновым излучением поверхности моря и встречным излучением атмосферы; $Q_{\text{и,к}}$ — потери тепла на испарение и приток за счет конденсации; $Q_{\text{т.о}}$ — турбулентный теплообмен поверхности моря с атмосферой; $Q_{\text{л}}$ — потери тепла при таянии льда; $Q_{\text{а}}$ — теплообмен за счет адвекции тепла течениями; $Q_{\text{п}}$ — теплообмен, обусловленный конвективным и турбулентным перемешиванием.

В среднем многолетнем сумма составляющих теплового баланса равна нулю. Неравенство нулю этой суммы за конкретные промежутки времени является причиной изменения термического режима моря. Роль отдельных составляющих теплового баланса в различные периоды времени в различных районах Мирового океана неодинакова. При разработке методов прогноза необходимо выделить главные из них.

Для расчетов поглощенной морем радиации $(Q + q)_{\odot}$ используются формулы вида

$$(Q + q)_{\odot} = (Q + q)_{\circ} (1 - CN) (1 - r), \quad (2)$$

где $(Q + q)_{\circ}$ — суммарная (прямая и рассеянная) радиация при безоблачном небе; N — общая облачность в долях единицы; C — коэффициент; r — альbedo.

Зависимость поглощенной радиации от облачности может носить более сложный характер. Величина $(Q + q)_{\circ}$ определяется высотой Солнца, в таблицах она обычно дается в зависимости от широты места и даты. Среднегодовые значения коэффициента C , зависящего от формы облаков и их высоты, вычислены для различных широт [36]. Найдены также эмпирические зависимости

второго множителя в формуле (2) от облачности (рис. 3) [113]. Значение альбеда зависит от многих факторов: высоты Солнца, состояния морской поверхности (элементов волн, покрытия пеной и др.). Для практических расчетов пользуются таблицами, в которых приводятся средние значения альбеда для разных широт и месяцев. В тепловом балансе поверхности льда альбеда играет большую роль, и его влияние учитывается в ледовых прогнозах [98].

Для расчета эффективного излучения предложена формула

$$Q_{эф} = Q_{эф}^0 (1 - C_1 N^2) + 4s\sigma T_a^3 (T_w - T_a), \quad (3)$$

где $Q_{эф}^0$ — излучение при безоблачном небе; N — облачность в долях единицы; C_1 — коэффициент; s — поглощательная способность морской воды ($s=0,95$); σ — постоянная Стефана—Больцмана; T_a и T_w — абсолютная температура воздуха и воды.

Для расчета испарения используются формулы вида

$$Q_n = A_z (E - e) V, \quad (4)$$

где E — упругость насыщения при определенной температуре воды; e — абсолютная влажность; V — скорость ветра; A_z — коэффициент, который принимается переменным в зависимости от высоты наблюдений над скоростью ветра и влажностью воздуха

Для расчета турбулентного теплообмена большинство исследователей используют формулу, выражающую закон теплообмена Ньютона:

$$Q_{т.о} = B_z c_p (t_w - t_a) V, \quad (5)$$

где $(t_w - t_a)$ — разность температур воды и воздуха; V — скорость ветра; B_z — коэффициент; c_p — теплоемкость воздуха.

Для расчета составляющих теплового баланса поверхности моря по приведенным выше формулам необходимы сведения о температуре воды и воздуха, влажности воздуха, скорости ветра и облачности. Поскольку при составлении морских прогнозов не всегда имеется информация об этих метеорологических элементах, то разработаны упрощенные способы расчета теплового баланса, позволяющие пользоваться ограниченной информацией. В холодную часть года в средних широтах потери тепла преобладают над притоком. Было показано, что потери тепла за счет испарения, турбулентного теплообмена и эффективного излучения может быть с достаточной для практических целей точностью рассчитана по разности температур воды и воздуха, поскольку каждая из упомянутых составляющих в той или иной степени зависит от разности $t_w - t_a$ [228]. Общий вид таких зависимостей

$$Q = a (t_w - t_a) + b, \quad (6)$$

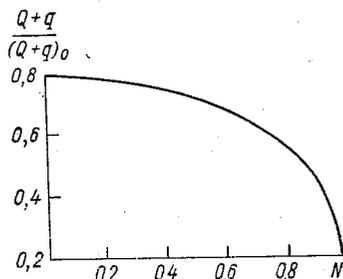


Рис. 3. Зависимость суммарной солнечной радиации от облачности [113].

где Q — суммарные потери тепла; a и b — эмпирические коэффициенты.

Обобщенная формула для вычисления потока тепла, применимая для любого времени года и различных физико-географических условий, имеет вид [228]

$$Q = (4,3E + 26) (t_a - t_w) + 1,03Q_{\odot} - 182, \quad (6a)$$

где E — максимальная упругость водяного пара, вычисленная по температуре воздуха; Q_{\odot} — поглощенная солнечная радиация.

В первое слагаемое формулы (6a) входят температура и влажность воздуха и температура воды. Оно позволяет учесть процессы испарения и теплообмена. Второе слагаемое содержит поглощенную радиацию, следовательно, характеризует приток тепла от Солнца, а третье приближенно характеризует среднее значение длинноволновой радиации. Формулы (2)—(5), (6a) позволяют рассчитывать потоки тепла через поверхность океана. Распространяется влияние этих процессов в глубь моря по-разному. Поглощение солнечной энергии водной средой происходит по экспоненциальному закону. Потери тепла за счет испарения, эффективного излучения и турбулентного теплообмена с атмосферой вызывают конвекцию, которая наряду с ветровым перемешиванием формирует верхний квазиоднородный слой океана. Поэтому при расчете теплового баланса верхнего слоя океана нужно учитывать эти особенности распространения тепла в океане.

Член $Q_{\text{п}}$ в уравнении теплового баланса имеет большое значение для деятельного слоя. В теплую часть года $Q_{\text{п}}$ зависит от ветрового перемешивания, в холодную часть года — главным образом от конвективного. Толщина слоя ветрового перемешивания рассчитывается по скорости ветра или высоте волны. Глубина конвекции рассчитывается по потерям тепла через поверхность океана с учетом устойчивости на нижней границе перемешанного слоя (гл. 6).

Изменение энтальпии в зависимости от адвекции тепла течениями Q_a может быть определено по скорости течения и градиентам температуры воды:

$$\partial Q_a / \partial \tau = u \partial Q / \partial x + v \partial Q / \partial y + w \partial Q / \partial z,$$

где Q — энтальпия; u , v , w — составляющие скорости течения по осям координат.

Разработаны также косвенные способы учета влияния течений в зависимости от характера циркуляции атмосферы.

Для расчета потери тепла при таянии льда $Q_{\text{л}}$ необходимо знать массу льда.

В уравнение теплового баланса ледяного покрова входят те же составляющие, что и для открытой воды, но значения их отличаются. Для ледяной поверхности по сравнению с водной сильно возрастает альbedo, уменьшаются потери тепла на испарение и турбулентный теплообмен.

Уравнение ледового баланса. Решение уравнения ледового баланса — один из наиболее перспективных методов прогноза общей ледовитости моря. Но в настоящее время на пути решения этой задачи возникает немало трудностей.

Первая попытка рассчитать ледовый баланс была сделана Д. Б. Карелиным для моря Лаптевых. В приходную часть уравнения ледового баланса, по Карелину, входит количество льда, сохранившегося от предыдущего года; образовавшегося в течение зимы ровного льда и за счет торошения; дополнительно образовавшегося на чистой воде при выносе льда с акватории моря, а также за счет приноса льда реками и из Карского моря. В расходную часть уравнения входит количество льда, растаявшего под действием солнечной радиации, притока тепла из атмосферы и теплового стока рек, льда, вынесенного в Арктический бассейн течением и ветровым дрейфом, и остаток льда, переходящий на следующий год.

Главную роль в приходной части играет образование ровного льда (65 %), в расходной — таяние льда под действием солнечной радиации (29 %) и вынос в Арктический бассейн (21 %). Эти расчеты были ориентировочными, но в методическом значении они сыграли большую роль.

Для расчетов ледового баланса необходим учет всех или хотя бы главных ледообразующих факторов. Для различных районов океанов и морей и разных сезонов соотношение между составляющими уравнения ледового баланса различно. Например, для Гренландского моря (район между 80 и 70° с. ш.) уравнение ледового баланса для каждого месяца записывается в виде [128]

$$\Delta M = M_1 - (M_0 + M_{80} - M_{70}), \quad (7)$$

где ΔM — объем льда, образовавшегося (положительный) или растаявшего (отрицательный) в зоне 80—70° с. ш. в течение данного месяца; M_1 — объем льда в зоне 80—70° с. ш. в последний день соответствующего месяца; M_0 — объем льда в зоне 80—70° с. ш. в последний день предшествующего месяца; M_{80} — объем льда, поступившего из Арктического бассейна через 80° с. ш. в течение данного месяца; M_{70} — объем льда, вынесенного из зоны 80—70° с. ш. через 70° с. ш. в течение того же месяца.

Решение уравнения (7) проводилось с учетом площади льдов, приведенной к сплошенности 10 баллов, и средней толщины льдов с учетом их возрастных групп. В Гренландском море сезонные колебания ледовитости определяются главным образом таянием льда и ледообменом. По средним многолетним данным из Арктического бассейна в Гренландское море поступает 2127 км³ льда, а выходит 1367 км³, т. е. разница в 36 % тает в зоне 80—70° с. ш. Следовательно, за счет таяния льда Гренландское море теряет 2,9·10²⁰ Дж, что составляет примерно 25 % годового количества солнечной радиации, падающей на поверхность Гренландского моря.

Уравнение энергетического баланса. В прогнозах волнения широкое применение находит уравнение энергетического баланса волн. Это уравнение впервые было предложено В. М. Маккавеевым в 1937 г. В настоящее время уравнение энергетического баланса используется либо в форме В. М. Маккавеева для регулярных волн, либо в спектральной форме.

Уравнение по Маккавееву имеет вид

$$\partial E / \partial t - \partial (EV_x) / \partial x = M_V - E_D, \quad (8)$$

где E — количество волновой энергии на единицу площади взволнованной поверхности моря; V — скорость переноса волновой энергии; M_V — энергия, поступающая от ветра к волнам; E_D — энергия, теряемая на диссипацию; t — время действия ветра; x — разгон.

В это уравнение входят две неизвестные величины: высота и длина волны. При исключении одного из неизвестных получается дифференциальное уравнение в частных производных относительно высоты или длины волны. Для нахождения двух искомых переменных составляется система двух уравнений. Для нахождения второго уравнения используют связь между характеристиками волн. В конечном счете решение уравнения энергетического баланса приводит к зависимостям элементов волн от скорости ветра, продолжительности его действия и разгона. Эти зависимости широко применяются при прогнозе элементов волн (в основном высоты волны).

Уравнение Маккавеева позволяет вычислять элементы «главных волн» (например, 10, 5 или 1 %-ной обеспеченности). Но для решения многих практических задач (например, расчете волновых нагрузок на береговые сооружения и др.) необходимо знать распределение волновой энергии по частотам (или периодам). Для решения этих задач уравнение баланса волновой энергии записывается в спектральной форме:

$$dS/dt \equiv \partial S / \partial t + \mathbf{V} \nabla S + \mathbf{k} \partial S / \partial k = G, \quad (9)$$

где $S = S(\omega, \theta, x, y, t)$ — пространственно-временная функция спектральной плотности волнового процесса, зависящая от частоты ω , направления распространения θ спектральных составляющих, координат пространства x, y и времени t ; \mathbf{V} — вектор групповой скорости переноса спектральной энергии; \mathbf{k} — вектор волнового числа; $\nabla = \partial / \partial x, \partial / \partial y$; G — функция, характеризующая локальную энергию волн, главным компонентом этой функции является передача энергии ветра поверхности моря; $\mathbf{V} \nabla S$ — выражение для адвективного переноса энергии волн при их распространении; $\mathbf{k} \partial S / \partial k$ — выражение для адвективного переноса энергии волн на мелководье с учетом рефракции.

Для решения этого уравнения необходимо определить вид функции G , характеризующей передачу ветровой энергии волнам. В работе [281] эта функция записана в виде суммы 11 компонен-

тов, соответствующих разным механизмам развития и затухания ветрового волнения.

На основе численного решения уравнения (9) для условия глубокого моря в ЛО ГОИНе разработан способ расчета элементов волн, который применен в Гидрометцентре СССР для их прогноза [5, 63].

Уравнение водного баланса. Это уравнение используется для прогноза уровня моря, а также для расчета и прогноза солёности моря. В общем виде уравнение водного баланса записывается как

$$V_{ст}/S + V_{ос}/S \pm V_{подз}/S - V_{исп}/S \pm V_{об}/S = \Delta h; \quad (10)$$

здесь $V_{ст}$ — сток рек, впадающих в море; $V_{ос}$ — осадки, выпадающие на поверхность моря; $V_{подз}$ — сток или приток подземных вод; $V_{исп}$ — испарение с поверхности моря; $V_{об}$ — водообмен с соседними водоемами; Δh — изменение уровня; S — площадь моря.

Сток рек может быть непосредственно измерен, если в нижнем течении рек имеются водомерные посты.

Для определения осадков используются наблюдения на островных или береговых станциях, а также применяются расчетные методы. Н. А. Белинский [24] предложил рассчитывать осадки по данным о максимально возможном влагосодержании воздуха E и дефиците влажности D :

$$V_{ос} = 6,3E - 0,25D^2 - 8,0D; \quad (11)$$

здесь E определяется по температуре воздуха, D — по температуре воздуха и влажности.

Коэффициент 6,3 может рассматриваться как коэффициент влагозабора из атмосферы при выпадении осадков. Для расчета дефицита влажности используется метод, позволяющий учитывать распределение влажности с высотой [24]. Подземный сток или приток определяется косвенными способами, иногда как остаточный член уравнения водного баланса. Испарение рассчитывается по дефициту влажности и скорости ветра (как и при расчете соответствующей составляющей теплового баланса моря).

Водообмен с соседними морями (или заливами) может быть определен, если в проливах, соединяющих эти водоемы, ведутся наблюдения за течениями и уровнем.

Основную роль в приходной части водного баланса играет сток рек, в расходной — испарение с поверхности. Для примера рассмотрим уравнение водного баланса Каспийского моря (табл. 1) [209]. На основе расчетов составляющих водного баланса Каспийского моря было вначале объяснено резкое падение уровня этого моря в 30-е годы, а затем разработан метод прогноза уровня. Расчеты составляющих водного баланса дают возможность составлять прогноз уровня Каспийского и Аральского моря в условиях зарегулированного стока основных рек, впадающих в эти моря.

В основе расчетов солёности Азовского, Аральского и северной части Каспийского моря также лежат расчеты составляющих водного баланса.

Таблица 1

Водный баланс Каспийского моря за 1925—1969 гг. (при $S=383$ тыс. км² и среднем уровне $-27,63$ м абс.) [209]

Элементы прихода				Элементы расхода			
	мм	км ³	%		мм	км ³	%
Поверхностный сток	779	298,3	77,8	Испарение	1010	386,8	100,8
Осадки	209	80,0	20,8	Сток из моря в залив	32	11,9	3,1
Подземный приток	14	5,5	1,4	Расход	1042	398,7	103,9
Приход	1002	383,8	100	Приращение уровня	-40	14,9	3,9
Всего	1002	383,8	100	Всего	1002	383,8	100

Расчеты водного баланса для Северного Ледовитого океана послужили объяснением существования линзы опресненных вод при создании феноменологической модели устойчивости ледяного покрова в Арктике [78] (табл. 2).

Таблица 2

Составляющие водного баланса Северного Ледовитого океана (в тыс. км³/год)

Осадки и материковый сток (жидкий сток с суши и ледников и сток айсбергов)	Испарение с поверхности океана	Избыток пресных вод
10,5	3,2	7,3

Существенный избыток пресных вод, поступающих в Северный Ледовитый океан, объясняет устойчивую стратификацию вод в океане и показывает, что полярные районы служат мощными конденсаторами влаги.

Расчеты испарения и осадков для Мирового океана в целом необходимы для оценки влагообмена (и энергообмена) между океаном и атмосферой и между полушариями.

Уравнение солевого баланса. На основе решения уравнения солевого баланса рассчитывается соленость моря при изъятии части речного стока, превращении залива в самостоятельный водоем и т. д.

Для стационарного случая уравнение может быть представлено в следующем виде:

$$G_1 + G_2 + G_3 + G_4 - G_5 - G_6 - G_7 - G_8 - G_9 = 0. \quad (12)$$

Здесь члены со знаком «+» выражают приход солей: G_1 — с речными водами, G_2 — в результате солеобмена с соседними морями,

G_3 — с грунтовыми водами, G_4 — из атмосферы; члены со знаком «—» выражают расход солей: G_5 — в результате солеобмена с соседними морями, G_6 — при выпадении солей в виде донных осадков, G_7 — при инфильтрации воды в грунт, G_8 — при выносе в атмосферу, G_9 — в отделившихся заливах и лиманах. Обычно потери солей при инфильтрации вод в грунт и выпадении солей в виде донных осадков и приход солей с грунтовыми водами, а также вынос солей в атмосферу и приход из атмосферы играют значительно меньшую роль в балансе солей, чем основные составляющие. Тогда уравнение приобретает вид

$$G_1 + G_2 - G_5 - G_9 = 0.$$

Для стационарных условий невязка уравнения, близкая к нулю, служит критерием достоверности расчетов. Уравнение (12) может быть использовано лишь для расчета средних многолетних характеристик солености. Но в условиях зарегулированного стока режим морей далек от установившегося. В этом случае в уравнении солевого баланса моря имеется неравенство между его приходной и расходной частями.

В общем виде уравнение баланса солей для нестационарных условий, предложенное в работе [194], записывается как

$$G_1 + G_2 + G_3 + G_4 - G_5 - G_6 - G_7 - G_8 = V \Delta S \rho, \quad (13)$$

где V — объем вод моря; ΔS — изменение среднего годового значения солености вод моря; ρ — плотность воды.

В практике расчетов, например для условий Азовского моря, используется уравнение, приведенное к более сокращенному виду [7]:

$$G_1 + G_2 - G_5 - G_9 = V \Delta S \rho.$$

Значения S и V вводятся в расчет как средние за рассматриваемый (i) и предшествующий ($i-1$) годы. Для расчета солености за данный год необходимо знать соленость в предшествующем году и водообмен за данный и предшествующие годы.

Глава 2

Способы количественного выражения гидрометеорологических характеристик

От способа количественного выражения прогнозируемых элементов и факторов, их обуславливающих, зависит в значительной степени точность прогноза. Эти способы должны обеспечить учет

тех особенностей в распределении гидрологических элементов, которые являются целью прогноза, и главных черт метеорологических процессов, обуславливающих соответствующие изменения в море.

В 1958—1959 гг. Н. Багровым был предложен метод аналитического представления полей метеорологических элементов с помощью рядов по полиномам Чебышева и собственным векторам (естественным составляющим) [19, 20]. С 1960 г., начиная с работ Н. А. Белинского и М. Г. Глаголевой, этот метод используется в морских прогнозах, вначале только для полей атмосферного давления, а затем и для гидрологических элементов. К настоящему времени способ разложения гидрометеорологических элементов в ряды по естественным составляющим нашел широкое применение у нас и за рубежом [25, 52, 164, 201, 267, 271 и др.].

2.1. Аналитическое представление распределения гидрометеорологических элементов с помощью математических рядов

Для аналитического представления атмосферного давления при разработке методов прогнозов использовалось разложение в ряды по тригонометрическим функциям.

$$f(x) = a_0/2 + a_1 \cos x + b_1 \sin x + a_2 \cos(2x) + \dots \\ \dots + a_n \cos(nx) + b_n \sin(nx);$$

коэффициенты $a_0, a_1, \dots, a_n, b_1, b_2, \dots, b_n$ рассчитываются по следующим формулам:

$$a_k = \frac{2}{l} \int_1^l f(x) \cos(nx) dx; \quad b_k = \frac{2}{l} \int_1^l f(x) \sin(nx) dx,$$

где l — интервал разложения.

Коэффициенты разложения a_k и b_k вводились в уравнения в качестве аргументов. Однако использование тригонометрических рядов целесообразно в тех случаях, когда раскладываемая функция имеет периодический или почти периодический характер изменения.

Для представления гидрометеорологических полей на больших пространствах целесообразно использовать способ разложения по сферическим функциям.

В морских прогнозах наиболее употребительны разложения в ряды по алгебраическим многочленам (полиномам Чебышева и естественным составляющим). С помощью этих рядов количественно выражаются поля атмосферного давления, ледовитость моря, распределение температуры воды по площади и по верти-

кали, поля высот волн и других гидрологических характеристик.

Формула разложения функции от одной переменной в ряд по полиномам Чебышева имеет вид

$$f(x) = A_0\varphi_0 + A_1\varphi_1 + A_2\varphi_2 + A_3\varphi_3 + \dots + A_i\varphi_i, \quad (14)$$

где A_0, \dots, A_i — коэффициенты разложения; φ_i — полиномы, представляющие собой параболы i -того порядка.

Коэффициенты A_i рассчитываются по формуле

$$A_i = \sum_1^n f(x) \varphi_i(x) / \sum_1^n \varphi_i^2(x).$$

n — число точек, в которых задается функция.

Первый член ряда $A_0\varphi_0$ представляет собой среднеарифметическое значение; второй член ряда $A_1\varphi_1$ — уравнение прямой; следующие члены ряда — параболы i -того порядка.

Разложение функции от двух переменных (x, y) производится по формуле

$$F(x, y) = A_{00} + A_{10}\varphi_1(x)\psi_0(y) + A_{01}\varphi_0(x)\psi_1(y) + \dots \\ \dots + A_{ij}\varphi_i(x)\psi_j(y). \quad (15)$$

Для расчетов коэффициентов A_{ij} применяется формула

$$A_{ij} = \sum_1^k \sum_1^l F(x, y) \varphi_i(x) \psi_j(y) / \left[\sum_1^k \varphi_i^2(x) \sum_1^l \psi_j^2(y) \right];$$

здесь k — число узлов, в которых задается функция в направлении оси x ; l — в направлении оси y .

Реальные поля распределения гидрометеорологических элементов представляются в виде суммы элементарных полей, каждое из которых служит характеристикой особенностей распределения этих элементов.

При прогнозировании многих гидрологических элементов целесообразно использовать разложение в ряды по естественным составляющим (собственным функциям). Естественные составляющие отыскиваются по совокупности реальных распределений гидрометеорологических элементов, поэтому этот ряд сходится быстрее, чем ряд по полиномам Чебышева. Это свойство ряда особенно важно при аналитическом выражении прогнозируемых элементов, так как в этом случае задача прогноза сводится к прогнозу коэффициентов разложения. Составление большого числа прогностических уравнений значительно усложняет схему прогноза. Поэтому более удобно использовать те ряды, которые сходятся при меньшей сумме членов.

Важным преимуществом способа разложения в ряды по естественным составляющим является также то, что форма выбран-

ного района может быть произвольной, т. е. необязательно представлять собой квадрат или прямоугольник, как это требуется при применении ряда Чебышева. Расстояния между узлами сетки могут быть неравными. Это обстоятельство особенно важно в тех случаях, когда в виде ряда представляется распределение гидрологических элементов, так как все моря и океаны имеют неправильную геометрическую форму.

Для расчета естественных составляющих применяется задача, известная в математике как задача по отысканию собственных чисел и собственных функций (собственных векторов). Теоретические основы и способ решения этой задачи описаны в работе [20]. Разложение в ряды по естественным составляющим производится аналогично разложению по полиномам Чебышева. Формула для разложения функций от одной переменной имеет вид

$$f(x) = B_0 + B_1 X_1(x) + B_2 X_2(x) + \dots + B_i X_i(x). \quad (16)$$

Здесь B_i — коэффициенты разложения; $X_i(x)$ — естественные составляющие (собственные функции). Каждой собственной функции соответствует собственное число λ . С помощью собственных чисел можно оценить точность разложения поля в ряд при учете различного числа членов ряда. За показатель сходимости ряда принимается отношение

$$R_i^2 = \sum_1^i \lambda_i / \sum_1^n \lambda_n,$$

где i — порядок члена разложения; n — общее число точек. Этот показатель меняется от $R^2 = 0$ (разложение отсутствует) до $R^2 = 1$ (разложение абсолютно точное). Последнее возможно в том случае, когда число членов ряда равно числу точек, в которых задана функция. Коэффициенты разложения рассчитываются по формуле

$$B_i = \sum_1^n f(x) X_i(x) / \sum_1^n X_i^2(x),$$

x — номер точки, в которой задается функция, меняется от 1 до n .

При аналитическом выражении кривой распределения температуры воды по вертикали x — номер горизонта, на котором задана t_w . Для пространственного распределения любого гидрометеорологического элемента x — положение точки. При больших размерах бассейна следует располагать точки по выбранным координатным осям (например, вдоль параллели и вдоль меридиана) и рассчитывать естественные составляющие отдельно для изменения элемента вдоль каждой оси. В результате получаются две системы собственных векторов $X_i(x)$ и $Y_j(y)$.

Разложение функции $F(x, y)$ в ряд имеет вид

$$F(x, y) = B_{00} + B_{10}X_1(x) + B_{01}Y_1(y) + B_{11}X_1(x)Y_1(y) + \dots \\ \dots + B_{ij}X_i(x)Y_j(y). \quad (17)$$

Коэффициенты разложения B_{ij} вычисляются по формуле

$$B_{ij} = \sum_1^k \sum_1^l F(x, y) X_i(x) Y_j(y) / \left[\sum_1^k X_i^2(x) \sum_1^l Y_j^2(y) \right].$$

Поскольку $\sum X_i^2(x) = 1$ и $\sum Y_j^2(y) = 1$ для собственных векторов всех порядков, кроме нулевого, то при $i \neq 0, j \neq 0$

$$B_{ij} = \sum F(x, y) X_i(x) Y_j(y).$$

Если $i = 0$ или $j = 0$, то соответствующие коэффициенты вычисляются по формулам

$$B_{i0} = \sum F(x, y) X_i(x) / l;$$

$$B_{0j} = \sum F(x, y) Y_j(y) / k,$$

где k, l — число точек по осям x и y соответственно.

Коэффициент

$$B_{00} = \sum F(x, y) / (kl).$$

2.2. Способы выражения циркуляции атмосферы

От характера циркуляции атмосферы, ее интенсивности зависят почти все процессы, протекающие в море. Исключение составляют приливные явления, цунами и некоторые другие процессы.

Поэтому большинство методов прогноза, особенно долгосрочных, строятся с использованием тех или иных характеристик циркуляции атмосферы. В качестве таких характеристик используются: барические шаблоны, типы циркуляции, градиенты давления, индексы циркуляции атмосферы, разложение в ряды по полиномам Чебышева и естественным составляющим.

1. Барические шаблоны. Этот метод, предложенный В. Ю. Визе, заключается в том, что для лет с определенными ледовыми условиями (легкими или тяжелыми) по средним месячным картам атмосферного давления выделяются характерные ситуации («барические шаблоны»), которые затем используются для прогноза ледовитости. Барические шаблоны, помимо качественного прогноза, позволили определить районы, где следует искать количественные связи между циркуляцией атмосферы и ледовитостью.

2. Типизация атмосферных процессов. Разными авторами предложено несколько способов типизации атмосферных процессов.

Наиболее широкое применение в области морских прогнозов получили формы циркуляции, предложенные Г. Я. Вангенгеймом [39]. Их можно рассматривать как стадии общей циркуляции атмосферы в северном полушарии. В основу типизации положены данные о преобладающих течениях тропосферы умеренных широт. Установлены три основные формы циркуляции: западная (*W*), восточная (*E*) и меридиональная (*C*).

Форма циркуляции западного типа. В умеренной зоне Атлантического океана и Евразии преобладают западные зональные течения. Наблюдается быстрое смещение барических систем с запада на восток. В район Европы поступают воздушные массы морского происхождения. Зимой этот процесс приводит к формированию положительных аномалий температуры воздуха в зоне умеренных широт и отчасти в зоне субтропиков. В приполярной области наблюдаются отрицательные аномалии, поскольку нарушен широтный воздухообмен. Летом преобладание морских воздушных масс приводит к развитию отрицательных аномалий температуры воздуха на значительной части материков.

Форма циркуляции восточного типа. Развиваются процессы блокирования западных зональных течений в умеренной зоне Атлантического океана и Евразии, усиливаются западные течения в Арктике. Выделено два варианта восточной циркуляции.

Первый вариант *E*. В тропосфере формируется восточный поток. В полосе от Британских островов — через север Скандинавии — до Таймыра формируются теплые антициклоны. Высотная депрессия расположена над Сибирью. В бассейне р. Печоры в нижних слоях градиент давления направлен с юга на север, а градиент температуры — с севера на юг. Наблюдаются ультраполярные вторжения, которые зимой приводят к сильным холодам на европейской части СССР.

Второй вариант *E*. Его часто называют надвиганием сибирского антициклона. Развита стационарный высокий антициклон на юго-востоке европейской части СССР и в Западной Сибири. На его западной периферии — сильное южное течение, на западе и северо-западе европейской части СССР — зона конвергенции.

Первый вариант восточной циркуляции можно рассматривать как первую стадию развития *E*. Второй вариант отличается большей устойчивостью.

Форма циркуляции меридионального типа. Меридиональные составляющие переноса характерны для всего северного полушария. Зимой развитию такого типа циркуляции способствует географическое распределение теплых морских течений Атлантического океана и выхожденных материков Европы и Азии, что приводит к образованию высотного гребня над морем и высотной ложбины над материком. Летом над прогретым материком образуются высокие антициклоны. Происходит глубокий межширотный воздухообмен. Все экстремумы низких температур в Западной Европе и на западной части европейской части СССР, аномально холодные

весенние и летние сезоны обуславливаются этой формой циркуляции.

На основе типизации Г. Я. Вангенгейма были разработаны для Северной Атлантики подтипы, которые сопоставлялись с температурой воды в океане [38]. Для различных типов атмосферной циркуляции составлены карты повторяемости знаков аномалии температуры воды. Эти карты подтвердили зависимость распределения температуры от изменчивости течений, вызванной изменениями атмосферной циркуляции. Например, при типах циркуляции, характеризующихся усиленной циркуляцией на севере Атлантики (W_5 , W_6 , E , E_3), происходит усиление Норвежского, Восточно-Гренландского и Лабрадорского течений. Течение Ирмингера ослаблено. В соответствии с этим в восточной части наблюдается положительная аномалия, в западной — отрицательная. Такому распределению температуры воды способствуют и воздушные массы, обуславливающие соответствующий теплообмен океана с атмосферой.

3. Градиенты атмосферного давления. Многие методы прогноза уровня моря, морских течений, ледовых условий основаны на использовании этого простого, но довольно удобного способа количественного выражения направления и интенсивности воздушного потока. В прогностические уравнения чаще вводятся даже не градиенты атмосферного давления, а разность давления в двух фиксированных точках. При использовании градиентов давления в прогнозах температуры воды и ледовых явлений учитывается влияние как динамических, так и термических факторов. В зависимости от направления воздушного потока можно судить о температуре воздушных и водных масс, поступающих в район, для которого составляется прогноз.

Градиенты атмосферного давления входят непосредственно в качестве аргументов в уравнения для прогноза различных гидрологических характеристик. В некоторых случаях по градиентам давления рассчитывается скорость ветра, которая затем используется в прогнозах. Например, графические методы прогноза высот волн и скорости течений основаны на таком приеме [111, 112].

В некоторых случаях рекомендуется использовать не только разность давления в двух точках, но и площадные разности давления (103). Градиенты давления, рассчитанные для определенных районов получили особые названия: «коэффициент атлантической тяги» (по Визе), «вектор переноса» (по Тимонову и Кудрявой) и др. Для того чтобы отразить главные особенности воздушных потоков, обуславливающих изменения прогнозируемых гидрологических элементов, отыскивались так называемые «эффективные направления», по которым рассчитывались «эффективные градиенты».

4. Индексы атмосферной циркуляции. Для количественного учета интенсивности циркуляции атмосферы в больших районах предложены различные численные показатели — индексы. В морских прогнозах наиболее употребительны индексы Л. А. Вительса

и Н. А. Белинского, которые характеризуют интенсивность барических образований — циклонов и антициклонов.) Л. А. Вительс ввел 10-балльную шкалу, согласно которой 0 соответствует мощному антициклону, 9 — глубокому циклону. Такая оценка синоптических ситуаций проводилась для 8 районов (рис. 4).

(Н. А. Белинский ввел две системы индексов. Одна из них является видоизменением системы индексов Л. А. Вительса. Мощ-

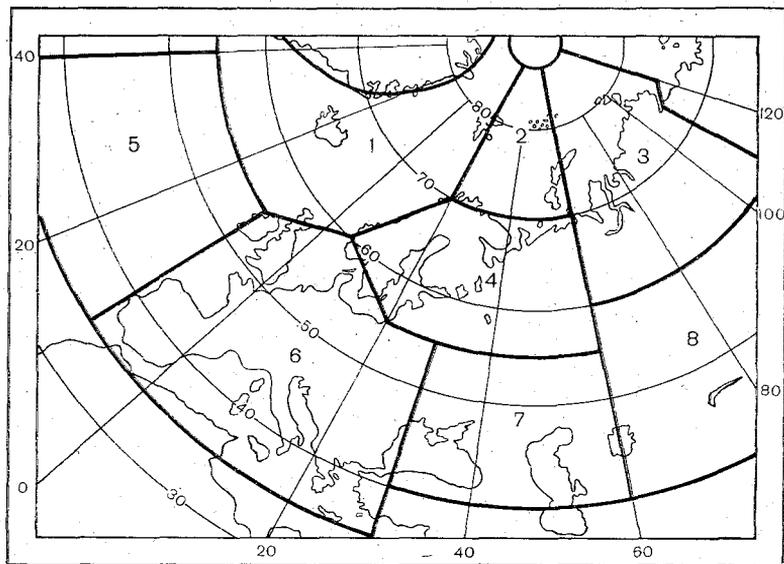


Рис. 4. Границы районов по синоптическому каталогу Л. А. Вительса.

ность антициклона и глубина циклона оцениваются по трехбалльной шкале. Кривизна изобар — циклоническая и антициклоническая — характеризуется знаками «+» и «-» соответственно [22]:

+5 — глубокий циклон (центральная изобара 990 мбар и ниже);

+4 — циклон средней интенсивности (центральная изобара 995 и 1000 мбар);

+3 — слабый циклон (центральная изобара 1005 мбар и выше);

- 3 — слабый антициклон (центральная изобара 1020 мбар и менее);

- 4 — антициклон средней интенсивности (центральная изобара 1025 и 1030 мбар);

- 5 — мощный антициклон (центральная изобара 1035 мбар и более).

На рис. 5 представлены районы, по которым рассчитывались аномалии циркуляции атмосферы в индексах Н. А. Белинского.

Вторая система индексов Н. А. Белинского дает более подробную характеристику барических образований. Интенсивность циклонической и антициклонической циркуляции оценивается индексами, приведенными в табл. 3. Индексы рекомендуется рассчитывать для «квадратов» 5° по широте и 10° по долготе. Благодаря тому, что знак перед значением индекса позволяет четко разграничить циклоническую и антициклоническую циркуляцию, индексы удобно использовать при прогнозе различных гидрологи-

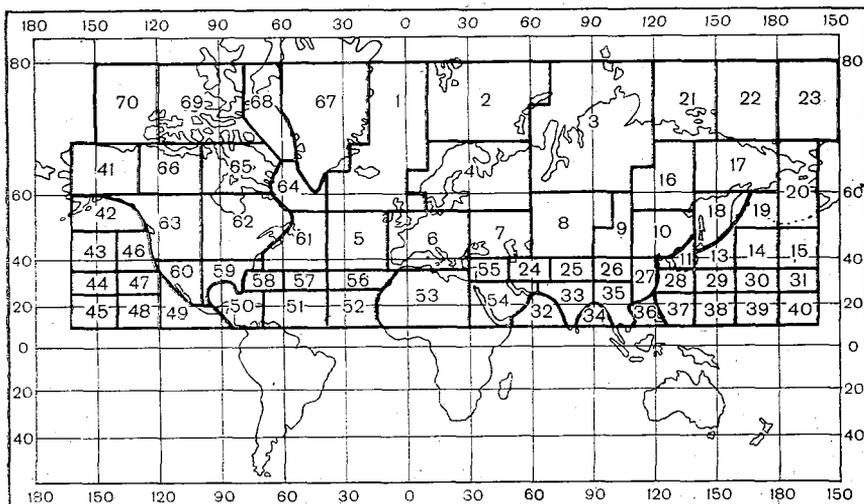


Рис. 5. Карта районов, для которых определялись индексы атмосферной циркуляции Н. А. Белинского [22].

Таблица 3

Индексы Н. А. Белинского

Давление воздуха при циклонической циркуляции, мбар	Условный индекс	Давление воздуха при антициклонической циркуляции, мбар	Условный индекс	Давление воздуха при циклонической циркуляции, мбар	Условный индекс	Давление воздуха при антициклонической циркуляции, мбар	Условный индекс
1030	0,0	1050	-12,0	1015	3,0	1035	-9,0
1029	0,2	1049	-11,8	1010	4,0	1030	-8,0
1028	0,4	1048	-11,6	1005	5,0	1025	-7,0
1027	0,6	1047	-11,4	1000	6,0	1020	-6,0
1026	0,8	1046	-11,2	995	7,0	1015	-5,0
1025	1,0	1045	-11,0	990	8,0	1010	-4,0
1024	1,2	1044	-10,8	985	9,0	1005	-3,0
.....
.....
1020	2,0	1040	-10,0	970	12,0	990	0,0

ческих элементов. Кроме того, они применяются для определения устойчивости потоков воздуха при построении карт линий тока. Для этой цели атмосферное давление в центрах квадратов выражается индексами (табл. 3) и значения индексов суммируются за те же периоды времени, за которые анализируется устойчивость потоков. Затем строят график, по оси ординат которого откладываются полученную сумму индексов, а по оси абсцисс — даты, за которые проводилось осреднение. Максимумы соответствуют периодам с преобладанием циклонической циркуляции, минимумы — антициклонической.

5. Морфометрические характеристики центров действия атмосферы. Для прогноза термических условий в Арктике и Северной Атлантике используют морфометрические характеристики исландского минимума: его широту, долготу, давление в центре депрессии и др.

Атмосферное давление в районе азорского максимума, выраженное в индексах Белинского, служит показателем циркуляции атмосферы над океаном и используется в сверхдолгосрочном прогнозе уровня Каспийского моря. Установлена связь между положением гонолульского максимума и алеутского минимума и направлением преобладающих потоков в океане, которые обуславливают возникновение соответствующих аномалий температуры воды в Тихом океане.

Разность атмосферного давления в азорском максимуме и исландском минимуме является хорошим показателем ледовых условий у восточных берегов Канады и п-ова Лабрадор [128].

6. Разложение в ряды по полиномам Чебышева и естественным составляющим. Как уже отмечалось, в последние два десятилетия наиболее широкое применение для аналитического представления полей атмосферного давления получило разложение в ряды по полиномам Чебышева и естественным составляющим. Отдельные элементарные поля, на которые раскладывается реальное поле, соответствуют атмосферным процессам, обуславливающим изменчивость гидрологических характеристик (зональному и меридиональному переносам, дивергенции и конвергенции воздушных потоков и т. д.).

Давление может быть представлено как функция одной переменной $f(x)$, где x — положение точки, или как функция двух переменных $F(x, y)$, где x и y — соответственно широта и долгота.

Если атмосферное давление рассматривается как функция широты и долготы, то при разложении поля в ряд по полиномам Чебышева член ряда $A_{00}\psi_0\phi_0$ представляет собой среднее для данного района значение давления; $A_{10}\psi_1\phi_0$ — равномерный меридиональный поток; $A_{01}\psi_0\phi_1$ — равномерный широтный поток; $A_{11}\psi_1\phi_1$ — деформационное поле; $A_{20}\psi_2\phi_0$ — меридиональный поток, направленный в одной половине поля с севера на юг, в другой — с юга на север и т. д. При использовании коэффициентов разложения

в качестве аргументов в прогностических уравнениях необходимо принимать во внимание характер элементарных полей.

При представлении полей атмосферного давления с помощью рядов по естественным составляющим элементарные поля ближе соответствуют реальному полю. Так, при разложении полей атмосферного давления над Северной Атлантикой даже члены ряда первого порядка отражают преобладающее направление воздушных потоков в районах центров действия атмосферы.

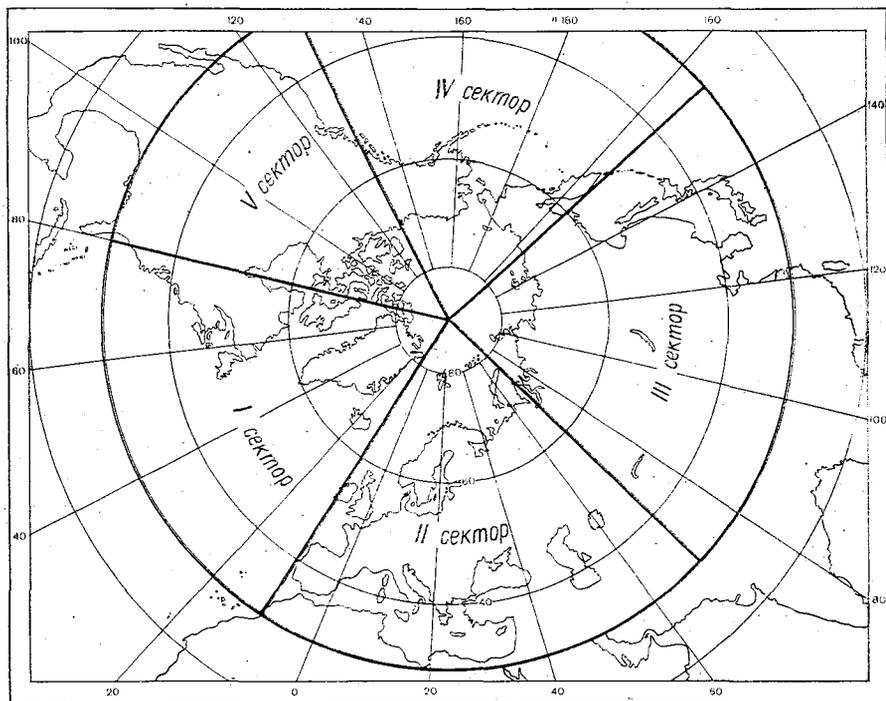
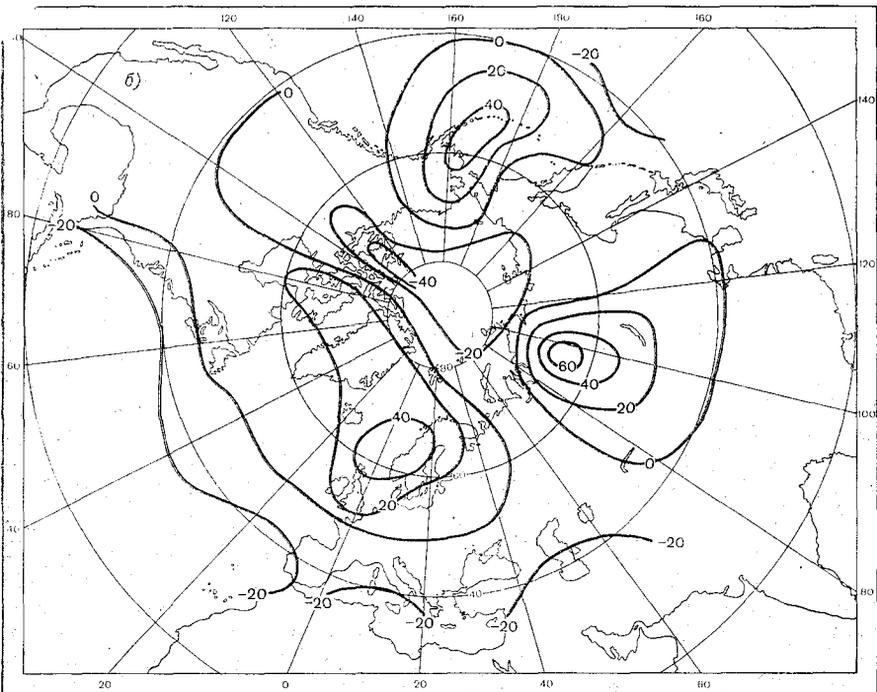
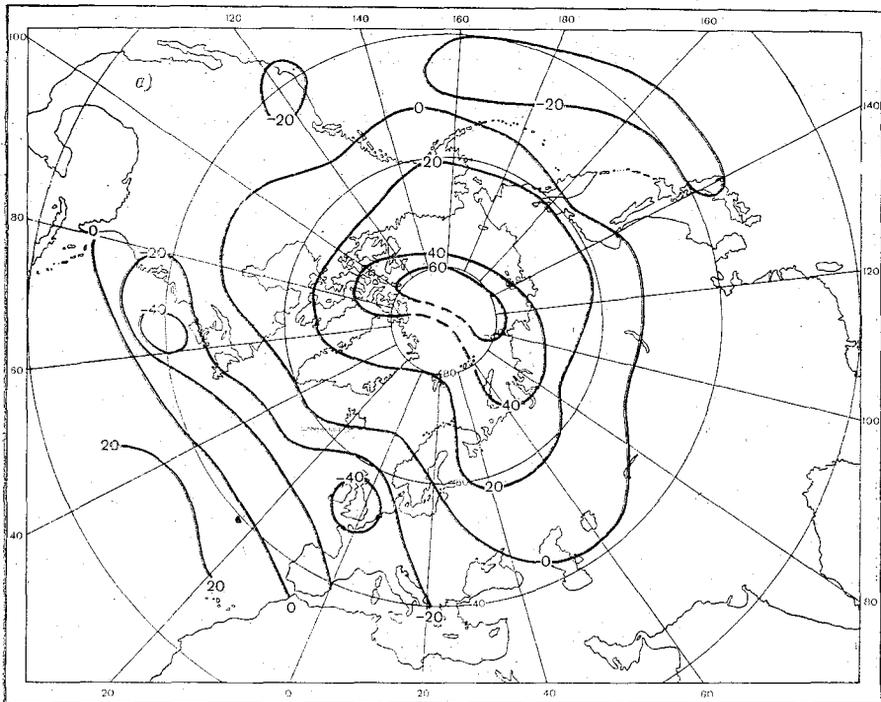


Рис. 6. Сектора, в которых задается поле атмосферного давления.

Для целей долгосрочного прогноза температуры воды и ледовых явлений в Гидрометцентре СССР рассчитаны естественные составляющие аномалий атмосферного давления над северным полушарием [53]. Северное полушарие разбито на 5 секторов: I — Атлантический океан, II — Европа, III — Азия, IV — Тихий океан, V — Северная Америка (рис. 6). Естественные составляющие рассчитывались для каждого сектора. Во всех случаях сумма первых пяти членов позволяет учесть 80—90 % дисперсии. Лучшую сходимость имеют ряды по сектору II (Европа), наиболее медленно сходятся ряды в секторах I и IV (океаны). Первый член ряда (X_1) представляет собой широтный перенос, второй (X_2) характеризует центры действия атмосферы (рис. 7).



2.3. Некоторые результаты применения математических рядов для аналитического представления кривых и полей распределения гидрологических элементов

Ряды по полиномам Чебышева и особенно по естественным составляющим позволяют выразить количественно те особенности в распределении температуры воды, льдов, высот волн в океане, суммарного потока тепла через поверхность океана и других гидрофизических полей, которые и составляют предмет прогноза. Разложение реального поля на сумму элементарных полей облегчает задачу прогноза, так как можно более отчетливо проследить связь элементарных полей, на которые раскладывается реальное поле, с определяющими факторами.

При аналитическом представлении полей распределения температуры воды по площади первые члены ряда характеризуют основные особенности ее распределения [204]. Для северной части Атлантического океана (между 15 и 60° с. ш.) член ряда $A_{00}X_0Y_0$ характеризует среднее значение температуры воды, т. е. температурный фон. Члены ряда $B_{01}X_0Y_1$ и $B_{10}X_1Y_0$ отображают широтный и долготный контраст температурного поля, $B_{11}X_1Y_1$ — контраст температур в районах теплых и холодных течений (рис. 8). Член ряда $B_{11}X_1Y_1$ имеет большой удельный вес в общей сумме членов ряда, которая позволяет аппроксимировать температурное поле с достаточно большой точностью. Это объясняется расположением теплых и холодных течений в Атлантическом океане и соответствующим распределением температуры воды. На севере океана холодное Лабрадорское течение на западе и теплое Северо-Атлантическое течение на востоке приводят к тому, что на одной и той же широте температура на востоке значительно выше, чем на западе. В южной части района, наоборот, на востоке температура воды значительно ниже, чем на западе. Такой контраст создают Гольфстрим и холодные течения у побережья Африки. Из рис. 8 видно, что такую картину с двумя очагами теплой и холодной воды дает элементарное поле, соответствующее члену ряда $B_{11}X_1Y_1$. Для температурных полей с другим характером распределения удельный вес отдельных членов ряда по естественным составляющим меняется. Так, для района северо-западной Атлантики, где главной особенностью поля является гидрологический фронт, основной вклад (помимо $B_{00}X_0Y_0$) вносят $B_{01}X_0Y_1$ и $B_{02}X_0Y_2$, характеризующие контраст температур между районами, расположенными к северу и югу от гидрофронта. При этом в районе гидрологического фронта обнаруживается сгущение изолиний [201].

Рис. 7. Элементарные поля, соответствующие естественным составляющим первого и второго порядка X_1 (а) и X_2 (б), полученным при разложении распределения аномалий атмосферного давления над северным полушарием [53].

Разложение в ряд по естественным составляющим является удобным способом аналитического представления не только распределения температуры воды, но и ее аномалий (т. е. отклонений от средних многолетних значений). Естественные составляющие, рассчитанные для поля аномалий температуры воды в северной части Атлантического океана, отражают особенности их распре-

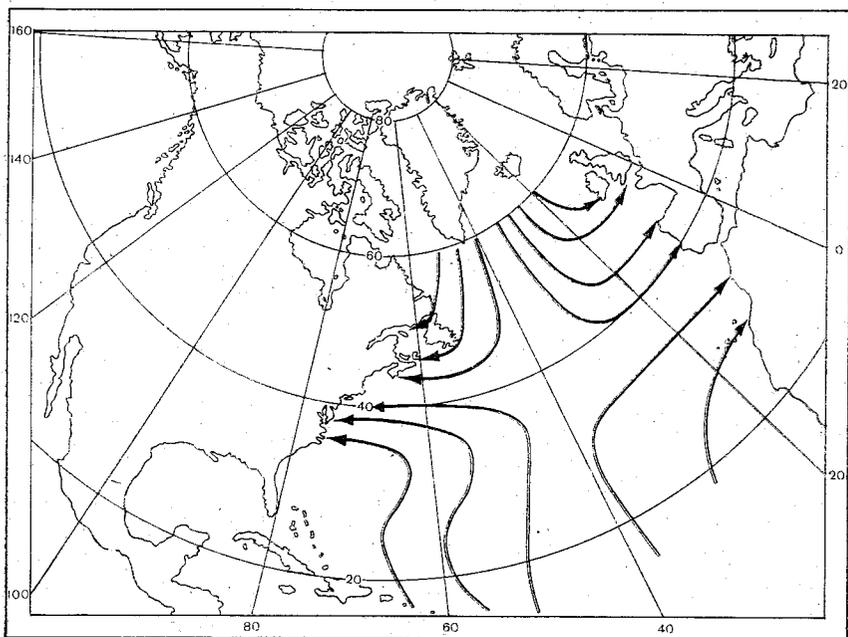


Рис. 8. Элементарное поле X_1Y_1 (для распределения температуры воды).

деления по акватории океана. Для расчета естественных составляющих использовались месячные аномалии температуры воды (Δt). Характерной чертой распределения значений Δt в северной части Атлантического океана являются крупные аномалии в районе Гольфстрима и районе взаимодействия Гольфстрима и Лабрадорского течения. Эта особенность поля аномалий температуры воды довольно четко прослеживается на картах распределения естественных составляющих. На рис. 9 приведено распространение величины X_1 , рассчитанной для летних месяцев.

При разработке промысловых прогнозов, основанных на прогнозах температуры воды, о процессах, происходящих в океане, иногда судят по смещению изотерм [49, 258]. Кривая, соответствующая положению определенной изотермы, представляется аналитически путем разложения в ряды.

В работе [49] было показано, что при разложении в ряд по полиномам Чебышева кривых, соответствующих положению изо-

терм на поверхности океана в районе банки Джорджес, наибольший вес имеют члены ряда $A_3\Phi_3$ и $A_4\Phi_4$. Элементарная кривая, соответствующая члену ряда $A_3\Phi_3$, характеризуется потоком, направленным на север в восточной части района и на юг в западной (при $A_3 > 0$). Поскольку в восточной части проходит поток теплых вод и в западной — холодных, обнаружена прямая связь коэффициента A_3 с меридиональными потоками в атмосфере.

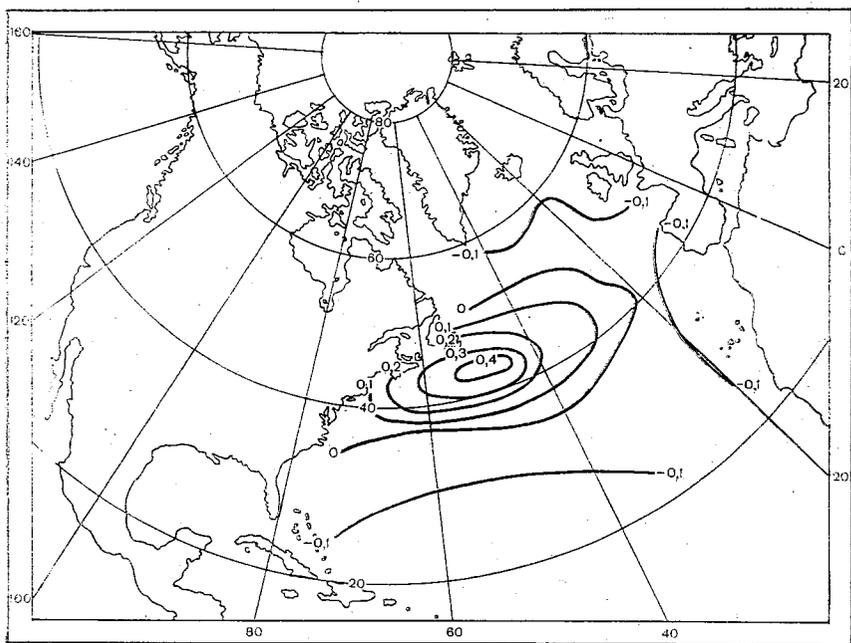


Рис. 9. Элементарное поле X_1 (для распределения аномалий температуры воды).

В некоторых районах океана, например на северо-западном шельфе Африки или на Новошотландском шельфе, по глубине залегания вод с определенной температурой можно судить о динамических процессах: подъеме или опускании вод. Для количественного выражения этого процесса кривая, характеризующая глубину залегания определенной изотермы, представлялась аналитически в виде ряда по полиномам Чебышева [258]. Коэффициенты ряда позволяют характеризовать интенсивность процессов подъема или опускания вод в отдельных частях исследуемых гидрологических разрезов.

При использовании суммарного потока тепла через поверхность океана в статистических методах прогноза температуры воды его также удобно представлять в виде рядов по естественным составляющим [204]. Особенности пространственного распределения

основных факторов, определяющих поток тепла через поверхность северной части Атлантического океана, нашли свое отражение в элементарных полях, на которые раскладывались реальные поля, что позволило более обоснованно выбрать аргументы при прогнозе температуры воды.

При аналитическом представлении кромки льда в Охотском море с помощью ряда по полиномам Чебышева удалось разложить реальную кривую на элементарные, каждая из которых характеризует основные особенности в распределении льдов [257].

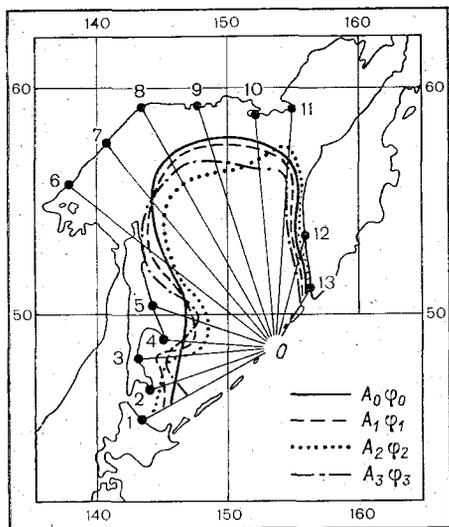


Рис. 10. Аналитическое представление кромки льда в Охотском море путем разложения в ряд по полиномам Чебышева [257].

Кромка льда в Охотском море имеет довольно сложную форму, и для ее численного представления в виде коэффициентов ряда применяется особый прием. Точки, в которых задано значение функции, выбраны равноудаленными в угловом измерении. Из некоторой точки O проведены лучи, которые на берегу заканчиваются реперными точками. От каждой реперной точки по соответствующему лучу снимаются расстояния до кромки льда. Всего проведено 13 радиусов, т. е. функция задана в 13 точках, но результаты расчета показали, что первые семь коэффициентов аппроксимируют кривую довольно хорошо (рис. 10).

Первый член ряда $A_0\Phi_0$ характеризует общий запас льдов, и он может рассматриваться в качестве некоторой условной ледовитости моря. Второй член ряда $A_1\Phi_1$ выражает интенсивность дрейфовой составляющей. Знак коэффициента характеризует тип атмосферной циркуляции (циклонический или антициклонический). При $A_1 > 0$ ледовитость уменьшается в западной части моря и увеличивается в северной и восточной. Такая ледовая обстановка может наблюдаться при нарушении циклонической циркуляции поверхностных вод в море, что связано с малым количеством южных

циклонов, выходящих на Охотское море при сильном развитии сибирского антициклона. При $A_1 < 0$ ледовитость увеличивается на западе и уменьшается на севере и востоке моря. Это состояние характерно для хорошо выраженной циклонической циркуляции в атмосфере и соответствующей циклонической циркуляции поверхностных вод. Значение и знак коэффициента A_2 характеризует влияние температурного контраста по широте и долготе, а A_3 — динамики ледовых массивов.

В одной из схем прогноза полей высот волн в Атлантическом океане в качестве определяющих факторов используются коэффициенты разложения полей атмосферного давления по полиномам Чебышева [2]. Эти коэффициенты служат аргументами в уравнениях, полученных для 130 узлов расчетной сетки:

$$h = k_{00}A_{00} + k_{10}A_{10} + k_{01}A_{01} + \dots + k_{ij}A_{ij}; \quad (18)$$

здесь h — высота волны; A_{ij} — коэффициенты разложения в ряд полей атмосферного давления по полиномам Чебышева; k_{ij} — коэффициенты регрессии, которые можно рассматривать в качестве эмпирических функций влияния.

Между элементарными полями $A_{ij}^p \varphi_i^p \psi_j^p$ и распределением по площади соответствующих им коэффициентов регрессии k_{ij} обнаружилось довольно хорошее соответствие. Особенно отчетливо оно прослеживается для элементарных полей второго и третьего порядка, характеризующих зональные и меридиональные потоки, что указывает на то, что они по своей структуре ближе всего отражают наиболее характерные типы синоптических процессов. На картах изолиний коэффициентов регрессии (рис. 11) можно видеть, что вклад отдельных элементарных полей в различных точках океана неодинаков.

Представление ледовитости арктических морей с помощью естественных ортогональных функций позволило выявить основные особенности в пространственном распределении общей массы льда в Арктическом бассейне [164]. В качестве исходных данных использовались сведения о средней ледовитости в августе за 1928—1973 гг. десяти районов арктических морей: Гренландского, Баренцева, Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского. На рис. 12 представлены естественные ортогональные функции разложения ледовитости в десяти районах, на которые были разбиты эти моря. Каждая из этих составляющих описывает наиболее часто повторяющиеся особенности (на протяжении используемого ряда наблюдений) в ходе ледовитости.

Первый собственный вектор является аналогом суммарной ледовитости. Он дает представление об удельном весе ледовитости отдельных районов.

Второй вектор отражает существование ледовой оппозиции в западном и восточном районах Арктики. Эта особенность отмечалась ранее [45], но применение метода естественных ортогональных функций дает возможность выразить ее количественно.

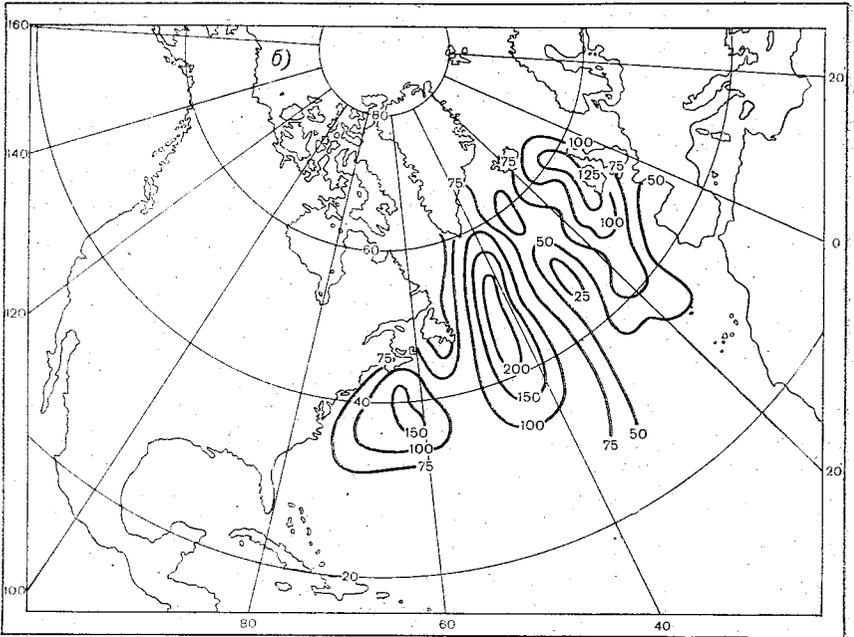
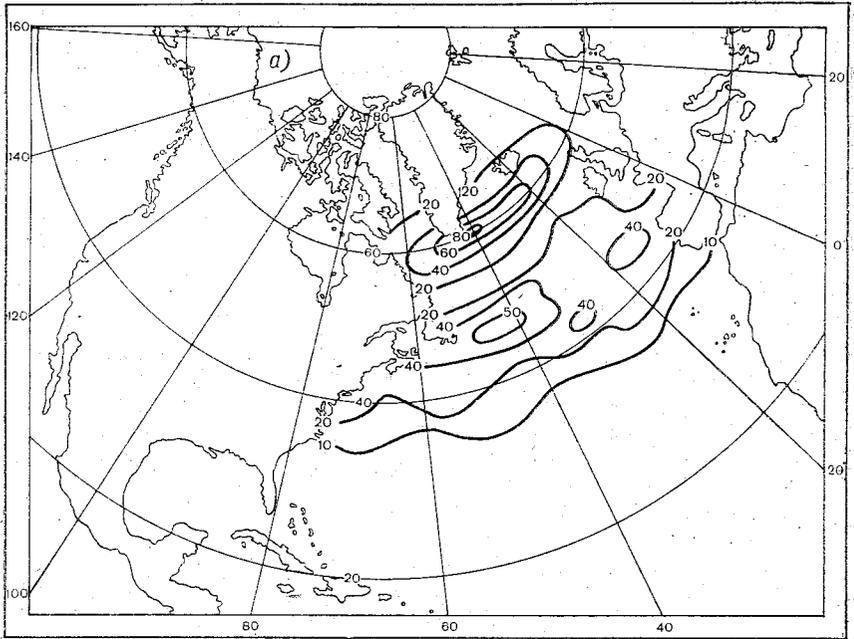


Рис. 11. Распределение коэффициентов регрессии при A_{02} (а) и A_{30} (б) [2].

Третий вектор характеризует антифазность колебаний ледовитости морей Карского и Лаптевых по отношению к Гренландскому, Баренцеву, Восточно-Сибирскому и Чукотскому морям.

Даже небольшое количество приведенных примеров использования метода разложения в ряды распределения гидрометеорологических элементов указывает на большие возможности использования этого метода в морских прогнозах. При разложении реальных кривых и полей на сумму элементарных кривых или полей удастся выявить основные особенности в изменениях того или иного гидрологического элемента и подобрать соответствующие:

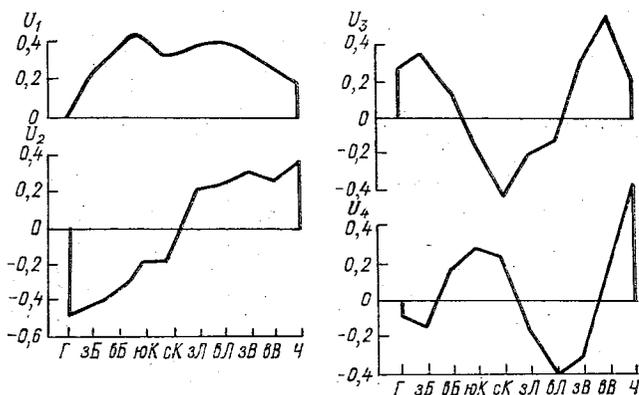


Рис. 12. Естественные ортогональные функции разложения ледовитости по десяти районам арктических морей [164].

Г — Гренландское море; зБ, вБ — западный и восточный Баренцева моря; юК, сК — юго-западный и северо-восточный районы Каспийского моря; зЛ, вЛ — западный и восточный районы моря Лаптевых; зВ, вВ — западный и восточный районы Восточно-Сибирского моря; Ч — Чукотское море.

аргументы. Так, например, первый член ряда при разложении поля температуры воды в океане определяется потоком тепла через поверхность, а коэффициенты разложения более высоких порядков — полем атмосферного давления, характеризующим адвекцию тепла течениями.

Глава 3

Прогноз уровня моря

3.1. Виды колебаний уровня моря и их причины

Прогноз уровня моря имеет большое значение для народного хозяйства. Многие стороны деятельности человека связаны с положением уровня моря: судоходство в мелководных районах морей, добыча полезных ископаемых на шельфе морей, гидротехни-

ческое строительство на берегах и т. д. Штормовые сгонно-нагонные колебания уровня моря представляют опасность для прибрежных районов. Они наносят материальный ущерб и приводят к человеческим жертвам.

Но проблема изучения уровня моря и его прогноза не ограничивается лишь прикладными задачами. Уровень океана часто рассматривается в качестве характеристики процессов, происходящих в самом океане, а также его взаимодействия с атмосферой: интенсивности океанической циркуляции, климатических изменений, приводящих к таянию или нарастанию льдов в полярных районах, и т. д. Такой прием обусловлен не только тем, что имеются длительные ряды наблюдений над уровнем (хотя в некоторых случаях это обстоятельство играет определенную роль), но главным образом вследствие того, что колебания уровня отражают в интегральной форме как тепловые, так и динамические процессы.

А. И. Дуванин очень удачно использовал наблюдения над уровнем моря для выявления особенностей крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы [72].

Изучение колебаний уровня моря положено в основу выявления основных закономерностей изменчивости режима арктических морей в естественных гидрологических периодах. Б. А. Крутских отмечает большую роль уровня как показателя процессов, происходящих в море: «Не исключено, что реакция, например, уровня моря на преобразования того или иного синоптического положения может быть более определенной и заметной, чем происходящие при этом изменения метеорологических характеристик» [119].

Уровень моря используется в качестве аргументов при прогнозе других гидрологических характеристик. Например, при прогнозе появления льда в Рижском заливе уровень моря используется в качестве показателя адвекции тепла течениями. При прогнозе течений в прибрежных зонах морей используется их связь с колебаниями уровня моря [198] и т. д.

Колебания уровня моря вызываются тектоническими процессами, изменениями составляющих водного баланса (материкового стока, испарения, осадков), действием приливообразующих сил, атмосферного давления, изменениями температуры и солености морской воды, от которых зависит ее плотность.

Изменения одного из важнейших компонентов водного баланса моря — стока рек — существенно сказываются на уровне замкнутых морей, а также в прилегающих к устьям крупных рек районах не только замкнутых, но и открытых морей.

Все виды колебаний можно разделить на две группы: объемные, связанные с изменением количества воды в море, и деформационные, вызванные перераспределением воды в нем.

Колебания уровня, вызванные тектоническими процессами, могут происходить за счет медленных вертикальных движений суши и подводных землетрясений, резких сдвигов земной коры на

дне океана и т. д. Этот вид колебаний уровня, как правило, не прогнозируется, за исключением случаев медленного подъема или опускания берегов морей (например, берега Балтийского моря в настоящее время). В таких случаях в прогностические значения уровня вводится поправка на тектонические процессы.

Объемные колебания уровня Мирового океана связывают с таянием или нарастанием материковых льдов, обусловленных климатическими изменениями. Этот вид колебаний также не прогнозируется в настоящее время. Но при разработке гипотез, объясняющих изменения климата Земли в прошлом и будущем, этим колебаниям уделяется большое внимание.

Объемные колебания уровня замкнутых морей объясняются характером общей циркуляции атмосферы и деятельностью человека (зарегулированием рек, впадающих в моря). Этот вид прогноза разработан достаточно хорошо. Методы прогноза уровня Каспийского моря с заблаговременностью 1 год и 5—6 лет, разработанные еще в начале 40-х годов Н. А. Белинским и Г. П. Калининым, — один из лучших примеров долгосрочного прогнозирования гидрометеорологических процессов [29, 87]. Эти методы давали хороший результат в течение большого периода времени вплоть до нарушения естественных процессов антропогенными и после введения соответствующих поправок за счет зарегулирования рек успешно применяются в настоящее время. Прогноз уровня с заблаговременностью 5—6 лет основан на использовании связей между колебаниями уровня моря и стоком Волги, который в свою очередь определяется циркуляцией атмосферы.

При повышении атмосферного давления уровень моря в этом районе понижается, а при понижении — повышается. Изменения уровня за счет статического эффекта можно более отчетливо проследить в малоподвижных барических системах. Эффект влияния этого процесса, как правило, невелик, но под влиянием движущихся глубоких циклонов на статическое повышение уровня накладывается влияние других процессов, что в результате приводит к значительным повышениям уровня. Например, пониженное давление в центре циклона приводит к повышению уровня моря под ним, т. е. к образованию «вспученности», развитию которой способствует и циркуляция вод, вызванная прохождением циклона. Таким образом, в море возникает длинная волна, которая при приближении к берегу трансформируется и вызывает значительные повышения уровня.

Колебания уровня, вызванные непосредственным действием ветра, называют сгонно-нагонными колебаниями. Эти колебания особенно значительны в мелководных прибрежных районах. Повышения уровня выше критических отметок относят к опасным и особо опасным явлениям. Значение нагона или сгона зависит от направления, скорости и продолжительности действия ветра, а также от глубины моря и орографии. В вершинах узких заливов наблюдаются особенно большие повышения уровня. Изучение сгонно-нагонных колебаний уровня имеет довольно длинную

историю. К настоящему времени разработано много методов прогноза этих колебаний уровня моря.

Помимо непериодических колебаний, уровень моря подвержен периодическим колебаниям, обусловленным приливными явлениями. Способы предвычисления приливов разработаны довольно надежно.

Предвычисление приливов может рассматриваться как пример прогноза, который прошел три этапа развития [73]. Приливы прогнозировались задолго до возникновения теории приливов. Затем на основе теоретических работ Ньютона и Лапласа расширились возможности расчета приливов, и, наконец, благодаря тому, что Дарвин обнаружил в приливных движениях и обусловленных ими планетарных эффектах трения взаимодействие между небесными телами, появилась возможность для сверхпрогнозов о замедлении вращения светил и других космогонических взглядов.

В данной монографии методы предвычисления приливных колебаний уровня моря и других гидрологических характеристик не рассматриваются.

3.2. Прогнозы сгонно-нагонных колебаний уровня моря

Для прогноза сгонно-нагонных колебаний уровня используются как физико-статистические, так и гидродинамические методы.

Физико-статистические методы прогноза сгонно-нагонных колебаний уровня

При разработке физико-статистических методов в качестве аргументов используются характеристики поля ветра или атмосферного давления: скорость ветра (чаще ее составляющая на ось, совпадающую с направлением сгонных или нагонных ветров), градиенты давления, коэффициенты разложения поля атмосферного давления в математические ряды, траектории циклонов и т. д.

Одной из первых работ, посвященных прогнозу уровня, была работа Т. П. Марютина [138]. Метод основывался на использовании градиентов атмосферного давления, и впоследствии такой же подход применялся и для других морей. В прогностические уравнения, которые Т. П. Марютин получил для устья Северной Двины, входили градиенты давления и предшествующий уровень. Заблаговременность прогноза составляла всего 6—12 ч. Трудность использования уравнений состояла в том, что уравнения составлялись отдельно для стадии подъема уровня и его спада.

При разработке методов прогноза с использованием градиентов давления известную трудность представляет выявление направления, по которому берутся градиенты, наиболее тесно связанные с уровнем, так называемые «эффективные градиенты». Эти направления отыскиваются обычно методом подбора.

Для Северного Каспия уравнение для прогноза уровня, в которое в качестве аргумента входит градиент давления, имеет вид [89]

$$H = \bar{H} + k_1 (H_{\text{сроч}} - \bar{H}) + k_2 (\Delta\Gamma_{\text{прог}} - \bar{\Delta\Gamma}), \quad (19)$$

где H — предсказываемый средний суточный уровень; $H_{\text{сроч}}$ — уровень на момент составления прогноза (т. е. практически отсчитанный в ближайший срок к моменту составления прогноза); \bar{H} — скользящий средний декадный уровень; $\bar{\Delta\Gamma}$ — скользящий средний декадный градиент давления; $\Delta\Gamma_{\text{прог}}$ — градиент давления, вычисленный по прогнозу атмосферного давления на 12 ч вперед; k_1 и k_2 — коэффициенты, определяемые для каждого пункта. В уравнение (19) вводятся отклонения от среднего декадного значения, для того чтобы прогноз можно было составлять без учета начальных условий.

Н. А. Белинский и М. Г. Глаголева рекомендовали для прогноза уровня моря, так же как и других гидрологических характеристик, использовать в качестве аргументов коэффициенты разложения полей атмосферного давления в ряды [26]. Этот метод нашел широкое применение в практике прогнозов. Например, этот прием используется при прогнозе уровня в Балтийском море для учета атмосферных процессов. Уравнение для прогноза уровня в общем виде записывается [81]

$$H = f(\sum B_i, \sum \Delta B_i, H_0),$$

где H — прогнозируемый уровень; H_0 — начальный уровень; B_i — коэффициенты разложения поля атмосферного давления в ряд по естественным составляющим; ΔB_i — изменения коэффициентов за период заблаговременности прогноза $\tau = 1$ сут.

Прогноз опасных уровней в Таганроге составляется с учетом действия ветра и положения уровенной поверхности [159]. Опасные уровни в Таганрогском заливе вызываются штормовыми ветрами западного и юго-западного направлений, усиление которых связано с развитием циклонической деятельности над морем. Уравнение для прогноза уровня в Таганроге имеет вид

$$H_{i+6} = av_i + \sum (bB_{ij}) + c,$$

где H_{i+6} — высота уровня через 6 ч после составления прогноза; v_i — проекция скорости ветра на ось ВСВ—ЗЮЗ; $\sum B_{ij}$ — сумма коэффициентов разложения по естественным составляющим поля высот уровня моря по восьми пунктам на Азовском море.

Использование ряда по естественным составляющим для характеристики уровенной поверхности в Азовском море позволило выявить некоторые важные особенности, которые могут быть использованы при прогнозе уровня моря [244]. Рисунку 13, на котором представлены естественные составляющие, рассчитанные по данным наблюдений в девяти пунктах на побережье Азовского моря, позволяет обнаружить в колебаниях уровенной поверхности стоячие волны. Чем выше порядковый номер естественной составляющей, тем короче длина волны и тем меньше ее период.

Поле X_1 характеризует одноузловую стоячую волну с пучностями в вершине Таганрогского залива и северной части Арабатской стрелки и узловой линией, проходящей в направлении от Бердянска к Ачуевой косе. Характерна обратная связь между колебаниями уровня в пунктах, расположенных в центрах пучностей. Поле X_2 соответствует одноузловой стоячей волне, имеющей пучности в районах Таганрога и Ейска, а также Геническа и Приморско-Ахтарска. Поле X_3 позволяет представить двухузловую

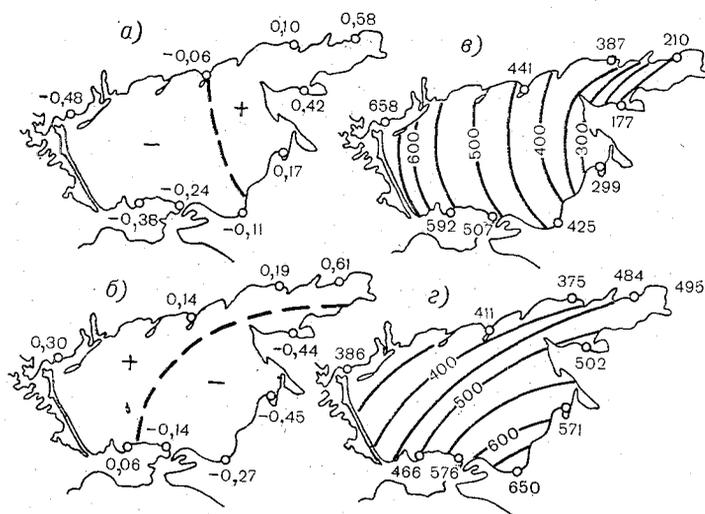


Рис. 13. Поля естественных ортогональных функций X_1 (а) и X_2 (б) уровня Азовского моря и распределение высот уровня во время штормовых нагонов 3—8 января (в) и 28—29 октября (г) [244].

вые стоячие волны. При сопоставлении полей X_1 и X_2 с распределением высот уровня моря во время катастрофических нагонов можно подметить их сходство. Это свидетельствует о том, что естественные составляющие позволяют отразить реальные черты распределения уровня в море. Коэффициенты разложения V_{ij} могут служить количественными характеристиками элементов стоячих волн. Поскольку наблюдений за уровнем в открытых районах морей не ведется и о положении уровенной поверхности можно судить лишь по береговым данным, представление ее с помощью математических рядов имеет несомненное практическое значение.

При прогнозе нагонного повышения уровня на Белом море используется связь между уровнями в тех пунктах, которые подвержены влиянию одних и тех же процессов, но с некоторым сдвигом во времени [172]. Например, нагоны в Онеге и Архангельске вызываются одними и теми же факторами — северо-западными ветрами в тыловой части циклонов, проходящих над Белым и Баренцевым морями с запада на восток. При определенных траекториях циклонов подъем уровня в Архангельске опере-

жает подъем в Онеге, и это опережение используется в качестве заблаговременности прогноза в Онеге. Поскольку уровень моря в этих пунктах подвержен большим приливным колебаниям, в прогнозе учитывается время наступления полных и малых вод.

В работах Б. А. Крутских разработан комплексный метод прогноза сгонно-нагонных колебаний уровня моря на бере Кольмы с заблаговременностью до месяца, основанный на учете синоптических процессов [117]. Выявлены естественные периоды однонаправленных процессов в изменениях уровня моря, которые в данной работе использовались для прогноза уровня моря, а затем на этой же основе была разработана классификация крупномасштабных гидрологических процессов в арктических морях [119]. Качественное сопоставление сгонно-нагонных колебаний уровня моря с типами синоптических процессов подтвердило существование довольно отчетливой связи между ними. При установлении количественных связей для прогноза продолжительности сгона и нагона, их скорости и величины в качестве аргументов использовались характеристики поля атмосферного давления. Прогностические уравнения имеют вид

$$\begin{aligned} T_0 &= a\Gamma_1 - bP + c\Gamma_0 - dS - e\Gamma_2 + f; \\ H_0 &= a_1\Gamma_0 + b_1\Gamma_1 - c_1\Gamma_2 - d_1S - e_1P + f_1; \\ v &= a_2\Gamma_1 + b_2P + c_2\Gamma_0 - d_2S - e_2\Gamma_2 + f_2; \end{aligned} \quad (20)$$

здесь T_0 — продолжительность сгона или нагона, для сгона T_0 принято отрицательным, а для нагона — положительным; H_0 — ожидаемый уровень моря в конце сгона или нагона; v — скорость сгона или нагона, для сгона v принята отрицательной; Γ_1 и Γ_2 — разности давления, которые характеризуют соответственно циклоны и антициклоны, смещающиеся с запада на восток и с востока на запад; Γ_0 — характеристика направления и интенсивности поля ветра над Восточно-Сибирским морем (разность давления между восточными частями морей Восточно-Сибирского и Лаптевых); P — показатель поля давления над Восточно-Сибирским морем, который является характеристикой малоподвижных барических образований (давление на севере моря); S — условная площадь, занятая полем ветра сгонного направления.

Этим методом прогноз может составляться с заблаговременностью 2—4 сут, дальнейшее увеличение заблаговременности возможно на основе прогноза аргументов в уравнениях (20).

Разработанная схема рекомендуется и для прогноза среднегодекадного и среднего месячного уровня, а также для прогноза продолжительности положения уровня ниже среднего значения.

Методы прогноза уровня моря для арктических морей, основанные на учете атмосферных процессов и особенностей колебаний уровня этих морей, были разработаны Н. В. Мустафиным [148].

При сопоставлении колебаний уровня с атмосферными процессами было установлено, что в навигационный период 80 % бари-

ческих образований, вызывающих значительные колебания уровня в море Лаптевых и западной части Восточно-Сибирского моря, перемещаются в генеральном направлении с запада на восток. Движущиеся барические системы вызывают сгонно-нагонную волну у южного побережья этих морей, распространяющуюся также с запада на восток. При таком характере процессов появляется возможность прогноза уровня на восточных участках побережья по колебаниям атмосферного давления и уровня на участках, расположенных западнее. Интенсивность барических систем выражается градиентами давления или данными о ветре. Выявленное запаздывание в ходе уровня от соответствующего хода градиентов атмосферного давления используется в качестве заблаговременности прогноза. Важное прогностическое значение имеет обнаруженное влияние на уровень моря таких особенностей атмосферных процессов, как прохождение холодного фронта и др.

Поскольку кратковременные сгонно-нагонные колебания уровня происходят на фоне его сезонных изменений, в прогностические уравнения вводится отклонение наблюдаемого уровня от среднего уровня за предыдущие 30 сут или от среднего многолетнего значения.

В тех районах, где наблюдаются значительные приливо-отливные колебания уровня, прежде чем переходить к прогнозу непериодических колебаний уровня, предварительно исключается периодическая часть.

Метод прогноза уровня, предложенный в работе [11], основан на сочетании типизации атмосферных процессов, соответствующих сгонно-нагонным колебаниям уровня моря, и корреляционных зависимостей уровня моря от градиентов атмосферного давления, найденных для каждого типа.

С целью увеличения заблаговременности прогноза использовались внутренние закономерности развития самого процесса непериодических колебаний уровня [12]. Предполагается, что будущее развитие процесса в значительной степени определяется его состоянием в прошлом. Применительно к уровню моря о влиянии предшествующих процессов говорится условно, в предположении, что колебания уровня являются показателем синоптических процессов, происходивших с определенной ритмичностью в прошлом. Сгонно-нагонные колебания уровня рассматриваются как квазипериодические с меняющимися фазой и амплитудой.

Колебания уровня представляются суммой гармоник

$$H(t) = \sum_{i=1}^n P_i \sin(qt + \varphi_i) + 0,5H_0;$$

здесь $q = 2\pi/T$; T — период гармоник; φ_i — начальная фаза; P — амплитуда; H_0 — среднее значение анализируемого ряда. Для экстраполяции уровня на 8—10 сут отыскивались гармоники с периодами от 3 до 12 сут. На периодограммах пики амплитуд чаще всего соответствовали гармоникам с периодом 7—10 сут, и экстраполяция таких гармоник приводила к успешному прогнозу.

В некоторых морях большая роль в колебаниях уровня моря принадлежит сейшам, и прогноз этих колебаний уровня моря представляет практический интерес. В восточной части Финского залива под воздействием анемобарических условий над Балтийским морем возникают сейшевые колебания уровня, в результате которых подъем уровня иногда достигает 150 см. Характерной особенностью этих колебаний является почти одновременный спад, а затем одновременное повышение уровня на всех станциях Финского залива. Выделено два типа сейш: 1) сейши, обусловленные северными ветрами на Балтийском море, и 2) сейши, создающиеся циклонами, смещающимися на Балтийское море с юга [125].

При сейшах «северных ветров» циклоны над Балтикой перемещаются с северо-запада на юго-восток, создавая сгон в Финском заливе. После отхода циклона к востоку и ослабления северных ветров уровень воды на юге Балтийского моря понижается при одновременном его повышении в Финском заливе и в устье р. Невы. Особенно интенсивен подъем уровня в устье р. Невы, если на сейшевые колебания уровня накладывается нагон, создаваемый западным ветром над Финским заливом.

Установлено, что для случаев этих сейш при слабом ветре в Финском заливе (т. е. сейш в «чистом виде») среднее соотношение между амплитудами колебаний уровня в Ленинграде ($\Delta H_{\text{Л}}$) и Балтийске ($\Delta H_{\text{Б}}$) равно 3,5, и оно может быть использовано для прогноза уровня в устье Невы. Период сейш Δt (время между максимумом уровня в Балтийске и Ленинграде) колеблется от 10 до 14 ч при среднем значении 12 ч.

Для прогноза сейш «северных ветров» при наличии ветра в Финском заливе к рассчитанному таким образом подъему уровня прибавляется подъем уровня ($H_{\text{в}}$) за счет ветровой составляющей («ветровой добавок»). Среднее значение $\Delta H_{\text{Л}}/\Delta H_{\text{Б}}$ в этом случае больше, чем для сейш в «чистом виде», и равно 4,4.

Сейшевые колебания уровня при южных циклонах прогнозируются по зависимости между подъемами уровня на юге Балтийского моря и в устье Невы. Отношение $\Delta H_{\text{Л}}/\Delta H_{\text{Б}}$ в этом случае колеблется в пределах от 4,1 до 6,6 (среднее 5,5), а Δt равно в среднем 12 ч. Средняя заблаговременность прогноза составляет 12 ч ($\pm 2 \dots 3$ ч), а погрешность прогноза уровня в Ленинграде равна 20—30 см.

Численные методы расчета сгонно-нагонных колебаний уровня моря

Методы расчета сгонно-нагонных колебаний уровня моря основаны на решении уравнений, записанных в приближении для мелкого моря:

$$\begin{aligned} \partial U / \partial t &= -g(H + \xi) \partial \xi / \partial x + fV + \tau_x^{\text{в}} - \tau_x^{\text{д}}; \\ \partial V / \partial t &= -g(H + \xi) \partial \xi / \partial y - fU + \tau_y^{\text{в}} - \tau_y^{\text{д}}; \\ \partial \xi / \partial t &= -(\partial U / \partial x + \partial V / \partial y), \end{aligned} \quad (21)$$

где U, V — полные потоки по осям x, y ; H — глубина моря; ξ — приращение уровня моря; t — время; f — параметр Кориолиса; $\tau_x^B, \tau_x^D, \tau_y^B, \tau_y^D$ — касательные напряжения на поверхности и дне моря.

Для решения этих уравнений обычно используются конечно-разностные схемы с соответствующими упрощениями.

В Гидрометцентре СССР были разработаны схемы краткосрочного прогноза уровня Черного, Азовского, Каспийского, Белого и Балтийского морей с учетом гидрометеорологических условий на этих морях и их физико-географического положения [51, 166, 176—178].

Для расчета штормовых нагонов в Белом море Б. Х. Рыбак [176] для решения уравнений (21) использовал «явно-неявную» схему Фишера.

Поскольку на мелководье в Белом море величина ξ при нагонах становится порядка H , то, в отличие от схемы Фишера, в схеме [176] используется величина $(H + \xi)$. Значения τ_x^D и τ_y^D для дна записываются в виде

$$\tau_x^D = rU;$$

$$\tau_y^D = rV.$$

Коэффициент турбулентного трения r принимается

$$r = \frac{2,6 \cdot 10^{-3}}{H + \xi} \sqrt{U^2 + V^2}.$$

Для поверхности моря предполагается

$$\tau_x^B = \gamma u_a |\omega_a|;$$

$$\tau_y^B = \gamma v_a |\omega_a|,$$

где u_a и v_a — составляющие скорости ветра ω_a ; $\gamma = \text{const}$.

На непроницаемых границах нормальный компонент потока принимается равным нулю

$$U \cos \varphi + V \sin \varphi = 0.$$

Здесь φ — угол между осью x и нормалью к непроницаемой границе.

На открытых границах принимаются условия

$$U = U(t);$$

$$V = V(t)$$

или

$$\xi = \xi(t),$$

в зависимости от того, какая имеется гидрологическая информация.

В начальный момент предполагается, что уровень находится в невозмущенном состоянии и течения отсутствуют

$$\xi_0 = U_0 = V_0 = 0.$$

При решении уравнений (21) предполагается, что жидкость однородна. Стратифицированность вод Белого моря при расчетах распределения течений не учитывается.

Поскольку в схеме оперируют с интегральными характеристиками, стратифицированность моря не должна привести к большим погрешностям, если учитывается основная часть потока. Для определения глубины, в пределах которой сосредоточена основная часть потока (h_0), производились численные эксперименты с разными значениями этой величины. Рельеф дна при расчетах принимался реальным, за исключением тех случаев, где глубина больше заданной, там она принималась равной h_0 . Заданные глубины брались в пределах 50 м, шаг по времени $\Delta t = 20$ мин. расчет нагона в Архангельске, произведенный по этой схеме, дал удовлетворительный результат.

Для расчета сгонно-нагонных колебаний уровня Азовского моря С. Н. Овсиенко [166] применял разностную схему [282]. При использовании этой схемы применительно к Азовскому морю возникли дополнительные трудности, связанные с малыми глубинами этого моря. Колебания уровня, достигающие 2—2,5 м при средней глубине моря 10 м, не позволяют считать малым отношение ξ/H . Наличие мелководного Таганрогского залива отрицательно влияет на устойчивость схемы.

Устойчивость схемы при расчетах уровня в Азовском море исследовалась экспериментально. Ветер брался однородным по пространству, так как площадь Азовского моря сравнительно невелика. В начальный момент времени вода в море считалась неподвижной, отклонения уровня не наблюдалось, и в случае постоянных во времени ветров рассчитанные уровни хорошо согласуются с нагонами.

При расчете сгонов и нагонов в Северном Каспии И. Ф. Гетманом [51] также использовалась система уравнений (21), но решалась она с помощью неявной схемы, предложенной для однородных уравнений параболического типа. Исходные уравнения полных потоков с использованием уравнения неразрывности приводились к однородному виду. Преобразованные уравнения расщеплялись на системы однородных уравнений, которые последовательно решались на каждом временном шаге.

Расчеты уровня по фактическому ветру дали хороший результат, но при переходе к использованию прогностического ветра оправдываемость прогнозов уровня резко снизилась из-за недостаточной точности прогнозов ветра. Это — общий недостаток гидродинамических методов прогноза уровня, который препятствует их широкому внедрению. Все гидродинамические модели чувствительны к точности определения ветра. Причем для

прогноза сгонно-нагонных колебаний уровня моря важна точность не только значения скорости ветра, но и его направления.

Нагонные наводнения в устье р. Невы и методы их предсказания

Штормовые нагоны в устье р. Невы проявляются довольно часто и создают угрозу наводнения в Ленинграде. Ленинградским наводнениям посвящено, по-видимому, наибольшее количество исследований по сравнению с другими районами морей, где наблюдаются нагоны.

За наводнение в Ленинграде принято считать нагонный подъем уровня воды 150 см и выше над ординаром (0,11 см БС) у Горного института. В настоящее время в результате подсыпки земли и асфальтирования улиц наводнение происходит при подъеме уровня свыше 180 см над ординаром [199]. Статистические исследования показывают, что какой-либо закономерности или периодичности в распределении наводнений по годам не обнаружено. В одни годы наводнений совсем не наблюдается, а в другие годы они могут отмечаться по несколько раз. Так, например, в октябре 1976 г. было отмечено восемь опасных подъемов уровня в устье Невы.

За период наблюдений с 1703 по 1983 г. в устье Невы было отмечено 264 наводнения. Наибольшую повторяемость по подъему уровня над ординаром имеют наводнения в диапазоне от 150 до 175 см (58 %). Наводнения с высотой подъема уровня до 200 см составляют 77 %, а свыше 200 см отмечаются в среднем один раз в шесть лет [199]. Наивысший подъем уровня воды при наводнениях в устье Невы за время существования города достигал 410 см над ординаром 7 ноября 1824 г.

Распределение повторяемости наводнений по месяцам также крайне неравномерно. Наибольшее число наводнений в Ленинграде наблюдается осенью — в октябре и ноябре (56 % всех случаев), а также в сентябре и декабре. В эти четыре месяца было 85 % всех наводнений, причем в их числе все большие (более 250 см) и катастрофические наводнения. На лето приходится 10 %, а на весну — 4 % наводнений. Такое распределение наводнений связано с циклонической деятельностью, которая весьма ослаблена весной и летом, а осенью усиливается, достигая максимума к началу зимы. В зимние месяцы ледяной покров Финского залива уменьшает число наводнений и снижает высоту подъема уровня в устье Невы в среднем на полметра. В связи с тем что ночью наблюдается большая контрастность температур воздуха и подстилающей поверхности, энергия циклонов обычно возрастает, а скорость их перемещения увеличивается, 70 % наводнений в Ленинграде отмечаются ночью или утром. Перед началом подъема уровня при наводнениях обычно происходит небольшое (20—40 см) его понижение, затем уровень повышается до макси-

му. Средняя продолжительность периода наводнения (от начала подъема до конца спада уровня) равна 26 ч, наименьшая — 8 ч, наибольшая — 70 ч. При наводнениях уровень растет быстрее, чем падает, подъем в среднем длится 8—10 ч, а спад 12—14 ч. Однако при катастрофических наводнениях (1824 и 1924 гг.) подъем уровня происходил медленнее, чем спад.

Наводнения в устье Невы представляют собой крайне сложное явление. В их возникновении и развитии участвуют в разнообразном сочетании многие факторы, значение каждого из которых и характер его сочетания с другими факторами меняются от случая к случаю и даже на разных фазах одного и того же наводнения.

Статистически установлено, что 70 % наводнений в устье Невы связаны с перемещающейся по заливу длинной волной, на которую накладываются изменения уровня за счет сейш и ветра. Основной причиной, вызывающей наводнения, являются синоптические условия. В устье Невы на колебания уровня, вызванные этими явлениями, накладывается влияние стока реки за период подъема уровня (до 10—15 % подъема уровня) [199]. Сейши с периодом 7—9, 13 и 24 ч вызывают подъем уровня в Ленинграде до 1—1,5 м.

Географическое расположение Финского залива, ось которого вытянута с запада на восток и совпадает с направлением пути циклонов, является существенным обстоятельством, способствующим подъему уровня в устье Невы. Большую роль в появлении сильных нагонов в устье Невы играют и морфологические условия Финского залива — узкого, но длинного водоема с резко уменьшающимися к вершине залива глубиной и шириной. В западной части залива сечение равно 6 км², в восточной — 1,6 км², у входа в Невскую губу — 0,1 км², а на отмелях бара Невы — всего лишь 0,037 км².

Общие черты метеорологической обстановки, благоприятствующей возникновению длинной волны и ее перемещению по Финскому заливу, можно представить следующим образом [30]. Над северными районами Скандинавии и Норвежского моря или над югом Баренцева моря располагается так называемый «выводящий» циклон, по южной периферии которого перемещается частный циклон. Такие частные циклоны, которые пересекают Балтийское море и перемещаются затем над южными районами Финляндии, и вызывают наводнения. Углубляющийся частный циклон, находясь над Балтийским морем, создает условия для возникновения «вспученности» уровня моря. Этому способствуют статический эффект (понижение атмосферного давления) и в особенности система ветров, дующих от периферии циклона к его центру и сгоняющих сюда воду. После перемещения циклона на территорию Финляндии «вспученность», находясь в состоянии неустойчивого равновесия, под влиянием силы тяжести распространяется во все стороны и в виде длинной волны входит в Финский залив. Эта волна является свободной, если она распространяется при

слабом ветре. Обычно же волна перемещается вместе с движущимся циклоном и связанными с ним атмосферными фронтами, в этом случае она является вынужденной и нарастание ее высоты более интенсивно, чем у свободной волны. При продвижении фронта на восток ветры южных румбов впереди фронта сменяются на западные в тылу фронта, что создает нагон воды вдоль фронта. В этом же направлении действует изменение барического градиента. Наибольшее увеличение высоты длинной волны происходит тогда, когда скорости перемещения циклона и атмосферных фронтов близки к скорости движения самой волны (50—60 км/ч). При приближении к вершине Финского залива вследствие значительного его сужения и уменьшения глубин происходит своеобразный всплеск волны, что и обуславливает наводнение в Ленинграде.

Отношение длины к высоте в длинной волне, вызывающей наводнение в Ленинграде, велико. Например, при наводнении 1924 г. длина волны была равной 890 км, а высота всего лишь 1,5 м [199]. Н. И. Бельский [30] в зависимости от преобладающего вида колебаний уровня выделил три основных типа наводнений: 1) наводнения, вызываемые в основном длинной волной с сейшами на фоне предварительного сейшеобразного раскачивания уровня Балтийского моря, а также влиянием ветра над Финским заливом; 2) наводнения, вызываемые длинной волной и сейшами без предварительного раскачивания уровня моря, и 3) наводнения, вызываемые в основном ветром и атмосферным давлением над Финским заливом.

При первом типе наблюдается сильный северный ветер, обусловленный циклоном, перемещающимся с северо-запада на юго-восток через Финский залив.

При втором типе наводнений циклон проходит над Балтийским морем с юга на север и выходит на Финляндию, что и вызывает длинную волну и сейши в Финском заливе.

Третий тип наводнений связан с резким усилением ветра в Финском заливе, поэтому такие наводнения нельзя предсказать по ходу уровня на гидрометстанциях Балтийского моря.

Метеорологические условия над Финским заливом имеют существенное значение для всех типов наводнений. Резкий рост градиента давления и западной составляющей ветра в восточной части залива вызывает местный нагон, увеличивает сейшевые колебания и высоту длинной волны в Невской губе.

Исследования синоптической и гидросиноптической обстановки в Балтийском море в период наводнений позволили разработать основные положения эмпирического метода прогноза ленинградских наводнений [30, 237]. Прогнозирование наводнений в Ленинграде подразделяется на два этапа: 1) прогнозирование изменений ветра и атмосферного давления, связанных с перемещением и эволюцией циклонов и атмосферных фронтов, и 2) прогнозирование последующего хода гидродинамического процесса в заливе, протекающего при развитии данной синоптической ситуации.

Ветер прогнозируется по градиенту атмосферного давления, рассчитанному путем экстраполяции изаллобарического поля, что позволяет определить только общий характер изменения ветра и скорости движения фронта.

Прогноз высоты подъема уровня воды в устье Невы в оперативной практике Ленинградского бюро погоды дается на основе метода, предложенного Н. И. Бельским [30]. Этот метод позволяет определять подъем уровня воды в результате перемещающейся длинной волны. Эта волна в большинстве случаев входит в Финский залив непосредственно за атмосферным фронтом, и от Таллина до устья Невы она в среднем идет 6 ч. Зная время прохождения атмосферного фронта или гребня волны у Таллина, можно определить время наступления пика уровня в Ленинграде с заблаговременностью 5—6 ч. Поскольку время прохождения фронта через Таллин можно рассчитать на 6 ч вперед, то заблаговременность прогноза момента максимума подъема уровня в Ленинграде увеличивается до 12 ч. При свободном перемещении длинной волны по заливу (при слабом ветре) ее высота по пути от Таллина до Ленинграда увеличивается в безледный период в среднем в 2,5 раза. Умножая высоту волны в Таллине на эмпирический коэффициент 2,5, можно получить высоту волны, которая была бы в Ленинграде, если бы метеорологические условия в восточной части залива не влияли на нарастание волны.

Для прогноза подъема уровня в Ленинграде $\Delta H_{\text{Л}}$ используется формула

$$\Delta H_{\text{Л}} = 2,5 \Delta H_{\text{Т}} + \Delta H_{\text{в}},$$

где $\Delta H_{\text{Т}}$ — подъем уровня воды в Таллине; $\Delta H_{\text{в}}$ — дополнительное увеличение высоты волны за счет ветра над Финским заливом.

Для уточнения этого метода А. И. Фрейдзон [236] предложил вводить вместо постоянного коэффициента 2,5 некоторый переменный коэффициент, зависящий от высоты и направления перемещения длинной волны и от размера западной составляющей скорости ветра в восточной части Финского залива в момент подхода гребня волны к устью Невы.

Делались попытки разработки методов долгосрочного прогноза наводнений. О. Р. Лунберг на основе анализа атмосферных процессов большого масштаба, влияющих на режим Балтийского моря, исследовала возможность долгосрочного прогноза наводнения в Ленинграде в осенний период. Анализируя кривые изменчивости индекса циркуляции Белинского для Северной Атлантики и Балтийского моря за 50 лет, она установила, что в годы, когда наводнений не наблюдалось, эти кривые находятся в противофазе, и, наоборот, в годы с наводнениями они совпадают по фазе. Эта закономерность может служить основной для ориентировочного долгосрочного прогноза наводнений.

На основе решения уравнений для мелкого моря предложены гидродинамические методы расчета и прогноза наводнений в Ленинграде.

Рассмотрим схему расчета штормовых изменений уровня Балтийского моря, разработанную Б. Х. Рыбаком [178]. Исходные уравнения рассматриваемой трехмерной модели имеют вид

$$\begin{aligned}\frac{\partial u}{\partial t} &= -g \frac{\partial \xi}{\partial x} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p_a}{\partial x} + fv + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu \frac{\partial u}{\partial z} \right); \\ \frac{\partial v}{\partial z} &= -g \frac{\partial \xi}{\partial y} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p_a}{\partial y} - fu + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu \frac{\partial v}{\partial z} \right); \\ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} &= 0.\end{aligned}\quad (22)$$

Рассматривается область, имеющая произвольный рельеф дна. Вода несжимаема и однородна. На неподвижной границе области расчета принято условие непротекания. На поверхности моря

$$\begin{aligned}-\rho \nu \frac{\partial u}{\partial z} &= \tau_x^B; & -\rho \nu \frac{\partial v}{\partial z} &= \tau_y^B; \\ w &= -(\partial \xi / \partial t + u \partial \xi / \partial x + v \partial \xi / \partial y); \end{aligned}\quad (23)$$

на дне моря

$$-\nu \frac{\partial u}{\partial z} = ku; \quad -\nu \frac{\partial v}{\partial z} = kv. \quad (24)$$

Из уравнения неразрывности после интегрирования по вертикали от поверхности до дна моря найдено соотношение для определения ξ

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = - \left(\frac{\partial}{\partial x} \int_0^h u \, dz + \frac{\partial}{\partial y} \int_0^h v \, dz \right). \quad (25)$$

В соответствии с работой [282] решение системы (22) — (25) ищется в виде ряда по собственным функциям оператора вертикального перемешивания.

Касательное напряжение определяется с помощью эмпирических соотношений по скорости ветра. Ветер рассчитывается по градиентам атмосферного давления. Численные эксперименты позволили выявить роль различных факторов в формировании нагонов в Балтийском море.

Точность прогнозов, составленных с помощью гидродинамических моделей, в значительной степени зависит, как уже отмечалось, от точности прогноза ветра (или поля атмосферного давления).

На основе интегрирования уравнений мелкой воды в настоящее время создаются оперативные методы прогноза уровня во многих странах, побережья которых подвержены штормовым нагонам.

Механизм ленинградских наводнений исследовался и на различных моделях в лабораторных условиях. В Государственном гидрологическом институте с помощью моделирования выявлены основные качественные и количественные характеристики процесса распространения свободной длинной волны и сейшевых колебаний уровня на всей акватории Финского залива. Экспериментальное моделирование позволило проследить трансформацию свободной

длинной волны вдоль Финского залива, глубже понять механизм формирования наводнений в устье Невы, взаимодействия прямых (с запада на восток) и отраженных волн.

Однако, как ни важны своевременные и точные прогнозы подъема уровня воды, они не могут избавить полностью от ущерба, наносимого наводнением Ленинграду. В связи с этим в разное время выдвигалось немало идей по защите города от наводнений [199]. Учитывая большое экономическое и социальное значение защиты Ленинграда от наводнений, ЦК КПСС и Совет Министров СССР в августе 1979 г. приняли постановление «О строительстве сооружений защиты Ленинграда от наводнений». Этим постановлением предусматривается к 1990 г. возведение комплекса защитных сооружений. Проект предусматривает строительство защитного комплекса с двумя судопропускными, шестью водопропускными сооружениями и дамбой по трассе «западного варианта», т. е. в створе Горская — г. Кронштадт (о. Котлин) — г. Ломоносов. Дамбой образуются в Невской губе акватория, которая будет принимать в себя весь сток Невы за то время, пока перекрыты все пролеты плотины в период наводнения [210].

Предусмотрена защита от подъема уровня воды на 5,4 м. По расчетам, такой уровень у водпоста Горный институт возможен с повторяемостью 1 раз в 1000 лет.

Расчеты показали, что после возведения защитной дамбы от наводнений, существенных изменений в гидрологическом режиме в дельте Невы и в Невской губе не произойдет, за исключением уменьшения водообмена между губой и Финским заливом (на 8%), а также некоторых изменений в режиме волнения и течений. Однако некоторые вопросы, касающиеся изменения экологической системы отсекаемой от моря акватории, еще не полностью решены и требуют дальнейших исследований.

Следует подчеркнуть, что осуществление строительства защитных сооружений для предотвращения наводнений в Ленинграде несколько не уменьшает важность прогноза нагонного подъема уровня в устье Невы. Прогноз необходим для своевременного управления затворными механизмами защитных сооружений. Как только Центральный пост управления на о. Котлин примет прогноз об ожидающемся подъеме воды, диспетчер даст команду автоматическим и телемеханическим устройствам.

3.3. Прогноз сезонного хода уровня Каспийского моря

Анализ причин резкого падения уровня Каспийского моря в 30-е годы, проведенный под руководством Б. Д. Зайкова, показал, что основную роль играет уменьшение стока Волги [75]. Метод прогноза уровня моря с годовой заблаговременностью, разработанный Г. П. Калининым, основан на учете этого фактора [87].

Связь весенне-летнего подъема уровня моря с весенним стоком Волги на створе у Волгограда оказалась довольно тесной, но

заблаговременность такого прогноза невелика. Поэтому Г. П. Калинин в качестве основного аргумента в уравнение для прогноза уровня вводит количество осадков, выпадающих в бассейне Волги в зимние месяцы, которые определяют весенний сток Волги. Зимние осадки играют гораздо большую роль в формировании стока Волги по сравнению с летними, так как за зиму твердые осадки аккумулируются, меньше просачиваются в почву и в меньшей степени подвержены испарению. Но некоторая часть их все-таки теряется за счет испарения и просачивания, поэтому для характеристики этих процессов в уравнение вводится температура воздуха за осенние и весенние месяцы.

Уравнение имеет вид

$$\Delta H = ay_{x-III} - b \sum t_{x-xI, III} - c; \quad (26)$$

здесь ΔH — весенне-летний подъем уровня, т. е. изменение уровня от самого низкого стояния в феврале или марте до самого высокого стояния в июле—августе; $\sum t_{x-xI, III}$ — сумма средних месячных температур воздуха за октябрь—ноябрь и март; y — количество зимних осадков.

Уравнение (26) послужило основой для разработки метода прогноза уровня моря в течение всего года. Поскольку основной причиной, вызывающей внутригодовые изменения уровня моря, является весенний сток Волги, то оказалось возможным прогнозировать годовое изменение уровня моря по его летнему максимуму:

$$\Delta h = f(\Delta H); \quad (27)$$

здесь Δh — годовое изменение уровня моря, т. е. разность между минимальными уровнями моря в двух смежных годах (в феврале или марте).

Пользуясь уравнениями (26) и (27) и зная годовой ход уровня по наблюдениям за прошлые годы, можно интерполировать значения уровня для каждого месяца.

Метод, разработанный Г. П. Калининым, много лет успешно применяется для прогноза уровня Каспийского моря с годовой заблаговременностью.

В связи с зарегулированием стока р. Волги и других рек, впадающих в Каспийское море, изменились общий речной сток и его распределение по месяцам. Поэтому в Гидрометцентре СССР разработаны способы уточнения метода Г. П. Калинина с учетом изменившихся условий [88, 209, 243].

Изменение внутригодового распределения стока рек Волги, Куры и Урала повлияло на изменение соотношения между составляющими водного баланса Каспийского моря. Согласно [88], объем весеннего стока Волги уменьшился с 57 % годового стока в естественных условиях до 40 % в условиях зарегулирования.

Прогноз уровня в условиях зарегулирования строится на решении уравнения водного баланса моря:

$$\Delta H_t = \sum \Delta H_{ст} - (E - P) \pm \sum \Delta H', \quad (28)$$

где ΔH_t — изменение среднего уровня моря от месяца к месяцу; $\sum \Delta H_{\text{ст}}$ — изменение уровня за счет стока рек; $E - P$ — разность испарение—осадки; $\sum \Delta H'$ — изменение уровня моря за счет под-земного притока и изменения плотности воды.

В условиях зарегулированного стока $\sum \Delta H_{\text{ст}}$ принимается за-данной на основе планируемых пусков воды. Величина $\sum \Delta H'$ принимается постоянной для каждого месяца.

Для прогноза разности $(E - P)$ О. И. Шереметевской разра-ботан метод, основанный на учете характеристик метеорологиче-ских процессов и кривой временного хода поверхностного притока воды в море в период подъема и спада [243]. Прогностические уравнения имеют вид:

для периода подъема уровня

$$\Delta(E - P)_{\text{VIII-X}} = f \left(\sum_X^{\text{III}} t_{\text{аб}}, A_{ij}^I, \sum A_i^{\text{II-VI}} \right),$$

для периода спада уровня

$$\Delta(E - P)_{\text{VIII-X}} = f \left(t_{w_{\text{VIII}}}, \sum_{\text{IV}}^{\text{VI}} A_{ij}, \sum A_i^{\text{VI-X}} \right),$$

где $\Delta(E - P)$ — аномалия величины $(E - P)$, $\sum_X^{\text{III}} t_{\text{аб}}$ — сумма тем-ператур воздуха в Баренцбурге; t_w — средняя месячная темпера-тура воды по станциям Баку, Шевченко, Махачкала, Красноводск; A_{ij}^I и $\sum_{\text{IV}}^{\text{VI}} A_{ij}$ — коэффициенты разложения поля атмосферного дав-ления в ряд по полиномам Чебышева за январь и апрель—июнь; $\sum A_i^{\text{II-VI}}$ и $\sum A_i^{\text{VI-X}}$ — коэффициенты разложения в ряд по поли-номам Чебышева кривой поверхностного притока за период подъема уровня в феврале—июне и спада уровня в июне—ок-тябре.

Для решения некоторых задач необходим прогноз не только уровня, среднего для всего моря, но и для отдельных пунктов. Прогноз уровня в отдельных пунктах составляется по средним многолетним превышениям уровня в данном пункте над средним уровнем моря [209].

3.4. Прогноз уровня Каспийского моря с заблаговременностью 5—6 лет

Прогноз уровня Каспийского моря на 5—6 лет вперед, разра-ботанный Белинским и Калининым, — один из методов, который основан на учете процессов, развивающихся в больших районах. В основе его лежит использование целой цепи связей. Прогноз уровня связан со стоком рек, впадающих в Каспийское море. Сток

рек определяется количеством осадков, выпадающих в их бассейне. Осадки в свою очередь определяются характером атмосферной циркуляции, причем не только в бассейне, но на значительно больших пространствах, включая район азорского антициклона. Циркуляция атмосферы над Атлантическим океаном и материком развивается в противофазе, т. е. если над океаном преобладает циклоническая циркуляция, над материком — антициклоническая. Характер атмосферной циркуляции, по мнению Н. А. Белинского, связан с солнечной активностью.

Учет всех этих процессов и положен в основу сверхдолгосрочного прогноза уровня Каспийского моря.

Чтобы выявить закономерности обмена влагой между полушариями, Н. А. Белинский исследовал водный баланс северных частей Атлантического и Тихого океанов [24].

Для расчета осадков им была предложена формула (11). Испарение рассчитывалось с учетом стратификации способом, также разработанным Н. А. Белинским. Распределение величины испарение минус осадки позволило установить важные закономерности, объясняющие процесс влагообмена между полушариями. Максимальных значений величина испарение минус осадки достигает зимой, и поскольку воздух в нижних слоях атмосферы перемещается из того полушария, в котором зима, в то, в котором лето, становится ясным источник влаги в атмосфере в теплую часть года. Вместе с воздухом поступает и влага, получаемая от усиленного в зимний период испарения с поверхности океана. Расчеты Н. А. Белинского позволили проследить пути перемещения влаги из одного полушария в другое. Были установлены центры питания атмосферы влагой, которые совпали с субтропическими максимумами давления.

В годы с повышенной циклонической деятельностью преобладает перенос воздуха в широтном направлении, а в годы с ослабленной циклонической деятельностью преобладают меридиональные процессы. Наиболее интенсивный обмен воздухом и влагой между полушариями происходит при интенсивном развитии меридиональных процессов.

Анализ связи цикло- и антициклонической деятельности над северным полушарием с разностью давления, характеризующей поток воздуха, направленный из северного полушария в южное за октябрь—ноябрь показал, что чем больше развит антициклонез, тем интенсивнее обмен воздухом между полушариями. Было установлено, что с 1930 г. обмен воздухом с южным полушарием резко уменьшился. По мнению Н. А. Белинского, циклоническая деятельность начиная с 1930 г. была усиленной по сравнению с предыдущими годами за счет повышения солнечной активности. Усиленная солнечная активность вызвала в северном полушарии повышение циклонической деятельности и привела к усилению зонального переноса над океаном, уменьшению водности рек и к понижению уровня Каспийского моря (рис. 14). В это же время наблюдалось повышение температуры воды и воз-

духа в средних и высоких широтах северного полушария, произошел процесс, который называют «потеплением Арктики».

Для более детального анализа причин, вызывающих колебания уровня Каспийского моря, Н. А. Белинский рассматривает синоптические условия, характерные для лет с большим стоком Волги (многоводные годы) и с малым стоком (маловодные годы). На рис. 15 и 16 представлено распределение аномалий цикло- и антициклонической деятельности для многоводного (1928-29)

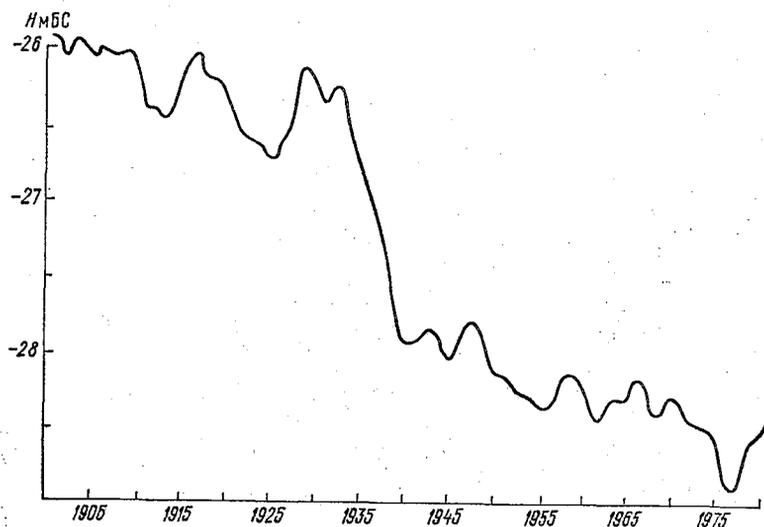


Рис. 14. Ход уровня Каспийского моря.

и маловодного (1937-38) годов. Поскольку сток Волги определяется в основном зимними осадками, аномалии рассчитывались с ноября по март. По этим картам прослеживается роль одного из источников влаги в северном полушарии — азорского максимума — в питании влагой бассейна Волги.

В многоводные годы (рис. 15) наблюдается значительное развитие азорского максимума. Высокое давление отмечается также над Черным, Азовским и Каспийским морями и к северу от Аральского моря. Область низкого давления расположена над всей северо-восточной частью Атлантического океана и почти над всей Европой. Такая ситуация приводит к тому, что над бассейном Волги зимой преобладал юго-западный поток, переносивший воздух со Средиземного моря. Количество осадков, выпадающих в бассейне Волги при таких условиях, выше нормы.

В маловодные годы синоптические условия таковы, что в бассейне Волги преобладают северные и северо-восточные потоки, которые несут относительно мало влаги, и количество осадков, выпадающих в этом районе, невелико (рис. 16).

Таким образом, удается проследить связь между количеством осадков и циркуляцией атмосферы. При отыскании количественных связей между циркуляцией атмосферы и уровнем Каспийского моря циркуляция выражалась в индексах Белинского.

Заблаговременность прогноза принималась равной 6 годам, т. е. половине 11-летнего цикла, обнаруженного в ходе циркуля-

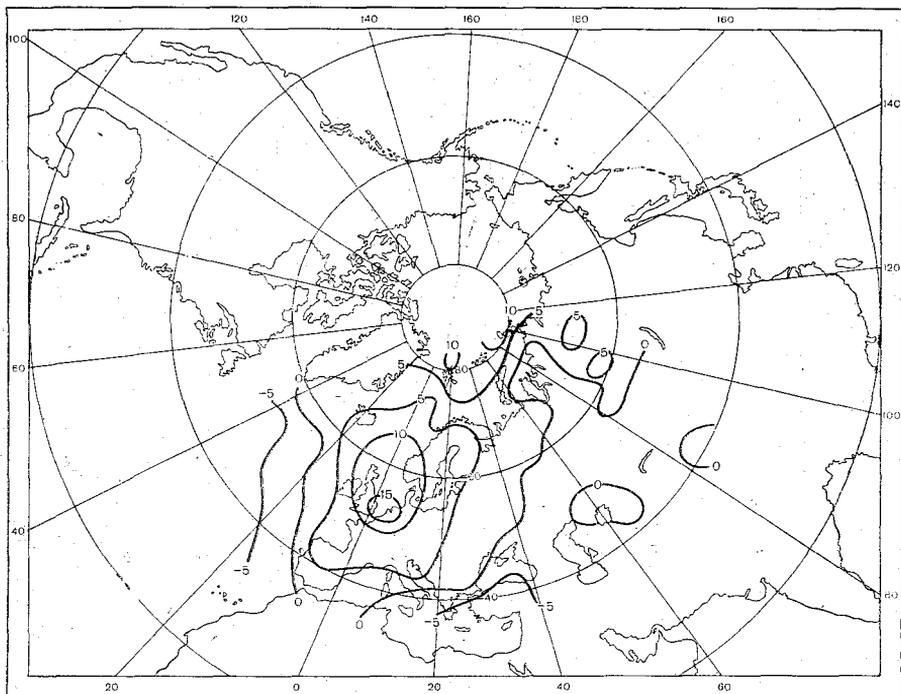


Рис. 15. Аномалии цикло- и антициклонической деятельности за холодную часть многоводного 1928-29 г. [24].

ции атмосферы. Цикл такой продолжительности обусловлен влиянием солнечной активности. Поскольку циркуляция над океаном и материком развивается в противофазе, то 6 лет соответствуют тому значению, на которое колебания интенсивности циклонической и антициклонической деятельности над океаном опережают аналогичные колебания над материком.

Уравнение для прогноза уровня Каспийского моря имеет вид

$$H_n = 352 - 0,083 \sum_{1900}^{n-6} (I + 320),$$

где n — номер года; I — индекс циркуляции атмосферы в районе азорского антициклона.

Это уравнение много лет успешно применялось для составления прогнозов уровня. Но в связи с изменением площади моря

в прогнозах появились систематические ошибки. Для исключения постоянной тенденции в ходе уровня уравнение было найдено не для высоты уровня, а для его изменений [209]:

$$\Delta H_{n+5} = f(\sum \Delta I);$$

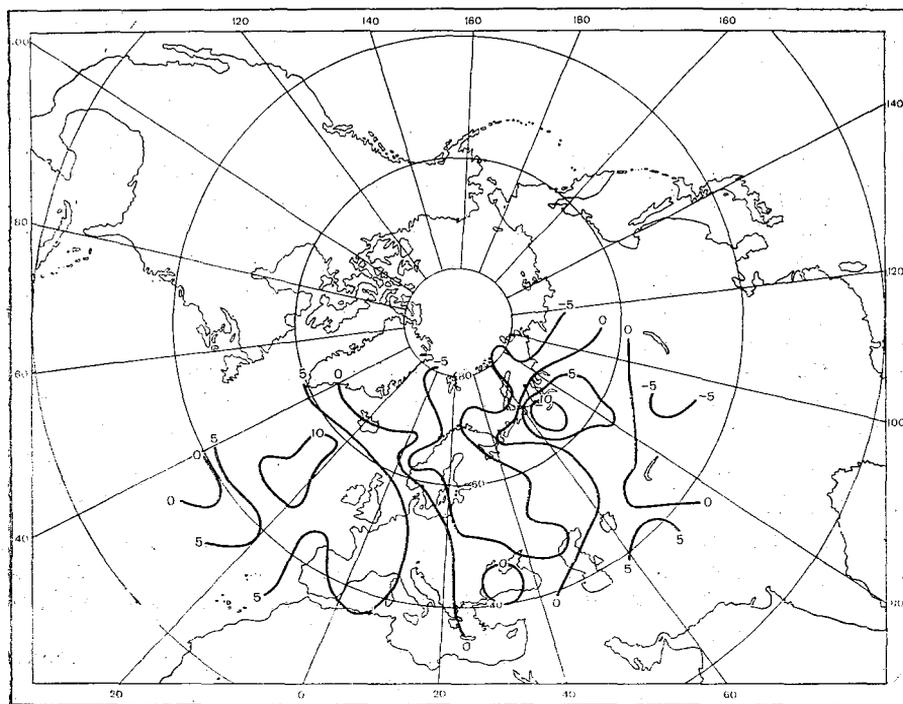


Рис. 16. Аномалии цикло- и антициклонической деятельности за холодную часть маловодного 1937-38 г. [24].

здесь ΔH_{n+5} — приращение уровня за последние пять лет; $\sum \Delta I$ — изменение интегральной суммы отклонений индекса циркуляции от нормы за предшествующие пять лет.

Для более полного удовлетворения требований народнохозяйственных организаций К. И. Смирновой была предпринята попытка предвычисления уровня на 18 лет [209].

Уравнение для прогноза имеет вид

$$\Delta H_{n+18} = 0,45 \Delta I_1 - 0,27 \Delta I_2 - 0,52 \Delta I_3 + 0,11 \Delta I_4 + 0,32 \Delta I_5 - \\ - 0,71 \Delta I_6 - 0,49 \Delta I_7 + 0,82 \Delta I_8 - 106,$$

где ΔH_{n+18} — изменение интегральных значений уровня от n -го до $(n+18)$ -го года; $\Delta I_1, \dots, \Delta I_8$ — изменение интегральных значений индекса атмосферной циркуляции за 18-летие, предшествующее изменению уровня в районах, показанных на рис. 5.

В этом методе учитывается влияние циркуляции не только в районе, откуда в основном поступает влага (азорский максимум), но и в других районах. Потoki воздуха из этих районов также способствуют снабжению влагой бассейна Волги и влияют на потери влаги за счет испарения.

3.5. Сверхдолгосрочные (перспективные) прогнозы уровня Каспийского моря

Очень важны для народного хозяйства сверхдолгосрочные (на несколько десятилетий) прогнозы уровня Каспийского моря. Прогнозы с такой заблаговременностью необходимы при проектировании дорогостоящих капитальных объектов в прибрежных районах и на акватории моря: эстакад и вышек нефтепромыслов, причалов и подходных каналов к морским портам и т. п.

Сверхдолгосрочные прогнозы уровня разрабатываются на основе использования цикличности в ходе уровня моря и факторов, его определяющих. Разработано довольно много методов прогноза уровня с использованием его связей с солнечной активностью [255]. Предприняты попытки сверхдолгосрочного прогнозирования тенденций хода уровня моря на основе выявленных вековых и многовековых циклов общей увлажненности материков или крупных районов [249].

В последние десятилетия в связи с активным воздействием на режим замкнутых морей антропогенного фактора стали развиваться вероятностные методы прогноза, основанные на стохастической природе колебаний уровня моря.

М. С. Эйгенсон [255] объясняет катастрофическое падение уровня Каспийского моря, начавшееся в 30-е годы, проявлением солнечнообусловленного векового циркуляционного колебания общепланетарного масштаба. Современный низкий уровень Каспийского моря совпал с эпохой максимума текущего векового цикла солнечной активности. Обнаруженные циклические колебания солнечной активности позволяют прогнозировать крупные вековые колебания уровня Каспийского моря. По мнению М. С. Эйгенсона, 11-летний цикл солнечной активности 60-х годов XX в. является вершинным циклом текущего векового хода солнечной активности, поэтому согласно его прогнозу к 1990—2000 гг. солнечная активность в вековом цикле должна достичь своего очередного минимума. В соответствии с этим в вековом ходе уровня Каспийского моря будет отмечаться максимум, и уровень будет повышаться.

По прогнозу Б. А. Аполлова, основанному на асинхронных связях между уровнем Каспийского моря, стоком Волги и температурой воздуха в Москве (как показателя атмосферных процессов над европейской частью СССР) с характеристиками солнечной активности, уровень моря в 60—70-х годах за счет климатических изменений должен понижаться [15].

Исследователи [215, 248] также на основе использования геологогеофизических связей пришли к выводу, что в 1980—2000 гг. должна ожидаться тенденция устойчивого повышения уровня.

Тенденцию изменения уровня Каспия на более длительный период, используя показатели увлажненности северного полушария, дал А. В. Шнитников [249], который определил 1800—1900-летние циклы увлажненности. Он считает, что современная эпоха является переходной от фазы повышенной увлажненности середины текущего тысячелетия к фазе пониженной увлажненности, которая будет продолжаться 1000 лет (с волнами 40—50 лет), и поэтому уровень моря в ближайшие десятилетия должен падать.

Приведенные результаты показывают, что мнения ученых о будущем уровне Каспийского моря, основанные на анализе изменений климата, разделились. Но все же большинство ученых ожидают в ближайшее десятилетие начало фазы постепенного повышения уровня.

Следует отметить, однако, что этот вывод сделан без учета деятельности человека. В связи с увеличением изъятия стока рек уровень моря в конечном счете, вероятнее всего, понизится.

Авторы работы [88] для сверхдолгосрочного прогноза уровня Каспийского моря рассмотрели количественное соотношение между основными составляющими водного баланса моря. Установлено, что связь между стоком рек и толщиной слоя испарения за вычетом слоя осадков на зеркало моря характеризуется коэффициентом корреляции, равным 0,79. Аналитическое выражение этой связи имеет вид

$$E - P = 2,48V_{\text{ст}} - 11\,541, \quad (29)$$

где $E - P$ — разность толщины слоя воды, испарившейся с поверхности моря, и слоя атмосферных осадков, выпавших на эту поверхность, мм/год; $V_{\text{ст}}$ — годовой объем поверхностного стока рек, км³.

По этой формуле, задавая поверхностный сток вод, можно определить соответствующие ему разности между испарением и осадками.

Наибольшую межгодовую изменчивость из составляющих водного баланса моря имеет основная приходная составляющая баланса — поверхностный приток воды в море. Поэтому для прогноза уровня моря на основе решения уравнения водного баланса необходимо располагать данными об объеме поверхностного притока вод в море в условиях естественного режима. Поскольку в последние десятилетия изъятие части стока рек на хозяйственные нужды резко увеличилось, при решении уравнения водного баланса необходимо учитывать эти потери стока.

В этом случае уравнение водного баланса Каспийского моря принимает вид

$$\Delta H = V_{\text{ст}}/S - (E - P) - V_{\text{КБГ}}/S + V_{\text{подз}}/S \pm \Delta h_{\sigma} \pm V_{\text{хоз}}/S, \quad (30)$$

где ΔH — приращение уровня моря за время t ; $V_{\text{ст}}$, $V_{\text{подз}}$, $V_{\text{КБГ}}$ — объемы поверхностного и подземного естественного притока и

стока в залив Кара-Богаз-Гол; S — площадь моря; Δh_{σ} — изменения уровня, связанные с колебаниями плотности воды, и $V_{\text{хоз}}$ — объем воды, изымаемый из стока рек человеком на хозяйственные нужды.

Авторы работы [88] ориентировочно оценили суммарные изъятия объемов воды из стока рек Волги, Урала, Терека, Сулака, Самура, Куры и Аракса за период с 1915 по 1965 г. Согласно их расчетам, на хозяйственные нужды из стока рек в Каспийское море за период 1915—1944 гг. было изъято 35 км^3 , за период 1945—1960 гг. — 316 км^3 , и за период 1961—1965 гг. — 135 км^3 .

Для статистической оценки суммарного стока рек в Каспийское море вычислен коэффициент вариации среднего годового стока C_v

$$C_v = \sigma / V_{\text{пов}}, \quad (31)$$

где σ — среднее квадратическое отклонение; $V_{\text{пов}}$ — средний поверхностный сток.

Коэффициент вариации стока рек, осредненный за n лет, определялся по соотношению

$$C_{v_n} = C_v \sqrt{n}. \quad (32)$$

Считая, что распределение вероятности стока рек в Каспийское море подчиняется закону нормального распределения, авторы работы [88] приближенно определили годовой объем поверхностного стока 5 и 95 %-ной обеспеченности по формуле

$$V_n = \bar{V}_{\text{пов}} + 2C_{v_n} \bar{V}_{\text{пов}}. \quad (33)$$

Расчеты будущего хода уровня Каспийского моря производились в двух вариантах:

1) с учетом изъятий различных объемов вод из бассейна моря на водохозяйственные нужды поэтапно: $45 \text{ км}^3/\text{год}$ в 1975 г., $65 \text{ км}^3/\text{год}$ в 1985 г. и $90\text{—}100 \text{ км}^3/\text{год}$ в 2000 г.;

2) с учетом переброски части стока северных рек ($40 \text{ км}^3/\text{год}$, начиная с 1980 г.) в бассейн Волги.

Результаты этих расчетов показали, что при средних условиях объема (50 %-ной обеспеченности) стока к 2000 г. уровень Каспийского моря понизится на 110 см; при стоке рек 95 %-ной обеспеченности и осуществлении плана изъятия части вод рек на хозяйственные нужды понижение может составить около 3 м, а при стоке 5 %-ной обеспеченности уровень моря практически не изменится.

При осуществлении переброски вод из северных рек (с 1980 г.) при 50 %-ном естественном стоке уровень повысится на 20 см, при стоке 5 %-ной обеспеченности он повысится на 150 см и при 95 %-ной обеспеченности уровень может понизиться на 130 см.

Следует учесть, что расчеты проводились в 1969 г., поэтому необходимо в них вносить коррективы на начало осуществления переброски вод северных рек, на уточненные темпы водозабора на хозяйственные нужды и т. д.

В конце 1980 г. Кара-Богаз-Гол был отделен дамбой от Каспийского моря, сток из моря в залив прекратился, поэтому составляющую $V_{КБГ}$ из уравнения водного баланса в дальнейших расчетах следует исключать.

Вероятностные методы предсказания колебаний уровня моря развиваются в двух направлениях. В работах первого направления в рамках теории экстраполяции процесса колебаний уровня или составляющих водного баланса на основе наблюдений за прошлые годы задача решается аналитически, в работах второго направления — численным моделированием.

Статистическую теорию колебания уровня замкнутого водоема впервые предложили С. Н. Крицкий и М. Ф. Менкель [115]. Согласно этой теории колебания уровня в водоеме определяются воздействием двух факторов: активного (изменчивость притока воды в водоем и интенсивность испарения с его водной поверхности) и реактивного, ограничивающего размах колебаний уровня (увеличение испаряющей поверхности при повышении уровня и уменьшение ее при понижении уровня).

Причиной колебаний уровней является изменчивость климатических и гидрологических условий, определяющих колебания водного баланса водоема. Связь между наполнением (уровнем) водоема и расходом воды на испарение с его поверхности (площадью акватории) является регулятором колебаний уровня.

Решение задачи прогноза уровня замкнутого моря основывается на закономерностях изменения составляющих водного баланса в прошлом и экстраполяции их на будущее. За физическую основу экстраполяции взято предположение об инерционности процесса, т. е. о наличии в естественных процессах внутрирядной закономерности. Для решения задачи используется теория случайных процессов. Экстраполяция производится по методу, основанному на знании аналитического вида корреляционной функции. Вследствие вероятностной природы естественных процессов, определяющих колебания уровня замкнутого моря, прогноз заключается в определении положения уровня при средних гидрометеорологических условиях и установлении возможных отклонений от этого положения в зависимости от климатических и гидрологических условий в прогнозируемом периоде.

Колебания речного стока и интенсивности испарения с водной поверхности рассматриваются как стохастические процессы. Они характеризуются распределением вероятностей годовых значений и корреляцией между значениями, относящимися к смежным годам. Эти характеристики определяются по многолетним гидрологическим и метеорологическим наблюдениям.

Распределение вероятностей уровней водоема выводится путем композиции распределений притока воды в море и потерь на испарение. Выполняется композиция путем приближенного численного интегрирования, при допущении, что приращение испаряющейся поверхности моря пропорционально приращению емкости моря. Авторы считают, что распределение вероятностей

колебаний уровня Каспийского моря близко к симметричному, удовлетворительно выражается нормальной кривой Гаусса и в среднем за многолетний период объем притока вод равен объему потерь на испарение, т. е. приращение объема равно нулю. Коэффициент корреляции между объемами воды в смежные годы для Каспийского моря равен 0,96, т. е. на уровне водоема в каком-то году сказывается, постепенно затухая, сток в море и испарение с его поверхности за целый ряд предшествующих десятилетий.

Водохозяйственные мероприятия при вероятностном расчете уровня моря учитываются на основе имеющихся проектных материалов.

Вероятностная теория колебаний уровней замкнутых водоемов применена для прогноза уровня Каспийского моря на 30 лет вперед [114]. Начальный уровень моря однозначно задается с учетом ожидаемых изменений приходных и расходных составляющих водного баланса моря. В прогнозе дается для каждого из последующих лет наиболее вероятное положение уровня (наполнение моря) и пределы отклонений от него, возможные с той или иной вероятностью.

Наиболее вероятные уровни определяются из уравнения водного баланса моря, решаемого последовательно, от года к году, при средних многолетних значениях составляющих водного баланса. Вероятные отклонения прогностического уровня от центров распределения рассчитываются по постепенно возрастающим условным стандартам наиболее вероятного положения уровня моря. Связь между наполнением моря и площадью его зеркала принята линейной. Составляющие водного баланса моря за год рассчитываются при прогнозе наиболее вероятного положения уровня по следующей схеме:

1) средний годовой приток в море (км^3)

$$\bar{V}_i = \bar{V}_{\text{ест}} - (V_{\text{из}_i} - \Delta V_{\text{из}}) + V_{\text{пер}_i}, \quad (34)$$

где \bar{V}_i — средний годовой приток в море для i -го года; $\bar{V}_{\text{ест}}$ — средний многолетний приток в море, принятый равным 303 км^3 ; $V_{\text{из}}$ — годовой объем безвозвратных изъятий стока из рек бассейна Каспийского моря, намечаемый на i -й год; $\Delta V_{\text{из}}$ — средний годовой объем вод безвозвратных изъятий стока из рек в прошлом (условно принятый 8 км^3 в год); $\bar{V}_{\text{пер}_i}$ — намечаемый на i -й год объем перебрасываемого в бассейн Волги стока северных рек;

2) видимое испарение (испарение минус осадки) с поверхности моря (км^3)

$$\bar{E}_i = e S_{\text{сп}_i}, \quad (35)$$

где \bar{E}_i — объем воды, израсходованной на видимое испарение с акватории моря за i -й год; e — средняя многолетняя высота годового слоя видимого испарения, принятая равной $0,73 \text{ м}$;

$S_{срi}$ — площадь акватории, соответствующая среднему наполнению моря в i -м году, тыс. км²,

$$S_{срi} = (S_{начi} + S_{конi})/2 + \Delta S, \quad (36)$$

где $S_{начi}$, $S_{конi}$ — площади акватории моря в начале и в конце i -го года; ΔS — поправка на разницу между площадью акватории при наиболее вероятном среднем годовом уровне и площадью, соответствующей полусумме начального и конечного уровней;

3) связь между площадью акватории S и наполнением моря W (объем воды в нем над отметкой $-38,0$ м БС, км³) определяется уравнением

$$S = 0,041W + 245; \quad (37)$$

4) годовое изменение наполнения моря ΔW_c при среднем притоке и среднем значении видимого испарения равно

$$\Delta W_c = \bar{V}_i - \bar{E}_i - V_{КБГ}, \quad (38)$$

где $V_{КБГ}$ — отток воды за год в залив Кара-Богаз-Гол;

5) среднее наполнение моря в конце n -го года составит

$$\bar{W}_i = \bar{W}_{i-1} + \Delta W_i \quad (39)$$

или

$$\bar{W}_i = 0,9852(\bar{V}_i - \bar{V}_{КБГ}) + 0,9704\bar{W}_{i-1} - 177,5 \text{ (км}^3\text{)}. \quad (40)$$

Уравнения (38) и (39) использованы в работе [114] при последовательном расчете наиболее вероятных наполнений Каспийского моря на три десятилетия вперед.

В связи с недостаточной определенностью перспективного развития безвозвратного водопотребления в Каспийском бассейне прогноз уровня моря на десятилетия вперед, даже в вероятностной форме, можно составлять только в нескольких вариантах. Такими вариантами могут быть различные темпы роста водопотребления в бассейне Каспия, различная переброска части вод северных рек в бассейн Волги и т. д.

Поскольку колебания уровня замкнутого водоема являются нелинейным процессом и аналитическое определение дисперсии процесса крайне затруднено, в последнее десятилетие широкое распространение в предвычислении уровня внутренних морей получил метод, основанный на численном моделировании элементов водного баланса моря. Основы этого метода разработаны в исследованиях [115]. Метод статистических испытаний дает возможность моделирования отдельных элементов водного баланса с учетом их стохастической взаимосвязи, что позволяет учитывать сложный характер трансформации стока отдельных рек, проводить генерирование искусственных рядов элементов водного баланса и воднобалансовыми расчетами определить режим колебаний уровня. Метод вероятностного моделирования позволяет

использовать методику статистического моделирования Монте-Карло [114], которая дает возможность исследования сложных схем, аналитическое решение которых затруднительно.

С целью сверхдолгосрочного вероятностного прогноза режима уровней Аральского и Каспийского морей путем экстраполяции воднобалансовых элементов моделировались несколько десятков реализаций суммарного стока рек и видимого испарения длительностью, равной заблаговременности прогноза [239]. Составляющие водного баланса моделировались как стохастически независимые переменные в виде простой цепи Маркова с линейной корреляцией между смежными членами или соответствующими обеспеченностями.

Глава 4

Прогнозы волнения моря

4.1. Основные направления в изучении волнения моря

Прогнозирование волнения моря необходимо для решения многих практических задач: мореплавания, расчетов прочности и мореходности судов и их эксплуатации, гидротехнического строительства на побережье и укрепления берегов, проведения работ на шельфе морей и т. д. Большое значение прогнозы волнения имеют при обслуживании судов рекомендациями о наивыгоднейших путях плавания.

Морские волны играют большую роль во многих физических процессах, протекающих в океане. Так, формирование верхнего квазигомогенного слоя океана, играющего огромную роль во взаимодействии океана с атмосферой, в значительной мере определяется ветровым волнением. С прогнозом волнения тесно связаны прогнозы ветровых течений, теплообмена океана с атмосферой, распределения тепла в верхнем слое океана и других процессов.

К настоящему времени сложилось четыре основных направления в изучении волнения: гидродинамическое, энергетическое, статистическое и спектральное.

Гидродинамическая теория позволила правильно описать внутреннюю динамическую структуру отдельных волн, но по существу не позволила объяснить процесс роста и затухания волн.

Физическое объяснение процесса развития ветрового волнения впервые было дано В. М. Маккавеевым. Исходя из принципа сохранения энергии, он предложил уравнение (8). На основе использования этого уравнения разработаны практические методы расчетов и прогнозов элементов волн. В качестве волнообразующих факторов в расчетные формулы входят характеристики поля

ветра: скорость ветра, продолжительность его действия и разгон. При действии ветра постоянной силы и направления на большом протяжении океана элементы волн (высота, период, длина и скорость) зависят только от скорости ветра. Продолжительность действия ветра и разгон служат основными факторами, ограничивающими развитие волнения. При расчетах и прогнозах высот волн учитывают действие того фактора, который в большей степени ограничивает рост волн.

Статистическое направление изучает разнообразие волн. Функции распределения элементов волн позволяют установить связь между значением элемента и вероятностью появления этого значения при определенных внешних условиях.

Согласно спектральной теории сложный волновой процесс представляется в виде суммы большого числа простых гармонических волн с разными частотами, направлениями распространения и случайными фазами. Распределение энергии по частотам и направлениям распространения элементарных волн определяет двумерный спектр волнения. Решение уравнения баланса энергии в спектральной форме (9) позволило получить практические методы расчета и прогноза элементов волн.

Морское волнение — одна из наиболее исследованных областей океанологии. К настоящему времени разработано довольно много методов расчета элементов волн, которые нашли применение в прогнозах. Наиболее полно методы прогноза морского волнения изложены в монографии [5].

4.2. Методы прогноза элементов волн, основанные на решении уравнения энергетического баланса

В левую часть уравнения энергетического баланса волн В. М. Маккавеева (8) входят два неизвестных элемента волны — ее высота h и длина l . Уравнение (8) в сочетании со вторым уравнением, определяющим связь между h и l , позволяет определить эти характеристики. Практические методы расчета элементов ветровых волн, основанные на решении уравнения (8), отличаются главным образом видом уравнения, замыкающего систему.

В. В. Шулейкин в качестве такого замыкающего уравнения применил к частицам воды, движущимся по орбитам, теорему о моменте количества движения.

Ю. М. Крылов использовал соотношение, связывающее среднюю крутизну волны со средним возрастом волны.

Согласно исследованиям В. В. Шулейкина волновая энергия, передаваемая ветром волне на единицу взволнованной поверхности моря, записывается в виде

$$M_V = \kappa (h^2/T) \rho_a (V - c)^2,$$

где κ — аэродинамический коэффициент, характеризующий асимметрию поля нормальных давлений при обтекании волн ветром;

h — высота волны; ρ_a — плотность воздуха; T — период волны; V — скорость ветра; c — фазовая скорость волны.

Мощность, теряемая на внутреннее турбулентное трение, выражается формулой

$$E_M = (\pi/g) k^2 \rho_w h^4 / (2l^2 T),$$

где $k = 0,1$; ρ_w — плотность воды; g — ускорение свободного падения.

Для развивающегося волнения В. В. Шулейкиным получено выражение

$$\eta = 1 - \exp(-\tau), \quad (41)$$

а для установившегося

$$\xi = 2 \operatorname{arctg} \sqrt{\eta} - 2 \sqrt{\eta}, \quad (42)$$

где $\tau = t/T_\infty$ — безразмерное время; $\xi = x/\sqrt{T_\infty}$ — безразмерное расстояние; $\eta = h/h_\infty$ — безразмерная высота волны; h — высота волны; h_∞ — предельная высота волны при данной скорости ветра; T_∞ — предельный период волны при данной скорости ветра; V — скорость ветра; t — продолжительность действия ветра, в часах; x — разгон.

Предельные значения высоты и периода волны определяются с помощью соотношений

$$\begin{aligned} h_\infty &= 0,0205V^2; \\ T_\infty &= 0,526V. \end{aligned} \quad (43)$$

В качестве исходной информации при применении метода В. В. Шулейкина используются скорость ветра V , продолжительность его действия t , длина разгона x и глубина моря H .

Для расчета элементов волн на мелководье В. В. Шулейкин использует решение уравнения баланса энергии, представленное в виде

$$\begin{aligned} \rho g r \partial r / \partial t &= 2\chi (r/R) (r/T) \rho_a (V - c)^2 - (\pi e/2) [\rho g / (TH)] r^3 - \\ &- \rho \sqrt[3]{g} \sqrt{H} r \partial r / \partial x, \end{aligned} \quad (44)$$

где H — глубина моря; χ — аэродинамический коэффициент, характеризующий асимметрию поля нормальных давлений при обтекании волн ветром; r — полувысота волн; R — радиус круга качения; T — период волн; ρ_a — плотность воздуха; V — абсолютная скорость ветра; c — фазовая скорость волн.

Безразмерное соотношение для развивающихся волн вдали от наветренного берега имеет вид

$$\eta = \operatorname{th} \tau,$$

для установившихся

$$\eta = \operatorname{th} \xi.$$

Метод В. В. Шулейкина был с некоторыми упрощениями запрограммирован на ЭВМ с целью использования его для расчетов

наивыгоднейших путей [5]. Формула В. В. Шулейкина, связывающая безразмерную высоту волны с безразмерным временем, представлена в удобном для программирования размерном виде:

$$h = 0,0205V^2 \{1 - \exp[-1,30(t/0,526V)^{0,6}]\}, \quad (45)$$

где V — скорость ветра, м/с; t — эффективная продолжительность действия ветра.

Для случая затухания волнения используется формула для расчета высоты волны, предложенная К. М. Сиротовым [197]:

$$h_k = 1,6h_0 \exp\left(-\frac{t}{14,7 + 3,78/|\Delta V/\Delta t|}\right), \quad (46)$$

где h_k — высота волны в конце времени затухания; h_0 — высота волны в начале затухания; t — время; $|\Delta V/\Delta t|$ — абсолютное значение отрицательного ускорения ветра.

Для расчета эквивалентной продолжительности действия ветра $t_{\text{эkv}}$ используется формула

$$t_{\text{эkv}} = 0,526V \left[-\frac{\ln(1 - h_t/0,0205V^2)}{1,3} \right]^{1/0,6}. \quad (47)$$

Схематично составление прогноза представлено в табл. 4.

Таблица 4

Схема численного прогноза полей волнения [6]

$V_{t+\Delta t} > V_t$		$V_{t+\Delta t} < V_t$
При $\varphi(V_{t+\Delta t}) - \varphi(V_t) < 45^\circ$ формулы (45), (47)	При $h_t > (h_\infty)t + \Delta t$ формула $h_{t+\Delta t} =$	При $h_t < (h_\infty)t + \Delta t$ формулы (45), (47)
При $\varphi(V_{t+\Delta t}) - \varphi(V_t) > 45^\circ$ формулы (45) для $\Delta t = 6$ ч	$= (h_\infty)t + \Delta t$	При $h_t > (h_\infty)t + \Delta t$ формула (46)

Здесь h_t — высота волн в начале расчетного шага; h_∞ — предельная высота волн при скорости ветра, взятой в момент $t + \Delta t$; V_t и $V_{t+\Delta t}$ — скорость ветра в момент t и $t + \Delta t$; $\varphi(V_t)$ и $\varphi(V_{t+\Delta t})$ — направление ветра в моменты t и $t + \Delta t$.

4.3. Комплексный метод прогноза элементов волн

В оперативной работе Гидрометцентра СССР применяется метод, который представляет собой комбинацию синоптического анализа с расчетными методами [111]. Этот метод основан на совместном анализе атмосферных процессов с процессами развития и затухания волновых полей, а также их перемещения. Такой анализ позволяет выявить тенденцию в развитии процесса как

ветрового волнения, так и распространения волн зыби и с учетом этой тенденции экстраполировать процесс на будущее. Но более точный результат получается при дополнении синоптического анализа расчетами.

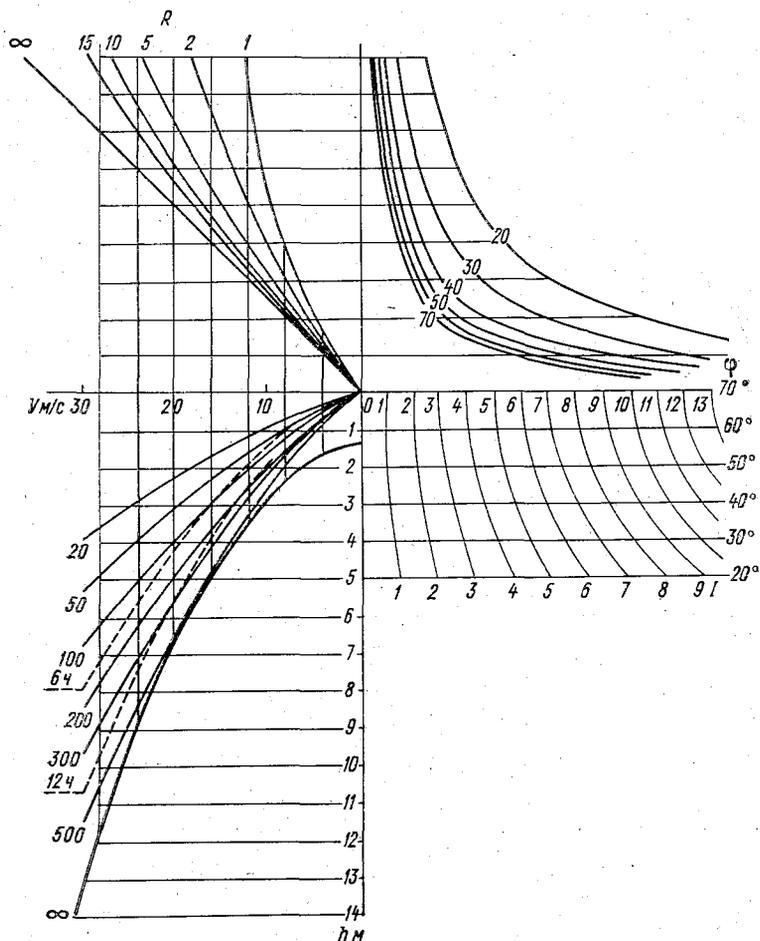


Рис. 17. Номограмма для расчета высоты волн с учетом радиуса кривизны R [111].

Для определения высот развивающихся волн предложена номограмма (рис. 17) [111], построенная на основе формул [175]

$$g\bar{h}_x/V^2 = 0,0042 (gx/V^2)^{1/3};$$

$$g\bar{h}_t/V^2 = 0,0013 (gt/V)^{9/12}.$$

Скорость ветра рассчитывалась по формуле

$$V = \frac{4,84 \Delta p/d}{\sin \varphi} k_1 k_2,$$

где $\Delta p/d$ — градиент атмосферного давления в миллибарах на 1° меридиана; φ — географическая широта; k_1 — коэффициент, учитывающий влияние центробежной силы; k_2 — коэффициент, учитывающий влияние сил трения,

$$k_1 = 1 \pm 1,91/(R \sin \varphi),$$

где R — радиус кривизны изобары (знак «+» соответствует циклонической системе изобар, «—» — антициклонической). Коэффициент k_2 позволяет учесть стратификацию атмосферы в приводном слое, он пропорционален разности $(t_w - t_a)$.

Номограмма состоит из четырех частей (квадрантов). В первом квадранте находится градусная сетка, каждое деление которой по горизонтали соответствует одному градусу меридиана от 20 до 70° с. ш. Эта сетка используется для определения радиуса кривизны изобар (R) в градусах меридиана на данной широте. R определяется с помощью измерителя путем подбора таким образом, чтобы дуга, проведенная из найденного центра, совпадала с данным участком изобары. Во втором квадранте находятся кривые, выражающие зависимость скорости ветра от барического градиента и широты места, в третьем — кривые, с помощью которых учитывается связь между кривизной изобар и скоростью ветра; в четвертом квадранте находятся кривые, позволяющие по скорости ветра, разгону (сплошные линии) или продолжительности действия ветра (пунктирные линии) определять высоту волн.

Расчет высот волн выполняется в такой последовательности:

- 1) определяется радиус кривизны R ;
- 2) для каждой точки, для которой ведется расчет, определяется измерителем расстояние n между изобарами;
- 3) по найденным R и n определяется скорость ветра;
- 4) определяются разгон и продолжительность действия ветра;
- 5) по скорости ветра v , разгону или продолжительности действия ветра находится высота волны.

В работе [197] вместо разгона при расчете высот волн рекомендуется использовать радиус кривизны изобар. Для открытых районов океанов получена формула, связывающая высоту волны, скорость ветра и кривизну изобар.

Для расчета зыби в том случае, если она приходит в данный район, используется табл. 5; для расчета высоты затухающих волн, которые образовались ранее непосредственно в данном районе, — табл. 6.

В практике прогнозирования ветровых волн и зыби нашли применение также методы, основанные на типизации полей ветра и волнения. Развитие ветрового волнения в морях и океанах происходит под влиянием ветровых условий. Поэтому оказалось возможным найти соответствие между типами волновых полей и синоптическими условиями. Для каждого типа синоптических процессов рассчитываются элементы волн по одному из существующих методов в узлах расчетной сетки и проводятся изолинии.

Таблица 5

Расстояние D (мили), на которое распространяется зыбь за время t , и высота зыби h (м) в конце этого расстояния

Начальная высота волн зыби, м	t ч									
	6		12		18		24		30	
	D	h	D	h	D	h	D	h	D	h
10	110	8,0	220	6,4	350	5,2	475	4,4	600	4,0
9	100	7,2	200	5,8	310	4,9	430	4,1	560	3,4
8	90	6,4	180	5,2	275	4,6	380	3,8	495	3,3
7	80	5,6	160	4,6	240	4,2	335	3,5	420	3,2
6	65	4,8	135	4,1	205	3,7	290	3,2	370	2,8
5	50	4,0	110	3,5	170	3,1	240	2,9	300	2,5
4	40	3,2	90	2,8	140	2,6	190	2,3	240	1,9
3	30	2,3	70	2,0	110	1,7	150	1,5	180	1,3
2	20	1,5	50	1,3	75	0,8	100	0,7	—	—

Таблица 6

Наиболее вероятные значения высоты h затухающих волн (м) в точке через различные промежутки времени t

Начальная высота волн, м	t ч				
	6	12	18	24	30
10	8,3	6,8	5,9	5,2	4,6
9	7,5	6,2	5,5	4,7	3,9
8	6,7	5,6	5,1	4,3	3,6
7	5,9	5,1	4,4	3,7	3,0
6	5,1	4,4	4,0	3,2	2,8
5	4,3	3,6	3,2	2,8	2,4
4	3,3	2,9	2,6	2,4	2,2
3	2,4	2,2	2,1	2,0	1,9
2	1,7	1,6	1,5	1,4	1,3

Таким способом были созданы атласы ветровых и волновых условий для морей и океанов.

Аналогичным образом рассчитываются и элементы зыби [196]. Типизация атмосферной циркуляции проводилась по методу А. И. Соркиной. При выделении типов учитывалось расположение стационарных антициклонов и траекторий циклонов. Подтипы выделялись в зависимости от атмосферного давления в центрах барических образований. Для каждого типа рассчитывались поля ветровых волн. С помощью соответствующих номограмм рассчитывались элементы волн зыби и строились типовые карты их распределения. Поскольку параметры волн зыби сравнительно мало меняются по пути ее распространения, прогноз зыби можно давать

с большей заблаговременностью по сравнению с ветровым волнением.

При использовании типовых карт прогноз ветровых волн и волн зыби основывается на принципе аналогичности. В соответствии с принятой типизацией определяется тип поля приземного давления за сроки, предшествующие прогнозу волнения (в пределах суток). Таким же образом по прогностическим картам давления определяется тип поля давления на сроки прогноза волн. При таком подходе возможны два случая: сохранение типа синоптической ситуации или ее смена. В первом случае дается прогноз, соответствующий стационарному полю ветра. Во втором случае определяется время смены синоптической ситуации и затем подбираются типовые поля зыби, ближайшие к соответствующему моменту времени.

При быстрой смене синоптических ситуаций могут возникнуть две системы зыби. В таких случаях составляется прогноз либо двух систем, либо преобладающей.

4.4. Физико-статистический метод прогноза высот волн

Для прогнозирования распределения высот волн в северной части Атлантического океана З. К. Абузаровым была использована связь между полями высот волн и полями атмосферного давления [2, 5]. Он полагал, что, рассматривая последовательность полей атмосферного давления, взятых через определенные промежутки времени, можно приближенно учесть неустановившийся режим ветра. Известно, что расчет ветра по полю атмосферного давления может привести в некоторых случаях (например, в области атмосферных фронтов) к существенным ошибкам. Использование полей атмосферного давления исключает необходимость определения таких параметров ветра, как продолжительность его действия и длина разгона, объективное определение которых всегда представляет значительную трудность.

Поля атмосферного давления представлялись аналитически в виде рядов по естественным составляющим

$$p(x, y) = \sum B_{ij}^p X_i Y_j;$$

$$h(x, y) = \sum B_{ij}^h X_i Y_j.$$

Анализ ковариационных матриц позволил обнаружить связь между полями атмосферного давления и полями высоты волн. Изменение диагональных элементов матриц рассматривалось в качестве показателей интенсивности циклонической деятельности и волнения. Наибольшая изменчивость этих показателей вдоль меридиана обнаружилась севернее 45° с. ш., что совпадает с областью наибольшей интенсивности циклонической деятельности; в этой же области отмечается и наибольшая интенсивность волнения. Но максимум интенсивности волнения смещен по отношению к максимуму интенсивности циклогенеза к югу, что объясняется

усилением волнения на южной периферии циклонов. К югу от 45° с. ш. резко уменьшается интенсивность циклонической деятельности и волнение становится гораздо слабее.

При анализе широтного изменения диагональных элементов матриц выявлено, что большая интенсивность волнения наблюдается в восточной половине области. Это объясняется увеличением разгона в западно-восточном направлении и замедлением движения циклонов. Если циклон становится малоподвижным, то возрастает продолжительность действия сильных ветров в областях, расположенных на периферии циклона, особенно в южных частях.

Прогностические уравнения отыскивались в виде

$$h_x = a_0 + \sum_1^{10} a_k (B_{ij})_t + a_k h'_x; \quad (48)$$

$$h_y = b_0 + \sum_1^{10} b_k (B_{ij})_t + b_k h'_y,$$

где a_0 , a_k и b_0 , b_k — коэффициенты регрессии; B_{ij} — коэффициенты ряда разложения по ортогональным функциям поля атмосферного давления в момент составления прогноза; h'_x , h'_y — составляющие высоты волны в момент составления прогноза.

Уравнения вида (48) были составлены для 140 точек в северной части Атлантического океана.

Высота волны и направление ее распространения вычисляются по формулам

$$h = \sqrt{h_x^2 + h_y^2};$$

$$\varphi = \arctg(h_x/h_y),$$

Уравнения (48) позволяют прогнозировать высоту волны по фактическому полю атмосферного давления с заблаговременностью 12 ч. Использование прогнозов атмосферного давления и вычисленных значений h после каждого шага в качестве начальных позволяет увеличить заблаговременность до 2—3 сут.

4.5. Использование уравнения баланса спектральной энергии волн для прогноза элементов волн

В последние годы в практику прогнозов волнения стали внедряться спектральные методы. Модель для расчета характеристик морского волнения, разработанная в ЛО ГОИНе [63], основана на численном интегрировании уравнения (9), которое для глубокого моря записывается в виде

$$dS/dt \equiv \partial S/\partial t + V \nabla S = G. \quad (49)$$

Правая часть принимается в виде

$$G = (\alpha + \beta S)(1 - \mu) + \Gamma - \tau S.$$

Параметры α и β зависят от скорости ветра. Величина α определяется по формуле

$$\alpha = \frac{\pi \omega^2}{2\rho g} \Pi(k\omega);$$

$$\Pi(k\omega) = \frac{\Phi(\omega)}{\pi^2} \frac{m_1}{m_1^2 + (k_x - k)^2} \frac{m_2}{m_2^2 + k_y^2},$$

$$m_1 = 0,33k^{1,28}; \quad m_2 = 0,52k^{0,95}; \quad \Phi(\omega) = \Omega \cdot 1,23/\omega^2,$$

где Ω — масштабный коэффициент турбулентности, зависящий от скорости ветра, стратификации атмосферы и других факторов;

$$k_x = k |\cos \varphi|; \quad k_y = k |\sin \varphi|; \quad k = \omega^2/g.$$

Для расчета β используется формула

$$\beta = \begin{cases} \frac{5}{2\pi} \frac{\rho_a}{\rho_w} \left(\frac{V \cos \varphi}{c} - 0,9 \right) & \text{для } V \cos \varphi > 0,9c, \\ 0 & \text{для } V \cos \varphi < 0,9c, \end{cases}$$

где c — фазовая скорость волны.

$$\Gamma = \begin{cases} \frac{4,4 \cdot 10^8 E^3 \omega_0^8}{(2\pi)^9 g^4} \cos^4(\theta - \theta_0) \left(\frac{\omega - 0,42\omega_0}{\omega} \right)^3 \times \\ \times \exp \left[-4 \left(1 - \frac{\omega_0}{\omega} \right)^2 + 0,1 \left(\frac{\omega_0}{\omega} \right)^5 \right] & \text{для } |\theta - \theta_0| < \frac{\pi}{2} \text{ и } \omega > 0,42\omega_0; \\ 0 & \text{в остальных случаях;} \end{cases}$$

$$\tau = \begin{cases} \frac{75 \cdot 10^7 E^2}{(2\pi)^2 g^4 \omega} (1 + 16 |\cos(\theta - \theta_0)|) \omega_0^7 (\omega - 0,53\omega_0)^8 & \text{для } \omega > 0,53\omega_0; \\ 0 & \text{в остальных случаях,} \end{cases}$$

где

$$E(x, y, t) = \iint S(\omega, \theta, x, y, t) d\omega d\theta;$$

$$\omega_0(x, y, t) = \frac{1}{E} \iint S(\omega, \theta, x, y, t) \omega d\omega d\theta;$$

$$\theta_0(x, y, t) = \frac{1}{E} \iint S(\omega, \theta, x, y, t) \theta d\omega d\theta.$$

Эффект диссипации спектральной энергии волн вследствие обрушения гребней волн учитывается множителем $(1 - \mu)$, где

$$\mu = 0,8 \exp[0,5(S_\infty - S)/S].$$

Решение задачи прогноза высот волн в океане этим методом с использованием ЭВМ сведено к следующим этапам: вводу исходных данных о скорости и направлении ветра, расчету изменений энергии спектральных составляющих, обусловленных ростом,

распространением волн и обрушением гребней, суммированию рассчитанных компонентов спектра в узлах сетки по частотам и направлениям и расчету средней высоты \bar{h} и периода волн $\bar{\tau}$ по формулам

$$\bar{h}(x, y, t) = \sqrt{2\pi \sum_{i=1}^l \sum_{j=1}^m S(\omega_i, \theta_j, x, y, t) \Delta\omega_i \Delta\theta_j}; \quad (50)$$

$$\bar{\tau}(x, y, t) = \sqrt{\frac{2\pi \sum_{i=1}^l \sum_{j=1}^m S(\omega_i, \theta_j, x, y, t) \Delta\omega_i \Delta\theta_j}{\sum_{i=1}^l \sum_{j=1}^m S(\omega_i, \theta_j, x, y, t) \Delta\omega_i \Delta\theta_j}}. \quad (51)$$

Здесь l — количество выбранных частот, m — количество направлений.

Результаты счета представляются в виде

$S(\omega, x, y, t)$; $S(\omega, \theta, x, y, t)$; $\bar{h}(x, y, t)$; $\bar{\tau}(x, y, t)$; $\theta_0(x, y, t)$.

Здесь $S(\omega, x, y, t)$ — частотный спектр; $S(\omega, \theta, x, y, t)$ — двумерный спектр; $\bar{h}(x, y, t)$ — спектральная высота; $\bar{\tau}(x, y, t)$ — спектральный период; $\theta_0(x, y, t)$ — среднее направление.

При постановке начальных условий возникают определенные трудности. Чаще их задают нулевыми, т. е.

$$S(\omega, \theta, x, y, t_0) |_{t=t_0} = 0.$$

В общем случае

$$S(\omega, \theta, y, t) |_{t=0} = S(\omega) Q(\omega, \theta),$$

$S(\omega)$ и $Q(\omega, \theta)$ задаются соответствующими аппроксимативными формулами.

При задании граничных условий спектральная плотность у берега или кромки льда принимается равной нулю, а на открытой границе задаются фактические высоты волн.

Модель ЛО ГОИНа использовалась в Гидрометцентре СССР для расчета спектра волнения [5]. Анализ результатов расчета показал, что расхождения между наблюдаемыми и вычисленными спектрами связаны главным образом с неточным заданием полей ветра.

4.6. Об определении штормовых зон в океане по картам нефанализа

Для получения информации о волнении моря в тех районах, где мало судовых наблюдений либо они совсем отсутствуют, большую помощь оказывают спутниковые данные. Исследования К. П. Васильева показали, что по картам нефанализа можно определять положение штормовых зон в океане [174]. Границы об-

ласти штормового волнения совпадают с вихревой структурой облачности. Анализ обнаруженных со спутника вихревых возмущений показал, что в 80 % всех рассмотренных случаев вихревую структуру облачности имели развитые и окклюдированные циклоны, а в 20 % случаев — «вторичные» облачные вихри и вихри, не связанные с циклогенезом. Необходимым условием использования нефанализа для определения зон штормового волнения является правильная интерпретация спутниковых снимков, которая позволяет отличать вихревую структуру облачности циклонов (с которыми связана штормовая погода в океане) от облачности других барических образований, не оказывающих большого влияния на процессы волнообразования. Выявлен ряд признаков, по которым проводится такая дифференциация облачных вихрей. Между размерами зоны штормового волнения и ее положением по отношению к вихрю существует связь, которая довольно четко прослеживается по спутниковым данным (табл. 7) [174]. Обнаружено, что к тому моменту, когда на снимке прослеживается довольно четко вихревая структура облачности, на поверхности моря уже наблюдаются ветровые волны. Если циклон перемещается с запада на восток, то формирующееся под действием молодого циклона поле волнения располагается к западу от центра молодого циклона. При дальнейшем развитии циклона расширяется площадь, охваченная волнением, и растет высота волны. Подмечено соответствие между характером вихревой структуры облачности и высотами волн. Например, если наблюдается смыкание облачных полос, соответствующих теплому и холодному фронтам, то поле волнения в подвихревой зоне расположено слева от центра облачного вихря на расстоянии 100—150 миль, высота волн достигает 5—7 м. При дальнейшем развитии циклона на

Таблица 7

Характеристика	Число случаев	Высота волн, м	Размер зоны штормового волнения, мили	Смещение зоны штормового волнения от центра вихря
Стадия волны	12	3—4	300 × 200	К западу
Молодой циклон	63	5—7	500 × 350	К западу, юго-западу на расстоянии 100—150 миль
Развитый циклон	246	8—12	1000 × 700	К юго-западу на расстоянии 200 миль (в 15 случаях — к северо-востоку)
Окклюдированный циклон	281	4—5	2000 × 700	К юго-западу, югу
Вторичные облачные вихри	57	—	—	—
Вихревая структура облачности, не связанная с циклогенезом	93	—	—	—
Общее число вихрей	752	—	—	—

снимке обнаруживается облачная полоса фронта окклюзии. Этому состоянию циклона соответствует жестокий шторм в океане. Ветровые волны достигают 8—12 м. Центр зоны штормового волнения располагается к юго-западу от центра вихря. Подобное соответствие установлено и для стадии заполнения циклона и затухания ветрового волнения.

4.7. Использование прогнозов высот волн для расчета наивыгоднейших курсов

Различные виды морских прогнозов в разной форме доводятся до потребителя. Например, при предсказании волнения в океанах деятельность прогностических органов не ограничивается простым сообщением об ожидаемых высотах волн. На основе прогноза высот волн разрабатываются рекомендации наивыгоднейших путей в океане. Безопасность мореплавания и его эффективность зависят от многих гидрометеорологических факторов: ветра, волнения, течений, уровня моря, распределения льдов, видимости, туманов и др. Проблема наивыгоднейших путей возникла вместе с возникновением самого мореплавания, и решалась она на разных этапах различными способами. Большую роль в обеспечении мореплавания сыграли рекомендованные курсы судов, разработанные с учетом климатических условий в различных районах океанов. В настоящее время с увеличением количества судов и портов большое значение приобретает экономия времени судов в пути. Для современных кораблей увеличилось значение влияния морского волнения на потери скорости их хода. Ветер, который был основным фактором для парусных судов, для судов современного типа играет меньшую роль. Поэтому в основу расчета наивыгоднейших путей положен учет высот волн и направления их распространения.

Расчет наивыгоднейших путей представляет собой довольно сложную систему, которая включает сбор гидрометеорологической информации, прогноз полей атмосферного давления (или полей ветра) на время движения судна, прогноз полей высот волн на этот же период, расчет наивыгоднейших путей плавания и передачу рекомендаций судам.

Потеря скорости судна на волне зависит от его тактико-технических характеристик, условий погоды и состояния поверхности океана. После того как в институтах Морфлота были разработаны зависимости скорости хода судна от высоты волны и курсового угла для различных типов судов, а в Гидрометцентре СССР стали составляться оперативные прогнозы волнения по океанам, появилась возможность организации службы обеспечения рекомендованными курсами.

Служба регулярного обслуживания судов рекомендациями о наивыгоднейших путях в Гидрометцентре СССР была организована в 1964 г., позже — в ДВНИИ и ряде УГКС, и с тех пор обслуживание судов ведется регулярно.

Влияние ветра и волнения на судно зависит от размеров волн, скорости хода судна, его курса относительно ветра и волнения, от архитектуры судна, его загрузки и размещения на нем грузов. Формула для расчета скорости хода судна имеет вид

$$v = v_0 - ah^2(1 + \cos \psi) - bh^2 - ch(1 - \cos 2\psi) + dh\psi, \quad (52)$$

где v_0 — скорость судна на спокойной воде; h — высота волны; ψ — курсовой угол; a, b, c, d — коэффициенты, которые вычисляются для каждого типа судна.

Для расчета наивыгоднейших путей разработано несколько способов, обзор которых дан в работах [5, 41, 174]: метод изохрон, математической аналогии, вариационного исчисления и другие.

Метод изохрон основан на соответствующих графических построениях. На карте проводится линия, соединяющая исходный и конечный пути плавания. Проекция карты выбирается такой, чтобы дуга большого круга была близка к прямой. Из исходной точки проводятся возможные курсы судна в виде расходящихся прямых линий с приблизительно равными углами между ними. В соответствии с прогнозом высот волн и направления их распространения на первые сутки плавания по зависимости (52) определяется скорость судна для каждого из предполагаемых курсов. Затем по вычисленной скорости рассчитывается путь, пройденный судном за первые сутки. Отрезки пути для каждого курса откладываются на соответствующих прямых и концы отрезков соединяются плавной кривой, которая определяет положение судна после первых суток вдоль всех возможных курсов. Аналогичная процедура повторяется для вторых, третьих и т. д. суток пути. В практике обслуживания рекомендованными курсами такой расчет ограничивается, как правило, тремя сутками, так как прогнозы волнения на больший срок не составляются. На остальное время плавания курс предварительно прокладывается либо по дуге большого круга, либо выбирается стандартный климатический путь. Рекомендованный курс корректируется на основе последующих прогнозов высот волн, которые составляются ежедневно.

При разработке численных методов расчета наивыгоднейших курсов используется система уравнений

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} = \frac{1}{R} \frac{v \cos \psi}{\cos \lambda};$$

$$\frac{d\lambda}{dt} = \frac{1}{R} v \sin \psi,$$

где φ — широта; λ — долгота; R — радиус Земли; v — скорость хода судна; ψ — курсовой угол судна; t — время. Начальные условия принимаются в виде

$$\varphi(t_0) = \varphi_0; \quad \lambda(t_0) = \lambda_0;$$

конечные

$$\varphi(t_N) = \varphi_N; \quad \lambda(t_N) = \lambda_N.$$

Определяется вид управляющей функции при условии, что время перехода будет минимальным:

$$j = \int_{t_0}^{t_N} dt = t_0 - t_N = T_{\min}.$$

Схема расчета траектории движения между пунктами P_0 и P_N представлена на рис. 18. Расчет производится следующим образом. Между P_0 и P_N рассчитывается дуга большого круга, затем это расстояние разбивается на отрезки, примерно равные пути,

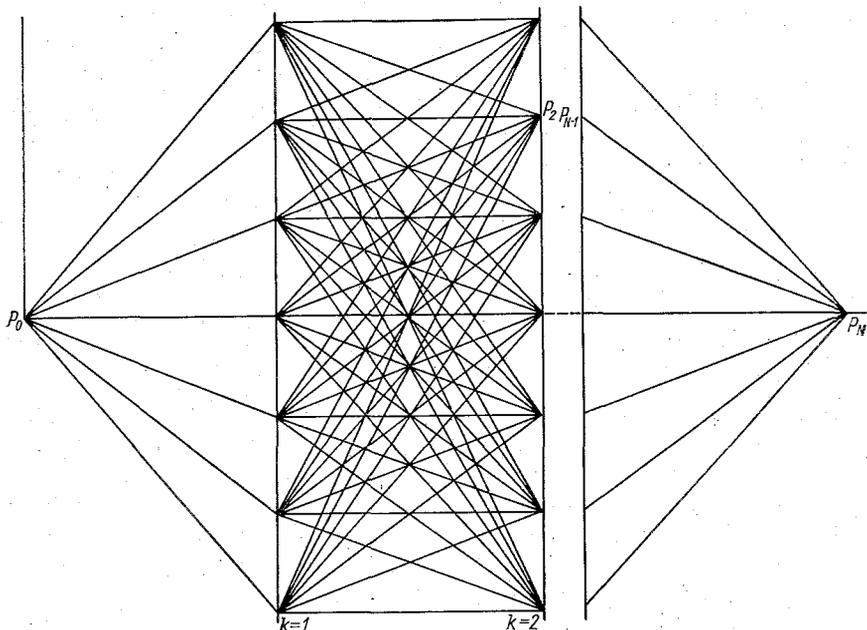


Рис. 18. Схема расчета наивыгоднейшего пути методом АН СССР.

которое судно проходит за сутки. В конце каждого отрезка к северу и югу от ДБК откладывается по три точки с шагом 3° по меридиану и получается совокупность точек, в пределах которой имеется наивыгоднейший курс судна. Поиск оптимального решения ведется по следующей схеме:

- начальная точка P_0 соединяется со всеми точками первой вертикали, вычисляется и запоминается время перехода до каждой из них;

- каждая точка следующей вертикали соединяется со всеми точками предыдущей вертикали и ищется минимальное время перехода из точки P_0 в точку данной вертикали;

- для всех точек каждой вертикали запоминаются минимальное время и номер точки предыдущей вертикали, путь через кото-

рую из P_0 в точку данной вертикали оказался самым коротким по времени;

— все точки на последней вертикали соединяются с P_N и ищется T_{\min} для точки P_N . Точки вертикалей, для которых суммарное время перехода из P_0 оказалось минимальным, определяют наивыгоднейший путь судна в первом приближении. Затем шаг по вертикали делится пополам и ДБК заменяется первым приближением рассчитанного пути и расчет повторяется. Если разность T_{\min} между первым и вторым приближениями не превышает точности расчета, то выдаются координаты наивыгоднейшего пути и минимальное время перехода.

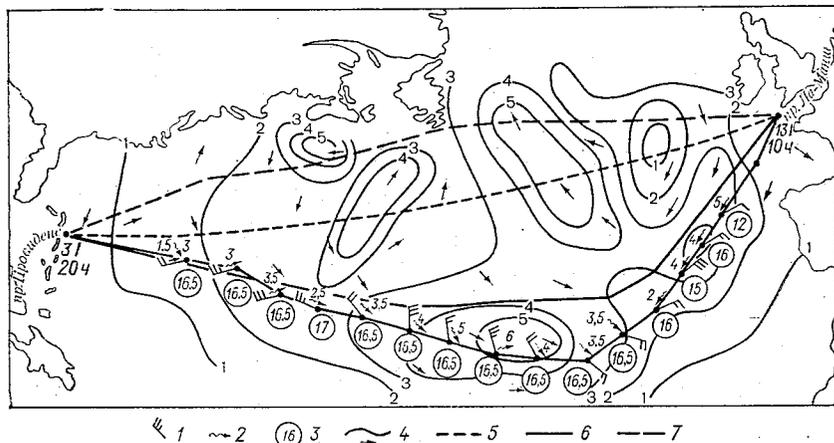


Рис. 19. Пример сборной карты волнения с фактическими и рассчитанными на ЭВМ путями плавания рейсов «Красноводска» [2].

1 — направление и скорость ветра; 2 — высота и направление волны зыби; 3 — скорость судна (узлы); 4 — изолинии высот ветровых волн и их направление распространения; 5 — дуга большого круга; 6 — путь судна типа «Красноград», 7 — «Казбек».

На рис. 19 показан пример рассчитанного пути судна [2].

Обеспечение судов рекомендованными курсами позволяет довольно надежно оценить эффективность прогнозов волнения, так как экономия времени при переходе судна, его безопасность зависят от точности прогнозов волнения. При анализе экономической эффективности плавания судов рекомендованными курсами исходят из задач конкретных рейсов: минимальной продолжительности плавания, максимума безопасности, комфорта пассажиров и т. д. Наиболее распространенным критерием служит экономия времени. В табл. 8 и 9 приведены результаты обслуживания судов рекомендациями о наивыгоднейших путях, проведенного Гидрометцентром СССР в 1965—1973 гг. [174].

Средняя экономия ходового времени возросла с 1965 по 1973 г. с 6,2 до 10,3 ч, а экономический эффект увеличился с 306 до 1290 руб. на каждое проведенное судно (табл. 8).

Таблица 8

Год	Количество проведенных судов	Средняя экономия ходового времени, ч	Экономическая эффективность, тыс. руб.
1965	330	6,2	306,0
1966	377	7,7	433,3
1967	454	8,3	445,2
1968	516	9,3	719,8
1969	674	9,5	960,4
1970	742	10,1	1124,1
1971	791	9,8	1185,0
1972	942	9,4	1290,0
1973	655	10,3	895,0

Таблица 9

Количество проведенных судов за 1966—1973 гг. [174]

Выигрыш или потери времени на переходе, ч													Всего	%	
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII			
Выигрыш:															
>25	2	4	5	6	6	8	4	5	5	6	8	7	66	2,1	
21—25	5	3	8	6	2	6	4	3	5	6	8	6	62	2,0	
16—20	16	21	18	12	10	5	4	4	13	12	18	28	161	5,2	
11—15	68	83	50	64	44	27	13	22	33	47	54	98	603	19,2	
6—10	32	41	48	40	71	57	74	42	40	43	42	29	559	17,8	
1—5	84	81	79	85	80	64	57	60	68	80	83	74	895	28,5	
0	52	62	80	51	80	90	65	31	46	33	49	33	672	21,4	
Потери:															
1—5	7	5	3	5	14	5	4	4	6	4	6	4	67	2,1	
6—10	2	1	4	3	6	3	3	1	2	—	1	7	33	1,1	
10—15	1	—	1	1	—	—	—	3	2	1	1	—	10	0,3	
16—20	1	1	—	—	—	—	—	—	—	1	—	1	4	0,1	
>20	1	1	1	—	—	—	—	2	1	—	—	—	6	0,2	
Сумма	271	303	297	273	313	265	228	177	221	233	270	287	3138	100	

Из табл. 9 видно, что в 96,2 % случаев суда, пользующиеся рекомендациями, пришли вовремя или с опережением планового графика.

5.1. Некоторые выводы из теории морских течений, используемые в морских прогнозах

К прогнозу течений приходится обращаться при расчете наиболее выгоднейших путей плавания судов, прогнозе дрейфа льда, температуры и солёности воды, гидрохимических характеристик и решении других важных практических задач. Морские течения перераспределяют тепло, которое аккумулирует океан, и без прогноза течений невозможен прогноз погоды.

Прогнозы течений — наименее разработанная область морских прогнозов. Несмотря на то что исследованиям циркуляции вод в океанах и морях посвящено большое количество экспериментальных, теоретических и физико-статистических работ, практических методов прогноза течений крайне мало и прогнозы течений до сих пор в оперативном порядке не составляются.

Расчет и прогноз течений связаны с количественным учетом приливных явлений, влияния циркуляции атмосферы, распределения температуры и солёности, вращения Земли, колебаний положения ее оси, рельефа дна и многих других факторов.

Разработка методов прогноза течений ведется по двум направлениям — гидродинамическому и физико-статистическому. Недостаточное знание физических процессов в океане, математические трудности и отсутствие необходимых материалов наблюдений задерживают разработку гидродинамических моделей и их применение для прогноза течений. В настоящее время из-за отсутствия наблюдений над течениями рассчитанную схему течений можно проверить лишь косвенным образом, обычно путем сравнения с другими расчетными схемами.

Для разработки физико-статистических методов нужны продолжительные наблюдения за течениями в одних и тех же районах. Отсутствие таких наблюдений тормозит развитие этого направления.

Причины, обуславливающие морские течения, изучены недостаточно. Об этом можно судить хотя бы по ответам исследователей циркуляции океана на вопросы об основной движущей силе крупномасштабных колец океанической циркуляции и причине западной интенсификации течений [184]. Мнения различных ученых по этим вопросам не совпадают. Одни считают, что основной причиной является ветер, другие — термохалинные факторы.

В настоящей работе не будут рассматриваться многочисленные модели океанической циркуляции. Рассмотрим лишь те выводы из теории, которые использовались для разработки методов прогноза течений.

Исследования циркуляции вод в море делят условно на три направления: 1) теория течений, возбуждаемых ветром в однородном

океане; 2) теория горизонтальной циркуляции; 3) теория течений бароклинного океана.

Теория дрейфовых течений, вызванных равномерным ветром в поле силы Кориолиса, была разработана Экманом при допущениях, что плотность воды постоянна, океан безбрежен, вода несжимаема, движение установившееся и вертикальная составляющая скорости равна нулю. Несмотря на то что теория разрабатывалась для идеализированных условий, применение ее в реальных условиях дает довольно хорошие результаты. На основе выводов этой теории разработаны методы краткосрочного прогноза дрейфовых течений. Справедливость теории Экмана для прибрежной циркуляции была доказана многими исследованиями. Сложнее обстоит дело с применением ее для открытого моря. Дальнейшее усовершенствование этой теории расширяет возможности ее практического применения.

Значительным этапом в исследовании течений явилась разработанная В. Б. Штокманом теория горизонтальной циркуляции [252]. Он показал, что поперечная неравномерность в поле ветра играет большую роль в циркуляции вод в море. Если в потоке воздуха одного направления скорость меняется в направлении, перпендикулярном направлению потока, т. е. существует поперечная неравномерность ветра, то в районах со слабыми скоростями ветра возникает течение, направленное против ветра. Возникновение экваториальных противотечений В. Б. Штокман связывает с динамическими эффектами поперечной неравномерности ветра, влиянием силы Кориолиса и ограниченностью рассматриваемых областей океана. Установление роли поперечной неравномерности ветра в формировании ветровых течений явилось важным вкладом как в теорию течений, так и в развитие методов прогнозов, основанных на эмпирических соотношениях. Было выяснено, что при прогнозах течений, вызванных ветром, необходимо учитывать не только влияние местного ветра, но и распределение ветра и атмосферного давления над большими районами. Уравнения Экмана не могли быть решены для случая неоднородной по плотности воды с учетом ограниченности морей и океанов и неравномерности ветра, так как граничные условия были бы очень сложными. Чтобы избежать этих затруднений, В. Б. Штокман предложил вместо течения на отдельных горизонтах рассматривать осредненный по вертикали перенос масс. В дифференциальных уравнениях движения вместо компонентов скорости взята функция полных потоков, связанная с горизонтальными компонентами интегрального потока по вертикали. При таком подходе из уравнения исключаются неоднородная по вертикали плотность воды и коэффициент турбулентного трения, обусловленный вертикальным обменом количества движения. В результате полные потоки определяются в зависимости от касательного трения ветра с учетом «бокового» турбулентного трения.

А. И. Фельзенбаум ввел метод полных потоков в теорию установившихся течений в однородном море и разработал метод рас-

чета скоростей течений на отдельных горизонтах в море произвольной формы. Пользуясь этим методом, можно рассчитывать установившееся ветровое течение в море малой и средней глубины [233].

Существенно расширяет применение теории Экмана для условий реального моря предложенная в работе [155] методика расчета так называемого полного течения, являющегося суммой двух составляющих — плотностной и баротропной (нескомпенсированная полем плотности часть ветрового градиента течения). Этот метод предложен Е. Г. Никифоровым и другими авторами для расчета средних месячных и средних сезонных течений в арктических морях и прилегающей части Арктического бассейна и основан на специально разработанной методике разделения полей сил, определяющих плотностную и баротропную составляющие течения. Расчет течений производится по имеющимся полям плотности и ветра. Авторами даны метод расчета дрейфовых течений в баротропном море и метод расчета плотностной составляющей скорости течения.

Расчет дрейфовых течений в баротропном море основан на решении системы уравнений Экмана. Уравнение неразрывности используется для расчета уровня моря. Вначале по полю ветра рассчитывается уровенная поверхность моря, а затем по ветру и отклонениям уровня — скорость течения.

Зная средние за рассматриваемый период расчетные значения денивелиаций уровня ξ в баротропном течении, возникающих в море при заданном поле ветра и поле плотности, с помощью критерия

$$\frac{\partial \xi}{\partial x} = -\frac{1}{\rho H} \int_0^H \int_z^H \frac{\partial \rho}{\partial x} dz + d_x$$

выделяют нескомпенсированную полем плотности часть уклонов уровня d_x и d_y . Затем, имея d_x , d_y , $\partial \xi / \partial x$, $\partial \xi / \partial y$ и заданное поле плотности, рассчитывают баротропную часть полного течения по формуле

$$\begin{aligned} M \Delta \xi + \left(\frac{\partial H}{\partial x} - \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} \right) \frac{\partial \xi}{\partial y} - \left(\frac{\partial H}{\partial y} - \frac{\partial M}{\partial y} - \frac{\partial N}{\partial x} \right) \frac{\partial \xi}{\partial x} = \\ = \frac{1}{\rho g} [\text{rot} (1 - m) \tau + \text{div} n \tau], \end{aligned} \quad (53)$$

где

$$M = \frac{1}{4a} e^{-2aH} [2 \sin (2aH) + e^{2aH}];$$

$$N = \frac{1}{4a} e^{-2aH} [2 \sin (2aH) - e^{2aH}];$$

$$m = 2e^{-aH} \cos (aH), \quad n = 2e^{-aH} \sin (aH).$$

В правой части формулы вместо $\partial \xi' / \partial x$ и $\partial \xi' / \partial y$ подставляют суммы $d_x + \partial \xi / \partial x$ и $d_y + \partial \xi / \partial y$, поскольку скорости, вызванные обеими денивелиациями, целесообразно считать вместе.

Преимуществом этого метода является то, что в граничные условия входят только ветер и глубина в данной точке, поэтому метод применим для морей с островами и проливами. Предложенный способ решения задачи не требует задания расходов через жидкие границы области, так как граничные условия принимаются настолько далеко от границ моря, что их можно принять заданными «на бесконечности». Методика рекомендуется для расчета течений за периоды не менее 1 мес, в крайнем случае 10—15 сут, так как в этих случаях можно пользоваться стационарными схемами. Если же период времени будет слишком велик, то исходное поле плотности может существенно перестроиться, что приведет к ошибкам в рассчитанных значениях полного течения. При расчетах за большие периоды времени, например сезон, необходимо производить осреднение полей плотности.

Для расчета плотностной (бароклиной) составляющей используется система уравнений движения с учетом поля плотности, трения о дно, влияния берегов и рельефа дна. Введен специальный критерий степени приспособления поля плотности к полю ветра, который представляет собой разность проекций градиентов потенциальной энергии в баротропном и бароклином море при заданном поле ветра и поле плотности. Разработанная методика не требует сведений о положении «нулевой» поверхности. Если такая поверхность существует в каких-то конкретных случаях, то она находится из решения задачи. Полное течение в каждой точке рассчитывается как сумма баротропной и плотностной составляющих.

Результаты расчетов течений с помощью теоретических моделей в значительной степени зависят от точности исходных параметров. Согласно Н. Ф. Кудрявцеву [124], в оценке касательного напряжения ветра расхождения одного порядка, а в оценке коэффициента вертикального турбулентного обмена достигают нескольких порядков. В связи с этим Н. Ф. Кудрявцевым предложен способ расчета этих параметров по элементам ветровых волн, развивающихся на поверхности моря. Коэффициент вертикального обмена A он предложил рассчитывать по соотношению

$$A = \frac{\rho f}{2\pi^2} \lambda^2,$$

где ρ — плотность воды; f — параметр Кориолиса; λ — длина ветровой волны.

Тангенциальное напряжение трения ветра на поверхности моря предложено определять по выражению

$$\tau = 0,5 \sqrt{\rho g \epsilon \rho h^{3/2}},$$

где $\epsilon = h/\lambda$ — крутизна волны; h — высота волны.

Таким образом, предложенный способ позволяет однозначно определять параметры A и τ как сложные функции развиваю-

щихся под действием ветра волн. Разработанная модель удовлетворяет основным соотношениям классической теории течений Экмана.

Важным этапом в развитии теории течений явились исследования вертикальной структуры возбуждаемых ветром течений с учетом распределения плотности воды. В работах П. С. Линейкина развивается теория бароклинного слоя океана [130]. Система уравнений движения дополнена уравнением диффузии плотности, которое имеет вид

$$\begin{aligned} \frac{\partial \rho}{\partial t} + u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y} + w \frac{\partial \rho}{\partial z} = \\ = \mu_x (\partial^2 \rho / \partial x^2 + \partial^2 \rho / \partial y^2) + \mu_z \partial^2 \rho / \partial z^2, \end{aligned} \quad (54)$$

где ρ — плотность воды; u , v , w — составляющие скорости течения; μ_x , μ_y — коэффициенты горизонтального и вертикального обмена.

Из решения системы уравнений, в которую, кроме уравнений движения и других соотношений, входит уравнение (54), поле плотности, рельеф свободной поверхности и составляющие скорости течений определяются как функции координат с учетом бокового обмена количеством движения и диффузии плотности.

Дальнейшее развитие теории бароклинного океана дается в работах А. С. Саркисяна [184]. Он решает задачу расчета поля течений по заданным полям плотности и ветра для океанического или морского бассейна с произвольным рельефом дна, произвольным контуром берегового очертания, с заданными расходами жидкости через открытые участки границы рассматриваемых районов океана. Для решения поставленной задачи рассматриваются несколько моделей различной сложности.

В простейшей модели (D_1) основную роль играют члены уравнения, содержащие первые производные полей плотности и рельефа свободной поверхности океана. Кроме того, сохранены эффекты касательного трения ветра и трения о дно. На основе этой модели скорости течения u , v вычисляются по формулам: на поверхности океана

$$\begin{aligned} u &= \frac{1}{2\rho_0\nu\alpha} (\tau_x + \tau_y) - \frac{g}{f} \frac{\partial \xi}{\partial y}; \\ v &= \frac{1}{2\rho_0\nu\alpha} (\tau_y - \tau_x) + \frac{g}{f} \frac{\partial \xi}{\partial x}; \end{aligned} \quad (55)$$

на всех остальных расчетных горизонтах

$$\begin{aligned} u &= -\frac{g}{f} \frac{\partial \xi}{\partial y} - \frac{g}{\rho_0 f} \int_0^z \frac{\partial \rho}{\partial y} dz; \\ v &= \frac{g}{f} \frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{g}{\rho_0 f} \int_0^z \frac{\partial \rho}{\partial x} dz. \end{aligned} \quad (56)$$

Для вертикальной составляющей скорости течения формула имеет вид

$$w = -\frac{1}{\rho_0 f} \operatorname{rot} \tau - \frac{\beta}{\rho_0 f^2} \tau_x + \frac{g\beta}{f^2} \frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{g\beta}{\rho_0 f} \int_0^z (z - \xi) \frac{\partial \rho}{\partial x} dz. \quad (57)$$

В отличие от модели D_1 в модели D_2 учитываются инерционные члены и боковой обмен. В схеме расчета предусмотрен в первом приближении расчет полей ξ , u , v , w на основе модели D_1 , а затем методом последовательных приближений учитываются инерционные слагаемые и боковой обмен. Эта модель пригодна для расчета крупномасштабных интенсивных течений без учета экваториальной области.

Модель D_3 предложена для расчета экваториальных течений. В этой модели составляющие скорости горизонтального течения определяются из уравнений движения без каких-либо упрощений, вертикальная составляющая скорости — из уравнения неразрывности, а поле давления — по формуле

$$p = \rho_0 g \xi + g \int_0^z \rho dz. \quad (58)$$

Для расчета ξ уравнения движения сначала интегрируют по z от 0 до H , затем дифференцируют одно по x , другое по y и складывают. Неизвестные члены уравнений учитывают последовательными приближениями.

С учетом результатов, полученных по модели D_3 , производится пересчет течений в тропической зоне по модели D_1 . Формируются перекрывающиеся друг друга разностные сетки моделей D_1 и D_3 , и расчеты попеременно выполняют по этим двум моделям до установления процесса. Согласование решений осуществляется через граничные условия.

Модель D_4 позволяет изучать течения меньшего масштаба (по сравнению с моделью D_2), и на ее основании строится модель краткосрочного прогноза течений.

Для поверхности океана получены следующие уравнения:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - A_l \Delta u - f v &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} - \frac{\alpha}{\rho_0} (\tau_y - \tau_x); \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} - A_l \Delta v + f u &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\alpha}{\rho_0} (\tau_x + \tau_y). \end{aligned} \quad (59)$$

В уравнениях (55)–(59) u , v , w — составляющие скорости течения по осям x , y , z ; ρ_0 — постоянное значение плотности воды; ρ — ее аномалия; A_l и ν — коэффициент горизонтальной и вертикальной турбулентной вязкости; f — параметр Кориолиса; β — изменение параметра Кориолиса с широтой; α — параметр Экмана для океана; τ_x и τ_y — составляющие касательного трения ветра; p — аномалия давления в морской воде; ξ_1 — возвышение свободной поверхности океана; $\xi = \xi_1 + P_a / (\rho_0 g)$ — приведенный уровень океана.

Уравнения для остальных расчетных горизонтов получаются, если принять $\tau_x = \tau_y = 0$. При выводе этих уравнений эффект вертикального турбулентного обмена на поверхности океана приближенно выражен через составляющие касательного трения ветра. На остальных горизонтах этим эффектом, а также слагаемыми, содержащими вертикальную составляющую скорости, пренебрегают.

Для того чтобы на основе модели D_4 можно было построить схему краткосрочного прогноза, необходимо знать начальные поля u, v, ξ . Для этого используется поле плотности ρ , полученное из наблюдений или расчетным путем. На время краткосрочного прогноза течений поле плотности можно считать стационарным. Учитывая начальное поле атмосферного давления (или τ_x, τ_y), путем решения уравнений модели D_4 можно определить начальные поля u, v, ξ . С учетом полученных начальных полей в уравнения (59) подставляются новые поля p_a и шагами по времени рассчитываются прогностические поля u, v, ξ .

Для расчета мезомасштабных течений, требующего малого шага по горизонтали, а также для исследования течений в районах апвеллинга, где велика вертикальная составляющая скорости течения, рекомендуется модель D_5 . Эта модель позволяет на каждом шаге по времени решать систему из четырех уравнений для u, v, ω и ξ .

Из-за отсутствия регулярных глубоководных наблюдений за течениями делаются попытки разработки методов краткосрочных прогнозов течений с использованием наиболее доступной информации — температуры поверхностного слоя океана [185]. Такие расчеты выполнялись для северной части Атлантического океана.

Исходные уравнения записываются в виде

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{4}{a \sin \theta} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial u}{\partial \theta} + \omega \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{uv}{a} \operatorname{ctg} \theta + 2\omega \cos(\theta v) = \\ = -\frac{1}{\rho_0 a \sin \theta} \frac{\partial p}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial z} v \frac{\partial u}{\partial z}; \end{aligned} \quad (60)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{a \sin \theta} \frac{\partial v}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial v}{\partial \theta} + \omega \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{u^2}{a} \operatorname{ctg} \theta - 2\omega \cos(\theta u) = \\ = -\frac{1}{\rho_0 a} \frac{\partial p}{\partial \theta} + \frac{\partial}{\partial z} v \frac{\partial v}{\partial z}; \end{aligned} \quad (61)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = \rho g; \quad (62)$$

$$\frac{\partial v}{\partial z} + \frac{1}{a \sin \theta} \left[\frac{\partial}{\partial \theta} \sin(\theta v) + \frac{\partial u}{\partial \lambda} \right] = 0; \quad (63)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{u}{a \sin \theta} \frac{\partial T}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial T}{\partial \theta} + \omega \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k_T \frac{\partial T}{\partial z} + A_T \frac{\Delta T}{a^2}; \quad (64)$$

$$\rho = f(T). \quad (65)$$

полагая, что

$$k_T = v = k,$$

k определяют по формуле

$$k = (0,05h_0)^2 \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2 - \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z}}.$$

В уравнениях (60)—(65) приняты следующие обозначения: u , v , w — составляющие скорости течения по осям сферической системы координат; $\theta = \pi/2 - \varphi$; φ — географическая широта; λ — долгота, ρ — аномалия плотности; T — температура; p — аномалия давления; $H = H(\lambda, \theta)$ — глубина океана; g — ускорение свободного падения; α — средний радиус Земли; ω — угловая скорость вращения Земли; h — глубина верхнего перемешанного слоя; ρ_0 — среднее значение плотности;

$$\Delta = \frac{1}{\sin \theta} \left(\frac{\partial}{\partial \theta} \sin \theta \frac{\partial}{\partial \theta} + \frac{1}{\sin \theta} \frac{\partial^2}{\partial \lambda^2} \right).$$

Из-за отсутствия сведений о $\xi_0(\lambda, \theta)$ в качестве начальных данных используется поле температуры поверхностного слоя. Как отмечают сами авторы работы [185], построение начальных условий столь же сложная задача, как и краткосрочный прогноз. Уравнения (60)—(65) решались методом расщепления по физическим факторам. Расчеты проводились двумя этапами. На первом этапе выполнялись построение начальных полей u , v , ξ и приспособление поля температуры внутри бассейна к значению на его поверхности. На втором этапе составлялся прогноз с заблаговременностью 5 сут, причем рассчитывалась температура не только на глубинах, но и на поверхности. Для проверки правильности расчетов проводилось сравнение с фактическим полем распределения температуры поверхностного слоя океана.

5.2. Эмпирические соотношения для расчета скорости течений по скорости ветра

На основе теории ветровых течений разработаны эмпирические формулы для расчета скорости и направления течения для условий прибрежной зоны и для открытого моря. Для расчета скорости течения предложена формула

$$U = kV/\sqrt{\sin \varphi},$$

где U — скорость течения; V — скорость ветра; φ — географическая широта. Ветровой коэффициент k представляет собой отношение скорости дрейфового течения к скорости ветра. Расчеты разных авторов (Е. Пальмен, Н. А. Струйский, В. А. Зенин, И. М. Соскин и др.) показали, что этот коэффициент непостоянен. Например, установлено, что в прибрежной зоне ветровой коэффициент и угол отклонения течения от направления ветра зависят от направления береговой черты, глубины моря и продолжительности действия ветра.

В результате обобщения наблюдений над течениями на плавмаяках И. М. Соскин выявил количественную зависимость ветрового коэффициента k и угла отклонения течения от направления ветра λ от упомянутых факторов для мелководных и приглубых акваторий. К мелководным относятся районы с глубинами менее 35 м, к приглубым — более 35 м. В мелководных районах величины k и λ зависят от направления ветра и глубины моря. Для случая $H > 35$ м ветровой коэффициент и угол отклонения определяются в зависимости от направления ветра и расстояния от приглубого берега. Связи между k и λ , с одной стороны, и глубиной моря, с другой, для этого случая не обнаружено [216].

При расчетах течений важно определить продолжительность действия ветра, необходимую для возникновения установившегося течения. На основе анализа наблюдений над течениями на маяке Адлергрунд в Балтийском море Ю. Н. Неронов определил, что в течение 16 ч возникает установившееся течение и за такой же промежуток времени течение затухает после прекращения действия ветра.

В некоторых схемах расчета ветровых течений коэффициент k принимается переменным в зависимости от характеристик волнения моря. Исследованиями В. В. Шулейкина и других ученых выяснено, что передача энергии ветра волнам происходит за счет нормального давления ветра. Давление ветра связано с крутизной волны и ее скоростью. Е. Г. Никифоров, рассмотрев связь полей ветровых волн и течений, пришел к выводу, что ветровое течение следует рассматривать как одно из свойств кинематики ветровых волн и что скорость ветрового течения может быть вычислена по заданному распределению элементов ветровых волн [154].

На основе выводов теоретических исследований предложены приемы расчета и прогноза ветровых течений с учетом переменного ветрового коэффициента. Этот коэффициент принимается зависящим от волнения. Р. Джеймс предлагает рассчитывать скорость дрейфового течения по скорости ветра, разгону и продолжительности ветра [64]. Напряжение ветра τ вычисляется по формуле

$$\tau = c_{\alpha} \rho_{\alpha} V^2,$$

где c_{α} — коэффициент касательной силы трения, являющейся функцией степени турбулентности, следовательно, связанной с состоянием моря и степенью волнения; ρ_{α} — плотность воздуха; V — скорость ветра.

Для расчета скорости ветрового течения составлена номограмма с входными параметрами: скорость ветра, разгон и продолжительность действия ветра (рис. 20).

В. С. Красюк и Е. С. Саускан предложили графический способ расчета течений в океане с учетом атмосферного давления над океаном и волнения [112]. Для устранения влияния локальных особенностей ветра авторы предлагают характеризовать ветровые условия градиентами давления. При прогнозе течения предпола-

гается, что скорость ветра над поверхностью моря пропорциональна градиенту давления; ветровой коэффициент меняется с изменением географической широты, уменьшаясь в высоких широтах; скорость ветрового течения связана с крутизной и высотой волны, и полное развитие волнения и дрейфового течения достигается практически одновременно; направление течения совпадает с касательной, проведенной к изобаре в данной точке (справа должно быть высокое давление, слева — низкое).

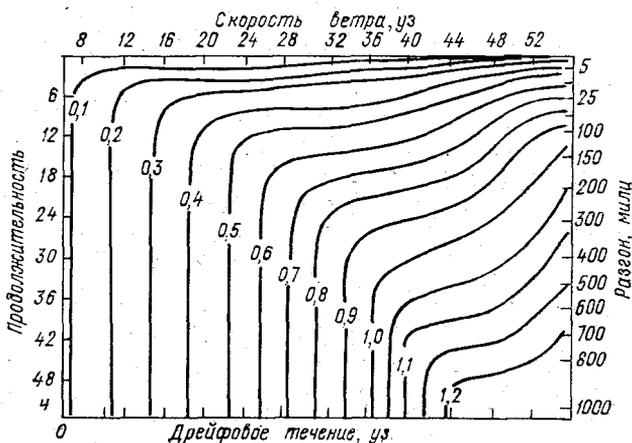


Рис. 20. Номограмма для расчета дрейфового течения по скорости ветра, разгону и продолжительности действия ветра [64].

Для сокращения вычислительной работы составлена номограмма, которая позволяет рассчитать скорость течения (рис. 21).

Номограмма состоит из четырех квадрантов. Три первых повторяют соответствующие квадранты номограммы на рис. 17.

В четвертом квадранте помещены кривые, которые позволяют рассчитывать скорость дрейфового течения в зависимости от скорости ветра на различных широтах. Построен этот график с использованием переменного ветрового коэффициента.

Этот метод использовался для расчета адвекции тепла течениями при прогнозировании температуры воды в северной части Атлантического океана [56]. М. Г. Глаголева произвела расчеты течений (средних за пятидневку) с использованием фактических и прогностических карт атмосферного давления. Оказалось, что направление течения прогнозируется лучше, чем значение скорости. Прогнозируемые значения скоростей оказываются, как правило, меньше, чем рассчитанные по фактическому полю атмосферного давления. Следовательно, соотношение скоростей, вычисленных по фактическому и прогностическому полям атмосферного давления, отражает существующее положение с прогнозом атмосферного давления: положение барических образований предска-

зывается более надежно, чем их интенсивность. На прогностических картах поля атмосферного давления более сглажены, чем на фактических, градиенты давления занижены, поэтому скорость

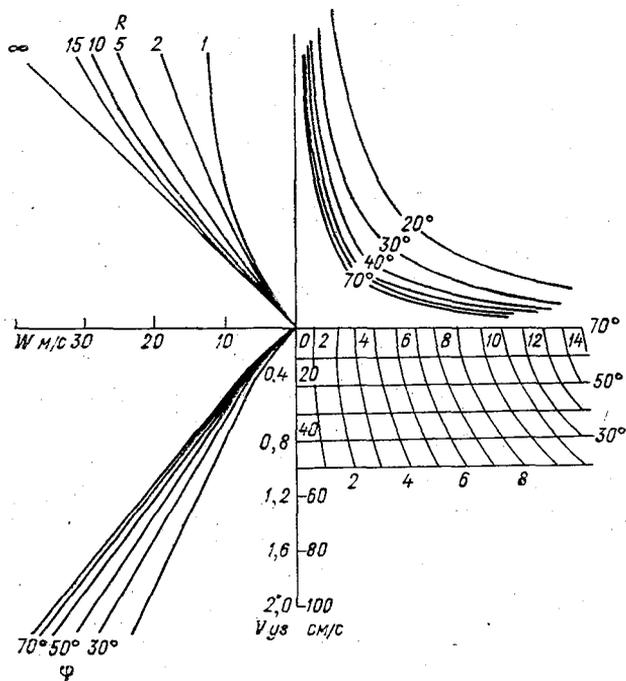


Рис. 21. Номограмма для расчета скорости дрейфовых течений [112].

течения, рассчитанная по прогнозу барического поля, оказывается в большинстве случаев меньше фактической.

5.3. Физико-статистический метод краткосрочного прогноза течений в открытом море

Из теории и эмпирических исследований следует, что течения в любой точке океана зависят от действия ветра над большими районами, сопоставление течений с местным ветром не всегда позволяет обнаружить между ними связь. Поэтому при разработке метода прогноза в открытых районах морей и океанов учитывалось влияние поля атмосферного давления на больших пространствах над морем. Н. А. Белинский и М. Г. Глаголева для прогноза течений в Черном море в качестве аргументов использовали коэффициенты разложения полей атмосферного давления по полиномам Чебышева [25]. Чтобы упростить задачу, векторы течений

представлялись в виде проекций и прогностические уравнения отыскивались для проекций. В Черном море проекции течений вычислялись на направление, совпадающее с генеральным направлением береговой линии и перпендикулярное ему. Связи между проекциями скорости течения и отдельными коэффициентами разложения поля атмосферного давления выявлялись с помощью соответствующих графических построений. Прямым связям придавался знак плюс (+), обратным — минус (—). Алгебраическая сумма коэффициентов разложения вводилась в прогностическое уравнение в качестве аргумента. При таком способе коэффициенты разложения поля атмосферного давления предварительно нормируются. Уравнения для прогноза проекций течений имеют вид

$$u_x = b_1 \sum a_{ij} + c_1;$$

$$u_y = b_2 \sum a_{ij} + c_2,$$

где u_x, u_y — проекция скорости течения; $\sum a_{ij}$ — сумма нормированных коэффициентов разложения барического поля; b_1, b_2 — коэффициенты регрессии.

Если на графиках обнаруживается нелинейный характер связи, то подбирается функция, с помощью которой связь можно представить в виде линейной.

При достаточно больших рядах наблюдений ($n > 30$) уравнения отыскивают с помощью множественной корреляции в виде

$$u_x = k_1 A_{00} + k_2 A_{10} + k_3 A_{01} + \dots + k_m A_{ij} + c_1;$$

$$u_y = b_1 A_{00} + b_2 A_{10} + b_3 A_{01} + \dots + b_m A_{ij} + c_2.$$

Заблаговременность прогноза по фактическому полю атмосферного давления равна 12 ч для течений на поверхности и 24 ч для глубинных течений. При использовании прогноза поля атмосферного давления заблаговременность прогноза соответственно увеличивается.

В морях с приливами, прежде чем переходить к прогнозу непериодических течений, необходимо оценить влияние приливов. Для этого используются обычные методы определения приливных составляющих, описанные в специальной литературе. Для исключения влияния приливов используется также способ скользящего осреднения, при условии, что число наблюдений за течениями достаточно для того, чтобы описать кривую суточного хода. Так, например, при полусуточном характере прилива нужны ежечасные наблюдения или по крайней мере 12 наблюдений в сутки. Для того чтобы исключить как суточную, так и полусуточную составляющую приливных течений, находят среднее значение за 25 сроков (при ежечасных наблюдениях) и относят его к середине периода осреднения.

Рассмотренный метод прогноза течений Е. М. Саускан применила для краткосрочного прогноза течений в океане [190].

Материалы наблюдений на буйковых станциях в Атлантическом и Тихом океанах дали возможность исследовать более подробно изменчивость течений во времени и пространстве и связь изменений течений с процессами, происходящими в атмосфере. При прогнозировании течений большое значение имеет определение времени распространения изменений течений от слоя к слою. Это важно и для установления причин, вызывающих течения, и непосредственно для отыскания прогностических уравнений. Нужно знать, следует ли составлять одно уравнение для прогнозирования средней скорости во всем слое или для скорости на каждом горизонте. Не описывая подробно результаты исследования этого вопроса, приведем здесь лишь некоторые примеры.

При устойчивых отчетливо выраженных течениях связь между скоростями течений на различных горизонтах довольно тесная. Так, например, в районе Гольфстрима связь между скоростями течений на горизонтах 25, 50 и 500 м характеризуется коэффициентами корреляции, близкими к 0,90. Сопоставление с разными сдвигами во времени показало, что наиболее тесную связь можно заметить, если течения на поверхности брать с опережением во времени на 3 ч. Иными словами, смена направления и изменение интенсивности течения происходят почти одновременно на всех горизонтах. Там, где течения на разных горизонтах значительно различаются по направлению, такой закономерности не обнаружено. Например, в южной части Саргассова моря синхронная связь между проекциями на параллель течений на 200 и 500 м характеризуется коэффициентом корреляций $r = -0,24$, а с учетом запаздывания на нижнем горизонте (500 м) на 72 ч $r = 0,90$.

Чтобы получить уравнения для прогноза скорости течения для отдельных слоев, необходимо оценить изменчивость течений на каждом горизонте. Удобными характеристиками изменчивости являются средние квадратические отклонения и коэффициенты вариации. Атмосферная циркуляция вызывает изменения циркуляции океанической, сложившейся под влиянием предшествующего состояния атмосферы. Для того чтобы учесть скорость течений за предыдущий период, в уравнения вводят значение скорости течения в момент составления прогноза:

$$u_x = a_1 u_{x_0} + a_2 \sum A_{ij} + c_1;$$

$$u_y = b_1 u_{y_0} + b_2 \sum A_{ij} + c_2,$$

где u_{x_0} и u_{y_0} — проекции скорости течения в текущие сутки; u_x , u_y — прогнозируемые значения проекций течений на последующие сутки.

Если имеется прогноз поля атмосферного давления, то заблаговременность прогноза увеличивается. Чтобы избежать необходимости введения измеренных значений скорости течения (u_{x_0} , v_{x_0}) рекомендуется в качестве начальных условий при прогнозе на вторые, третьи... сутки вводить рассчитанные значения на

предыдущие сутки. Схема расчета может быть представлена в таком виде:

на 1-е сутки

$$u_{x_1} = b_1 u_{x_0} + b_2 A_{00}^{(0)} - b_3 A_{10}^{(0)} + b_4 A_{01}^{(0)} + \dots + b_m A_{ij}^{(0)} + c;$$

на 2-е сутки

$$u_{x_2} = b_1 u_{x_1} + b_2 A_{00}^{(1)} + b_3 A_{10}^{(1)} + b_4 A_{01}^{(1)} + \dots + b_m A_{ij}^{(1)} + c;$$

на n суток

$$u_{x_n} = b_1 u_{x_{n-1}} + b_2 A_{00}^{(n-1)} + b_3 A_{10}^{(n-1)} + b_4 A_{01}^{(n-1)} + \dots + b_m A_{ij}^{(n-1)} + c,$$

где $u_{x_1}, u_{x_2}, \dots, u_{x_n}$ — проекция скорости, рассчитанная на 1-е, 2-е, ..., n -е сутки; b_1, b_2 — коэффициенты регрессии; $A_{00}^{(n-1)}, A_{10}^{(n-1)}, A_{ij}^{(n-1)}$ — коэффициенты разложения поля атмосферного давления за $(n-1)$ -е сутки.

Для дальнейшего усовершенствования предложенного метода прогноза необходимы регулярные длительные наблюдения на стационарных океанических станциях (автономные буйковые станции, суда погоды), проведение специализированных экспедиций, получение информации с искусственных спутников Земли.

5.4. Расчет скоростей течений по смещению изотерм

Из-за отсутствия наблюдений за течениями, которые позволили бы рассчитать перенос тепла течениями, делались попытки решить обратную задачу: найти скорость течения по заданным потокам тепла через поверхность, изменениям температуры воды, градиентам температуры и другим параметрам [286, 293].

Для северо-западной части Тихого океана были построены карты течений рассчитанные с помощью уравнения теплопроводности

$$\rho c_p \frac{\partial t}{\partial \tau} = \rho c_p U \nabla_H - \rho c_p k_H \nabla_{H^2} t + \rho c_p k_w \frac{\partial^2 t}{\partial z^2} - \frac{\partial Q'}{\partial z} \rho c_p u_z \frac{\partial t}{\partial z}, \quad (66)$$

где t — температура воды; U — горизонтальная составляющая скорости течения; ∇_{H^2} — горизонтальный градиент температуры воды; Q' — приходящее тепло; ρ — плотность; c_p — удельная теплоемкость при постоянном давлении; k_H — горизонтальный коэффициент диффузии; u_z — вертикальная составляющая скорости течения; z — вертикальная координата; τ — время.

После подстановки начальных и граничных условий уравнение (66) имеет вид

$$\frac{\partial t_0}{\partial \tau} = -(\bar{u}_x \frac{\partial t_0}{\partial x} + \bar{u}_y \frac{\partial t_0}{\partial y}) + k_H \nabla_{H^2} t_0 + \sum Q / (\rho c_p \alpha D) + [k / (\alpha D)] (\alpha t_0 - t_D). \quad (66a)$$

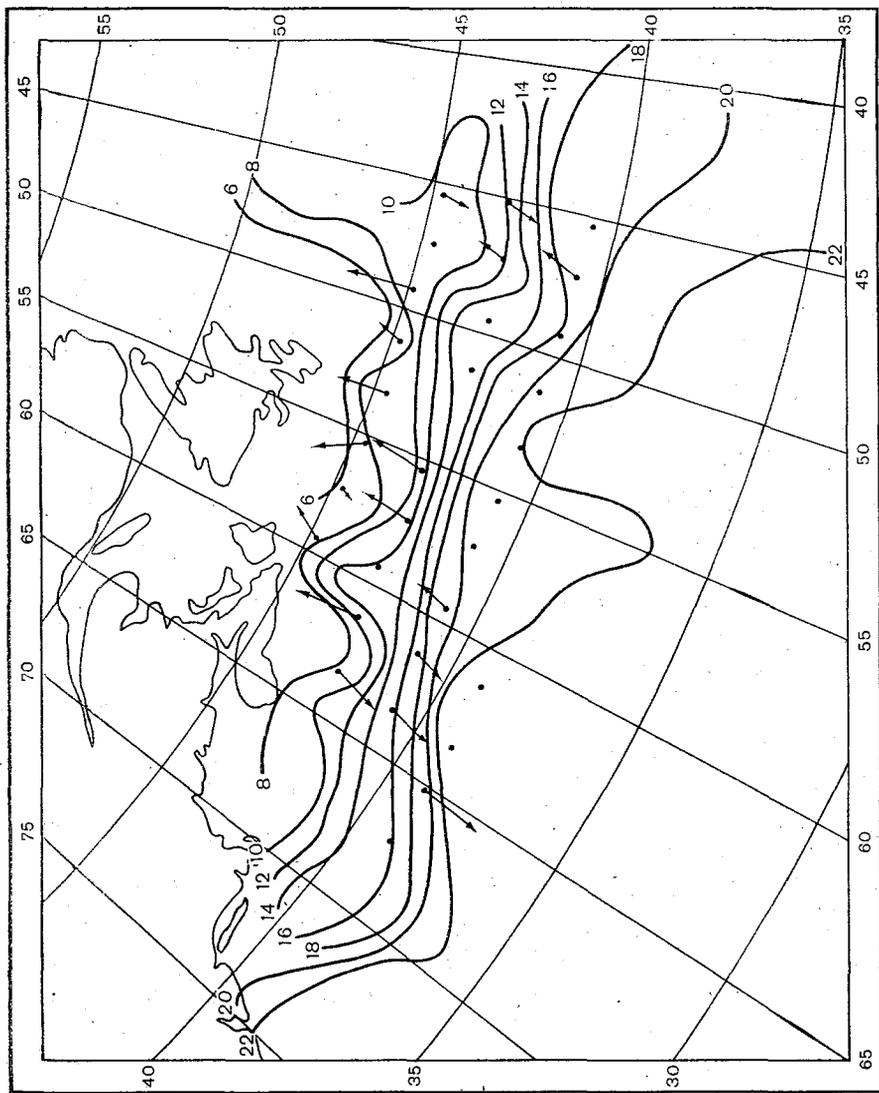


Рис. 22. Карта течений, рассчитанных по смещению изотерм.

Здесь t_0 и t_D — температура поверхностного слоя и на горизонте D ; $\alpha = \text{const}$.

В уравнении (66а) вертикальная диффузия и вертикальная адвекция заменены разностью средней температуры слоя ($\bar{t} = \alpha t_0$) и температуры на нижнем горизонте (t_D).

Из этого уравнения методом наименьших квадратов определялись значения \bar{u}_x и \bar{u}_y при прочих известных параметрах. Затем вычислялась величина V и строились карты распределения течений для северо-западной части Тихого океана. На этой карте хорошо прослеживается течение Куроисио к западу от 160° в. д., но значения скоростей течения получились заниженными.

Описанный способ дал возможность построить среднюю многолетнюю карту течений. Пример расчета скоростей течений непосредственно по смещению изотерм за конкретный промежуток времени дается в работе [293]. По серии карт распределения температуры воды, составленных за последовательные моменты времени, рассчитан компонент потока, параллельный горизонтальному градиенту температуры воды. Для этих расчетов использовались результаты специализированных наблюдений. В квадрате 90×90 км на континентальном шельфе вблизи Новой Англии в течение двух недель проводились глубоководные наблюдения над температурой и делались авиасъемки. Эти наблюдения дали возможность построить детальные карты распределения температуры воды, которые и использовались для определения компонента течения, параллельного горизонтальному градиенту температуры.

В Гидрометцентре СССР была сделана попытка рассчитать составляющие скоростей течений по картам температуры воды, построенным с использованием обычной судовой информации. По данным, снятым со срочных гидросиноптических карт, были построены карты распределения температуры воды за сутки и двое суток. По этим картам определялись горизонтальные градиенты температуры и ее изменения от суток к суткам. Расчеты велись для северо-западного района Атлантического океана в 34 узлах сетки, представленной на рис. 22. Скорость течения определялась из соотношения

$$\partial t_w / \partial \tau = U \partial t_w / \partial S,$$

где $\partial t_w / \partial \tau$ — изменение температуры во времени; U — скорость течения; $\partial t_w / \partial S$ — горизонтальный градиент температуры.

В 70 % случаев по расчетам получились реальные значения скоростей течений.

5.5. Прогноз течений в проливах и заливах

Трудность прогнозов в проливах заключается в том, что нужно учитывать условия двух морей, которые связывает пролив. Обычно главной причиной течений в проливах является действие ветра

над двумя смежными морями. Ветер изменяет уровень в предпроливных районах морей. На эти колебания уровня накладывается также влияние пресной составляющей водного баланса моря (сток рек + осадки — испарение с акватории моря). Непосредственной причиной возникновения течений в проливе является разность уровней на концах пролива.

Для прогноза течений в Керченском проливе К. П. Васильев [40] предложил для оценки влияния поля ветра над Азовским морем на течения в проливе использовать градиенты атмосферного давления, определенные по разности давления в ряде пунктов моря (Бердянск—Тамань и Геническ—Ахтари). Для определения эффективного направления градиента давления рассчитывались коэффициенты корреляции, характеризующие связь направлений течений в проливе с разностью давления в выбранных пунктах.

Практически проекции градиента давления на эффективное направление определяются следующим образом:

1) находят разность средних суточных значений давления в пунктах Бердянск—Тамань и Геническ—Ахтари, затем эту разность делят на расстояние между пунктами и вычисляют градиенты давления в мбар/км;

2) градиенты геометрически складывают,

3) определяют проекцию градиента давления на эффективное направление ($\Delta p_{эф}$).

Проекции градиента давления используют в качестве аргумента и находят уравнения для прогноза составляющих течений на меридиан и параллель:

$$u_x = -a \Delta p_{эф} + c_1;$$

$$u_y = -b \Delta p_{эф} + c_2,$$

где u_x , u_y — проекции скорости течения на меридиан и параллель; a и b — коэффициенты регрессии.

Помимо градиентов атмосферного давления над одним морем, в прогностические уравнения можно вводить ряд других факторов, обуславливающих течения в проливе, — уклон водной поверхности моря и изменение атмосферного давления над смежным морем. В качестве характеристик поля атмосферного давления используются коэффициенты разложения поля в ряды по полиномам Чебышева, причем поле берется над двумя смежными морями [26].

Колебания уровня моря у берегов интегрально отражают движение вод в море, вдали от берега. В связи с этим для расчета и прогноза течений используется связь между уровнем и течениями, поскольку наблюдения над уровнем во многих береговых и островных пунктах ведутся регулярно, в то время как наблюдения за течениями ведутся эпизодически.

Наиболее тесная связь между колебаниями уровня и течениями характерна для вытянутых мелководных заливов, у которых длина значительно больше ширины. В таких заливах под влиянием

анемобарических процессов возникают волновые колебания уровня в виде длинных волн, сейш.

В таких условиях преобладают неустановившиеся градиентные течения. Особенностью этих течений является квазипериодический характер изменения движущей силы горизонтального градиента гидростатического давления и значительная роль силы инерции. Расчет течений в заливах упрощается, поскольку течения обычно направлены вдоль продольной оси залива и поперечной составляющей течения можно пренебречь.

Уравнение для продольного движения, выраженное в конечных разностях, имеет вид

$$\Delta U / \Delta t = g \Delta H / \Delta x - f_{\text{сопр}},$$

где U — скорость течения; $\Delta H / \Delta x$ — продольный градиент уровня; $f_{\text{сопр}}$ — эффективная сила сопротивления, действующая на единицу массы.

Интенсивность изменения уровня воды в вершине залива интегрально отражает суммарную скорость течения, независимо от происхождения его составляющих. В практике расчетов течение в заливе представляется функцией от интенсивности изменения уровня в вершине залива, и в общем виде уравнение для расчета скорости течений имеет вид

$$U = -k \Delta H / \Delta t, \quad (67)$$

где U — скорость течения, см/с; $\Delta H / \Delta t$ — интенсивность изменения уровня, см/ч; k — эмпирический коэффициент. Знак минус показывает, что при подъеме уровня течение направлено из моря в залив, а при падении уровня — в сторону моря.

Коэффициент k определяется эмпирически для каждого района залива по материалам синхронных измерений скорости течения и интенсивности изменения уровня воды.

Поскольку в вершинах заливов часто расположены устья крупных рек, то при расчетах течений следует учитывать влияние стока реки [198]. Когда уровень во времени не изменяется ($\Delta H / \Delta t = 0$), скорость течения линейно зависит только от стока реки Q_p

$$U = f(Q_p).$$

В общем виде для устьевых взморья закрытого типа (залива), где существенно влияние стока реки, в уравнение (67) вводится скорость стокового течения $U_{\text{ст}}$

$$U = -k \Delta H / \Delta t - U_{\text{ст}}. \quad (67a)$$

Из уравнения (67a) следует: чем больше скорость стокового течения, тем при большей интенсивности подъема уровня на взморье возникает течение, обратное стоковому (т. е. к дельте реки). Поскольку скорость стокового течения затухает по мере удаления от дельты, то для каждого района эмпирически устанавливается критическая интенсивность роста уровня ($\Delta H / \Delta t_{\text{кр}}$), при которой скорость на данной вертикали равна нулю, а при $\Delta H / \Delta t > (\Delta H / \Delta t_{\text{кр}})$ появляется обратное течение.

Скорость течения в заливе удобно представить графическим способом как функцию интенсивности изменения уровня и стока (рис. 23). Точки пересечения линий Q с осью абсцисс соответствуют средней скорости стокового течения, а с осью ординат — изменению уровня, при котором морское течение становится равным, но противоположно направленным стоковому течению. Зная расход реки и интенсивность изменения уровня, рассчитывают ско-

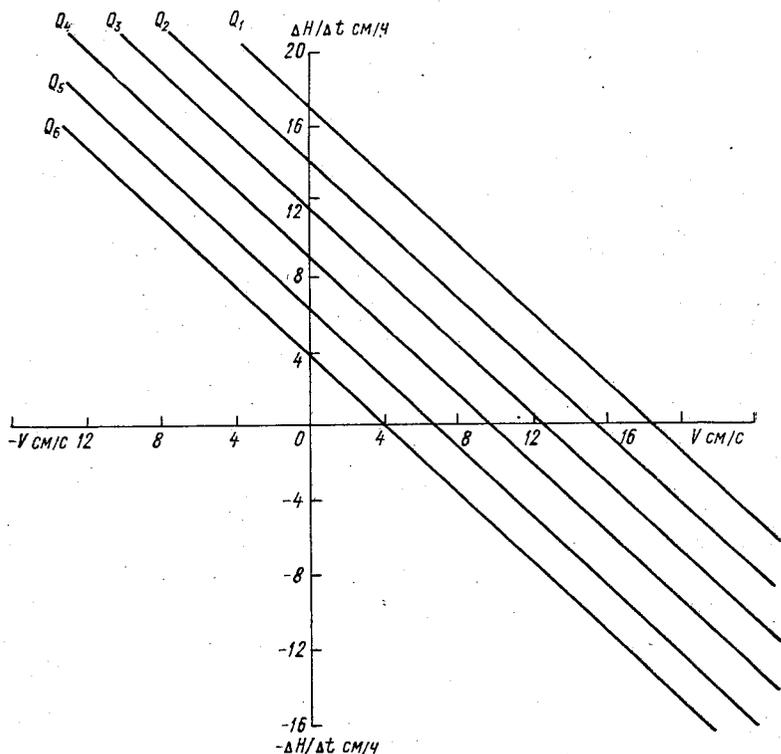


Рис. 23. График для расчета скорости течения на устьевом взморье закрытого типа (в заливе) по интенсивности изменения уровня $\Delta H/\Delta t$ и расходам речных вод Q [198].

рость течения. Зависимость такого вида получена и для периода, когда залив покрыт льдом, а большая часть моря свободна ото льда [198]. Для этого периода отмечается более тесная связь между скоростью течения в заливе и интенсивностью изменения уровня в вершине залива.

Указанный метод расчета дает возможность краткосрочного прогноза течений в вытянутых заливах в безледный и ледовый периоды. Возможны два приема прогноза:

1) при использовании имеющегося сдвига во времени наступления определенных фаз уровня в разных пунктах при движении волнового колебания (длинная волна, сейша) вдоль залива;

2) по связи между первой (подъемом) и второй (спадом) фазами колебаний уровня и соответствующими изменениями течений.

Заблаговременность таких прогнозов составляет 4—8 ч. Первый прием целесообразно применять при значительных (не менее 0,4 м) интенсивных подъемах и спадах уровня в вершине таких заливов, как Невская губа и Таганрогский залив. Примером использования первого приема могут служить прогнозы течений в Финском заливе по наблюдениям в Таллине. С помощью второго приема прогноз дается только на фазу спада уровня, и для его применения необходим предварительный расчет статистических характеристик продолжительности и значений колебаний уровня.

Глава 6

Прогноз температуры воды в море

6.1. Причины изменения температуры воды в море

Основным источником тепла, определяющим температуру воды и воздуха, служит приток тепла от Солнца. Остальные процессы перераспределяют тепловую энергию. Так, если бы не было воздушных и водных потоков, переносящих тепло из одних районов в другие, то температура менялась бы только в зависимости от широты места. В действительности огромные массы тепла переносятся воздушными потоками и морскими течениями. Поэтому средние многолетние изотермы как воздуха, так и воды отклоняются от параллелей в направлении преобладающих потоков воздуха и морских течений.

Тепло, полученное водной поверхностью из атмосферы, распространяется в нижележащие слои. Известно, что физическая теплопроводность воды очень мала. Следовательно, проникновение тепла в глубину может происходить вследствие турбулентного перемешивания. Но эти процессы способствуют проникновению тепла на небольшую глубину, порядка нескольких десятков метров. Переслоенность морской воды мешает развитию турбулентности. Действующая в этом случае архимедова сила препятствует опусканию верхних более нагретых и легких водных масс в глубинные, более плотные слои воды. При поступлении тепла в верхний слой вертикальные градиенты температуры воды увеличиваются, формируется устойчивый слой скачка температуры.

Одновременно с прогревом верхнего слоя воды в результате поступления тепла от Солнца происходят процессы излучения, испарения и турбулентного теплообмена с атмосферой. Испарение способствует охлаждению и осолонению верхнего слоя воды и увеличению плотности воды, что наряду с охлаждением путем излучения и теплообмена создает условия для возникновения конвек-

ции. Конвекция и турбулентное перемешивание приводят к выравниванию температур в приповерхностном слое моря. С того времени, когда потери тепла с поверхности моря начинают преобладать над его притоком, конвекция проникает на все большие глубины, слой скачка опускается глубже, становится менее отчетливо выраженным или вовсе исчезает. Весной, когда вновь начинает преобладать приток тепла над его потерями, процесс повторяется.

Различие процессов распространения тепла в море в холодную и теплую части года обуславливает различный подход к прогнозу температуры воды в море в зависимости от времени года. В холодный период, когда температура воды в верхнем слое моря почти одинакова по глубине, расчеты ее можно производить в большинстве случаев с учетом основного фактора — конвекции. В теплую часть года вследствие больших градиентов температуры (как по вертикали, так и по горизонтали) необходимо учитывать все многообразие факторов, влияющих на температуру воды. При этом необходимо иметь в виду, что распределение температуры воды по вертикали не только меняется от сезона к сезону, но и претерпевает существенные изменения за сравнительно короткие промежутки времени. Существенную роль в кратковременных изменениях в распределении температуры воды по площади океана и в распределении ее по вертикали играют динамические факторы: адвекция тепла течениями, приливы, подъемы и опускания глубинных вод при прохождении барических систем. Изменения температуры воды за сутки могут составлять половину годовой амплитуды [129]. Наиболее наглядно влияние переноса тепла течениями на температуру воды можно проследить по одновременным наблюдениям за температурой воды и течениями [205].

Ветровому перемешиванию часто приписывается большая роль, чем оно играет в действительности, так как из-за отсутствия соответствующих наблюдений не удастся достаточно четко показать роль других факторов. Большую роль в кратковременных изменениях температуры воды играет подъем холодных глубинных вод на поверхность. В работе [129] приведены возможные изменения температуры поверхностного слоя океана за 48 ч, обусловленные влиянием различных факторов: под действием течений температура воды может измениться на $0,2-0,8^{\circ}\text{C}$; за счет поступления солнечной радиации — на $0,8^{\circ}\text{C}$; при испарении с поверхности — на $0,4^{\circ}\text{C}$; за счет волнового перемешивания — на $1,7^{\circ}\text{C}$; конвективного перемешивания — $0,6^{\circ}\text{C}$; подъема холодных глубинных вод — $1,4^{\circ}\text{C}$; образования и таяния льда — $1,7^{\circ}\text{C}$. К этим цифрам следует относиться как к ориентировочным. В различных районах океана в разные периоды времени соотношение «вклада» перечисленных факторов будет иным.

Оценка роли термических и динамических факторов при прогнозировании температуры воды — одна из труднейших задач, так как все факторы действуют одновременно. При разработке метода прогноза температуры воды в Тихом океане для выявления роли теплового баланса использовался корреляционный анализ [286].

Оценивалась связь между потоком тепла через поверхность океана и температурой поверхностного слоя для северо-западной части Тихого океана. Тепловой баланс рассчитывался для 377 трапедий со сторонами 2° по широте и 5° по долготе. Рассчитанные значения теплового баланса дали возможность оценить энергообмен между отдельными частями рассматриваемого района. Тепловой баланс оказался положительным в течение всего года для южной части района. Это тепло переносится течением Куроисио на север.

Из анализа распределения самих величин Q видно, что перенос тепла течениями играет заметную роль в формировании температурного поля. Для получения количественных характеристик связи между температурой воды и тепловым балансом рассчитаны коэффициенты корреляции. Поскольку сезонный ход не исключался, то коэффициенты корреляции получились выше там, где он отчетливее выражен. Севернее 26° с. ш. коэффициенты корреляции в основном выше 0,6. Для южной части района связь температуры воды с тепловым балансом довольно слабая, что объясняется влиянием вертикальной адвекции [294].

Для Северной Атлантики роль термических и динамических факторов оценивалась также с помощью корреляционного анализа [206]. Район $15-60^\circ$ с. ш. был разбит на 36 квадратов, и для каждого квадрата по методу [228] рассчитан суммарный поток тепла Q по пятидневкам за теплую часть года. За начало теплонакопления была условно принята дата 1 мая, и суммирование значений Q производилось начиная с этой даты. Значения коэффициентов корреляции R_Q , характеризующих связь температуры воды с $\sum Q$, приведены на рис. 24. Область высоких значений R_Q ($R_Q > 0,7$) занимает восточную и центральную части рассматриваемого района. Наиболее низкие коэффициенты корреляции (0,20—0,34) получились для района интенсивных течений, а также для юго-западной части района, где изменения температуры воды невелики. Коэффициенты корреляции, рассчитанные по более надежным рядам наблюдений с судов погоды, согласуются с коэффициентами, полученными для квадратов [207]:

Судно погоды	A	B	C	D	E	I	J	K
R_Q	0,78	0,90	0,80	0,60	0,86	0,83	0,81	0,79

Связь оказалась тесной для районов всех судов погоды, кроме D , проводившего наблюдения в районе Гольфстрима.

Проведенный корреляционный анализ позволяет выделить те районы, в которых в первом приближении при прогнозах температуры воды можно ограничиться учетом потоков тепла через поверхность океана, и районы, где необходимо учитывать влияние адвекции.

Чтобы получить более полное представление о роли термических и динамических факторов, исследовалась также связь между температурой воды в тех же 36 квадратах и характеристиками

атмосферной циркуляции. В качестве такой характеристики принимались коэффициенты разложения поля атмосферного давления над Северной Атлантикой по естественным составляющим (B_{ij}^p). Ранее было показано, что значения B_{ij}^p при прогнозе температуры воды могут использоваться для учета адвекции тепла течениями. Атмосферное давление в районе 15—65° с. ш. снималось в 49 узлах сетки и раскладывалось в ряд по естественным составляющим,

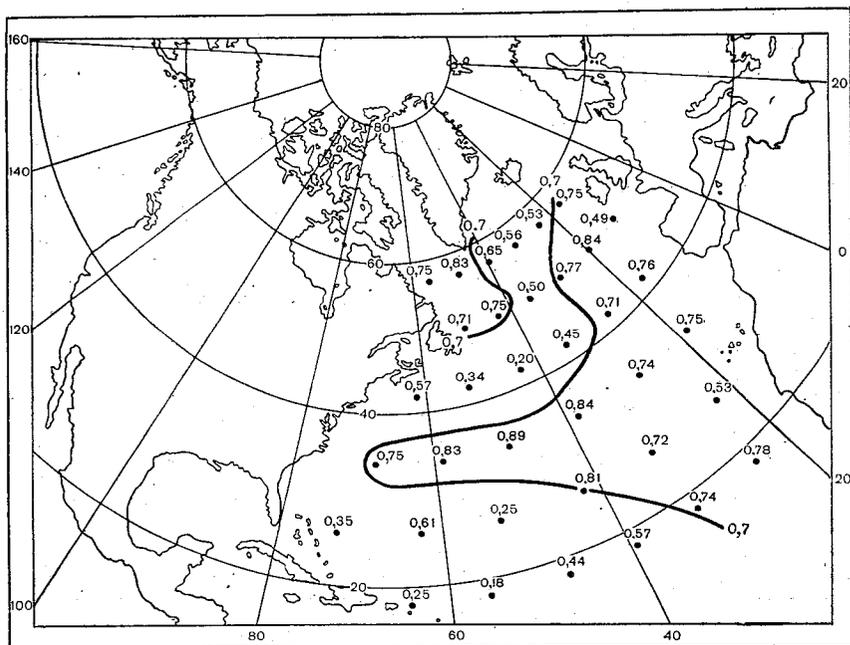


Рис. 24. Распределение коэффициентов корреляции связи t_w с Q .

рассчитанным для этого района. Коэффициенты множественной корреляции температуры воды в каждом из квадратов с коэффициентами разложения поля атмосферного давления первого—третьего порядка представлены на рис. 25. Анализ этой карты показывает, что наиболее высокие значения R_p ($R_p \geq 0,6$) получились для районов интенсивных течений.

Сравнение карт распределения коэффициентов корреляции, характеризующих связь температуры воды с потоками тепла (R_Q) и с коэффициентами разложения поля атмосферного давления (R_p), указывает на необходимость учета обоих факторов. В одних районах океана высоки R_p , а R_Q малы (области интенсивных течений), а в других R_Q превышают R_p (юго-восточная часть района), в третьих — и R_p , и R_Q достаточно велики (северо-восточная часть района). Лишь для юго-западной части океана, где изменения температуры сравнительно невелики, и R_Q , и R_p оказались

низкими. Таким образом, корреляционный анализ позволяет выделить районы со значительным влиянием на температуру воды как потоков тепла через поверхность, так и адвекции тепла течениями.

В работе [265] оценки роли различных факторов получены на основании численной модели сезонного изменения энтальпии 250-метрового слоя океана (Q_D). На основе батитермографных на-

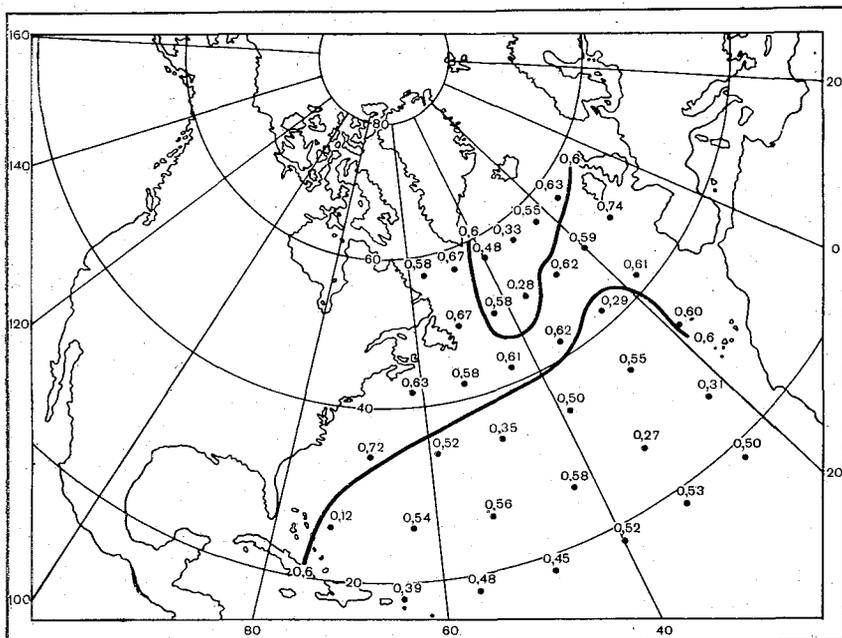


Рис. 25. Распределение коэффициентов корреляции связи t_w с B_{li}^p .

блюдений в северной части Тихого океана была произведена оценка каждого члена уравнения

$$\frac{\partial Q_D}{\partial \tau} = k_l (\partial^2 Q_D / \partial x^2 + \partial^2 Q_D / \partial y^2) - u_x \partial Q_D / \partial x - u_y \partial Q_D / \partial y + Q_{\text{пов}}. \quad (68)$$

Оказалось, что вклад адвективного члена в изменение энтальпии в среднем вдвое больше, чем вклад от теплового баланса поверхности.

Влияние аномалий потоков тепла через поверхность океана несомненно, но кроме того, как показано в работе [247], большую роль играет циркуляция вод. Автор рассмотрел примеры типичного расположения аномалий энтальпии и их значений в северной части Тихого океана и исследовал их усиление, перемещение и затухание под влиянием теплового баланса поверхности и существующей циркуляции вод. Результаты анализа показывают, что аномалии энтальпии переносятся преобладающими течениями. Аномалии, переносимые на север Тихого океана примерно к 40° с. ш.,

затухают быстро вследствие интенсивного горизонтального перемешивания. Аномалии, переносимые к югу, сохраняются в течение нескольких месяцев.

К. Батен произвел также расчеты, показывающие, как может измениться энтальпия вследствие усиления или ослабления преобладающей системы течений. Так, при усилении циркуляции энтальпия верхнего слоя возрастает на большой акватории к востоку от Японии и уменьшается в области более низких широт между Филиппинскими и Маршалльскими островами. Небольшое увеличение энтальпии отмечается при этом в экваториальных районах океана и в заливе Аляска. Наоборот, ослабление циркуляции приводит к уменьшению энтальпии в областях, прилегающих к Японии и расположенных к западу от Гавайских островов.

Расчеты показывают, что изменения энтальпии вследствие усиления или ослабления циркуляции охватывают большие акватории и более устойчивы во времени, чем вызванные аномалией теплового баланса поверхности.

При прогнозировании температуры воды учитывается своеобразие процессов, протекающих в океане в теплую и холодную часть года. Сопоставление распределения температуры воды и воздуха над океанами летом и зимой, расчеты потоков тепла через поверхность океана показывают, что теплообмен между атмосферой и океаном наиболее активно протекает в холодную часть года. Температура воды в это время выше температуры воздуха, что способствует развитию свободной конвекции в океане и атмосфере.

Таблица 10 дает наглядное представление об изменчивости суммарной теплоотдачи океана (потерь тепла на испарение и турбулентный теплообмен океана с атмосферой) в районах судов погоды в разные месяцы [192].

Таблица 10

Средние квадратические отклонения суммарной теплоотдачи ($Q_{\text{и}} + Q_{\text{т. о}}$) в районах судов погоды [$\text{Дж} \cdot 10^3 / (\text{см}^2 \cdot \text{мес})$] [192]

Судно погоды	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
A	17,1	15,9	22,6	9,2	9,6	5,9	4,2	6,7	9,6	11,3	17,6	15,1
B	43,0	32,2	34,3	17,6	6,7	6,3	3,3	3,8	8,4	20,9	16,7	27,2
C	14,2	20,5	18,4	8,4	7,5	4,2	3,8	6,7	9,2	12,5	10,9	20,1
D	39,7	41,4	24,7	27,6	22,2	11,7	11,7	22,2	21,7	20,5	41,0	37,2
E	21,3	28,4	20,5	18,8	22,6	15,1	13,8	16,3	19,6	23,8	24,2	27,2
I	19,2	18,4	13,4	13,8	10,9	5,9	4,6	7,9	8,8	9,6	20,1	14,6
Y	13,4	19,2	13,4	9,6	10,0	5,0	5,0	6,3	9,2	7,9	15,1	11,7
K	15,9	13,8	8,4	6,7	5,9	5,9	7,5	8,4	10,5	13,0	13,0	11,3
M	15,0	21,3	25,9	10,9	11,3	7,9	7,5	8,8	12,1	18,0	16,7	20,9

Интенсивный теплообмен океана с атмосферой в зимнее время, значительная межгодовая изменчивость потерь тепла за счет испарения и турбулентного теплообмена, большая толщина верхнего

перемешанного слоя, в котором формируется аномалия температуры воды, приводят к тому, что аномалии температуры воды в океане формируются в основном под действием зимних процессов. Это обстоятельство используется при прогнозе температуры воды на теплую часть года по гидрометеорологическим условиям за холодную часть года [24, 53, 85, 91].

В холодную часть года прогноз температуры воды строится на учете интенсивности охлаждения поверхности океана. Многочисленные расчеты, проведенные для разных морей и океанов [140, 189, 200], и многолетняя практика составления прогнозов температуры воды для северных частей Атлантического и Тихого океанов [142] показали, что потери тепла через поверхность океана играют большую роль в формировании аномалий температуры воды.

В работе [217] проанализировано влияние суммарной теплоотдачи (потери тепла на испарение и турбулентный теплообмен с атмосферой) на формирование аномалий температуры воды в районах океанических станций в Атлантическом океане. Для района судна погоды «Delta» обнаружено, что наибольшее проявление влияния теплоотдачи в феврале на температуру воды отмечается в теплый период года. Для остальных судов погоды это влияние затушевывается другими факторами. Расчеты показали, что в 1972 г., который характеризовался отрицательными аномалиями температуры воды на большей части акватории Северной Атлантики, отдача тепла в атмосферу была самой большой за весь период времени с 1950 г. На этом основании высказывается предположение, что этот процесс сыграл главную роль в формировании отрицательной аномалии температуры воды.

Вопрос об устойчивости температурных аномалий важен при прогнозе температуры воды и оценке обмена энергией между океаном и атмосферой. Точка зрения об устойчивости аномалий температуры воды, сформировавшихся в холодную часть года, не является единственной.

В последние годы появились работы, в которых выявляется большая роль ветрового перемешивания в образовании аномалий температуры воды в океане [153, 273—275]. Особое внимание уделяется анализу роли ветрового перемешивания в период перехода от зимнего типа распределения температуры воды к летнему, когда формируется сезонный термоклин. При отсутствии адвекции тепла течениями главными факторами в это время являются поглощение солнечной радиации и перераспределение ее в верхнем слое океана. Если количество поглощенной радиации близко к среднему многолетнему значению, то можно проследить зависимость температуры воды от интенсивности ветровой деятельности. При слабых ветрах перемешивание незначительно, тепло поглощается в слое малой толщины, и в верхнем слое океана формируется положительная аномалия температуры воды. Усиленная штормовая деятельность приводит к увеличению толщины верх-

него перемешанного слоя, поступающее от Солнца тепло распределяется в более мощном слое, и формируется отрицательная аномалия температуры воды. При усилении ветра увеличиваются потери тепла через поверхность океана за счет испарения и турбулентного теплообмена, что также способствует понижению температуры воды. На материалах наблюдений в Атлантическом и Тихом океанах было показано, что аномалия, сформировавшаяся весной, может сохраняться в течение нескольких месяцев.

На формирование аномалий температуры воды большое влияние оказывает также облачность. При изменении облачности меняются обе составляющие радиационного баланса поверхности океана: поступающая солнечная радиация и эффективное излучение. Увеличение облачности приводит к ослаблению потока солнечной радиации и уменьшению эффективного излучения. Расчеты этих составляющих по данным судов погоды в северной части Атлантического океана показали, что суммарное воздействие облачности на потоки лучистой энергии приводит к уменьшению притока тепла на поверхность океана и, следовательно, к понижению температуры воды. При корреляции пятидневных значений температуры воды с облачностью между ними обнаружилась обратная связь (синхронная), более отчетливо выраженная для южной группы судов погоды (D , E , K). Так, для районов судов D и E связь между пятидневными значениями температуры воды и облачности в теплую часть года характеризуется коэффициентами корреляции $r = -0,39$ и $r = -0,48$ при ряде наблюдений, равном 17 годам. В отдельные годы значения r достигают в этих районах $-0,52$ и $-0,67$. Для района судна погоды K значения коэффициента корреляции меньше ($r = -0,4$), но также во все годы ($n = 17$ лет) отчетливо видна обратная связь. Для северных судов погоды коэффициенты корреляции малы, что объясняется сравнительно небольшой изменчивостью облачности. Например, в районах судов A , B , I облачность редко уменьшается до 5 баллов и в среднем составляет 8—9 баллов. В районах судов D и E изменчивость облачности значительно больше (от 1 до 9 баллов) и связь с температурой воды прослеживается более отчетливо [207].

Анализ асинхронных связей средних месячных аномалий температуры воды в Атлантическом океане с общей облачностью над ним показал, что они могут быть использованы при долгосрочном прогнозировании температуры воды. Ввиду сложности связей между температурой воды и облачностью сопоставление этих элементов целесообразно производить не для отдельных точек, а для больших районов. Для этой цели удобной формой аналитического представления полей аномалий температуры воды и облачности служит разложение полей по естественным составляющим. Коэффициенты ряда служат обобщенной характеристикой распределения температуры воды и облачности в рассматриваемом районе и в то же время позволяют рассчитать значения этих элементов в каждом узле расчетной сетки.

Для количественной оценки степени связанности между полями аномалий температуры воды и облачности рассчитывались коэффициенты корреляции R , характеризующие связи вида

$$B_i^w = f(\sum B_i^N),$$

где B_i^w и B_i^N — коэффициенты разложения полей аномалий температуры воды и общей облачности.

Наиболее тесные связи ($R = 0,53 \dots 0,76$) обнаружались для летнего сезона при временном сдвиге, равном 2 мес (изменения облачности опережают изменения температуры воды). Эту асинхронную связь можно объяснить особенностью формирования аномалий температуры воды в период весенне-летнего прогрева. Как уже отмечалось выше, в работах, выполненных в последние годы, было показано, что устойчивость аномалий в летние месяцы определяется интенсивностью ветрового перемешивания в начальный период прогрева. Чем сильнее ветровое перемешивание, тем больше толщина квазиоднородного слоя и тем ниже температура воды в этом слое при прочих равных условиях. Связь между B_i^w и B_i^N характеризует влияние степени прогрева в весенний период на эти же процессы: чем меньше облачность, тем интенсивнее прогрев в начальный период, тем больше устойчивость вод, меньше толщина верхнего однородного слоя и создаются условия для формирования положительной аномалии температуры воды, которая благодаря большой устойчивости вод сохраняется в летние месяцы. Повышенное количество облаков весной способствует формированию отрицательной аномалии температуры.

Для осеннего сезона также можно заметить увеличение значений R при сдвиге 1—2 мес (до $R = 0,70$). По-видимому, на формирование аномалий осенью большое влияние оказывает солнечная радиация, поступающая на поверхность океана летом. Поскольку сама радиация летом больше, чем осенью, то и ослабляющее влияние облачности будет сказываться более заметно в летний период.

Несмотря на значительную облачность в зимний сезон, влияние ее на температуру воды меньше, чем летом и осенью, поскольку меньше сами значения солнечной радиации и мала изменчивость облачности. Значения R в зимний сезон наименьшие по сравнению с другими сезонами, они приблизительно одинаковы при синхронном сопоставлении и сдвиге 1—2 мес. Для весеннего сезона некоторое увеличение можно заметить при сдвиге 1 мес.

Делалась попытка оценить степень связанности температуры воды с влажностью воздуха, от которой зависят потери тепла через поверхность океана за счет испарения и эффективного излучения. По данным наблюдений судов погоды в северной части Атлантического океана эта связь характеризуется значениями коэффициентов корреляции 0,66—0,79 [207]. При расчете влажности как линейной функции температуры воды ошибки расчетов составили 0,2—1,7 мбар [286].

В действительности связь между влажностью воздуха и температурой воды осуществляется по более сложным законам, и она может служить одним из показателей взаимодействия океана и атмосферы. При повышении температуры воды (например, за счет адвекции тепла течениями) увеличивается дефицит влажности, возрастает испарение и повышается влажность воздуха. Увеличение влажности приводит к снижению потерь тепла на испарение и, следовательно, к повышению температуры воды.

Поскольку над океанами наблюдения над влажностью часто отсутствуют, разрабатывают упрощенные методы расчета суммарного потока тепла через поверхность океана без учета влажности [228].

При прогнозировании температуры воды большое внимание уделяется изучению зависимости температуры воды от циркуляции атмосферы.

Между изменениями циркуляции атмосферы и последующими изменениями температуры воды проходит некоторый промежуток времени, который может быть использован в качестве заблаговременности прогноза, поэтому количественные характеристики циркуляции атмосферы используются в качестве предикторов при прогнозировании температуры воды. К таким характеристикам циркуляции атмосферы относятся градиенты давления, индексы Вительса, Белинского, Каца, коэффициенты разложения полей по полиномам Чебышева или естественным составляющим, морфометрические характеристики центров действия атмосферы и др. Подтверждением того, что аномалии температуры воды в океане являются результатом крупномасштабных нарушений режима атмосферной циркуляции, служит сопоставление температурных аномалий с интенсивностью и положением основных центров действия атмосферы.

Подмеченная В. Ю. Визе связь между положением и интенсивностью исландского минимума и температурой воды использовалась в последующем для выяснения причин, обуславливающих изменения температуры воды в океане.

Подробное исследование [214] влияния алеутского минимума и гонолульского максимума на температуру воды в Тихом океане показало, что нужно учитывать комплексное влияние горизонтальных и вертикальных движений вод. В районе океана, над которыми располагаются центры барических образований, происходит подъем или опускание вод, причем термический эффект от подъема больше. Углубление алеутского минимума в подавляющем числе случаев сопровождается отрицательными аномалиями вблизи его центра при сохранении его нормального положения. В центре гонолульского максимума температура воды практически независима от его интенсивности. На периферии барических образований большее влияние оказывают горизонтальные смещения вод и теплообмен с атмосферой. Значительную роль играют меридиональные переносы. Интенсивное развитие океанических центров действия атмосферы приводит к формированию на их восточ-

ной и западной периферии аномалии разных знаков. На северной и южной периферии велика роль широтных потоков.

Сопоставление температуры воды на севере Атлантики (в квадратах Смеда) с морфометрическими характеристиками исландского минимума показало, что между ними существует связь [193]. Причем эта связь неодинакова для северо-восточной и северо-западной частей Атлантики.

Н. А. Белинский при прогнозировании температуры воды в северной части Атлантического океана ввел в прогностические уравнения в качестве одного из аргументов характеристики циклонической и антициклонической циркуляции [24], а затем в качестве показателя адвекции тепла течениями предложил использовать коэффициенты разложения поля атмосферного давления по полиномам Чебышева и естественным составляющим [27]. Эти приемы нашли широкое применение в прогнозах температуры воды в нашей стране и за рубежом.

Положительный результат для прогноза температуры воды дало сопоставление темпе-

ратуры воды с атмосферными процессами на высотах [68, 246]. Температура воды на Кольском меридиане оказалась связанной с индексами тепла и холода, рассчитанными по картам относительной топографии (OT_{1000}^{00}) [68]. При нахождении этих связей подтверждается тот факт, что характер процессов в холодную часть года (в данном случае в предзимье) оказывает влияние на изменение температуры воды летом.

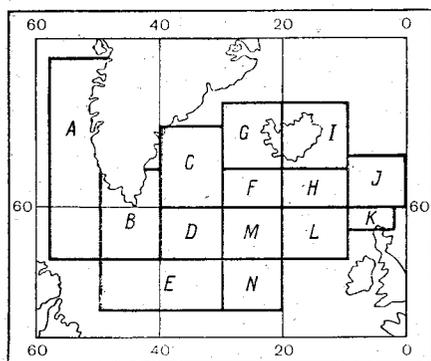


Рис. 26. Квадраты Смеда.

Выявлена также связь между аномалиями OT_{1000}^{500} и аномалиями температуры воды на севере Атлантического океана (в квадратах Смеда) (рис. 26) [246]. Для некоторых квадратов Смеда связь между зимними значениями OT_{1000}^{500} и аномалиями средней годовой температуры последующего года, а также аномалиями за летний сезон оказались довольно тесными.

Не все процессы, которые обуславливают изменения температуры воды, в одинаковой степени учитываются при составлении прогнозов. Наиболее обстоятельно разработаны способы учета потоков тепла через поверхность океана; самую сложную задачу представляет расчет адвекции тепла течениями.

Первые методы прогноза температуры воды для прибрежных районов морей были разработаны на основе учета только потока тепла через поверхность океана [226]. В зависимости от исходной

информации этот поток рассчитывается или с учетом всех необходимых метеорологических элементов (2)—(5), или упрощенными способами (6), (6а). Иногда в прогностические уравнения для характеристики теплового состояния атмосферы вводится только температура воздуха. Из-за отсутствия прогноза таких метеорологических элементов, как облачность и влажность, прогнозы потоков тепла через поверхность океана не составляются и при прогнозах температуры воды суммарный поток тепла через поверхность экстраполируется на время заблаговременности прогноза или заменяется прогнозом температуры воздуха. Поэтому большой интерес представляют исследования, направленные на прогнозирование составляющих теплового баланса на основе типизации атмосферных процессов [38], а также использования динамико-статистического метода прогноза [192]. Из-за отсутствия

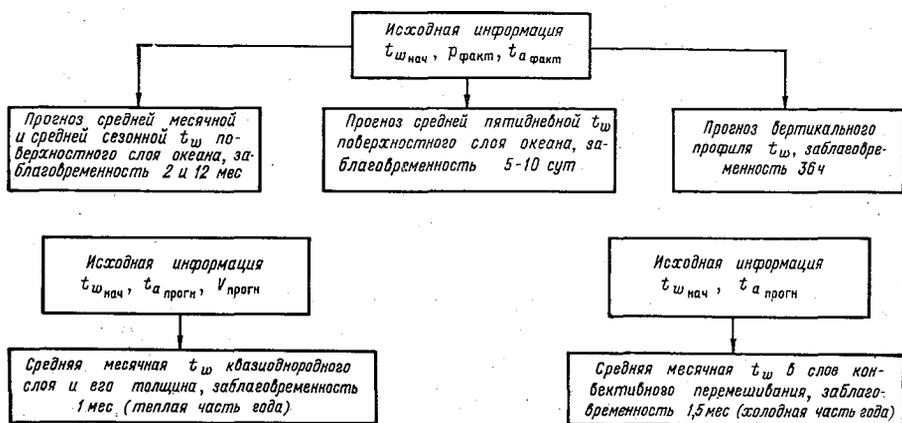


Рис. 27. Исходная информация и виды прогнозов температуры воды, составляемые с ее использованием.

сведений о течениях для оценки влияния адвекции тепла течениями либо используются скорости течения, рассчитанные по полю ветра или атмосферного давления, либо в прогностические уравнения вводятся характеристики поля атмосферного давления (индексы, коэффициенты разложения в ряды и др.).

Гидрометеорологическая информация, доступная при составлении прогноза, играет большую роль в выборе того или иного метода. На схеме, представленной на рис. 27, показана гидрометеорологическая информация, необходимая для составления прогнозов температуры воды гидродинамическими и статистическими способами. По фактическим значениям температуры воздуха, атмосферного давления и начальному значению температуры воды могут прогнозироваться с помощью физико-статистических методов средняя месячная и средняя за сезон температура поверхностного слоя океана с заблаговременностью 2 и 12 мес, средняя пятидневная температура воды поверхностного слоя с заблаговре-

менностью 5—10 сут и распределение температуры воды по вертикали с заблаговременностью 36 ч.

При прогнозировании средней месячной температуры воды квазиоднородного слоя и его толщины гидродинамическим методом необходимы начальные значения этих характеристик и прогноз температуры воздуха и скорости ветра. В прогнозе средней месячной температуры воды в слое конвективного перемешивания и его толщины используются прогноз температуры воздуха и начальная температура воды.

6.2. Прогноз температуры воды в слое конвективного перемешивания

Прогноз температуры воды в период осенне-зимней конвекции основан на учете потерь тепла через поверхность океана.

В холодную часть года происходит интенсивный теплообмен между океаном и атмосферой. Температура воды в этот период в средних широтах выше температуры воздуха, что способствует развитию свободной конвекции и в атмосфере, и в океане. Нагретый воздух поднимается вверх, на его место опускается более холодный воздух, который тоже прогревается, и, таким образом, даже при отсутствии ветра этот процесс может продолжаться. В воде также происходит процесс обмена: вследствие охлаждения плотность верхних слоев воды увеличивается, они опускаются и на их место поднимаются нижние более теплые воды.

Тепло из океана в атмосферу передается в основном за счет испарения и турбулентного теплообмена и в меньшей степени за счет лучистого обмена. В отдельных районах океана, например в Гольфстриме, затраты тепла на испарение зимой могут достигать $4 \text{ Дж}/(\text{см}^2 \cdot \text{сут.})$. Интенсивное испарение приводит к увеличению солености, а следовательно, и плотности вод поверхностного слоя, и, таким образом, конвекция охлаждения дополняется конвекцией осолонения. Под действием конвективного перемешивания в верхнем слое океана создается гомотермия. Толщина верхнего однородного слоя увеличивается и к концу зимы достигает наибольшего значения. Кроме свободной конвекции, в это же время происходит сильное перемешивание под влиянием осенне-зимних штормов. Осенью глубина ветрового перемешивания сравнима с глубиной конвективного перемешивания, и при расчетах температуры воды нужно учитывать оба процесса. Основы метода расчета температуры воды в слое конвективного перемешивания и глубины конвекции были разработаны Н. Н. Зубовым [82]. Довольно подробно условия возникновения и развития конвекции, ее особенности в разных районах океанов описаны в монографии Н. П. Булгакова [37]. Численный метод расчета конвекции в арктических морях разработан Ю. П. Дорониным [65].

Исследования конвекции в морях и океанах позволили выявить характерные особенности этого процесса в разных физико-географических условиях [140, 189, 200].

Как правило, практические методы расчета и прогноза глубины конвективного перемешивания основаны на учете потерь тепла через поверхность океана. В качестве начальных условий принимаются или данные наблюдений в период, предшествующий расчету, или средние многолетние характеристики.

При расчете температуры воды в период осенне-зимнего охлаждения неизвестными оказываются две величины: температура воды и глубина конвекции. Вместе с понижением температуры поверхностного слоя растет глубина конвекции. Изменение энтальпии столба воды в слое конвективного перемешивания (ΔQ_H) за некоторый промежуток времени записывается так:

$$\Delta Q_H = c\rho H_1 \Delta t_{w_1},$$

где Δt_{w_1} — изменение температуры воды в слое конвективного перемешивания за первый расчетный период; H_1 — средняя глубина перемешивания за этот же период; c — теплоемкость воды; ρ — плотность воды.

Потери тепла рассчитываются по разности температур воды и воздуха по формуле (6).

Изменение температуры воды за первый расчетный период определяется как

$$\Delta t_{w_1} = \Delta Q_H / (c\rho H_1),$$

c и ρ принимаются равными 1.

Тогда температура воды к началу второго расчетного периода находится как

$$t_{w_2} = t_{w_1} - \Delta t_{w_1}.$$

Конвективное перемешивание в результате понижения температуры воды от t_{w_1} до t_{w_2} приводит к увеличению глубины перемешивания от H_1 до H_2 . Значение H_2 можно определить, сравнивая распределение по вертикали условного удельного объема (или плотности), найденного по температуре воды t_{w_2} , и солености смешения $S_{пер}$ с его начальным распределением по вертикали.

После определения температуры и глубины перемешивания на начало второго периода таким же способом ведут последовательно расчет для второго, третьего и т. д. периодов. К началу n -го периода температура воды определится как

$$t_{w_n} = t_{w_1} - \Delta Q_1/H_1 - \Delta Q_2/H_2 - \dots - \Delta Q_{n-1}/H_{n-1}, \quad (69)$$

где $\Delta Q_1, \dots, \Delta Q_{n-1}$ — потери тепла за соответствующий период.

Таким способом можно проводить расчеты лишь при наличии исходных глубоководных наблюдений над температурой воды и соленостью. Если расчеты вести последовательно до того момента, когда температура воды понизится до температуры замерзания, соответствующей данной солености, то указанный способ может быть использован для расчета положения кромки льда [140]. Если расчеты ведутся для мелководных районов, где в осенний

период перемешивание достигает дна, то за глубину перемешивания принимается глубина места, и расчеты упрощаются.

Расчеты температуры воды в слое конвективного перемешивания в Атлантическом океане и температуры воды и положения кромки льда в Охотском, Баренцевом, Каспийском морях, выполненные в Гидрометцентре СССР, показали, что этот метод может успешно применяться в тех районах, где адвекция невелика. При отсутствии глубоководных наблюдений в начальный период расчеты температуры воды можно вести или с учетом среднего многолетнего значения глубины конвективного перемешивания, или пользуясь эмпирическими связями между аномалиями температуры воды и воздуха [200]. Для учета сезонного изменения глубины конвективного перемешивания (ее роста от октября к марту) аномалии температуры воды и воздуха сопоставлялись отдельно для каждого месяца. По данным наблюдений судов погоды в северной части Атлантического океана получены уравнения вида

$$\Delta t_w = k \Delta t_a;$$

здесь Δt_w — аномалия температуры воды; Δt_a — аномалия температуры воздуха; k — коэффициент (являющийся функцией глубины конвективного перемешивания).

При сравнении значений коэффициентов k для различных месяцев (октябрь—март) обнаружилась его зависимость от глубины конвективного перемешивания: чем больше H , тем меньше k , т. е., иными словами, при одних и тех же значениях Δt_a значения Δt_w будут в конце зимы меньше, чем в начале, когда глубина перемешивания сравнительно невелика.

Поскольку глубина конвективного перемешивания зависит от потерь тепла через поверхность океана (Q_{Π}), то k можно определить в зависимости от Q_{Π} :

$$k = f(Q_{\Pi}). \quad (70)$$

Эмпирические коэффициенты в уравнениях вида (70) позволяют учесть среднее значение глубины конвективного перемешивания.

Для расчетов температуры воды в слое конвективного перемешивания при отсутствии исходных данных о вертикальном распределении температуры воды можно использовать также предварительно составленные карты глубин перемешивания, соответствующие определенным значениям температуры поверхностного слоя. Такие карты в Гидрометцентре СССР были построены Г. Н. Милейко для северных частей Атлантического и Тихого океанов [142]. Для этой цели им были использованы глубоководные наблюдения, выполненные на гидрологических разрезах в период максимального теплонакопления (июль—сентябрь) за 1947—1960 гг. При этом он основывался на допущении, что изменения плотности и глубина однородного слоя зависят от изменений температуры воды, а влияние солености можно принять меняющимся по площади, но постоянным во времени. Там, где влиянием адвекции можно пренебречь, одной и той же температуре воды будет

соответствовать определенной глубине конвекции, и такое соотношение для данного пункта остается неизменным от года к году.

Г. Н. Милейко рассчитал глубины конвективного перемешивания для интервалов понижения температуры поверхностного слоя океана 1°C , с максимальных ее значений до минимальных. При этом температура поверхностного слоя предполагалась равной температуре перемешанного слоя.

С помощью карт глубин конвективного перемешивания можно вести расчет температуры воды по схеме (69). Потери тепла через поверхность океана определяются с помощью упрощенного метода [228] по разности температур воды и воздуха. Температура воды определяется в начале каждого расчетного интервала времени по фактическим данным. При расчете на несколько интервалов вперед для каждого последующего используется рассчитанная температура воды. Температура воздуха берется из метеорологического прогноза.

В дальнейшем Г. Н. Милейко усовершенствовал метод прогноза температуры воды для холодной части года путем учета адвекции тепла течениями. Адвективные изменения температуры воды $\Delta t_w/\Delta t$ рассчитывались по соотношению

$$\Delta t_w/\Delta t = u \Delta t_w/\Delta s,$$

где скорость течения u определялась по картам среднесезонных течений, а горизонтальный градиент температуры воды $\Delta t_w/\Delta s$ определялся по фактическим картам температуры поверхностного слоя на начало расчета. Оперативные прогнозы с заблаговременностью 1 мес, составляемые данным способом для холодного сезона года, имеют хорошую оправдываемость. Кроме северных частей Атлантического и Тихого океанов, этот метод распространен и на ряд морей СССР.

Математическая формулировка задачи о расчете температуры воды и глубины перемешивания в период охлаждения моря была дана В. А. Цикуновым [240]. Он рассмотрел ту же схему конвективного перемешивания, что и Н. Н. Зубов, и предложил графоаналитический способ решения уравнений, связывающих глубину перемешивания, температуру, соленость, плотность, толщину испарившегося слоя воды и потери тепла через поверхность моря. Использование этого метода для районов судов погоды P в Тихом океане и E в Атлантическом показало, что предложенный метод дает лучший результат для субтропической области океана и субполярной в тех случаях, когда теплоотдача превышает норму. При анализе результатов, полученных для различных температурных профилей, выяснилось, что метод более применим для тех случаев, когда градиенты температуры в слое скачка в период наибольшего теплонакопления невелики [150].

Численный метод расчета конвекции в арктических морях, разработанный Ю. П. Дорониным, рассмотрен в главе 7.

В работе Джеймса [64] предлагается способ расчета глубины конвективного перемешивания, основанный также на учете потерь

тепла через поверхность моря и начальной глубины перемешивания, но для учета влияния стратификации вод вводится градиент температуры

$$H_f^2 = H_0^2 + 2Q/(c_p \rho_w \Delta t);$$

здесь H_0 и H_f — глубина изотермического слоя в начале и конце расчетного периода; Q — потери тепла через поверхность океана; c_p — удельная теплоемкость воды; ρ_w — плотность воды; Δt — градиент температуры на глубине, до которой происходит перемешивание.

Выражение $2Q/c_p \rho_w \Delta t = M_c$ названо фактором конвективного перемешивания.

Расчет глубины H_f производится двумя этапами: рассчитывается величина M_c , а затем по M_c и H_0 рассчитывается H_f .

Чтобы рассчитать M_c , необходимо знать потери тепла и вертикальный градиент на глубине, до которой происходит перемешивание. Для расчета величин M_c , H_f построены соответствующие номограммы. При таком способе расчета учитывается лишь градиент температуры воды, а градиентом солёности пренебрегают. Если же влияние солёности существенно, то рекомендуется вводить поправку на солёность. Причем при отсутствии надежной информации о солёности можно вводить средние поправки, установленные для тех районов, для которых составляется прогноз. Поправки на солёность вводятся в виде фиктивного градиента температуры, который компенсирует изменение плотности, вызванное градиентом солёности.

Г. Левасту и И. Хела [129] глубину перемешанного слоя предлагают рассчитывать по изменению температуры поверхностного слоя в период, предшествующий составлению прогноза, и вертикальному градиенту температуры в слое 200 м:

$$\Delta H = \Delta t_0 / (t_{0,12} - t_{200});$$

здесь ΔH — изменение глубины перемешанного слоя за счет конвекции; Δt_0 — изменение температуры поверхностного слоя моря за последние 12 ч; $t_{0,12}$ — температура поверхностного слоя моря за предшествующий срок, отстоящий от данного на 12 ч; t_{200} — температура на глубине 200 м.

Способ прогноза толщины изотермического слоя океана в период охлаждения, разработанный З. К. Абузяровым [4], основан на учете интенсивности охлаждения поверхностных вод и начального теплонакопления. За показатель охлаждения принята разность между температурой воды в период максимального теплонакопления (t_{w_0}) и температурой воды в момент составления прогноза (t_w)

$$\Delta t_w = t_{w_0} - t_w.$$

Для выявления связи глубины конвективного перемешивания с этими двумя факторами (t_{w_0} и Δt_w) по материалам наблюдений

на судне погоды P в Тихом океане были построены графики за различные годы (рис. 28). Для каждого года получилась своя кривая. Отрезки, отсекаемые ими на оси ординат, соответствуют начальным значениям толщины изотермического слоя. Из рис. 28 видно, что в начальный период увеличение H идет медленнее. Это, по-видимому, объясняется стратификацией вод в начале периода охлаждения и его конце. Большие вертикальные градиенты температуры воды в начальный период охлаждения тормозят процесс

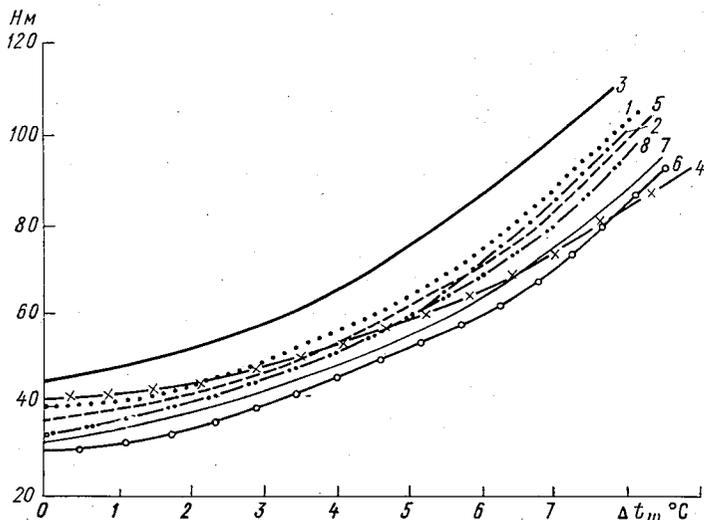


Рис. 28. Толщина изотермического слоя в отдельные годы [4].

1 — 1957 г.; 2 — 1958 г.; 3 — 1959 г.; 4 — 1961 г.; 5 — 1962 г.; 6 — 1963 г.;
7 — 1964 г.; 8 — 1965 г.

конвекции. Увеличение толщины верхнего перемешанного слоя и уменьшение вертикальных градиентов приводят к ускорению конвекции. Например, понижение температуры на 1°C в начале периода охлаждения приводит к увеличению глубины перемешивания на 6 м, а в конце — на 20 м.

6.3. Краткосрочный прогноз распределения температуры воды по вертикали

Исследования, относящиеся к прогнозу вертикального распределения температуры воды в море, посвящены в основном прогнозу характеристик верхнего квазигомогенного слоя, его температуры и толщины [86, 143, 151, 292]. В работах [28, 202] дается попытка прогноза температурного профиля в слое 0—200 м, но полученные результаты относятся лишь к тем районам, где проводились длительные глубоководные наблюдения за темпера-

турой воды, т. е. к районам многосуточных станций и судов погоды.

К числу первых работ, в которых были предприняты попытки количественного описания вертикальной структуры океана, относится работа [292]. В последующие годы выполнено много теоретических исследований, посвященных этому вопросу [86, 143, 151 и др.].

Согласно [292], толщина изотермического слоя H находится в пределах слоя трения и определяется только динамическими факторами. В предположении, что влиянием архимедовых сил, препятствующих перемешиванию, можно пренебречь, формула для расчета H записывается в виде

$$H = au/\sin \varphi;$$

здесь u — скорость ветра; a — постоянная.

Следующим шагом в развитии данного направления были работы, в которых, помимо динамических факторов, учитывались термические. Например, в работе [288] предлагается рассчитывать распределение температуры воды по вертикали с использованием коэффициентов турбулентного обмена. Для расчета коэффициентов обмена количеством движения A_v и тепла A_r предложены выражения

$$A_v = A_0 (1 + \beta_v Ri)^{-n_v};$$

$$A_r = A_0 (1 - \beta_r Ri)^{-n_r}.$$

Здесь β_v , n_v , β_r , n_r — константы; Ri — число Ричардсона.

Трудность использования для практических расчетов методов, основанных на использовании коэффициента обмена, состоит в том, что неизвестны закономерности пространственных и временных изменений коэффициента обмена.

На основе теории подобия, разработанной А. С. Мониным и А. М. Обуховым, получены методы расчета параметров слоя скачка.

В работе [143] для учета влияния динамических факторов, вводится уравнение баланса турбулентной энергии, проинтегрированное в верхнем квазиоднородном слое. Адвекция тепла течениями не учитывается, суммарный поток тепла определяется в ходе решения задачи.

Для расчета толщины квазиоднородного слоя H и потока тепла Q получены выражения

$$\begin{aligned} H \frac{dH}{dt} + \frac{(2\alpha - 1)}{2\alpha} \left[\frac{1}{\theta_s - \theta_D} \frac{d\theta_s}{dt} \right] H^2 + \\ + \frac{1 - \alpha}{\alpha} H_D \left[\frac{1}{\theta_s - \theta_D} \frac{d\theta_s}{dt} \right] H - \frac{(1 - \delta) G}{\alpha (\theta_s - \theta_D)} = 0; \\ \frac{Q}{c_p \rho} = \frac{1}{2} \frac{d\theta_s}{dt} H + \frac{(1 - \delta) G}{H}; \end{aligned}$$

здесь G_p — приток энергии от ветра; α и δ — эмпирические параметры; θ_s — температура поверхностного слоя моря; θ_D — температура на нижней границе деятельного слоя.

Квазистационарное приближение описания энергетического баланса турбулентной энергии в пределах нестационарного квазиоднородного слоя приводит к ошибкам в расчетах за зимние месяцы, т. е. при описании свободной конвекции.

Большинство математических моделей предложено для расчета сезонного хода характеристик термической структуры. Кратковременные изменения в меньшей степени поддаются количественному описанию. Поэтому расчеты за короткие промежутки времени представляют особый интерес.

На основе одномерной модели сезонного термоклина, предложенной в работе [86], автор работы [151] произвел расчет толщины однородного слоя океана на срок 3—5 сут. (по данным судна погоды P).

Изменение толщины квазиоднородного слоя определялось из выражения

$$\lambda dH/dt = [1/(T_s - T_z)][2(G - D) - Q];$$

здесь λ — обобщенная функция Хэвисайда

$$\lambda \equiv \lambda(dH/dt) = \begin{cases} 1 & \text{при } dH/dt > 0; \\ \theta & \text{при } dH/dt < 0; \end{cases}$$

T_s — температура квазиоднородного слоя; T_z — температура ниже однородного слоя; G — приток кинетической энергии от ветра; D — интегральная диссипация энергии турбулентности в однородном слое; Q — поток тепла на поверхности океана.

В качестве исходной информации использовались начальное распределение температуры воды по вертикали, прогноз скорости ветра и потока тепла через поверхность океана на период расчета. Общий результат расчета получен положительный. К недостаткам модели, которые ограничивают ее применение, следует отнести то, что она не позволяет рассчитать уменьшение толщины однородного слоя при ослаблении конвективно-ветрового перемешивания.

К настоящему времени разработано довольно много эмпирических методов расчета толщины верхнего квазиоднородного слоя океана по скорости ветра. Следует отметить, что зависимости вида

$$H = f(v),$$

полученные разными авторами, иногда значительно отличаются друг от друга. Одной и той же скорости ветра соответствуют разные значения H . Это объясняется не только тем, что нельзя получить единую формулу для расчета H , учитывая лишь скорость ветра, но и сложностью определения самой величины H , так как однородный слой не всегда бывает отчетливо выражен. Даже при наличии глубоководных наблюдений за температурой воды и соленостью не всегда можно однозначно определить значение H .

Большое влияние на толщину квазиоднородного слоя оказывает устойчивость вод. Чем больше градиенты плотности морской воды в слое скачка, тем меньше будет эффект от действия ветрового волнения и течений. При отсутствии наблюдений над соленостью для характеристики устойчивости вод при расчетах H ограничиваются учетом только градиентов температуры воды, полагая, что плотность является функцией лишь температуры. В некоторых случаях для учета влияния вертикального распределения солености на формирование толщины квазиоднородного слоя вводят поправку в виде фиктивного градиента температуры воды.

Существенное влияние на величину H оказывают дивергенция и конвергенция водных потоков. Поскольку при расчетах H непосредственно оценить роль этих процессов невозможно, то рекомендуется в рассчитанные значения H вводить соответствующие поправки [64].

Р. Джеймс [64] предлагает рассчитывать глубину ветрового перемешивания с учетом так называемого фактора ветрового перемешивания M_w . Величина M_w находится в зависимости от характеристик волновых условий. Достаточно хорошим показателем перемешивания Джеймс считает произведение высоты волны h на период волны с максимальной энергией T_{\max} : $M_w = hT_{\max}$.

Поскольку характеристики волнения зависят от скорости ветра, его продолжительности и разгона, то для удобства расчета величина M_w представляется в зависимости от этих параметров.

Зная величину M_w и характеристику устойчивости вод, можно рассчитать глубину перемешивания по формуле

$$H = (k_1/\Delta t) (1 - e)^{-k_2 \Delta t M_w};$$

здесь k_1, k_2 — константы; Δt — градиент температуры в наиболее близком к поверхности термоклине.

Гораздо труднее по сравнению с развитием ветрового перемешивания оценивать влияние его затухания. В некоторых случаях после действия сильных ветров перемешанный слой сохраняет свою толщину в течение длительного времени, а иногда происходит его подъем. Причины уменьшения толщины перемешанного слоя могут быть разные: адвекция, сильный прогрев на поверхности и фактически образование нового перемешанного слоя. Поскольку затухание не определяется количественно, то прогнозист должен проанализировать, имеются ли условия, благоприятные для затухания. И если можно ожидать этот процесс, то следует ввести некоторую среднюю поправку. Значение ее в большинстве случаев не будет превышать 20% изменения глубины перемешивания, а действовать этот процесс начнет не ранее, чем через 24 ч.

Способ расчета толщины слоя волнового перемешивания, разработанный З. К. Абузьяровым [3], основан на учете высоты ветровых волн. Случаи чисто ветрового волнения отбирались по методу Ю. М. Крылова, установившего теоретическим путем связь между ветром, высотой и периодом волн. Соблюдалось условие

существенно положительного теплового баланса, который обуславливал повышение температуры поверхностного слоя океана. Случаи понижения температуры воды в расчет не принимались, чтобы избежать влияния конвективного перемешивания.

Уравнение связи толщины слоя волнового перемешивания H с высотой волны h имеет вид

$$H = 10,15h + 2,6. \quad (71)$$

При составлении прогноза величины H возможны два подхода: 1) воспользоваться прогностическими значениями высот волн или 2) найти H как функцию волнообразующих факторов (скорости ветра, продолжительности его действия и разгона).

Т. Левасту и И. Хела [129] также рекомендуют для расчета глубины ветрового перемешивания учитывать высоту волны, но, кроме того, они вводят и характеристику устойчивости вод

$$H = 10h_c - k_1 \cdot 0,1h_c^2;$$

$$k_1 = t_0 / (t_{0,12} - t_{200});$$

здесь H — глубина слоя, перемешанного за счет волнения; h_c — интегральная высота волн (наибольшее значение по результатам анализа за предыдущий или данный срок); k_1 — коэффициент устойчивости слоя скачка; t_0 и $t_{0,12}$ — температура поверхностного слоя в момент составления прогноза и за предшествующий срок, отстоящий от данного на 12 ч; t_{200} — температура на глубине 200 м.

Известно, что конвергенция и дивергенция течений приводят к значительным колебаниям положения слоя скачка, иногда превышающим колебания за счет волнового перемешивания. Для учета этого явления Левасту и Хела предлагают рассчитанное поле глубин «сместить» вверх или вниз путем введения поправок на дивергенцию и конвергенцию. Поправки в каждом узле расчетной сетки вычисляются по формуле

$$\Delta H = (u_1 + u_3 - u_4 - u_2 + v_1 + v_2 - v_3 - v_4) H / (4L),$$

где ΔH — изменение глубины перемешанного слоя за счет течения; L — расстояние между узлами сеточной области; u_1 и т. д.; v_1 и т. д. — компоненты горизонтальной скорости поверхностных течений.

Рассмотрим способ расчета толщины верхнего изотермического слоя, который основан на связи между потоками тепла через поверхность и глубиной, на которую распространяется поглощенная поверхностью моря солнечная радиация [110]. В этом способе влияние волнового перемешивания непосредственно не учитывается, но поскольку уравнения находились по материалам фактических наблюдений, то можно говорить об учете некоторых средних ветровых и волновых условий. Главное же внимание уделяется исследованию зависимости толщины изотермического слоя

и средней глубины залегания слоя скачка от изменений энтальпии, температуры поверхностного слоя моря и температуры на нижней границе деятельного слоя. Изменение энтальпии при отсутствии глубоководных наблюдений определяется по значению потоков тепла через поверхность. Предложены два варианта расчета в зависимости от имеющейся исходной информации, использующейся в качестве начальных условий:

I вариант: начальные условия определяются по глубоководным наблюдениям, проведенным в теплую часть года после того, как сформировался слой скачка;

II вариант: в качестве начальных условий принимается температура поверхностного слоя в период наибольшей теплоотдачи (февраль—март).

В период прогрева изменение энтальпии деятельного слоя моря Q_H пропорционально суммарной солнечной радиации Q_{\odot}

$$Q_H = k_S Q_{\odot}.$$

По средним многолетним данным для Атлантического и Тихого океанов были построены карты распределения k_S . Для малоактивных районов океана величина k_S оказалась равной 0,55. В качестве граничных условий принимаются фактическая температура поверхностного слоя и средняя многолетняя температура воды на горизонте 200 м. Уравнение для расчета толщины изотермического слоя H_0 в момент τ_2 имеет вид

$$H_0 = 0,5H_t e^{0,01H_t},$$

где

$$H_t = 0,9 \frac{\sum \Delta t + 0,55 \sum_{\tau_1}^{\tau_2} Q_S \Delta \tau (1 - H_t/200)}{t_0 - \bar{t} - 0,028 \sum_{\tau_1}^{\tau_2} Q_S \Delta \tau};$$

здесь τ_1 и τ_2 — моменты начала и конца расчетного периода; $\Delta \tau = \tau_2 - \tau_1$; штрих относится к моменту τ_1 ; \bar{t} — средняя температура в слое 200 м; $\sum \Delta t$ — сумма положительных отклонений температуры на выбранных горизонтах от \bar{t} ; t_0 — температура поверхностного слоя океана.

Прогноз распределения температуры воды по вертикали по заданным метеорологическим условиям

Расчеты температурного профиля на основе применения физических законов связаны с определенными трудностями, даже при решении задач для идеализированных условий необходимы сведения о таких характеристиках состояния моря, как изменение в пространстве и во времени коэффициентов турбулентного пере-

мешивания, вертикальных составляющих скоростей течений, параметрах, характеризующих процессы в пограничных слоях. Поэтому целесообразно разрабатывать методы расчета температурного профиля, основанные на использовании той гидрометеорологической информации, которая поступает регулярно из открытых районов морей и океанов. Такой метод был разработан в Гидрометцентре СССР Н. А. Белинским, М. Г. Глаголевой и Л. И. Скриптуновой [28].

Для количественного выражения распределения температуры воды по вертикали выбраны следующие параметры (рис. 29):

1) средняя температура деятельного слоя \bar{t} ;

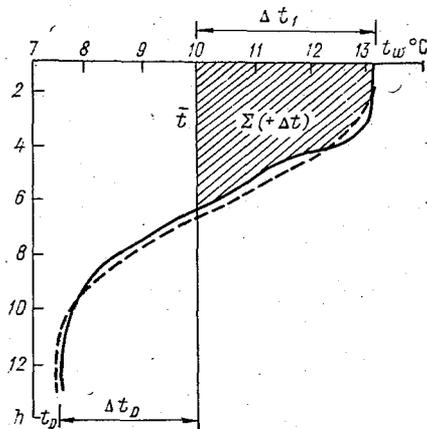


Рис. 29. Параметры кривой распределения температуры воды по вертикали [Δt_0 , Δt_D , \bar{t} , $\Sigma(+\Delta t)$].

2) сумма положительных отклонений от средней температуры слоя $\Sigma(+\Delta t)$

$$\Sigma(+\Delta t) = \Delta t_1 + \Delta t_2 + \dots + \Delta t_D,$$

где Δt — отклонение температуры воды от средней температуры слоя; 1, 2, 3, ..., D — номера горизонтов, отсчитываемые от поверхности моря;

3) температура поверхностного слоя t_0 ;

4) температура воды на нижней границе слоя t_D .

При получении метода прогноза распределения температуры воды по вертикали работа делится на два этапа:

1) отыскивается способ расчета кривой распределения температуры воды по вертикали по заданным параметрам \bar{t} , $\Sigma(+\Delta t)$, t_0 , t_D ;

2) находится способ прогноза этих параметров по значению потоков тепла через поверхность океана и характеристикам атмосферной циркуляции.

Этап 1. Расчет кривой распределения температуры воды по вертикали. Температура воды на каждом горизонте определяется двумя потоками тепла, один из которых направлен сверху вниз,

а другой — снизу вверх. Распределение температуры воды с глубиной можно выразить формулой

$$t_h = \bar{t} + \Delta t_0 e^{-b(k-1)^n} + \Delta t_D e^{-d(D-h)^m}, \quad (72)$$

где \bar{t} — средняя температура рассматриваемого слоя; Δt_0 — отклонение температуры воды на поверхности от средней температуры слоя; Δt_D — отклонение температуры воды на нижней границе рассматриваемого слоя от средней температуры слоя; b, d, n, m — величины, зависящие от факторов, определяющих особенности распространения тепла; h — вертикальная координата, отсчитываемая сверху вниз (поверхностный горизонт обозначен единицей). Величины n и m определяются по специально построенной номограмме с входными параметрами $\sum(+\Delta t)/\Delta t_0$ и $\Delta t_D/\Delta t_0$. Способ построения номограммы описан в работе [55].

Описанная расчетная схема, как и большинство других расчетных схем, применима для двухслойной среды. При более сложном распределении температуры воды, когда понижение температуры воды с глубиной сменяется повышением, расчет ведется для отдельных слоев. Например, для района Новошотландского шельфа распределение температуры воды рассчитывается для слоев 0—100 и 100—200 м. В качестве исходных данных для расчета принимаются значения температуры на нижней и верхней границах рассматриваемых слоев (t_0, t_{100}, t_{200}), характеристика энтальпии верхней части каждого слоя ($\sum_1 \Delta t$ и $\sum_2 \Delta t$) и средняя температура слоев (\bar{t}_1 и \bar{t}_2). Температура воды на горизонте 100 м принималась в качестве граничного условия для двух слоев 0—100 и 100—200 м, поэтому разрыва в рассчитанных значениях на границе не получается. Расчеты, проведенные для Баренцева моря, Атлантического и Тихого океанов, показали хорошее совпадение с фактическими значениями.

Этап 2. Прогноз параметров $t_0, t_D, \sum(+\Delta t), \bar{t}$. Чтобы перейти от расчета распределения температуры воды по вертикали к прогнозу, необходимо найти способ прогноза параметров $t_0, t_D, \sum(+\Delta t), \bar{t}$. При прогнозе этих характеристик учитывается влияние потоков тепла через поверхность океана и адвекции тепла течениями. Поскольку потоки тепла через поверхность океана можно определить более надежно, чем адвекцию, то расчет целесообразно начать с выделения той части изменений температуры воды, которая обусловлена именно этими составляющими теплового баланса. Для того чтобы рассчитать изменения средней температуры слоя толщиной D , обусловленные потоками тепла через поверхность моря $\sum Q$, достаточно определить отношение $\sum Q/(c\rho D)$ (здесь c — теплоемкость морской воды, ρ — плотность). Аналогичным образом изменения величины $\sum(+\Delta t)$ за счет потоков тепла определяются как $\sum Q/(c\rho \Delta h)$ (Δh — расстояние между соседними горизонтами).

После определения изменений величин \bar{t} и $\sum(+\Delta t)$ за счет влияния $\sum Q$ выделяют изменения, которые обуславливаются ди-

намическими факторами и могут быть определены в зависимости от характеристик поля атмосферного давления [$\bar{t}_{\text{адв}}$ и $\sum(+\Delta t_{\text{адв}})$]:

$$\bar{t}_{\text{адв}} = \bar{t}_{\text{факт}} - \sum Q/(c\rho D); \quad \sum \Delta t_{\text{адв}} = \sum \Delta t_{\text{факт}} - \sum Q/(c\rho \Delta h).$$

Что касается прогноза величины t_D , то в краткосрочных прогнозах можно не учитывать влияние потоков тепла через поверхность на ее изменения (при достаточно большом значении D — порядка 100—200 м).

Учет влияния адвекции производится по заданному полю атмосферного давления. Если поле атмосферного давления представлено в виде ряда, то задача прогноза сводится к отысканию уравнения вида

$$\begin{aligned} \bar{t}_{\text{адв}} &= k_1 A_{00} + k_2 A_{10} + k_3 A_{01} + \dots + k_n A_{ij}; \\ \sum \Delta t &= l_1 A_{00} + l_2 A_{10} + l_3 A_{01} + \dots + l_n A_{ij}; \\ t_D &= m_1 A_{00} + m_2 A_{10} + m_3 A_{01} + \dots + m_n A_{ij}. \end{aligned} \quad (73)$$

Здесь A_{ij} — коэффициенты ряда; k , l , m — коэффициенты регрессии.

При разработке метода прогноза важным вопросом является определение заблаговременности прогноза. Передача энергии атмосферной циркуляции водной среде происходит не мгновенно. Среднее время τ , необходимое для приспособления поля температуры воды к изменениям атмосферной циркуляции, может рассматриваться как заблаговременность прогноза температуры воды по фактическим метеорологическим условиям. Для определения времени τ используется корреляционный анализ. Взаимные корреляционные функции позволяют установить тот оптимальный сдвиг во времени, при котором связи окажутся наиболее тесными. Исследования, проведенные для районов открытого океана, показали, что средняя заблаговременность прогноза температуры воды по заданной барической обстановке равна 36 ч.

Следует иметь в виду, что таким способом можно определить некоторое среднее значение заблаговременности. В действительности τ представляет собой переменную величину, меняющуюся в зависимости от интенсивности процессов в атмосфере, начального распределения температуры воды и т. д. Например, К. И. Смирнова [208] показала, что чем больше горизонтальные градиенты температуры воды, тем меньше затрачивается времени на перестройку поля температуры при прочих равных условиях (рис. 30). Проверкой реальности полученного значения служат установленные сдвиги во времени между изменениями в поле атмосферного давления и скоростью течений ($\tau_1 = 24$ ч) и скоростью течения и изменениями температуры воды ($\tau_2 = 12 \dots 18$ ч). Таким образом, величина $\tau = \tau_1 + \tau_2$ в среднем может быть принята равной 36—42 ч. Для увеличения заблаговременности прогноза можно использовать не фактические поля атмосферного

давления, а прогностические. В этом случае заблаговременность прогноза температуры воды увеличится на значение заблаговременности прогноза поля атмосферного давления.

Для расчета температуры поверхностного слоя необходимо учитывать как локальные изменения за счет потоков тепла через поверхность моря и перемешивания, так и адвективные. Общие изменения температуры воды в зависимости от потоков тепла через поверхность моря и адвекции тепла течениями рассчитываются по формуле [242]

$$\Delta t_{\odot} = \frac{kQ_{\odot} - \sum (-Q)/(c\rho)}{0,5\lambda} + a \sum A_{ij}. \quad (74)$$

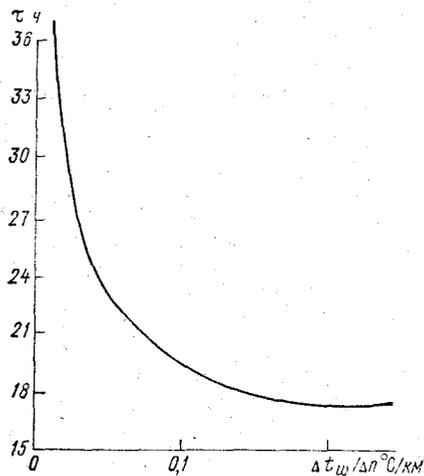


Рис. 30. Зависимость времени τ от горизонтального градиента температуры воды [208].

Уравнения (73), (74) дают возможность прогнозировать значения t_0 , t_D , \bar{t} и $\sum (\Delta t)$ с заблаговременностью 36 ч. По прогнозируемым значениям этих характеристик по формуле (72) восстанавливаются значения температуры воды на каждом горизонте, т. е. дается прогноз распределения температуры воды по вертикали.

Важным вопросом при прогнозировании температуры воды по заданным значениям потока тепла и атмосферной циркуляции является учет начальных условий и введение поправки на влияние приливов.

Свободный член в уравнениях для прогноза \bar{t} , $\sum (\Delta t)$, t_0 , t_D , полученных по материалам наблюдений за определенный период времени, соответствует средним температурным условиям именно этого периода. При использовании уравнений для любых условий необходимо вводить начальные условия. Введение начальных условий всегда связано с дополнительной гидрометеорологической информацией, поэтому при краткосрочных прогнозах важно установить, через какой наибольший промежуток времени необходимо вводить начальные условия, чтобы корректировать прогноз.

На 10-летнем ряде наблюдений судна погоды *M* было показано [202], что при введении начальных условий через каждые две недели обеспеченность прогноза составляет 82 %.

Все приведенные выше рассуждения и расчеты относятся к непериодическим изменениям температуры воды, обусловленным непериодическими течениями, вызванными атмосферной циркуляцией. Чтобы выделить непериодические изменения температуры воды, необходимо предварительно исключить влияние приливов. Исключение производится одним из способов, разработанных в теории приливов, или с помощью скользящего осреднения.

Для исследования влияния приливов необходимы продолжительные наблюдения за температурой воды в стационарных точках. Наблюдения на многосуточных станциях и судах погоды в некоторой степени отвечают этим требованиям. По данным наблюдений на судне погоды *M* в Норвежском море были определены поправки на приливы [202].

Выявление приливных колебаний температуры воды осложняется тем, что в качестве показателя влияния приливов принимаются сами значения температуры, несмотря на то, что заранее известно, что они подвержены влиянию других причин (потоков тепла через поверхность, перемешивания и др.). Известно также, что изменения температуры воды в условиях переслоенного моря зависят не только от скорости течений, но и от градиентов температуры воды. Поэтому, строго говоря, характеристики приливных колебаний необходимо определять для каждого типа стратификации. В районе судна погоды *M* в летний период характер распределения температуры воды по вертикали отличается большим разнообразием. Малым числом типов охарактеризовать все случаи нельзя, а большое число типов затруднило бы использование полученных результатов на практике. В качестве первого приближения была сделана попытка найти среднее значение приливных изменений температуры воды на горизонтах 0, 10, 25, 50, 75, 100, 150 м. Данные наблюдений судна погоды *M* имеются лишь один раз в двое суток, и применить методы выделения приливов, основанные на использовании нескольких наблюдений в сутки, не представляется возможным. Поэтому целесообразно использовать метод, который позволяет довольно просто определять приливные характеристики.

А. И. Дуванин показал [71], что изменения приливных явлений во времени можно с достаточной точностью определять по двум параметрам — времени верхней кульминации Луны и горизонтальному параллаксу Луны. Причем главную роль играет время верхней кульминации Луны, так как оно является общей характеристикой пяти факторов, от которых в основном зависят приливы: склонение Луны и Солнца, часовые углы Луны и Солнца, расстояние от центра Земли до центра Солнца. При выявлении приливных колебаний температуры воды в районе судна погоды *M* применен следующий прием. Строились графики, по горизонтальной оси которых откладывались значения разности

между временем верхней кульминации Луны τ и временем наблюдений за температурой воды t , а по вертикальной — значения температуры. На графиках, построенных для каждого горизонта каждого летнего месяца, получились довольно отчетливо выраженные кривые с двумя экстремумами, т. е. обнаружен полусуточный характер прилива. Влияние приливов проявляется начиная с 25-метрового горизонта. В верхнем 10-метровом слое прослеживается лишь сезонный ход, т. е. повышение от начала к концу месяца.

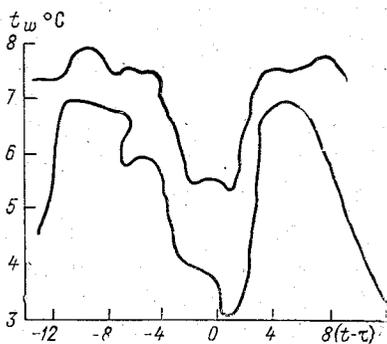


Рис. 31. Примеры изменения температуры воды на горизонте 150 м в зависимости от параметра $t - \tau$.

На горизонте 25 м на это систематическое повышение температуры накладываются колебания, обусловленные приливами; на горизонтах 50—150 м приливные изменения выражены более отчетливо. Сравнение графиков показало, что период кривых, положение их экстремумов в основном остаются постоянными, меняется главным образом амплитуда. На рис. 31 в качестве примера показаны кривые для горизонта 150 м. Для определения средней поправки на изменения температуры воды на каждом горизонте за счет приливов были отобраны случаи с наиболее четко выраженной периодичностью кривых. Затем

на каждый час величины $t - \tau$ вычислялись средние значения температуры воды на каждом горизонте, наносились на график и по ним проводились кривые. С этих кривых снимались значения поправки на приливы в виде отклонения от среднего значения.

Наибольшее значение средней поправки получилось на горизонте 150 м, т. е. там, где наблюдается наибольшая изменчивость температуры. Полученные значения поправок имеют тот же порядок, что и фактические изменения температуры воды. Например, на горизонте 150 м амплитуда изменений температуры за счет прилива составляет $1,25^\circ\text{C}$, и такое же значение отмечается в 77 % случаев фактических изменений температуры за 2 сут.

Численная модель прогноза термической структуры океанов (для северного полушария)

В работе [269] предложена модель краткосрочного прогноза термической структуры верхнего слоя океана в северном полушарии.

Предполагается, что при прогнозировании на небольшие сроки (несколько дней) главной причиной, обуславливающей изменения термической структуры океана, можно считать поступление солнечной радиации на поверхность океана и ее распространение

в глубину за счет процессов поглощения и вертикального перемешивания.

В качестве исходной информации используются ежедневные судовые наблюдения за температурой поверхностного слоя океана (1500 наблюдений) и вертикальные профили температуры воды (150 профилей).

Расчеты ведутся в узлах сетки, охватывающей северное полушарие (63×63). Профиль температуры воды в слое 500 м задается на 17 горизонтах. Горизонты выбраны с учетом вертикальных градиентов гидрологических характеристик. На основе этих данных производится ежедневный объективный анализ термической структуры океана в северном полушарии.

Основные уравнения, используемые в данной модели, имеют вид:

$$\begin{aligned}\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(-\overline{w'T'} + \nu \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \right) + \frac{1}{\rho c} \frac{\partial \bar{F}}{\partial z}; \\ \frac{\partial \bar{S}}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(-\overline{w'S'} + \nu \frac{\partial \bar{S}}{\partial z} \right); \\ \frac{\partial \bar{u}}{\partial t} &= f v + \frac{\partial}{\partial z} \left(-\overline{w'u'} + \nu \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right) - D \bar{u}; \\ \frac{\partial \bar{v}}{\partial t} &= -f \bar{u} + \frac{\partial}{\partial z} \left(-\overline{w'v'} + \nu \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \right) - D \bar{v}.\end{aligned}$$

Здесь T и S — температура и соленость морской воды; u , v , w — компоненты скорости течения по осям x , y , z ; F — солнечная радиация; ρ и c — плотность и теплоемкость морской воды; D — коэффициент затухания; ν — коэффициент диффузии; f — параметр Кориолиса; t — время; z — вертикальная координата. Черта над символами обозначает средние значения, штрих — отклонения от этих средних.

Для параметризации вертикальных турбулентных потоков температуры, солености и количества движения использовались выводы работы [287].

Недостаток соответствующей гидрологической информации требует упрощений при задании начальных и граничных условий. Например, из-за отсутствия регулярных наблюдений за соленостью ниже квазиоднородного слоя в качестве начальных данных принимается климатическое значение солености, а для квазиоднородного слоя значение солености подбирается таким образом, чтобы стратификация вод была нейтральной.

Граничные условия определяются с учетом гидрометеорологической информации, получаемой в оперативном порядке. Они задаются в виде:

$$\begin{aligned}[-\overline{w'T'} + \nu \partial T / \partial z]_{z=0} &= -(B_0 + Q_{\tau, 0} - Q_n) / \rho c; \\ [-\overline{w'S'} + \nu \partial \bar{S} / \partial z]_{z=0} &= (Q_n - P) \bar{S}_0 / \rho; \\ [-\overline{w'v'} + \nu \partial \bar{u} / \partial z]_{z=0} &= \tau_x / \rho; \\ [-\overline{w'u'} + \nu \partial \bar{v} / \partial z]_{z=0} &= \tau_y / \rho.\end{aligned}$$

Здесь B_0 — поток солнечной радиации; $Q_{т.о}$ — турбулентный теплообмен океана с атмосферой; $Q_{ис}$ — потери тепла на испарение; P — осадки; S_0 — соленость поверхностного слоя океана; τ_x, τ_y — компоненты тангенциального напряжения ветра

$$\tau_x = \rho_a c_D u_a (u_a^2 + v_a^2)^{1/2};$$

$$\tau_y = \rho_a c_D v_a (u_a^2 + v_a^2)^{1/2},$$

где u_a и v_a — компоненты скорости ветра; ρ_a — плотность воздуха; c_D — коэффициент трения.

Примеры прогноза термической структуры океана с заблаговременностью 24, 48 и 72 ч, составленного с использованием этой модели, показывают, что для внетропических районов модель дает обнадеживающие результаты. Поскольку в распоряжении прогнозистов имеются главным образом наблюдения за температурой поверхностного слоя океана, то анализ ошибок прогноза проводится в основном для поля температуры поверхностного слоя.

В табл. 11 приведены коэффициенты корреляции между изменениями температуры воды поверхности моря, полученными в результате анализа и прогноза.

Таблица 11

Заблаговременность прогноза, ч	Коэффициент корреляции	Районы		
		полоса 20–50°	165–170° 30–50°	район в Тихом океане с большим количеством наблюдений
24	R_{\min}	0,234	0,092	0,179
	R	0,307	0,375	0,518
	R_{\max}	0,376	0,603	0,747
48	R_{\min}	0,182	0,252	0,575
	R	0,257	0,508	0,781
	R_{\max}	0,329	0,698	0,893
72	R_{\min}	0,182	0,193	0,160
	R	0,256	0,461	0,503
	R_{\max}	0,328	0,664	0,738

6.4. Прогноз распределения температуры поверхностного слоя океана с заблаговременностью 5–10 сут

Имеющаяся в настоящее время гидрометеорологическая информация позволяет составлять прогнозы распределения температуры воды по площади лишь для поверхностного слоя океана.

Метод прогноза средней пятидневной температуры воды в теплую часть года в северной части Атлантического океана, разрабо-

танный в Гидрометцентре СССР Л. И. Скриптуновой, основан на учете потоков тепла через поверхность океана и адвекции тепла течениями [201, 203].

Исходными данными для разработки метода послужили судовые попутные наблюдения за температурой воды и воздуха, облачностью и атмосферным давлением. Эти данные служат главным источником массовой информации, поэтому они используются как для разработки методов прогноза температуры воды, так и для их составления и проверки.

При составлении и анализе карт температуры поверхностного слоя океана возникают определенные трудности, связанные с неравномерным распределением данных по площади океана. При общем сравнительно большом количестве данных на картах, построенных за короткие промежутки времени (от одних до пяти суток), обнаруживаются «белые пятна», и анализ таких карт, произведенный разными специалистами, дает неоднозначный результат. Препятствием к широкому внедрению методов объективного анализа полей температуры воды является, с одной стороны, сложный характер распределения температуры воды (например, по сравнению с распределением атмосферного давления), а с другой — недостаточная освещенность данными. Малое количество данных в отдельных районах океанов не дает достоверного представления о фактическом поле температуры воды, и, следовательно, корреляционные функции, рассчитанные для целей оптимальной интерполяции, могут привести к искаженному результату. Указанные недостатки получаемой информации, безусловно, снижают точность прогнозов и отражаются на их проверке. Но несмотря на это, массовый материал таких наблюдений — главный источник для составления карт распределения температуры воды в океане. В перспективе для поверхности океана будет использоваться информация, получаемая с помощью искусственных спутников Земли.

При прогнозе температуры воды для учета влияния потоков тепла через поверхность океана используется формула (6а). Учет адвекции тепла течениями производится косвенным образом с помощью характеристик поля атмосферного давления.

Поля распределения температуры воды, атмосферного давления и потоков тепла через поверхность океана представляются аналитически рядами по естественным составляющим:

$$t = \sum B_{ij}^t X_i^t Y_j^t;$$
$$p = \sum B_{ij}^p X_i^p Y_j^p;$$
$$\sum Q = \sum B_{ij}^Q X_i^Q Y_j^Q.$$

Здесь индексы t , p , Q относятся соответственно к температуре воды, атмосферному давлению и потокам тепла через поверхность океана.

При таком способе представления гидрометеорологических полей прогноз температуры воды сводится к прогнозу коэффициентов разложения поля температуры. В качестве аргументов служат коэффициенты разложения полей величины $\sum Q$ и атмосферного давления.

Для расчета изменений температуры поверхностного слоя за счет влияния потоков тепла через поверхность океана необходимо иметь прогноз кратковременных изменений толщины перемешанного слоя и прогноз потоков тепла через поверхность. Поскольку такие прогнозы в настоящее время не составляются, то отыскиваются стохастические связи между характеристиками температуры воды (коэффициентами разложения в ряд) и потоками тепла через поверхность океана. Из-за отсутствия прогноза облачности для открытых районов океана производится экстраполяция величин $\sum Q$ на период заблаговременности прогноза. Поэтому удобнее использовать суммарную по времени величину $\sum Q$. За начало теплонакопления условно принята дата 1 мая.

Уравнения для прогноза коэффициентов разложения поля температуры находятся способом множественной корреляции. Для того чтобы учесть тепловую инерцию океана, вводят соответствующие коэффициенты разложения предшествующего поля температуры:

$$B_{ij,n}^t = f\left(\sum B_{ij,k}^p, \sum B_{ij,k}^q, B_{ij,k}^t\right). \quad (75)$$

Здесь n — номер пятидневки, на которую составляется прогноз; k — номер пятидневки, за которую берется исходная информация.

Заблаговременность прогноза определяется сдвигом во времени между изменениями атмосферной циркуляции и последующими изменениями в поле температуры воды. Предшествующее поле температуры берется с тем же сдвигом, что и поле атмосферного давления, а тепловой баланс экстраполируется на этот же промежуток времени. Заблаговременность, определенная эмпирически по тесноте связей между температурой воды и определяющими аргументами, оказалась равной 5—10 сут.

Коэффициенты ряда B_{ij}^t представляют собой характеристику реального поля температуры, поэтому можно проследить, как они меняются в зависимости от тех факторов, которые изменяют температуру воды. Каждый из коэффициентов количественно выражает вклад элементарных полей, имеющих определенный смысл: среднее значение, широтные и меридиональные потоки и т. д. Это облегчает задачу прогноза, так как в зависимости от характера элементарного поля можно выбрать основные факторы, которые влияют именно на данный процесс, и уменьшить число аргументов. В этом еще одно преимущество рядов естественных составляющих для аналитического представления полей прогнозируемых элементов.

Многочисленные расчеты, проведенные для разных районов Атлантического и Тихого океанов, показали, что коэффициенты

Рассчитан ряд B_{ij}^t по формуле: $B_{ij}^t = B_{ij}^p + B_{ij}^q + B_{ij}^t$

разложения первого порядка ($B_{00}^t - B_{11}^t$), характеризующие основные черты поля температуры, тесно связаны с потоками тепла через поверхность океана ($r = 0,75 \dots 0,90$).

Первый член ряда B_{00}^t определяется почти полностью потоками тепла через поверхность. Тесные связи с величиной $\sum Q$ обнаруживаются, как правило, и для коэффициента B_{01}^t ($r = 0,8 \dots 0,9$). Коэффициенты разложения второго и третьего порядка

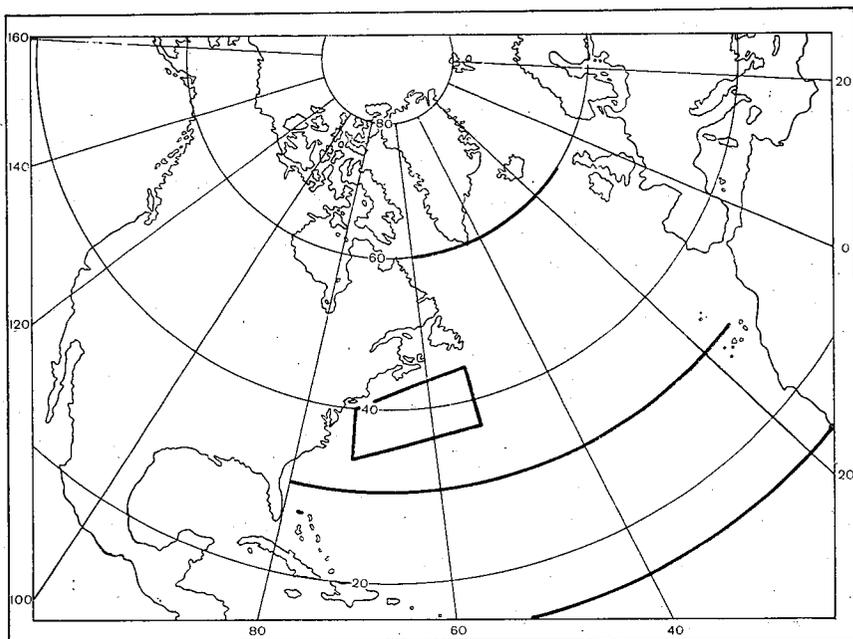


Рис. 32. Районы, в которых задано поле температуры воды в Атлантическом океане.

($B_{20}^t - B_{33}^t$), характеризующие детали распределения температуры воды определяются как потоками тепла через поверхность океана, так и характеристиками поля атмосферного давления. Для районов с различными гидрологическими условиями роль потоков тепла через поверхность и адвекции различна.

При отыскании общих характеристик поля температуры, которыми служат коэффициенты разложения в ряд, важно правильно разделить океан на районы, для которых составляется единая система уравнений. Северную часть Атлантического океана целесообразно разделить на три района (рис. 32). Выделение районов производится с учетом гидрологических условий: положения гидрологического фронта, характера распределения потоков тепла через поверхность океана, особенностей в распределении облачности и т. д.

Количество переменных (B_{ij}^q ; B_{ij}^p) в уравнениях для прогноза коэффициентов B_{ij}^t в разных районах неодинаково (4—8). В качестве примера приводится уравнение для расчета B_{01}^t (северный район Атлантического океана):

$$B_{01}^t = 0,22B_{10}^p + 0,09B_{01}^p + 0,61B_{11}^p - 3,06B_{02}^p + 2,23B_{21}^p + 0,15 \sum Q + 0,42B_{01}^t_{\text{нач}} + C_{01}.$$

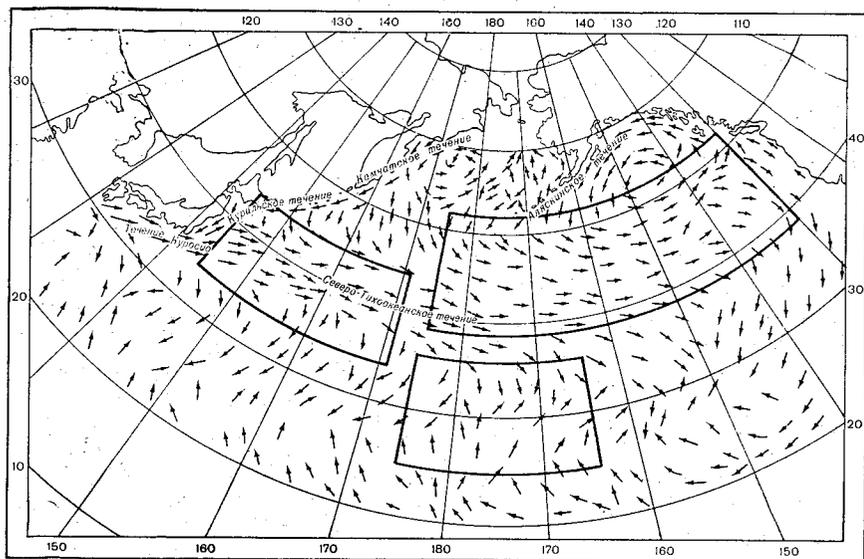


Рис. 33. Районы, в которых задано поле температуры воды в Тихом океане.

При разработке метода прогноза температуры воды в Тихом океане также выделены районы с разными гидрометеорологическими условиями (рис. 33). Северный и северо-западный районы лежат в области со значительной облачностью, южный — в области с малой облачностью. Гидрологические условия также неодинаковы. В северо-западном районе прослеживаются холодные и теплые течения и зона смещения их вод. Градиенты температуры здесь велики. В северном районе также отмечаются значительные пространственные и временные изменения температуры воды. Южный район характеризуется слабо выраженными градиентами и отсутствием интенсивных течений.

При составлении прогноза распределения температуры поверхностного слоя рекомендуется соблюдать следующую последовательность в подготовке информации и расчетах: 1) построить пятидневные карты распределения температуры воды и воздуха, облачности и атмосферного давления; 2) рассчитать по формуле

(6а) поток тепла через поверхность (ΣQ); 3) найти коэффициенты разложения полей температуры воды, атмосферного давления и значения Q ; 4) подставить полученные значения B_{ij}^p , B_{ij}^Q в прогностические уравнения вида (75); 5) по рассчитанным значениям коэффициентов B_{ij} в каждой точке поля $n = 242$ восстановить значения температуры воды; 6) полученные значения температуры воды нанести на карту в узлах сетки и провести изотермы.

Проверка этой методики показала, что она дает положительный результат в целом для рассматриваемого района океана. Неоправдавшиеся прогнозы относятся, как правило, к районам интенсивных течений. Причем точность прогнозов заметно возрастает при использовании более точной исходной информации. Например, если вместо попутных судовых данных использовать данные судов погоды, то оправдываемость прогнозов повышается [207].

Следующий этап развития метода прогноза температуры воды заключался в более точном учете переноса тепла течениями и толщины верхнего перемешанного слоя, в котором распространяется тепло, поступающее на поверхность океана.

При разработке рассмотренного выше метода прогноза средней пятидневной температуры воды в теплую часть года, основанного на нахождении корреляционных связей вида

$$B_{ij}^t = f(B_{ij}^Q, B_{ij}^p), \quad (76)$$

предполагается, что зависимость изменений температуры воды от толщины верхнего квазиоднородного слоя можно выразить с помощью эмпирических коэффициентов в уравнениях (16). Учет потоков тепла через поверхность океана дает возможность характеризовать косвенно устойчивость вод океана, а коэффициенты разложения полей атмосферного давления наряду с характеристикой адвекции тепла течениями — интенсивность ветрового перемешивания. При таком способе учета толщины ветрового перемешивания не удается в полной мере учесть ее пространственную изменчивость. Для более корректного расчета и прогноза температуры воды следует использовать выражение

$$\Delta t_{wQ} = \Delta Q / (c\rho H),$$

где ΔQ — поток тепла через поверхность океана за пятидневку; H — средняя пятидневная толщина верхнего перемешанного слоя; c и ρ — теплоемкость и плотность морской воды.

При наличии глубоководных наблюдений за температурой воды изменения температуры воды за счет потоков тепла через поверхность океана в верхнем перемешанном слое определялись с учетом фактических значений H . Для районов судов погоды и многосуточных станций в Атлантическом океане расчеты дали положительный результат [205]. Для расчетов температуры воды верхнего перемешанного слоя в тех районах открытого океана, где не

проводятся регулярные глубоководные наблюдения, используются расчетные методы определения H . Одним из методов, как уже указывалось, является расчет толщины верхнего квазиоднородного слоя, основанный на учете высоты волн [3]. Выбор высоты волны в качестве основной характеристики целесообразен как с физической, так и с практической точки зрения. В настоящее время в Гидрометцентре СССР составляются оперативные прогнозы высот волн в океанах и морях, и эти данные могут быть использо-

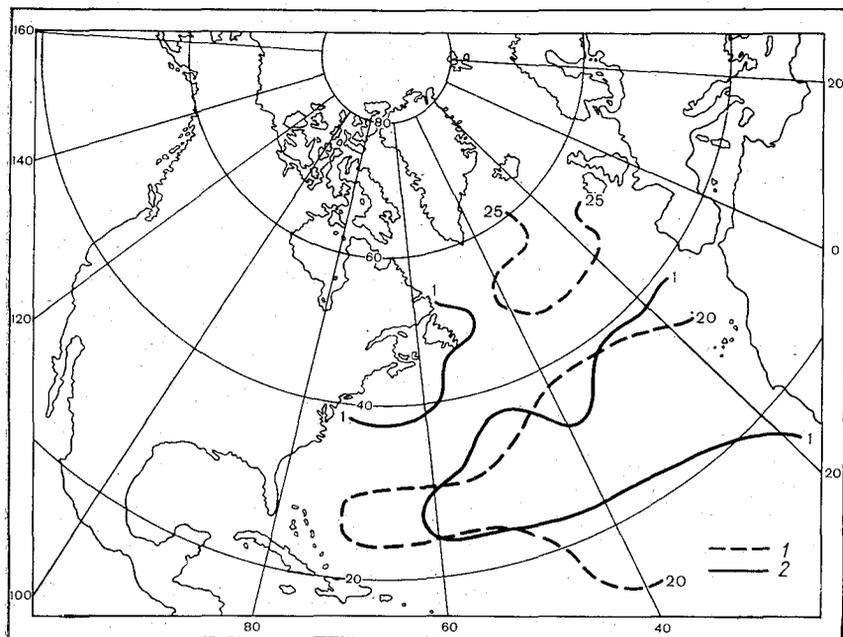


Рис. 34. Распределение средних значений H м (1) и $Q/(cpH)$ °С (2) (за июнь—сентябрь 1971—1973 гг.).

ваны для прогноза толщины слоя волнового перемешивания. На рис. 34 представлены средние значения H , рассчитанные по формуле (71) за июнь—август 1971—1976 гг. Наибольшие значения H получились для северной и особенно северо-восточной частей рассматриваемого района, где отмечается наибольшая повторяемость циклонов. Средние за рассматриваемый период значения H меняются по площади от 8 до 40 м, а средние пятидневные значения — от 8 до 40 м. Для оценки временной изменчивости H рассчитаны средние квадратические отношения σ_H (рис. 35). Наибольшая изменчивость H отмечается в северо-восточной части района. Распределение средних значений величины $Q/(cpH)$ за июнь—август 1971—1973 гг. представлены на рис. 34. В распределении $Q/(cpH)$ заметно влияние как потока тепла через поверх-

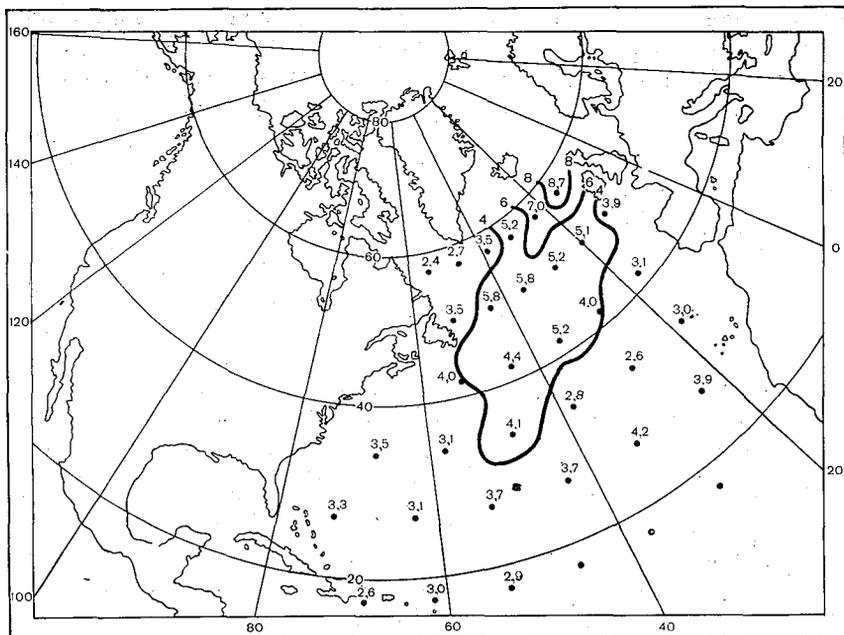


Рис. 35. Распределение средних квадратических значений σ_H (июнь—сентябрь 1971—1973 гг.).

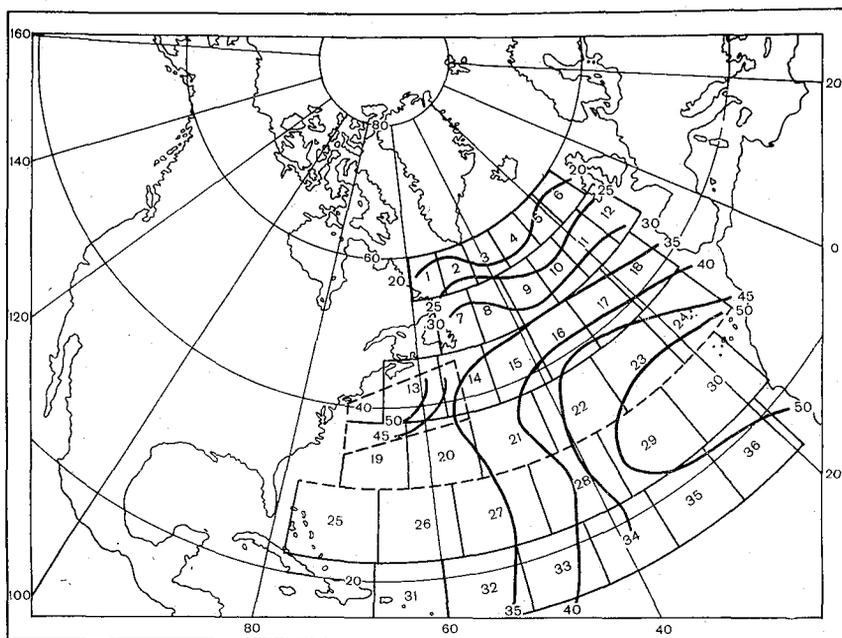


Рис. 36. Распределение значений Q ($4,2 \cdot 10^8$ Дж) в северной части Атлантического океана.

ность океана, так и величины H , причем оба фактора могут действовать как в одну сторону, так и в разные. На севере рассматриваемого района отмечаются наименьшие значения $Q/(c\rho H)$, так как в этих районах велика облачность. Поэтому относительно малы значения Q и, кроме того, велики значения H . Область наибольших значений $Q/(c\rho H)$ в юго-восточной части рассматриваемого района океана совпадает с областью больших значений Q [204] и малых значений H . Значения $Q/(c\rho H)$ в конкретные пятидневки могут меняться от 0 до 4° . Сравнение суммарных значений $Q/(c\rho H)$, рассчитанных за период прогрева, с фактическими изменениями температуры воды за тот же период показало, что в малоадвективных районах они довольно хорошо согласуются. Исключение представляет южная часть района, где на формирование верхнего квазиоднородного слоя в теплую часть года, кроме ветрового (волнового) перемешивания, оказывают влияние другие процессы, например конвекция за счет осолонения при испарении. Поэтому значения H , рассчитанные только с учетом высоты волны, получаются заниженными, а значения $Q/(c\rho H)$ — завышенными. Примененный в данной работе способ расчета H следует рекомендовать только для районов к северу от 30° с. ш.

Изменения температуры воды за счет адвекции тепла течениями ($\Delta t_{w\text{ адв}}/\Delta\tau$) рассчитывались по формуле

$$\Delta t_{w\text{ адв}}/\Delta\tau = u \Delta t_w/\Delta s,$$

где u — скорость течения; $\Delta t_w/\Delta s$ — градиент температуры в направлении течения.

Градиенты температуры снимались с пятидневных карт распределения температуры воды. Скорость течения рассчитывалась по методу [112] в предположении, что основную роль в изменениях температуры воды играют дрейфовые течения. Расчеты, проведенные для Северной Атлантики, показали, что в 87 % случаев разности между вычисленными и фактическими изменениями температуры воды не превышают 1° [56].

Одновременный учет потоков тепла через поверхность океана, глубины волнового перемешивания и адвекции тепла течениями позволяет составлять прогнозы распределения температуры воды с заблаговременностью 5 сут по фактическим данным. При использовании метеорологического прогноза заблаговременность прогноза соответственно увеличивается.

В последние годы для прогноза температуры воды используются регрессионные схемы, параметры которых обладают способностью адаптации к изменяющимся условиям. При рассмотрении существенно нестационарных процессов часть старой информации исключается и добавляется новая, для того чтобы параметры прогностических уравнений наилучшим образом соответствовали тому промежутку времени, на который составляется прогноз.

В работе [131] предложен метод краткосрочного прогноза температуры поверхностного слоя Тихого океана с использованием

адаптивной схемы. Используется следующий алгоритм адаптивного прогноза. Коэффициенты прогностического уравнения (77) находятся по обучающейся последовательности определенного объема как функции времени по наблюдаемым значениям прогнозируемой величины (t) и аргументов

$$t_{i+\tau} = \sum_{j=1}^m b_{ij} X_{ij} + a_i; \quad i = 1, 2, \dots, n; \quad j = 1, 2, \dots, m, \quad (77)$$

где $t_{i+\tau}$ — прогнозируемая температура поверхностного слоя океана; X_{ij} — аргументы; a_i — свободный член уравнения; b_{ij} — коэффициенты уравнения; n — объем обучающейся последовательности; m — количество аргументов; τ — заблаговременность прогноза. Предполагается, что на интервале заблаговременности прогноза ($\tau = 24$ ч) количественный вид связи между температурой воды и аргументами не изменяется, и по уравнению (77) определяется прогнозируемое значение температуры. Далее информация последовательно обновляется; отбрасывается 1-й член и добавляется $(n+1)$ -й, и заново рассчитываются коэффициенты регрессии.

В качестве аргументов использовались потоки тепла через поверхность океана, скорость ветра и атмосферное давление.

Применение адаптивной регрессионной системы для краткосрочного прогноза температуры воды в Тихом океане дало положительный результат.

6.5. Физико-статистические методы долгосрочных прогнозов температуры воды

Методы этого направления составляют довольно большую группу. Основаны они на учете влияния атмосферной циркуляции, выраженной тем или иным способом, и термических тепловых характеристик атмосферы (температуры воздуха, потоков тепла через поверхность океана и др.).

Н. А. Белинский в основу метода прогноза температуры воды положил гипотезу о значительном влиянии на нее (на примере северных районов Атлантики) циркуляции атмосферы над большим районом, а также гипотезу о преобладающем влиянии зимних процессов на формирование температурного режима океана. Эти же положения использовались при разработке методов прогноза температуры воды в Баренцевом [91] и Японском морях [241], в северной части Атлантического океана [53]. Используя разные способы выражения интенсивности атмосферных процессов, анализируя процессы в разных морях и океанах, авторы работ [53, 91, 241] подтвердили справедливость этих гипотез.

Н. А. Белинский в качестве характеристики атмосферных процессов использовал интенсивность циклонической и антициклонической деятельности, выраженную в индексах (по Н. А. Белинскому), и температуру воздуха в близлежащем районе.

При сопоставлении аномалий температуры воды с цикло- и антициклонической деятельностью над Северной Америкой (район 62 на рис. 5) выяснилась вполне определенная связь. При усилении антициклонической деятельности над Северной Америкой наблюдается понижение температуры воды во всех рассматриваемых районах, при усилении циклонической деятельности — повышение температуры воды. Эту связь Н. А. Белинский объясняет следующим образом. При антициклонической циркуляции над Северной Америкой на северную часть Атлантического океана зимой поступает с севера материка сухой холодный воздух. Это приводит к увеличению потерь тепла на испарение, теплообмен и излучение. Кроме того, при таких атмосферных процессах усиливаются холодные Восточно-Гренландское и Лабрадорское течения и смещаются к востоку Гольфстрим. Таким образом, и теплообмен океана с атмосферой, и действие течений приводят к понижению температуры воды. При развитии циклонической циркуляции над Северной Америкой на западные районы Северной Атлантики поступает воздух с юга с повышенной температурой и влажностью, что приведет к уменьшению потерь тепла через поверхность океана. При такой ситуации воздушные потоки с южной составляющей ослабят интенсивность холодных течений, что также способствует повышению температуры воды. В качестве показателя потерь тепла принята температура воздуха на южной оконечности о. Гренландия (ст. Нанарталик) в соответствии с предположением, что разность температур воды и воздуха, определяющая теплообмен океана с атмосферой, зависит главным образом от температуры воздуха. Из сопоставления температуры воды в квадратах Смеды с температурой воздуха на этой станции (табл. 12).

Таблица 12

Районы	A	B	D	E	F	G	H	I
r	0,79	0,80	0,63	0,39	0,62	0,43	0,53	0,58

видно, что по мере удаления от Гренландии коэффициенты корреляции уменьшаются. Поэтому в дальнейшем, по мере накопления материалов наблюдений за температурой воздуха в открытом океане, в прогнозах стали использовать температуру воздуха в тех же районах, для которых составляется прогноз.

Для западных квадратов (A и B) прогноз строится с учетом лишь цикло- и антициклонической деятельности над Северной Америкой (район 62 на рис. 5), а для остальных квадратов пришлось в уравнения вводить характеристики циркуляции и температуры воздуха в других районах.

Например, для квадрата I уравнение имеет вид

$$\sum \Delta t_w = 1,53 \sum t_H + 0,46 \sum I_{4,7,6} - 0,69 \sum I_{62,65} + \\ + 0,20 \sum t_{CT} - 0,88 \sum I_3 + 8,51.$$

Здесь $\sum \Delta t_w$ — сумма аномалий температуры воды за период апрель—сентябрь; $\sum t_H$ и $\sum t_{CT}$ — сумма температур воздуха в На-

нарталике и Стикисхольме за период октябрь—март; $\sum I_{4, 7, 6}$ — сумма цикло- и антициклонической деятельности в индексах Бельинского по районам 4, 7 и 6 за период октябрь—март; $\sum I_{62, 65}$ — по районам 62 и 65; $\sum I_3$ — по району 3 за тот же период.

А. И. Каракаш для Баренцева моря использовал аналогичный подход. Проведенное им исследование изменчивости теплового баланса Баренцева моря подтвердило большую роль зимних процессов [91].

Расчеты показали, что наибольший удельный вес в общем тепловом балансе имеет солнечная радиация (57 %). Межгодовые изменения ее от года к году невелики: в августе, например, они составляют всего 5 %. Поэтому предполагалось, что влияние этой составляющей на изменения температуры воды в море от года к году будет невелико, испарение и теплообмен с атмосферой летом меняются мало. Межгодовое изменение их составляет 3—9 %. В зимнее время испарение и теплообмен с атмосферой достигают наибольших значений и меняются в широких пределах. Например, в конце зимы отклонения от нормы этих компонентов теплового баланса могут достигать 60 %. Оценка адвекции тепла течениями за разные годы показала, что в осенне-зимний период эта величина на 17 % больше, чем в теплую часть года. Таким образом, расчеты теплового баланса подтвердили, что в теплую часть года тепловое взаимодействие океана с атмосферой проявляется слабо. Наиболее активен океан зимой. В качестве показателя потерь тепла через поверхность моря была использована температура воздуха (на о. Шпицберген), показателя адвекции тепла течениями — интенсивность цикло- и антициклонической деятельности над Северной Атлантикой (район 1 на рис. 5) и Баренцевым морем (район 2). Были найдены прогностические уравнения вида

$$t_w = a \sum_{IX}^{III} t_a + b \sum_{IX}^{III} I_{1, 2} + c, \quad (78)$$

где t_w — средняя месячная температура воды в слое 0—200 м или по отдельным слоям: 0—100, 25—50, 50—100, 150—200 м; t_a — температура воздуха по ст. Баренцбург; $I_{1, 2}$ — индекс атмосферной циркуляции над районами 1 и 2; a, b, c — коэффициенты уравнения регрессии.

Уравнения вида (78) получены для различных районов моря, там, где выполнялись стандартные разрезы, где проводились регулярные наблюдения за температурой воды.

Расчеты показали, что связь температуры воды за летние месяцы с температурой воздуха за предыдущий осенне-зимний период от месяца к месяцу убывает, так как летние процессы все больше и больше изменяют термическую структуру, сложившуюся зимой. Роль адвекции в эти же месяцы возрастает.

На учете зимних процессов при прогнозе температуры воды весной основан и метод, разработанный авторами работы [54] для одного из районов Японского моря (разрез у Антонова на юго-западном побережье Сахалина). Оказалось, что повышенная цикло-

ническая деятельность над Японским морем и прилегающей к Татарскому проливу частью материка (районы 11 и 12 на рис. 5) в зимнее время приводит к повышению температуры воды в северо-восточном районе моря. Это объясняется тем, что активизация циклонической деятельности в атмосфере усиливает преобладающую циклоническую циркуляцию вод в Японском море, вследствие чего усиливается влияние теплого Цусимского течения на тепловое состояние вод на северо-востоке. С циркуляцией атмосферы над центральной частью Тихого океана (район 20) связь температуры воды обратная, т. е. температура воды повышается при ослаблении интенсивности алеутского минимума. При такой ситуации усиливаются потоки с юга на район Японского моря, что приводит к усилению влияния Цусимского течения.

В данном методе индексы циркуляции атмосферы рассматриваются как показатели переноса тепла течениями.

При прогнозе температуры воды в западной части Японского моря, прилегающей к берегам Северной Кореи, выяснилось, что температура летом также определяется зимними процессами [85]. В качестве основной причины колебания температуры воды в этом районе рассматривается колебание энтальпии холодного Приморского течения. Энтальпия этого течения весной и летом определяется в значительной степени характером зимы у его истоков — в районе Татарского пролива.

Для характеристики суровости зим в ледовом отношении была разработана специальная 10-балльная шкала. Температура воды в слое 0—50 м на разрезах, пересекающих Приморское течение, оказалась тесно связанной с суровостью зим. Причем наиболее высокие коэффициенты корреляции получились в тех случаях, когда на разрезах, ближайших к Татарскому проливу, бралась температура воды за июнь—июль, а на более удаленных — за июль—август. Таким образом, имея наблюдения в районе Приморского течения, можно проследить за переносом вод с определенной температурой от Татарского до Корейского пролива.

Метод прогноза температуры воды в Японском море, основанный на учете влияния циркуляции атмосферы над большим районом, включающим район сибирского антициклона, алеутского минимума и тихоокеанского максимума, предложен в работе В. Ф. Шапкиной [241]. Для количественного выражения циркуляции атмосферы использовались коэффициенты разложения аномалий индексов Н. А. Белинского в ряды по полиномам Чебышева.

В качестве исходных материалов использовались материалы наблюдений на гидрологических разрезах в Японском море, пересекающих теплые и холодные течения, и в прилегающей части Тихого океана. Обнаружена связь между отдельными коэффициентами разложения поля атмосферного давления и аномалиями температуры воды. Например, показано, что отрицательное значение коэффициента разложения, характеризующего интенсивность западно-восточного переноса, соответствует усилению общей цир-

куляции атмосферы. Усиление циркуляции в свою очередь приводит к образованию положительных аномалий температуры воды в районах теплых течений и отрицательных в районах холодных течений.

Тепловое состояние атмосферы характеризовалось суммой аномалий температуры воздуха по береговым станциям. При прогнозе температуры воды на лето сумма аномалий температуры воздуха подсчитывается за предыдущую зиму (с октября по март), при прогнозе на зиму — за три месяца, предшествующих месяцу, для которого составляется прогноз. Этот аргумент характеризует интенсивность зимнего охлаждения с поверхности моря. Коэффициенты разложения барического поля определяют интенсивность воздушных потоков и тем самым являются косвенными показателями адвекции тепла течениями. Барическое поле берется со сдвигом в один месяц относительно температуры воды.

М. Г. Глаголева [53] предприняла попытку выявить влияние атмосферных процессов на формирование температурных аномалий в Северной Атлантике в теплое время года путем сопоставления полей температуры воды по наблюдениям на судах погоды с полями атмосферного давления и температуры воздуха над океаном. Метод прогноза основан на тех же предположениях, что и большинство работ, рассмотренных выше, а именно, что основное влияние на формирование температурных аномалий в океане в теплое время года имеют процессы, происходящие зимой. Это дает основание рассчитывать температуру воды в теплую часть года по данным о теплотерях с поверхности океана за зиму. Как и в других исследованиях, в качестве показателя теплотерей рассматривается температура воздуха над океаном.

Однако температура воздуха за зиму позволяет учитывать лишь общий фон температуры воды в океане летом. Атмосферные процессы над океаном в весенне-летнее время могут внести изменение в распределение тепла на акватории океана, усиливают или ослабляют теплообмен океана с атмосферой в том или ином районе. Кроме того, в летнее время возрастает роль адвекции тепла.

В данной работе при расчете температуры воды в океане в теплое время года оценивается влияние теплотерей с поверхности океана путем учета температуры воздуха за предшествующий холодный сезон и процессов, перераспределяющих тепло на акватории океана (в частности, адвекции тепла), путем учета атмосферной циркуляции в последующий период времени.

Для прогноза распределения температуры воды в северной части Атлантического океана использовались наблюдения судов погоды. Поле температуры воды и воздуха характеризовалось девятью точками, в которых проводили наблюдения эти суда (рис. 37). Следует отметить, что этого количества точек недостаточно, чтобы составить полное представление о всех особенностях распределения температуры на таком большом пространстве, однако отсутствие данных не позволило это сделать более подробно.

Для анализа процессов распределение гидрометеорологических элементов по площади раскладывалось в ряды по естественным составляющим. При этом для исключения годового хода использовались не сами значения, а аномалии средних месячных значений.

Естественные составляющие аномалий температуры воды и воздуха были найдены по средним месячным их значениям, рас-

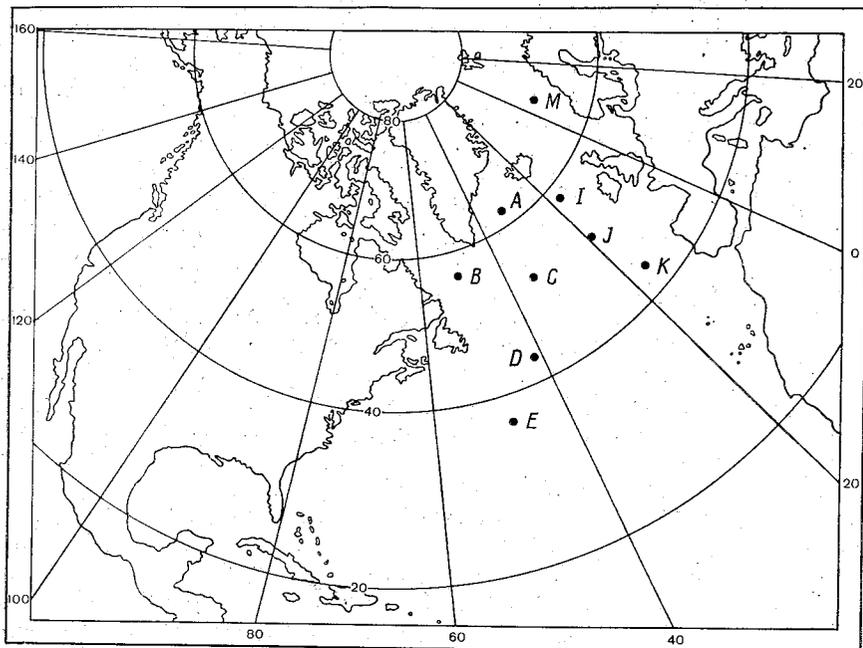


Рис. 37. Районы, где проводили наблюдения суда погоды.

считанным по наблюдениям судов погоды за период с 1948 по 1967 г.

Анализ естественных составляющих показывает сходство основных особенностей распределения по площади аномалий температуры воды и воздуха. Конфигурация изолиний элементарных полей 1—3-го порядков для t_a и t_w похожа, элементарные поля более высоких порядков имеют более сложную структуру, и сходство соответствующих членов разложения t_a и t_w становится меньше.

По найденным естественным составляющим поля распределения аномалий температуры воды и воздуха раскладывались в ряды:

$$\Delta t_w = \sum B_i^w Z_i^w; \quad \Delta t_a = \sum B_i^a Z_i^a,$$

где Δt_w , Δt_a — средние месячные аномалии температуры воды и воздуха; Z_i^w , Z_i^a — естественные составляющие для Δt_w и Δt_a ;

B_i^w, B_i^a — коэффициенты разложения полей аномалии температуры воды и воздуха; x — координата точек, принимает значения от 1 до 9; i — порядок члена разложения. Разложение проводилось до 7-го члена.

Поля атмосферного давления над океаном также представлялись аналитически с помощью разложения в ряды по естественным составляющим. Естественные составляющие находились по выборке, состоящей из 100 случаев, для аномалий атмосферного давления, заданных в 32 точках, расположенных над северной частью Атлантического океана и Северной Америкой (рис. 6). В выборку были включены поля распределения средней месячной аномалии атмосферного давления для каждого месяца с разным характером распределения аномалий. Для прогноза аномалий температуры воды аргументами служат коэффициенты разложения аномалий температуры воздуха и аномалий атмосферного давления. Прогностические уравнения находились методом множественной корреляции для коэффициентов разложения поля аномалий температуры воды для каждого месяца теплого сезона года (с мая по октябрь).

Общий вид уравнения для n -го месяца:

$$B_{i_n}^w = \sum_j a_j B_{j_{XII-III}}^a + \sum_k b_k B_k^{\Delta p} + c B_{i_{n-2}}^w, \quad (79)$$

где a, b_k, c, d_i — коэффициенты уравнения регрессии; $B_k^{\Delta p}$ — коэффициенты разложения полей аномалий атмосферного давления; остальные обозначения прежние.

Вычисленные по прогностическим уравнениям коэффициенты $B_{i_n}^w$ используются для расчета прогнозируемой аномалии температуры воды по формуле

$$\Delta t_{w_n}^{\text{прог}} = \sum B_{i_n}^w \cdot Z^w(x). \quad (80)$$

Следует отметить, что при расчете коэффициентов B_i^w первых порядков по уравнению (79) большее значение имеют члены, характеризующие поля аномалий температуры воздуха, а для коэффициентов B_i^w более высоких порядков связь с атмосферной циркуляцией теснее, чем с температурой воздуха. На рис. 38 нанесены коэффициенты корреляции, характеризующие влияние поля температуры и атмосферной циркуляции на отдельные члены разложения в ряд поля аномалий температуры воды. Видно, что в основном температура воздуха оказывает преобладающее влияние на общий фон аномалии температуры воды, тогда как влияние атмосферной циркуляции сказывается на деталях распределения температуры воды.

Прогноз по уравнениям (79) составляется с заблаговременностью один месяц. Например, для прогноза на июль берутся

начальные данные о температуре воды за май, атмосферное давление за май и температура воздуха за зиму, с декабря по март. Таким образом, прогноз на июль составляется в начале июня, на август — в начале июля и т. д. Первый прогноз может быть составлен в апреле на май.

Оценка обеспеченности прогностических зависимостей проводилась с учетом изменчивости температуры воды для каждого района и каждого месяца. За критерий принималась величина, равная $0,67\sigma$, где σ — среднее квадратическое отклонение аномалии температуры воды за многолетний ряд наблюдений.

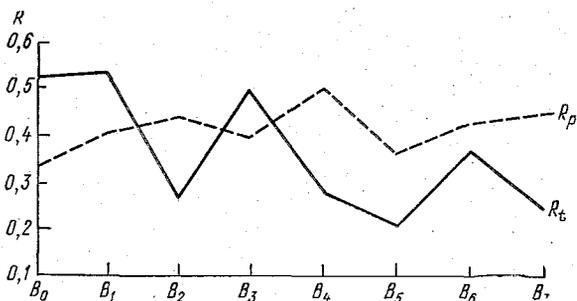


Рис. 38. Коэффициенты корреляции B_i^w с B_i^a (R_t) и с B_i^p (R_p) [53].

Данные наблюдений на судах погоды использовал А. И. Каракаш для предвычисления температуры поверхностного слоя воды с большой заблаговременностью [94]. Ранее было показано [95], что температуру воздуха над отдельными морями можно достаточно успешно прогнозировать с заблаговременностью 12 мес по данным о температуре воздуха и распределении атмосферного давления в предыдущем году. Так как преемственность процессов, которая положена в основу таких прогнозов, отмечалась на больших пространствах, охватывающих материк и океан, естественно было попытаться составить аналогичные уравнения и для прогноза температуры воды.

Предварительный анализ показал, что для районов судов погоды температуры воды и воздуха хорошо коррелируются друг с другом. Так, для июня коэффициент корреляции равен 0,71, а для июля — 0,53. Знаки аномалии температуры воды и воздуха совпадают в 65 % случаев. Кроме того, было выяснено, что один и тот же знак аномалии часто наблюдается на больших пространствах океана и сохраняется в течение продолжительного времени. Все это говорит о том, что определяющую роль в формировании аномалий температуры воды играют процессы большого масштаба.

В качестве аргументов для предвычисления температуры воды были выбраны температура воздуха, а также коэффициенты разложения поля атмосферного давления по естественным составляющим (как показатель влияния адвекции).

Изменение средней за три месяца (январь—март) температуры воды от предыдущего года к последующему прогнозируется с помощью уравнений вида

$$\Delta t_w^{cp} = f(t_{w_0}, t_{a_0}, B_i^{\Delta p}),$$

где t_{w_0} , t_{a_0} — температура воды и воздуха в предшествующем году, средняя за те же месяцы; $B_i^{\Delta p}$ — коэффициент разложения поля аномалий среднего месячного давления в феврале предыдущего года. Для восточных районов океана аномалия давления берется над Европой (сектор II), для западных районов — над Северной Атлантикой (сектор I).

Коэффициенты корреляции и обеспеченность полученных уравнений достаточно высокие. Проверка коэффициентов корреляции на устойчивость по критерию Фишера показала, что значения их не являются случайными.

На учете атмосферного давления, выраженного аналитически также с помощью ряда естественных составляющих, основывается метод прогноза аномалий температуры воды, разработанный Р. Е. Дэвисом для центрального района Тихого океана [272]. Выявлена четкая связь между коэффициентами разложения полей температуры воды и полей атмосферного давления. В большинстве случаев районы отрицательных аномалий температуры совпадали с районами аномалий геострофического ветра с севера или северо-запада, а районы с положительными аномалиями температуры с аномалиями геострофического ветра с юга. Поля аномалий температуры воды прогнозируются со сдвигом 6 и 12 мес.

Для сверхдолгосрочного прогноза температуры воды в заливе Мэн В. Н. Яковлевым в качестве показателей атмосферных показателей использовались характеристики исландского минимума: проекции на меридиан и параллель межгодового перемещения его центра, значения его широты и долготы и давления в центре [258]. В результате корреляционного анализа выявлено, что прогноз средней годовой температуры воды можно получить с заблаговременностью 4—7 лет (в зависимости от долготы центра исландского минимума) и 8—10 лет (в зависимости от глубины депрессии). При углублении этого центра действия атмосферы и продвижении его на запад температура в заливе Мэн понижается, что связано с усилением ветров западных направлений на западе Северной Атлантики. При этом усиливаются холодное Лабрадорское течение и дрейф льда с севера, и на Новошотландском шельфе и банке Джорджес увеличивается приток холодной воды. Подобная ситуация способствует активизации западного переноса, который вызывает отток воды от восточных берегов Америки, что приводит к понижению температуры воды.

6.6. Численные методы долгосрочного прогноза температуры воды

Наряду с физико-статистическими методами долгосрочного прогноза температуры воды в последнее время стали разрабатываться численные методы. Эти методы основаны на решении уравнения теплопроводности

$$\frac{dt}{dt} = u_x \frac{\partial t}{\partial x} + u_y \frac{\partial t}{\partial y} + u_z \frac{\partial t}{\partial z} + k_l (\partial^2 t / \partial x^2 + \partial^2 t / \partial y^2) + k_z \partial^2 t / \partial z^2 + Q_{\text{пов}}, \quad (81)$$

где u_x , u_y , u_z — составляющие скорости течения по осям координат x , y , z ; k_l , k_z — коэффициенты турбулентного обмена в горизонтальном и вертикальном направлении; $Q_{\text{пов}}$ — тепловой баланс поверхности.

Первые три слагаемых правой части характеризуют адвективные изменения, четвертое и пятое — процессы горизонтального и вертикального перемешивания. Последний член — поток тепла через поверхность (поглощенная радиация, эффективное излучение, турбулентный теплообмен с атмосферой и потери тепла на испарение).

Недостаточная изученность процессов распространения тепла в море не позволяет решать это уравнение в полной форме. Поэтому при разработке практически приемлемых способов прогноза температуры воды прибегают к упрощениям.

Большую трудность при решении уравнения (81) представляет определение коэффициентов турбулентного перемешивания. Эти коэффициенты определяются обычно из уравнения и, следовательно, включают ошибки в определении всех остальных параметров, которые полагаются известными. Кроме того, рассчитанные значения величин k_l , k_z носят локальный характер.

В работе [74] для расчета температуры воды в деятельном слое предложен метод численного решения уравнения теплопроводности. Коэффициенты турбулентного перемешивания рассчитывались для отдельных слоев. Расчеты температуры воды в Карском море, выполненные с использованием этого метода, позволили выявить роль отдельных факторов в изменениях температуры воды [168].

В работах [263, 284, 289] разработан численный метод прогноза температуры воды в Тихом океане, основанный на учете потоков тепла через поверхность океана.

В практике морских прогнозов чаще разрабатываются модели без учета адвекции из-за сложности учета этого процесса. В численном методе прогноза для Тихого океана первые работы [289] были посвящены именно учету адвекции и поток тепла через поверхность океана не учитывался.

Изменение аномалий температуры воды от месяца к месяцу рассчитывалось как

$$t'_{w_i} - t'_{w_{i-1}} = \Delta t'_w = u'_i \nabla t'_{w_N}, \quad (82)$$

где t'_w — аномалия температуры поверхностного слоя воды; u' — аномалия поверхностного течения; t_{wN} — среднее многолетнее значение температуры воды данного месяца; $i, i-1$ — индексы месяцев; $\nabla = \partial/\partial s$ — градиент в направлении течения.

Скорость течения рассчитывается по формуле Экмана по скорости геострофического ветра, который в свою очередь рассчитывается по аномалиям среднего месячного давления.

Далее [284], в уравнение (82), помимо аномалии скорости течения, вводилась сама скорость течения u_i и учитывалось влияние потоков тепла через поверхность океана Q [263]. Уравнение (82) приобрело вид

$$t'_{w_i} - t'_{w_{i-1}} = \Delta t'_w = u'_i \nabla t_{wN} - u_i \nabla t'_w + Q/\rho c D, \quad (83)$$

где t'_w и u осреднено для слоя D (D принималось равным 50 м). Расчеты показали, что общие черты распределения крупномасштабных аномалий температуры воды могут быть предсказаны с заблаговременностью 15 сут.

Представляет интерес оценка относительного вклада адвективного переноса средними течениями и их аномалиями [270]. В этой работе уравнение теплопроводности решается без учета горизонтального турбулентного теплообмена и вертикального переноса тепла в толще вод:

$$\partial t_w / \partial \tau = -u \nabla t_w + q, \quad (84)$$

где

$$q = Q/(c\rho D). \quad (85)$$

Все параметры, входящие в уравнение (84), рассматриваются как сумма средних величин и аномалий.

Расчеты, выполненные для северной части Тихого океана, показали, что в средних широтах преобладающее значение имеет член, характеризующий адвекцию средней температуры аномалий течения; в низких и высоких широтах — члены, характеризующие адвекцию аномалии температуры воды.

Термодинамический метод для прогноза средней месячной аномалии температуры воды в океане с учетом процессов в системе атмосфера—океан—материк предложен Дж. Адемом [261, 262]. Закон сохранения тепловой энергии применяется им к верхнему слою океана (до глубины 50—100 м), к верхнему слою материков (до незначительной глубины) и интегрированному по вертикали слою атмосферы (до 10 км), который включает в себя слой облаков. Составляется три уравнения сохранения энергии для каждой из рассматриваемых сред. Для атмосферы уравнение записывается в виде

$$c_v a_0 \partial t'_a / \partial \tau + A_{t_a} - c_v a_0 k \nabla^2 t'_a - c_v k b \nabla t'_a = Q_{\odot}^a + Q_{т.о} + Q_{к.т.}, \quad (86)$$

где t'_a — отклонение средней температуры атмосферы от постоянной величины t_{a_0} , причем $t_{a_0} \gg t'_a$; c_v — удельная теплоемкость воздуха при постоянном объеме;

$$a_0 = \int_0^{D_a} \rho_0^* dz; \quad A_{t_a} = c_v M_a \nabla t'_a;$$

$$M_a = \int_0^{D_a} \rho^* v_D^* dz; \quad b = \int_0^{D_a} \nabla \rho^* dz, \quad (87)$$

где D_a — заданная высота слоя атмосферы; ρ^* — плотность воздуха, заданная выражением

$$\rho^* = \rho \left[1 + \frac{\beta (D_a - z)}{(t_a - \beta D_a/2)} \right]^{g/k\beta^{-1}};$$

$t_a = t_{a_0} + t'_a$; ρ — постоянная плотность на высоте D_a ; β — постоянный градиент в слое атмосферы; g — ускорение свободного падения; v_D^* — горизонтальная составляющая скорости ветра; ρ_0^* — величина ρ^* при замене t_a на t_{a_0} ; k — горизонтальный коэффициент обмена в атмосфере.

Таким образом, в левой части первый член представляет собой локальную скорость изменения энергии, члены A_{t_a} и $-c_v a_0 k \times \nabla^2 t'_a$ учитывают адвекцию за счет среднего ветра и горизонтальной турбулентности. Последним членом в дальнейшем пренебрегается.

В правой части уравнения (87) Q_{\odot}^a — тепло, поступающее вследствие радиации, $Q_{T. o}$ — вертикальный турбулентный поток тепла через поверхность, Q_K — тепло, поступающее вследствие конденсации водяных паров в облаках.

Уравнение для верхнего слоя океана имеет следующий вид:

$$D \left(\frac{\partial t'_w}{\partial \tau} + v \nabla t'_w - k_l \nabla^2 t'_w \right) + Q_H = \frac{1}{\rho_w c_w} (Q_{\odot}^w - Q_{T. o} - Q_H), \quad (88)$$

где t'_w — отклонение средней температуры поверхностного слоя океана от постоянной величины t_{w_0} ; $t_{w_0} \gg t'_w$; ρ_w — постоянная плотность воды; c_w — удельная теплоемкость воды; D — глубина слоя; v — горизонтальная скорость течения; Q_H — поток тепла через нижнюю границу слоя; k_l — коэффициент турбулентного обмена, принимаемый постоянным.

Таким образом, первый член левой части уравнения (88) представляет собой локальное изменение тепловой энергии, второй член — горизонтальную адвекцию за счет средних течений, тре-

тий — за счет турбулентного переноса. В правой части уравнения (88) Q_{\odot}^w — изменение радиационного потока тепла, $Q_{т.о}$ — контактный теплообмен с атмосферой и $Q_{и}$ — потери тепла на испарение.

Для материка уравнение баланса тепла записывается в виде

$$0 = Q_{\odot} - Q_{т.о} - Q_{и}.$$

Адем рассматривает несколько случаев применения предложенной им модели: с учетом только горизонтального турбулентного перемешивания; с учетом лишь потоков тепла через поверхность океана; с учетом горизонтального и вертикального переноса тепла в океане.

Лучший результат был получен для модели с учетом турбулентного перемешивания. Численные эксперименты показали, что необходимо усовершенствование параметризации членов уравнения (88).

В Гидрометцентре СССР для долгосрочного прогноза температуры воды в северных частях Атлантического и Тихого океанов используется метод, разработанный В. И. Калацким и Е. С. Нестеровым [86, 152]. В основе метода лежит двухслойная модель. Уравнение теплопроводности для верхнего квазиоднородного слоя записывается в виде

$$\partial t_{w_1} / \partial \tau = \partial \left(k_1 \frac{\partial t_{w_1}}{\partial z} \right) / \partial z + Q(z, t). \quad (89)$$

Здесь t_{w_1} — температура квазиоднородного слоя; k_1 — коэффициент вертикального турбулентного обмена в этом слое; $Q(z, t)$ — радиационный поток тепла, изменяющийся по глубине по экспоненциальному закону и быстро затухающий с глубиной.

Для сезонного термоклина предполагается отсутствие радиационного потока и уравнение теплопроводности записывается в виде

$$\partial t_{w_2} / \partial \tau = \partial \left(k_2 \frac{\partial t_{w_2}}{\partial z} \right) / \partial z, \quad (90)$$

где t_{w_2} , k_2 — температура и коэффициент вертикального турбулентного обмена в сезонном термокLINE.

Система уравнений (89) и (90) замыкается уравнением баланса турбулентной энергии, которая на границе двух слоев (при $z = h$) принимается равной нулю, что соответствует условию достижения числом Ричардсона критического значения. На границе слоев принимается равенство потоков тепла и температур.

В начальный момент времени задается значение температуры воды на поверхности $t_{w_1} = t_{w_0}$ и толщины квазиоднородного слоя $h = h_0$ и распределение температуры в термокLINE.

Соотношения для толщины и температуры однородного слоя в размерном виде имеют вид

$$h = h_0 + \frac{\alpha - \beta Q / \Phi(h_0, v)}{h_0} \Delta t; \quad (91)$$

$$T = T_0 + \frac{Q - \varepsilon \Phi(h_0, v)}{h_0} \Delta t, \quad (92)$$

где

$$\Phi(h, V) = \alpha + \beta \exp(-0,8 \sqrt{\sin \varphi} h/V + M^{2/3} \exp(-h/h_0));$$

V — скорость, ветра; M — поток энергии турбулентности на поверхности океана; h_0 — толщина диффузионного подслоя в океане; ε , α , β — размерные коэффициенты; $M = \kappa V^3$, где $\kappa = \text{const}$. В качестве исходной информации используются карты распределения средней пятидневной температуры воды и прогноз средней месячной температуры воздуха. Оценка прогнозов температуры воды, составленных по этой схеме, показала, что в большинстве районов северных частей Атлантического и Тихого океанов ошибки не превышают 1°C .

Наибольшие ошибки обнаруживаются в зонах интенсивных течений. Поскольку распределение этих ошибок оказалось устойчивым для отдельных месяцев, то оказалось возможным учесть интенсивную адвекцию упрощенным способом. Ошибки расчетов по фактической температуре воздуха осреднялись во времени и распределение средних ошибок использовалось при составлении прогнозов в качестве адвективных поправок. Этот прием позволил повысить оправдываемость прогнозов в Северной Атлантике и уменьшить ошибки прогнозов в районах интенсивных течений.

Е. С. Нестеровым было показано, что эта же модель может быть использована и для короткопериодных расчетов. С этой целью она была усовершенствована на случаи штормового перемещения и быстрого прогрева, когда термическая структура верхнего слоя океана меняется наиболее значительно. Были получены зависимости для некоторых коэффициентов модели (k_2 , ε) от внешних параметров (скорости ветра, толщины квазиоднородного слоя), поскольку в данном случае они не могут оставаться постоянными, как это принималось в долгосрочных расчетах.

Для разработки на базе этой модели метода краткосрочного прогноза температуры и толщины квазиоднородного слоя предложена параметризация притока тепла к океану. В основу параметризации положено то обстоятельство, что одним из немногих метеорологических элементов, распределение которого над океаном прогнозируется на несколько суток, является атмосферное давление. На базе этой информации может быть рассчитано прогностическое поле ветра. Эмпирическая формула построена таким образом, что суммарный теплообмен существенным образом зависит от соотношения прогностической и средней многолетней скорости ветра. При равенстве этих скоростей поток тепла также имеет

среднее многолетнее значение. При штормовом усилении ветра в холодную часть года расчет дает увеличение отдачи тепла из океана в атмосферу, а в теплую часть года уменьшение притока тепла к океану.

Усовершенствованная модель деятельного слоя с параметризацией теплообмена океана и атмосферы использовалась для расчета изменений термических характеристик океана в конкретных синоптических ситуациях. В частности, были рассчитаны изменения полей температуры и толщины квазиоднородного слоя в северной части Тихого океана при прохождении двух глубоких циклонов в октябре 1963 г. и при стационаровании антициклона в июле 1970 г. Было получено, что в результате ветрового перемешивания в области шторма толщина квазиоднородного слоя за 5 сут может увеличиться на 20—30 м, а его температура понизиться на 1,5—2°С. В результате быстрого прогрева при слабом ветре в условиях антициклона температура верхнего слоя океана за этот же период может увеличиться на 1—1,5°С. Сравнение рассчитанных полей с имеющимися данными наблюдений в основном по станции погоды «Рара» дало удовлетворительные результаты.

6.7. Динамико-статистический метод прогноза температуры воды

Одним из методов, который позволяет составлять прогнозы с большой заблаговременностью, является метод, получивший в литературе название динамико-статистического. Обоснование возможности его использования для геофизических явлений дано Ю. М. АLEXИНЫМ. Явления природы рассматриваются как сложнослучайные, так как они определяются не только теми факторами, которые их вызывают, но причинами, обуславливающими непосредственные факторы.

Динамико-статистический метод не позволяет учитывать внешние причины в явном виде, а построен на выявлении внутрирядной закономерности. Проявлением такой закономерности является цикличность, что дает возможность использовать в прогнозах экстраполяцию. Линейное экстраполирование временных рядов осуществляется путем решения следующего равенства:

$$\begin{aligned} q_{\tau+(m-1)} &= k_{m,1}q_{\tau-1} + k_{m,2}q_{\tau-2} + \dots + k_{m,n}q_{\tau-n} = \\ &= \sum_{\theta=1}^n k_m(\theta) q(\tau-\theta), \end{aligned}$$

где $q_{\tau-1}, \dots, q_{\tau-n}$ — члены временного ряда прогнозируемого явления за предшествующие годы наблюдений; $q_{\tau+(m-1)}$ — прогнозируемое значение явления с заблаговременностью m лет; $k_{m,1}, k_{m,2}, k_{m,n}$ — коэффициенты линейной экстраполяции; n — оптимальное число членов ряда.

Использование уравнения (91) для целей прогноза сводится к нахождению оптимального числа членов ряда и коэффициентов экстраполяции k , которые определяются с помощью корреляционных функций исследуемого ряда. Общий вид корреляционной функции

$$R(\theta) = \sum q(\tau) q(\tau - \theta) / (n\sigma^2),$$

где $q(\tau)$ — временной ряд в отклонениях от нормы; σ^2 — дисперсия ряда; n — длина ряда.

Расчет коэффициентов экстраполяции производится по формуле

$$k_m(\theta) = -D_{00}^{[m]} / D_{00},$$

$D_{00}^{[m]}$ — миноры расширенного определителя.

Динамико-статистический метод был использован для прогноза средней месячной, средней сезонной и средней годовой температуры воды в Северной Атлантике [192].

Оптимальное число членов в уравнении (91) определялось путем подбора. Значения $n_{\text{опт}}$, при которых методические прогнозы характеризовались наибольшей обеспеченностью и эффективностью, принимались за оптимальные. В отношении заблаговременности был сделан вывод о том, что положительные результаты получаются при составлении прогнозов на один или два шага вперед.

Опыт составления прогнозов температуры воды с разной заблаговременностью (в том числе и сверхдолгосрочных) с использованием динамико-статистического метода на примере Северного промышленного бассейна дал положительный результат.

Динамико-статистический метод был применен также для прогноза сезонных сумм потоков тепла через поверхность океана [192]. Этот вид прогнозов мало разработан, и полученные результаты представляют несомненный интерес. Использовались наблюдения в районах судов погоды в предположении, что эти данные являются показателями процессов достаточно большого района в океане. Заблаговременность прогноза составляла один и два сезона. Обеспеченность методических прогнозов в подавляющем числе случаев превосходила природную.

6.8. Методы прогноза температуры воды, основанные на учете гелиогеофизических факторов

В основу прогнозов температуры воды с большой заблаговременностью положено исследование периодичности в ходе температуры воды во времени. Это направление, как уже отмечалось ранее, наиболее полное развитие получило в работах И. В. Максимова и его учеников.

Гармонический анализ позволил выделить в ходе температуры 6—7, 11 и 18—19-летнюю периодичность. 11-летний период связан

с солнечной активностью. На рис. 39 представлены спектрограммы аномалий средних годовых значений температуры поверхностного слоя в квадратах Смеда и чисел Вольфа, подтверждающие связь между этими величинами. 6—7-летний период обусловлен колебаниями оси вращения Земли, 18—19-летний — долгопериодным лунно-солнечным приливом.

Метод прогноза гидрологических элементов, основанный на выделении вкладов, который вносит каждый компонент, был назван компонентно-гармоническим [133]. Анализ прогнозов температуры воды для Баренцева и Норвежского морей, составленных этим методом, показал, что наибольшие ошибки получаются для случаев с большими аномалиями температуры воды. Дальнейшее развитие этого направления дано в работе [134]. Выделенные периоды той или иной продолжительности авторы работы [134] связывают с возбуждающими их силами.

Фактические изменения температуры воды рассматриваются как сумма четырех компонентов:

$$t_w = \Delta t_{wP} + \Delta t_{wS} + \Delta t_{wN} + \Delta t_{wS \text{ век}};$$

здесь Δt_{wP} — 7-летние изменения температуры воды под влиянием смещения

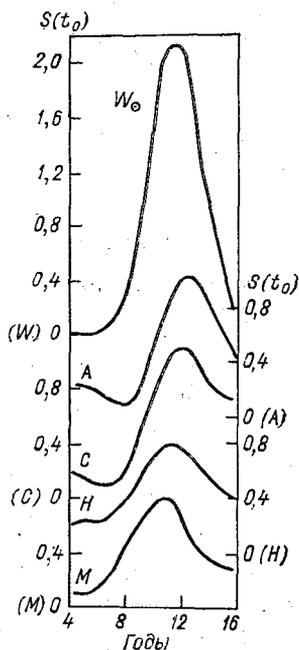


Рис. 39. Спектрограммы аномалий средних годовых значений температуры воды в квадратах Смеда А, С, Н, М и чисел Вольфа W_0 [134].

полюсов вращения Земли; Δt_{wS} — 11-летние изменения, обусловленные солнечной активностью; Δt_{wN} — 19-летние изменения, вызванные действием лунного деклинационного долгопериодного прилива; $\Delta t_{wS \text{ век}}$ — изменения, обусловленные вековым циклом солнечной активности.

Генетический метод применен для прогноза изменений температуры воды в районе Фарерских и Шетландских островов.

Выделение каждого из указанных компонентов производилось путем сглаживания ряда за соответствующий интервал времени.

Для количественной характеристики Δt_{wP} применялся индекс R_P , который характеризует разность статических высот уровня океана в волне «полюсного прилива» на нулевом меридиане для определенного промежутка времени.

Величина Δt_{wS} определяется в зависимости от чисел Вольфа.

Для характеристики Δt_{w_N} рассчитывается индекс R_N , аналогичный индексу R_P , но обусловленный деклинационным долгопериодным приливом. Для оценки $\Delta t_{\text{Свек}}$ используются данные о вековом уровне солнечной деятельности.

Уравнения связи компонентов с определяющими факторами имеют вид

$$\Delta t_{w_P} = 0,0188R_P + 0,20;$$

$$\Delta t_{w_{N\tau}} = 0,025R_{N\tau-3} + 0,05;$$

$$\Delta t_{w_S} = 0,0054W - 0,20;$$

$$\Delta t_{w_{S\text{век}}} = 0,01\Delta W_{\text{век}}.$$

Здесь W — среднее годовое значение чисел Вольфа; $\Delta W_{\text{век}}$ — отклонение этих значений от средних вековых величин.

Общее уравнение для прогноза температуры воды в июле в районе Фарерских и Шетландских островов имеет вид

$$\Delta t_{w_{VII}} = 0,188R_P + 0,054W + 0,0025R_{N\tau-8} + 0,01\Delta W_{\text{век}} + 0,05.$$

Авторы метода отмечают необходимость усовершенствования количественных характеристик тех циклов, которые учитываются в данном методе, а также необходимость учета других циклов.

6.9. Промысловые прогнозы, основанные на прогнозах температуры воды

Прогнозы, направленные на обслуживание рыбного промысла, обычно выделяются в особый раздел ввиду своей особой направленности и своеобразия гидрологических условий, где наблюдаются промысловые скопления рыб.

Гидрометеорологические прогнозы важны для рыбного промысла как с точки зрения предсказания поведения рыб в зависимости от окружающей среды, так и с точки зрения учета влияния гидрометеорологических условий на проведение промысловых операций.

Для составления промысловых прогнозов необходимы сведения о температуре воды, солености, течениях, колебаниях уровня моря, содержании химических элементов и т. д. Но чаще всего в качестве основы промыслового прогноза принимается температура воды, причем не только как показатель состояния среды обитания рыб, но и как элемент, который измеряется более регулярно, чем другие элементы (например, течения), и в то же время довольно тесно связан с ними.

Для успешных промысловых прогнозов необходимы долгосрочные и сверхдолгосрочные фоновые прогнозы температуры воды в деятельном слое моря и краткосрочные прогнозы вертикальной структуры водных масс. Особенно важны прогнозы положения

слоя скачка, так как концентрации некоторых рыб встречаются в слое скачка или под ним. По данным вертикального распределения температуры воды можно судить о положении границ водных масс и областей выхода глубинных вод, где наблюдаются промысловые концентрации рыб. Методы прогноза границ водных масс разработаны для районов Новошотландского шельфа [35] северо-западного шельфа Африки [258] и других районов Мирового океана. Интерес к этим районам связан с тем, что границы между водными массами с различными свойствами характеризуются большими градиентами температуры воды и повышенным содержанием биомассы. Вблизи этих граничных зон образуются скопления промысловых рыб, и прогноз смещения границ водных масс может быть основой промыслового прогноза.

В районе Новошотландского шельфа и банки Джорджес различаются три водные массы, расположенные друг над другом: местные прибрежные воды, подверженные влиянию материкового стока; промежуточная водная масса, которую формируют холодные воды Лабрадорского течения, и придонная водная масса, образованная водами Гольфстрима. Эти водные массы различаются температурой и соленостью. Положение и объем их меняются во времени под воздействием течений, приливных явлений, сезонного хода гидрометеорологических элементов и других причин. Анализ колебаний границы между прибрежной и промежуточной (H_a) и промежуточной и донной (H_b) показал, что границы подвержены как периодическим, так и непериодическим колебаниям. Наиболее отчетливо прослеживается 12-часовой период, соответствующий полусуточному приливу. Для расчета этих колебаний оказалось возможным вычислить методом Дарвина основные гармоники. Кратковременные непериодические изменения границ водных масс вызваны адвекцией, и для их прогноза необходимы сведения об изменчивости течений. Из-за отсутствия таких сведений в качестве определяющих факторов взяты характеристики циркуляции атмосферы (коэффициенты разложения поля атмосферного давления по полиномам Чебышева). В качестве обнаруженного влияния атмосферных процессов на положения границ можно привести результаты анализа для одной из многосуточных станций, расположенных в восточной части Новошотландского шельфа. Обнаружена довольно тесная связь H_a и H_b с A_{01}^p . Усиление западного переноса ($A_{01}^p > 0$) приводит к уменьшению H_a и увеличению H_b . Это обусловлено сокращением объема прибрежных вод и вод Гольфстрима и увеличением объема лабладорских вод. Такой эффект может быть вызван сгоном с шельфа местных вод и отклонением от шельфа вод Гольфстрима. Уравнения для прогноза величин H_a и H_b с заблаговременностью от 1 до 4 сут имеют вид

$$H_a = f(\sum A_{ij}^p).$$

Положение определенных изотерм может характеризовать динамические процессы — смещение границ водных масс или подъем

глубинных вод; например, по глубине залегания вод с определенной температурой на северо-западном шельфе Африки можно судить о подъеме или опускании холодных глубинных вод [258]. Если кривую, характеризующую глубину залегания определенной изотермы, представить рядом по полиномам Чебышева, то коэффициенты разложения характеризуют подъем или опускание вод в отдельных частях гидрологического разреза. В качестве причины, обуславливающей подъем и опускание вод, рассматривалась циркуляция атмосферы над океаном. Обнаруженные довольно тесные корреляционные связи между коэффициентами разложения кривой, соответствующей положению изотермы, и поля атмосферного давления по полиномам Чебышева послужили основой прогноза с заблаговременностью 1—3 сут.

Перемещение изотерм на поверхности океана в определенных условиях может служить показателем, который используется в промысловых прогнозах. Так, для оценки перемещений сельди в районе банки Джорджес, обусловленных колебаниями морских течений, в качестве показателя этих процессов принято положение конкретной изотермы на поверхности. При этом предполагается, что перераспределение скоплений сельди связано со смещением водных масс. В уравнении для прогноза положения изотермы используются характеристики поля атмосферного давления (коэффициенты ряда A_{ij}).

При отсутствии длительных рядов наблюдений за гидрологическими характеристиками для составления промысловых прогнозов используются связи непосредственно между синоптическими условиями и промысловыми характеристиками. При таком подходе подразумевается существование цепи связей: атмосферная циркуляция → гидрологические условия → промысловые скопления рыбы → улов. Например, найдена связь между уловами сельди в Северном море и определенными типами полей атмосферного давления [10]. Для района юго-восточной Атлантики установлена связь между промысловыми скоплениями рыб и градиентами атмосферного давления [235]. Для банки Джорджес найдена зависимость уловов сельди от показателя меридионального переноса в атмосфере [49]. В зависимости от характеристик циркуляции атмосферы могут прогнозироваться такие показатели вылова ставриды в северо-восточной Атлантике, как вылов на судосутки лова и вылов ставриды от общего вылова [258]. Связь промысловых показателей с метеорологическими характеристиками объясняется, во-первых, приведенной выше цепью связей, а во-вторых, непосредственным влиянием метеорологических явлений на проведение промысловых операций. Для предсказания продуктивности районов рыболовства и соответствующего планирования расстановки флота, подготовки оборудования и т. д. необходимы долгосрочные и сверхдолгосрочные прогнозы температуры воды.

Г. К. Ижевским были выявлены общие закономерности, которые легли в основу сверхдолгосрочного прогноза температуры воды в промысловых районах [83]. Он полагал, что гидрологиче-

ские условия служат основой биологической продуктивности. В основу прогноза температуры воды положены гипотезы о том, что колебания гидрологических характеристик в двух системах морей атлантико-европейского района — океанической и континентальной — находятся в противоположных фазах; что сформировавшаяся в холодное время года аномалия температуры воды обуславливает тепловое состояние будущего года; что в качестве показателя термического состояния Северной Атлантики может быть принята температура в слое 0—200 м на разрезе Кольского меридиана и что в гидросфере и биосфере существует многолетняя приливная периодичность. Долгосрочные прогнозы температуры воды строились на учете инерции в ходе температуры, а сверхдолгосрочные — на учете периодичности.

В некоторых работах результатом долгосрочных прогнозов являются непосредственно промысловые характеристики. Например, прогнозируемая температура воды пролива Ла-Манш может быть использована для сверхдолгосрочного промыслового прогноза в этом районе [258]. Показано, что экстремальные значения уловов запаздывают на 3—4 года по отношению к экстремальным значениям температуры воды.

Температура воды, а также соленость и атмосферное давление использовались в качестве аргументов для прогноза вылова сельди в Северном море [258]. Проводилось синхронное сопоставление выловов с указанными аргументами, а также со сдвигом 1—3 года (выборочно до 10 лет). Предполагалось, что синхронные связи отражают влияние гидрометеорологических факторов на распределение сельди и доступность промысла, а асинхронные — на формирование запаса. Установлены связи уловов сельди с колебаниями температуры и солености, косвенными показателями выхода глубинных вод на поверхность океана и характеристиками циркуляции атмосферы (формами циркуляции по Вангенгейму—Гирсу, коэффициентами разложения по естественным составляющим средних месячных полей аномалий давления над Северной Атлантикой и др.).

Глава 7

Прогнозы ледовых явлений

7.1. Основные факторы, определяющие изменения ледовых условий

Ледовые прогнозы — первый вид прогнозов, которые начали составляться в нашей стране. В 1923 г. В. Ю. Визе составил и выпустил первый прогноз ледовитости Баренцева моря, который основывался на учете разности температур воды и воздуха.

в последующее пятидесятилетие происходило непрерывное развитие и совершенствование методов ледовых прогнозов и к настоящему времени они относятся к наиболее разработанной области морских прогнозов.

Образование ледяного покрова, его развитие и разрушение играют значительную роль в процессе взаимодействия океана и атмосферы. Тепло, связанное с фазовыми превращениями, вносит существенный вклад в тепловой баланс Земля—атмосфера. Ледяной покров оказывает большое влияние на динамические процессы в океане: препятствует развитию ветрового волнения, колебаниям уровня моря, влияет на циркуляцию вод и т. д. Влияние ледяного покрова на теплообмен моря с атмосферой также велико. Ледяной покров служит хорошим изолятором. Он значительно сокращает потери тепла на испарение и количество тепла, которым обменивается море и атмосфера путем турбулентного обмена. В отличие от водной поверхности, лед — хороший отражатель, и изменчивость его альбедо, зависящая от свойств льда, приводит к заметным колебаниям теплового баланса Земля—атмосфера.

«Ледяной покров предстает перед нами не только как твердая фаза воды, а прежде всего, как своеобразная географическая и геофизическая среда со своими законами существования, тесно связанная множеством прямых и обратных связей с воздушной и водной оболочками Земли» [158].

Образование льда, его накопление и разрушение в арктических и неарктических морях вызваны одними и теми же причинами — непостоянством компонентов теплового баланса моря. Изменения в поле ветра (атмосферного давления) приводят к перераспределению льда внутри одного моря и ледообмену с соседними морями. Но ледовый режим в Арктике довольно сильно отличается от режима неарктических морей, поэтому методы прогноза для тех и других морей отличаются, хотя основа у них общая: учет начальных условий, влияния общей циркуляции атмосферы и океана и региональных факторов.

В ледовых прогнозах для арктических морей используются закономерности ледового режима этого бассейна, такие, как существование ледовой оппозиции восточных и западных морей, трансарктическое течение, смещение аномалий ледовитости с востока на запад, особенности дрейфа льдов различной сплоченности, влияние атлантических вод, залегающих на некоторой глубине, существование устойчивого галоклина, образование заприпайных полыней, большое влияние остаточных льдов и др. Если для неарктических морей условия прошедшей зимы сказываются на гидрологических условиях будущей зимы лишь благодаря особенностям стратификации вод, то для арктических морей распределение и мощность остаточных льдов играют большую роль.

В ледовых прогнозах как для арктических, так и для неарктических морей широко используется учет ледовой инерции. Для неарктических морей установлены связи между ледовитостью морей

в соседние месяцы, а также между ледовитостью в отдельные месяцы и средней ледовитостью за сезон, которые используются в прогностической практике. Для арктических морей связь будущих ледовых условий с предшествующими имеет еще большее значение и также широко используется в прогнозах. Ледовые прогнозы могут быть локальными (например, прогноз распределения льда на каком-либо участке трассы или прогноз ледовых фаз в конкретном порту), могут относиться к морю в целом или к группе морей, и, наконец, прогнозы развития ледяного покрова на значительных акваториях Арктического бассейна относятся к прогнозам глобальных процессов.

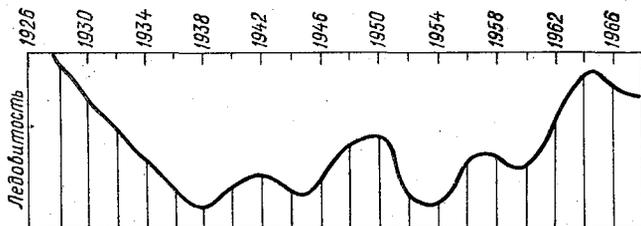


Рис. 40. Суммарная ледовитость окраинных арктических морей (трехлетние скользящие средние) [77].

Объектами ледовых прогнозов являются: общая ледовитость моря, даты наступления осенних ледовых фаз (появления льда и замерзания моря), толщина льда (интенсивность нарастания зимой и уменьшения весной), дрейф и перераспределение льда в море, даты наступления весенних ледовых фаз (взлом припая и очищение моря ото льда). Для отдельных районов арктических морей важны прогнозы заприпайных разрежений, площадей и положения ледяных массивов.

Ледовитость моря, т. е. количество льда в море, служит наиболее общим показателем состояния ледового режима (рис. 40). Такие характеристики ледового режима, как толщина льда, его сплоченность, положение кромки и т. д., довольно тесно, хотя и не однозначно, связаны с ледовитостью моря. Эти связи используются в прогностических схемах. Имеют прогностическое значение и связи между некоторыми другими ледовыми явлениями. Например, в зависимости от сроков появления льда прогнозируются даты замерзания, толщина льда и т. д. От толщины льда зависят в свою очередь даты вскрытия и очищения моря ото льда.

Прогноз сроков ледообразования строится с учетом сплоченности остаточных льдов [118].

Для неарктических морей оказалось возможным использовать сведения о ледовитости морей для прогноза положения кромки льда, толщины льда, протяженности ледовой трассы и других характеристик ледового режима [93].

Большую роль в формировании и разрушении ледяного покрова играет циркуляция атмосферы, и многие методы ледовых прогнозов основываются на ее учете.

На связь ледовитости арктических морей с интенсивностью общей циркуляции атмосферы В. Ю. Визе указал еще в 1924 г. на Первом всероссийском гидрологическом съезде [44]. Он отмечал, что в годы с большой ледовитостью наблюдаются повышенное атмосферное давление в окраинной Арктике, Гренландии и на севере Азии, общее ослабление барических градиентов и смещение изобарических областей к югу. В. З. Визе нашел, что при сильно развитом полярном антициклоне траектории циклонов смещаются на юг, в районах окраинных арктических морей происходит усиление полярной тяги, ледовитость морей увеличивается. Была обнаружена связь между географической широтой траекторий циклонов, приходящих из Атлантического океана в район Баренцева моря и Северной Европы, и ледовитостью морей.

Причину уменьшения ледовитости арктических морей, которая началась с конца 20-х годов, Визе видел в усилении общей циркуляции атмосферы.

За истекшие 50 лет после первых работ Визе методы учета атмосферной циркуляции в прогнозах ледовитости совершенствовались. Уточнялось положение наиболее информативных районов, предлагались новые методы количественного выражения атмосферной циркуляции и способы отыскания связей между ледовитостью и циркуляцией атмосферы. Большое внимание уделялось выяснению влияния на ледовые условия воздушных переносов. Для отдельных морей установлены региональные особенности этого влияния. В одних районах динамическое и термическое воздействие воздушных переносов действует в одну сторону, в других — в разные. Роль воздушных переносов неодинакова в зависимости от сезона, причем в разных морях сезонный ход будет проявляться по-разному. Для характеристики интенсивности воздушных переносов успешно используются градиенты атмосферного давления. Особенности циркуляции атмосферы над арктическими районами и прилегающими к ним позволили в ледовых прогнозах довольно успешно использовать типизацию атмосферных процессов Г. Я. Вангенгейма — А. Л. Гирса.

На неарктических морях для выражения циркуляции атмосферы используются индексы Н. А. Белинского и коэффициенты разложения по полиномам Чебышева и естественным ортогональным функциям. Например, при прогнозе осенних и весенних ледовых фаз на Балтийском море в качестве одного из аргументов используются характеристики циркуляции атмосферы (индексы по Н. А. Белинскому) над Атлантическим океаном (районы 1 и 4 на рис. 5) [230]. При прогнозе ледовитости Белого моря используется приземное давление на европейской части СССР, представленное аналитически с помощью естественных ортогональных функций [191]. Показано существование связей ледовых процессов на Белом, Балтийском, Черном, Азовском и Японском морях с процес-

сами в тропосфере и возможность использования этих связей в ледовых прогнозах [90]. При прогнозах ледовых условий в дальневосточных морях, подверженных влиянию муссонной циркуляции, оказалось возможным использовать связь дат ледовых фаз с температурой воды в океане [188]. Эта связь на первый взгляд казалась парадоксальной: чем выше была температура воды в прилегающих районах Тихого океана, тем раньше появлялся лед и суровее была зима. Такая закономерность объясняется тем, что при более высокой температуре воды в океане раньше происходит смена летнего муссона на зимний, которая характеризуется заточками холодного воздуха с азиатского материка.

Основой методики ледовых прогнозов в арктических морях является учет начальных условий и предшествующих процессов в атмосфере и гидросфере и будущих процессов в атмосфере.

В работе [98] дается общая схема зависимости ледовых условий в арктических морях от гидрометеорологических процессов. В общем виде зависимость ледовых условий от факторов, их обуславливающих, представлена в виде

$$L(t) = f(L_0, A_p, W_p, A_f, Ц, B, \Gamma),$$

где $L(t)$ — ледовые условия на период времени t ; L_0 — начальные ледовые условия; A_p — предшествующие атмосферные процессы; W_p — предшествующие процессы в гидросфере; A_f — последующие атмосферные процессы; $Ц, B$ — цикличность и взаимосвязь колебаний ледовых условий; Γ — гелиогеофизические процессы.

В табл. 13 дается сводка аргументов, используемых в прогностических уравнениях.

Таблица 13

Аргументы, учитываемые (знак +) в прогностических схемах для различных ледовых характеристик для арктических морей [98]

Ледовая характеристика	Аргумент					
	Ц	B	L_0	A_p	W_p	A_f
Ледовитость и площади массивов	+	+	+	+	+	+
Разрушение припая	—	—	+	+	—	+
Ледообразование	—	—	+	+	—	+
Распределение льда	—	—	+	—	—	+
Толщина льда	—	—	+	—	—	+

Соотношение начальных условий и последующих изменений ледовых условий в значительной степени зависит от заблаговременности прогноза: чем меньше заблаговременность, тем больше роль начальных условий. Но, как отмечают авторы работы [47], при одной и той же заблаговременности влияние начальных условий неодинаково в зависимости от изменчивости процессов накопления

льда, а также от самих прогнозируемых характеристик состояния льда. Роль начальных условий возрастает в связи с тем, что они оказывают не только прямое, но и косвенное влияние на будущие ледовые условия вследствие существования целого ряда асинхронных связей между процессами в атмосфере, гидросфере и ледяном покрове.

Если роль последующих процессов в межгодовой изменчивости прогнозируемой характеристики невелика, то используют «инерционные» уравнения. Например, ледовитость на последующий период рассчитывается по ее значениям, известным к моменту составления прогноза. Если же роль последующих процессов велика, то или используется метеорологический прогноз в явном виде, или последующие тепловые и динамические процессы учитываются в неявном виде.

Большое значение для прогнозов состояния ледяного покрова имеют прогнозы температуры воздуха и атмосферного давления. Градиенты аномалии атмосферного давления определяют аномалии воздушных переносов, которые оказывают большое влияние на дрейф льда, его перераспределение, даты взлома припая и т. д.

При исследовании причин изменчивости ледовых условий арктических морей значительное внимание уделяется выяснению роли атлантических и тихоокеанских вод. Мнение о том, что эта роль велика, было высказано еще в работах Нансена и Хелланд-Хансена, но механизм, с помощью которого осуществляется передача тепла водам Северного Ледовитого океана, до сих пор остается недостаточно выясненным. На протяжении нескольких десятилетий этот вопрос исследовался В. Ю. Визе, Н. Н. Зубовым, В. В. Шулейкиным, В. А. Березкиным, М. М. Сомовым, А. И. Каракашом, Д. А. Дрогайцевым, В. Г. Тимофеевым, А. О. Шпайхером, А. В. Янесом, В. В. Пановым и многими другими.

Относительно способа влияния атлантических вод на ледовые условия Арктического бассейна сложились две основные гипотезы. Согласно одной из них тепло атлантических вод, поступающее в арктические моря, оказывает непосредственное влияние на ледовые процессы. Согласно другой гипотезе атлантические воды оказывают влияние на режим арктических морей главным образом через изменения циркуляции атмосферы. Так, В. Ю. Визе считает, что непосредственное воздействие атлантические воды оказывают лишь на условия приатлантических районов Северного Ледовитого океана, а на остальные арктические моря — через соответствующие изменения атмосферной циркуляции. Расчеты составляющих теплового баланса некоторых районов Атлантического, Северного Ледовитого и Тихого океанов, выполненные Е. Г. Никифоровым, Е. И. Чаплыгиным и А. О. Шпайхером показали, что тепло, поставляемое на север течениями из Атлантического и Тихого океанов достаточно велико, оно превышает радиационный баланс поверхности океана и адвекцию тепла в атмосфере (табл. 14) [250].

Таблица 14

**Составляющие теплового баланса некоторых районов Атлантического,
Северного Ледовитого и Тихого океанов [Дж·10³/(см²·год)]**

Составляющие теплового баланса	Район Нью-фаундленда 50° с. ш.	Открытая часть Норвежского и Гренландского морей	Открытая часть Баренцева моря	Открытая часть Берингова моря
Приход:				
радиационный баланс поверхности	209	125	84	125
адвекция тепла течениями	335	209	209	84
Расход:				
затраты тепла на испарение	418	209	188	125
турбулентный теплообмен	125	125	167	84
Адвекция тепла атмосферой	84	-42	-42	42

Атлантические воды, поступающие в Арктический бассейн, отличаются большей плотностью по сравнению с арктическими и поэтому располагаются на глубине 100—900 м. Выше расположен слой холодных вод с меньшей соленостью и плотностью, который характеризуется большой устойчивостью и служит препятствием для поступления тепла атлантических вод к поверхности моря. Существование этого слоя — главное доказательство многих исследователей, отрицающих возможность передачи тепла атлантических вод вверх. Расчеты показали, что для того, чтобы конвекция достигла слоя, где находятся атлантические воды, должен образоваться лед толщиной, намного превышающей фактическую. Согласно современным представлениям [259], глубокому проникновению конвекции способствует вынос льдов из места ледообразования и образование на чистой воде новых льдов. Процесс постоянного интенсивного ледообразования приводит к осолонению верхних слоев, усилению конвекции, которая увеличивает теплообмен между глубинными и поверхностными водами. Приток атлантических вод оказывает влияние и на динамику льдов, так как он балансируется выносом арктических вод и льдов. Восточно-Гренландским течением (в среднем 900 тыс. км²) [250].

Влияние атлантических вод на Арктический бассейн, как уже отмечалось, не ограничивается непосредственным тепловым и динамическим воздействием. Повышение температуры поверхностного слоя Северной Атлантики, Норвежского, Гренландского и Баренцева морей приводит к смещению траекторий циклонов к северу и поступлению теплых воздушных масс. Обнаружена связь между средними годовыми значениями тепла, приносимого атлантическими водами, и типами атмосферной циркуляции по Вангенгейму [251]. При анализе связей ледовых условий в арктических морях с поступающими атлантическими водами можно

сделать вывод, что влияние колебаний количества вод происходит как через атмосферу, так и через гидросферу.

С исследованием устойчивости стратификации вод в Арктическом бассейне связаны различные вопросы от локального краткосрочного прогноза ледовых явлений до попыток объяснения причин изменения климата Земли в прошлом и будущем. Интересные исследования в этой области выполнены В. Ф. Захаровым [78]. Поверхностные арктические воды с пониженной соленостью и температурой, близкой к температуре замерзания, занимают большую площадь океана, и везде, где они располагаются, обнаруживаются дрейфующие и неподвижные льды. Это объясняется тем, что устойчиво стратифицированные воды препятствуют поступлению тепла из глубинных слоев и отток тепла через поверхность больше притока из глубины. Там, где нет поверхностных распресненных вод, конвекция проникает до больших глубин и ледяной покров не образуется. Роль поверхностных распресненных вод настолько велика, что вопрос об устойчивости ледяного покрова Северного Ледовитого океана — это вопрос об устойчивости современной структуры его вод.

Ледовые условия в значительной мере определяются теплозапасом моря к концу летнего периода. Анализ связей ледовитости Баренцева моря в осенне-зимний период с максимальной энтальпией показал, что эти связи объясняются не только прямым влиянием тепла на нарастание льда, но и его косвенным влиянием [146]. От теплозапаса моря зависит температура воздуха — фактор, играющий важную роль в процессе нарастания льда. Имеет значение и перестройка барических полей, зависящая от степени прогрева. При пониженной энтальпии в конце августа ледовитость будет выше нормы, кромка льда будет располагаться южнее ее среднего многолетнего положения, лед будет образовываться раньше нормы и интенсивнее нарастать. Непосредственное влияние энтальпии моря проявляется в тесной связи его с ледовитостью в сентябре и октябре. Связь энтальпии с ледовитостью в зимние и весенние месяцы объясняется ее влиянием на атмосферные процессы, которые в свою очередь влияют на ледовитость.

Как будет показано ниже, во многие уравнения для прогноза элементов ледового режима арктических и неарктических морей входят характеристики теплового состояния океана. При отыскании такого рода связей существенным является вопрос о временном сдвиге между изменениями температуры воды в океане и ледовым режимом морей, а также вопрос о том, в каких районах океанов следует рассматривать температуру воды. Интересные данные, показывающие, что теснота и даже знак связи между ледовитостью Баренцева и Гренландского морей с температурой поверхностного слоя Северной Атлантики в значительной степени зависит от района, в котором рассматривается температура воды, получены в работе [1]. Наиболее тесная обратная связь обнаруживается для района взаимодействия вод Гольфстрима и Лабра-

дорского течения. На рис. 41 видны два очага с коэффициентами корреляции $-0,74$ и $-0,70$. При установлении связей с запаздыванием ледовитости на один год по отношению к температуре воды коэффициент корреляции в очаге к югу от Ньюфаундленда не повысился, а в ядре к югу м. Хаттерас возрос до $-0,86$. Обнаруженная асинхронная связь имеет большое прогностическое значение, но, по мнению самих авторов [1], такое утверждение преждевременно, так как связь получена на небольшом ряде и физиче-

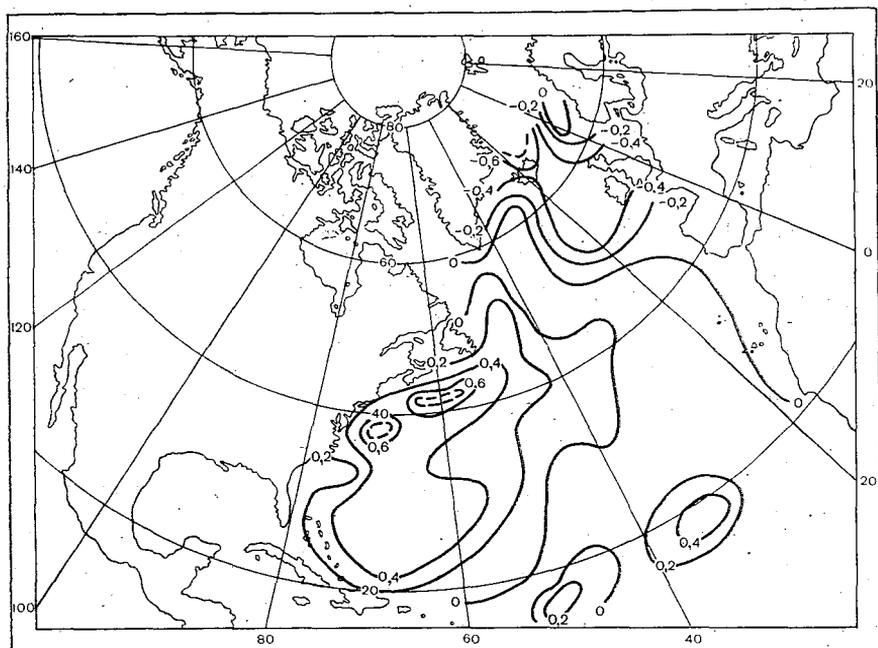


Рис. 41. Карта изокоррелят, характеризующих тесноту связи между изменениями температуры воды поверхностного слоя Северной Атлантики и ледовитостью Баренцева и Гренландского морей [1].

ский смысл ее не вполне ясен. Но из анализа рис. 41 вытекает вполне очевидный вывод о том, что при выборе наиболее информативных районов в океанах для прогнозов ледовых явлений в арктических и неарктических морях нужно проводить большую исследовательскую работу.

Одна из интересных особенностей ледового режима арктических морей, существование которой подтвердили многие исследователи,— ледовая оппозиция в приатлантической и притихоокеанской частях Арктики [45]. В. Ю. Визе обнаружил оппозицию еще в 20-х годах и считал причиной ее возникновения усиление или ослабление циркуляции атмосферы, с которыми связано усиление или ослабление преобладающих ветров в каждом из районов:

южных и юго-западных в морях западной Арктики и северных и северо-восточных — в морях восточной Арктики.

Н. А. Волков и Слепцов-Шевлевич подтвердили существование оппозиции [48]. Они показали, что в четные годы в приатлантической части Арктики наблюдаются положительные аномалии ледовитости, а в нечетные — отрицательные. В восточной Арктике существует обратная картина.

Наглядное представление о ледовой оппозиции дает анализ (рис. 42) изменения сплоченности ледяного покрова в арктических морях от десятилетия 1946—1955 к десятилетию 1956—1965 [76].

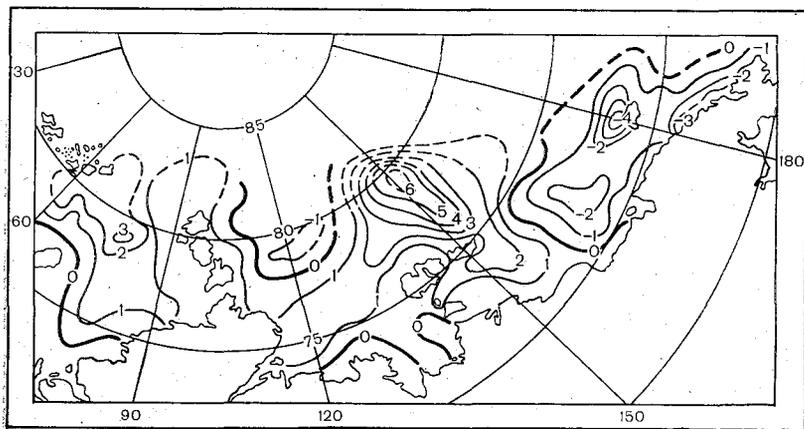


Рис. 42. Изменение сплоченности (в баллах) ледяного покрова в арктических морях от десятилетия 1946—1955 гг. к десятилетию 1956—1965 гг. [76].

Большую роль в формировании ледяного покрова играет дрейф льда. Под действием отжимных ветров образуются полыньи, которые могут вновь покрываться льдом. Теплообмен моря с атмосферой через участки, свободные ото льда, происходит интенсивно. Несмотря на относительно небольшую поверхность полыней, теплообмен через их поверхность играет существенную роль в общем теплообмене Арктического бассейна с атмосферой. Теплообмен через молодой лед, который образуется на поверхности полыней, также протекает более интенсивно, чем через льды значительной толщины. Нажимные воздушные потоки приводят к изменению толщин льда за счет торошения. Существенное влияние на ледовитость моря оказывает ледообмен с соседними бассейнами. Дрейф льда приводит к изменению сплоченности льда, которое влияет на разрушение льда.

Для прогнозов ледовых явлений с большой заблаговременностью используются связи с космическими и гелиогеофизическими факторами. Сложность проблемы связи гидрометеорологических процессов с «внешними факторами» состоит в том, что, во-первых,

нет достаточно обоснованного объяснения ее механизма, а во-вторых, выявленные циклы недостаточно устойчивы во времени.

Исследования влияния солнечной активности на ледовые процессы в арктических морях ведутся уже несколько десятилетий. Выводы, полученные многими авторами, свидетельствуют о том, что такая связь существует, и прослеживается она через влияние метеорологических процессов. Выявлен целый ряд закономерностей в цепи явлений Солнце—атмосфера Земли—ледовый режим.

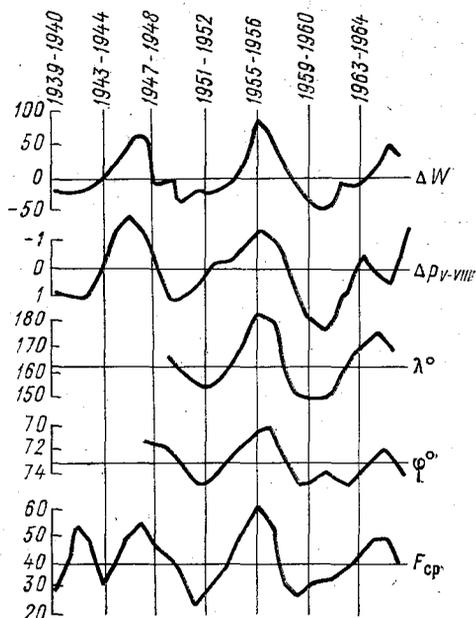


Рис. 43. Кривые многолетнего хода межгодовых изменений чисел Вольфа ΔW ; аномалий давления в приполюсном районе в мае—августе (здесь и ниже средние двухлетние) Δp ; восточной долготы оси дрейфа-раздела в Арктическом бассейне по З. М. Гудковичу λ° ; северной широты границы преобладания многолетних льдов φ° ; площади сплоченных льдов в пределах Врангелевского района в среднем за июль—сентябрь F_{cp} [183].

В. Ю. Визе считал, что солнечная активность действует только на интенсивность атмосферной циркуляции, но не на тип барического поля (закона акцентации барических полей). Л. А. Вительс показал, что интенсивность и тип циркуляции связаны друг с другом [46]. Затем было показано, что влияние солнечной активности будет тем больше, чем мощнее барическое образование [179].

Исследования влияния солнечного фактора на циркуляцию атмосферы в Арктике, выполненные Т. И. Санцевич, позволили установить некоторые закономерности, важные для дальнейшего развития ледовых процессов. Например, они показали большую роль воздействия солнечной активности зимой и летом по сравнению с весной и осенью, а также большое влияние этого фактора на ледовые условия в восточной Арктике [183]. На рис. 43, заимствованном из этой работы, можно последовательно проследить связь между тенденциями солнечной активности и атмосферным давлением в центре Арктики, связь между полем давления и цир-

куляцией вод, а также ледовитостью моря. В работах З. М. Гудковича [59, 61] было показано, что циркуляция вод Арктического бассейна обусловлена циркуляцией атмосферы, ледовитость же арктических морей, особенно восточных, тесно связана с циркуляцией вод и льдов. Прямая связь показателя циркуляции вод и льдов (рис. 43) с тенденцией солнечной активности означает, что чем выше положительная тенденция солнечной активности, тем больше развита циклоническая циркуляция вод и льдов, тем более ослаблена и смещена на восток антициклоническая циркуляция и тем восточнее располагается ось раздела между ними. При этом создается система местных течений, неблагоприятная для очищения ото льдов Врангелевского района.

С учетом влияния солнечной активности разработан метод прогноза ледовитости Баренцева моря И. В. Максимовым, Н. П. Смирновым и В. Н. Воробьевым [133].

Некоторые методы ледовых явлений основаны на учете движения полюсов Земли. Впервые на связь между изменениями ледовитости арктических морей и движением полюсов указал И. В. Максимов [133]. Затем этот вопрос нашел свое дальнейшее развитие в работах [62, 101, 186 и др.]. По мнению И. В. Максимова, семилетние ритмы возникают в результате наложения 14-месячной волны «полюсного прилива» на годовые или сезонные колебания.

Авторами работы [62] предложена следующая гипотеза, объясняющая семилетние колебания ледовитости в арктических морях. Барическая волна, возникшая под действием силы деформации, вызванной колебаниями полюсов, проходя над районами, где зарождаются циклоны, усиливает или ослабляет процесс циклогенеза. Это приводит к соответствующим колебаниям атмосферного давления в районах, где расположены преобладающие траектории циклонов. Анализ амплитуд и фаз первичных и вторичных нутационных колебаний показал, что возникают градиенты давления с 14-месячным периодом, которые обуславливают изменение ледовых условий в арктических морях. Наибольшее влияние они окажут в конце зимы — начале лета. Поэтому в тех случаях, когда нутационные колебания будут наблюдаться в мае, их влияние будет наибольшим. Такая ситуация возникнет один раз в 7 лет.

Влиянием движения полюсов Земли могут быть объяснены некоторые особенности ледовых условий арктических морей, имеющие прогностическое значение: циклические колебания ледовитости с периодом около 7 лет и смещение аномалий ледовитости с запада на восток.

7.2. Прогноз общей ледовитости моря

Общее количество льда в море зависит от состояния моря и атмосферы, поэтому при прогнозах ледовитости принимаются во внимание характеристики обеих сред. Поскольку при определении

толщины льда встречаются большие трудности, то обычно под ледовитостью подразумевают площадь моря, покрытую льдами. Выражают ледовитость в процентах по отношению к общей поверхности моря.

Ледовитость моря определяется макропроцессами, и при прогнозе ее учитываются атмосферные процессы над большими районами, значительно превосходящими площадь моря, для которого составляется прогноз. Например, для арктических морей рассматривается развитие атмосферных процессов над полярной областью и прилегающими районами Атлантического и Тихого океанов, Америки и Евразии. Для разработки метода прогноза ледовитости в неарктических морях используются характеристики циркуляции атмосферы над значительной частью северного полушария [93]. В качестве показателя термического состояния океана принимается температура воды в Атлантическом океане, на Кольском меридиане и в других районах, где имеются длительные ряды наблюдений. Методы прогноза, основанные на учете циркуляции атмосферы, можно разделить на группы в зависимости от способа выражения циркуляции атмосферы («барические шаблоны», типизация форм циркуляции, градиенты атмосферного давления, индексы циркуляции атмосферы, коэффициенты разложения в ряды по ортогональным функциям и др.).

Метод барических шаблонов был разработан В. Ю. Визе. Он позволил давать качественные прогнозы ледовитости в зависимости от циркуляции атмосферы. Визе полагал, что «при помощи барического рельефа комплексно учитывается влияние как тепловых, так и динамических факторов» [45]. Принимая во внимание преемственность атмосферных процессов, этим методом можно учесть воздействие на ледяной покров атмосферной циркуляции как за предшествующий период, так и в будущем.

Сопоставляя средние за февраль—апрель карты распределения атмосферного давления в годы с большой и малой ледовитостью, В. Ю. Визе пришел к выводу, что решающим фактором для ледовитости Баренцева моря в мае—июне служит интенсивность юго-западного потока воздуха над морем («юго-западная тяга»). Для характеристики этой интенсивности предложен так называемый «коэффициент атлантической тяги», который представляет собой градиент атмосферного давления, рассчитанный для определенных точек.

Следует заметить, что такой простой способ количественного выражения циркуляции атмосферы, как градиент давления, при использовании его в прогнозах ледовитости дает довольно хорошие результаты. К методам прогноза ледовитости, основанным на использовании градиентов давления, относится работа В. Ю. Визе для Карского моря [45]. Визе исследовал влияние дрейфа льда на ледовитость северо-восточной части моря. Для характеристики северного дрейфа в самом Карском море и западного — в прилегающей части Арктического бассейна использовались меридиональные и широтные градиенты атмосферного давления. Такой

прием позволил обнаружить интересную особенность в изменении ледовитости в зависимости от интенсивности дрейфа льда зимой. Если между интенсивностью западного и северного дрейфа весной (апрель—июнь) и последующей ледовитостью северо-восточной части Карского моря существует, как и следовало ожидать, обратная связь, то между зимним дрейфом (ноябрь—март) и ледовитостью обнаружена прямая связь, т. е. чем дрейф интенсивнее, тем больше ледовитость в последующее лето. Эту аномальность Визе объясняет увеличением количества льда за счет его образования на участках чистой воды, возникающих при выносном дрейфе. При интенсивном поступлении льдов в северные районы моря западный дрейф льда не может вынести весь поступающий из Карского моря лед, и на севере моря образуется ледяная пробка. Ее созданию способствует также мелководье в северо-восточной части моря. В результате этого исследования В. Ю. Визе получил уравнения для прогноза ледовитости в августе, аргументами в которые входят меридиональные и широтные градиенты давления. Приведенный пример показывает, как с помощью градиентов давления можно выявить и выразить количественно существующие в природе сложные связи между гидрометеорологическими явлениями.

При разработке методики долгосрочного прогноза ледовитости десяти районов арктических морей для ее аналитического представления И. А. Дрыгина, Э. И. Саруханян и Н. П. Смирнов использовали метод разложения в ряды по естественным составляющим [69]. Одновременно рассматривалась и прогнозировалась ледовитость Гренландского, западной и восточной частей Баренцева, юго-западной и северо-восточной частей Карского, западной и восточной частей моря Лаптевых, западной и восточной частей Восточно-Сибирского и Чукотского морей. На рис. 12 представлены первые четыре естественные составляющие, которые включают в себя примерно 74 % суммарной дисперсии.

Метод прогноза ледовитости в указанных десяти районах основан на учете метеорологических и гидрологических процессов. В качестве показателя атмосферных процессов использовались поля атмосферного давления над северным полушарием (к северу от 60° с. ш.) и температура воздуха, осредненная для пяти районов арктических морей.

Анализ связей между ледовитостью, температурой воздуха и полями атмосферного давления показал, что колебания ледовитости, характеризуемые первой и второй естественными составляющими, подвержены влиянию тепловых процессов зимы и весны текущего года, а на изменения колебаний ледовитости, которые характеризуются третьей и четвертой составляющими, наибольшее влияние оказывают барические поля предшествующего лета и зимы текущего года. В целом связь ледовитости с атмосферными процессами оказалась недостаточно тесной, для того, чтобы метод прогноза можно было бы строить лишь на их учете. В качестве показателей гидрологических процессов рассматривались: темпе-

ратура воды в Северной Атлантике в квадрате J (по Смеду) (t_w), средние годовые расходы атлантических вод через Фареро-Шетландский пролив (Q_w), жидкий ($Q_{ж}$) и тепловой сток (Q_T) тихоокеанских вод через Берингов пролив, вынос льдов через пролив Фрама (Q_L), суммарный сток рек $\sum Q_p$ и главные компоненты динамических высот Арктического бассейна (C_1, C_2, C_3). Взаимно-корреляционные функции между этими показателями и главными компонентами разложения ледовитости позволили установить сдвиг во времени между максимальным значением каждого фактора и проявлением его влияния на ледовитость арктических морей (табл. 15).

Таблица 15

Максимальные коэффициенты корреляции между главными компонентами разложения ледовитости по десяти районам и гидрологическими факторами (индекс при коэффициенте корреляции указывает на сдвиг в годах) [69]

Разложение ледовитости	Гидрологические факторы								
	t_w	Q_N	Q_L	$Q_{ж}$	Q_T	$\sum Q_p$	разложение динамических высот		
							C_1	C_2	C_3
L_1	0,74 ₃	-0,14 ₂	0,26 ₀	-0,22 ₁	0,16 ₁	0,20 ₀	0,44 ₃	-0,48 ₀	-0,50 ₃
L_2	-0,35 ₂	-0,28 ₁	-0,63 ₁	-0,33 ₁	0,23 ₃	0,27 ₁	0,18 ₁	0,56 ₁	0,13 ₁
L_3	0,24 ₁	0,41 ₃	0,44 ₃	-0,18 ₀	0,23 ₀	0,32 ₃	0,33 ₁	0,20 ₁	-0,42 ₂
L_4	-0,32 ₂	-0,21 ₃	0,24 ₃	0,28 ₁	-0,42 ₀	-0,44 ₁	0,36 ₃	-0,49 ₂	0,42 ₀

Примечание. Индекс при коэффициенте корреляции указывает на временной сдвиг (в годах).

Наиболее тесная связь со сдвигом 3 года обнаруживается между ледовитостью, температурой воды в квадрате J , динамическими высотами, а также выносом льдов через пролив Фрама.

В последние годы в гидрометеорологических прогнозах, в том числе и при долгосрочном прогнозировании ледовитости стал применяться дискриминантный анализ. При использовании этого метода прогнозируемое явление делится на несколько классов. Сутью этого деления разбиваются на классы и явления, определяющие изменения прогнозируемого явления, т. е. те, которые служат аргументами в прогностических уравнениях. Затем отыскиваются различия между классами аргументов, которые позволяют перейти к прогнозу искомым величин.

Дискриминантный анализ дает возможность объективизации выбора предсказателей.

Оценка эффективности дискриминантного анализа при прогнозе ледовитости арктических морей показала, что выделенные с помощью этого метода предсказатели являются информативными [103].

При прогнозе ледовитости арктических морей с помощью дискриминантного анализа выделены группы лет с повышенной и пониженной ледовитостью и соответственно на две группы разделены поля атмосферного давления и для каждой точки расчетной сетки определены разности давления [102]. Таким образом, появляется возможность установления связи ледовитости с показателями атмосферных процессов — разностью давления в разные месяцы и сезоны. Этот способ позволил выявить некоторые причины, от которых зависит ледовитость, в частности показать большое влияние зимних процессов на ледовитость морей Восточной Арктики.

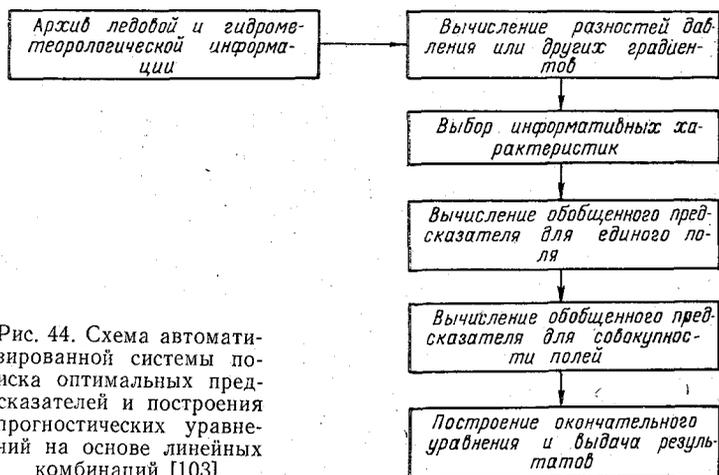


Рис. 44. Схема автоматизированной системы поиска оптимальных предсказателей и построения прогностических уравнений на основе линейных комбинаций [103].

При разработке метода прогноза ледовитости Азовского моря оказалось удобным все зимы разбивать на два класса, положив в основу типизации оценку ледовых условий в предшествующие зимы (тяжелые и легкие в ледовом отношении) [116]. Для каждого класса были найдены прогностические уравнения, аргументами в которых служат характеристики теплового состояния океана (температура воды и воздуха по данным судов погоды в Атлантическом океане) и циркуляции атмосферы (коэффициенты разложения поля атмосферного давления по естественным ортогональным составляющим). Обнаружилось довольно четкое отличие в значениях аргументов, соответствующих каждому классу, что позволило получить прогностические уравнения, характеризующиеся высокими коэффициентами корреляции и обеспеченностью.

При разработке физико-статистических методов прогноза известную трудность представляет выбор аргументов, по которым прогнозируется искомый элемент. В работе [103] предлагается автоматизированный метод поиска оптимальных аргументов и построения прогностических схем. Схема автоматизированной системы поиска оптимальных предсказателей представлена на рис. 44. Информативные характеристики определяются путем кор-

реляционного анализа. Обобщенный предсказатель Π представляет собой сумму коэффициентов k_B , названных коэффициентами влияния [102]:

$$\Pi = \sum k_B; \quad k_B = rA,$$

где r — частный коэффициент корреляции между аргументами и функцией; A — аргумент, выраженный в процентах от амплитуды. Для машинного счета k_B представляется как

$$k_B = U_{\text{расч}} r^2,$$

где $U_{\text{расч}}$ — расчетное значение функции по уравнению регрессии.

Обобщенный предсказатель по полю выражается суммой коэффициентов влияния, вычисляемых для всех информативных характеристик поля. Аналогично рассчитываются обобщенные предсказатели для нескольких полей.

Для долгосрочного прогноза ледовитости арктических морей оказалось возможным использовать особенности их пространственно-временной структуры [100]. Анализ автокорреляционных функций, построенных для семи районов арктических морей (от юго-западной части Карского моря до юго-западной части Чукотского моря), показал, что в ходе ледовитости этих районов обнаруживается цикличность, причем продолжительность циклов в разных районах неодинакова (от 2 до 12 лет). В предположении, что многолетние колебания ледовитости определяются цикличностью, межгодовой инерцией и взаимосвязанностью с ледовитостью других районов, был разработан метод прогноза с заблаговременностью 1—12 и 13—22 года.

Опыт расчета ледовитости моря по составляющим ледового баланса на примере Восточно-Гренландского ледяного пояса дан в работе А. А. Лебедева и Н. С. Уралова [127]. Уравнение ледового баланса применительно к площадям льдов записывается в виде

$$S_i = S_0 \pm \sum_0^t \Delta I + \sum_0^t \Delta F - \sum \Delta M. \quad (93)$$

Здесь S_i — площадь льдов в момент времени t ; S_0 — остаточная ледовитость; ΔI , ΔF , ΔM — приращение площади льдов за время Δt соответственно за счет ледообмена с соседними морями, ледообразования и ледотаяния.

Величина S_0 определяется из наблюдений; разность $\sum_0^t \Delta F - \sum_0^t \Delta M$ рассчитывается по корреляционной связи с температурой воздуха, ΔI рассчитывается по формуле, учитывающей перенос льда за счет ветрового дрейфа и течений:

$$\Delta I = (z_1 v_1 + l_1 k_1) - (z_2 v_2 + l_2 k_2), \quad (94)$$

где z_1 и z_2 — ширина ледяного пояса на 80 и 70° с. ш.; v_1 и v_2 — скорость изобарического дрейфа льдов на 80 и 70° с. ш.; l_1 и l_2 —

средняя ширина ледяного пояса в области распространения Восточно-Гренландского течения на 80 и 70° с. ш.; k_1 и k_2 — средняя месячная многолетняя скорость Восточно-Гренландского течения в поверхностном слое на тех же параллелях.

На основе решения уравнений (93) и (94) на материалах наблюдений за 13 лет удалось установить некоторые особенности формирования ледовитости (табл. 16). В зоне 80—70° с. ш. ледовитость зависит в основном от остаточной ледовитости и условий образования и таяния льдов, южнее 70° с. ш. главная роль принадлежит выносу льдов с севера и интенсивности таяния льдов. При анализе соотношения между составляющими ледового баланса за конкретные годы выяснилось, что необходим учет всех составляющих.

Таблица 16

Средние многолетние значения площади льдов и основных составляющих ледового баланса у берегов Гренландии (10^3 км^2) [127]

Месяц	Зона 80—70°				Зона южнее 70° с. ш.			
	S_i	I	F	M	S_i	I	F	M
Октябрь	342	20	35	—9	98	47	26	—13
Ноябрь	452	34	104	—9	181	113	54	—24
Декабрь	491	44	167	—16	209	200	55	—84
Январь	523	54	203	—30	249	283	61	—133
Февраль	561	66	237	—38	257	359	64	—204
Март	554	74	257	—73	310	447	69	—244
Апрель	510	60	266	—112	296	513	72	—327
Май	490	68	281	—155	287	546	77	—374
Июнь	429	81	286	—235	245	574	78	—445
Июль	344	81	285	—318	185	600	78	—527
Август	282	66	290	—370	61	624	78	—679
Сентябрь	296	88	301	—389	38	643	79	—722

Примечания. 1. S_i — площадь льдов в конце соответствующего месяца; I — суммарный ледообмен с 30 сентября; F — суммарная площадь льдов, образовавшихся с 30 сентября; M — суммарная площадь льдов, растаявших с 30 сентября. 2. Площадь остаточных льдов в зоне 80—70° с. ш. составляет $296 \cdot 10^3 \text{ км}^2$, а южнее 70° с. ш. — $38 \cdot 10^3 \text{ км}^2$.

Расчеты площади льдов по уравнениям (93) и (94) дали удовлетворительный результат. Но для использования этого метода для прогноза ледовитости необходим прогноз всех составляющих баланса.

Наиболее полно схема прогноза ледовитости для неарктических морей СССР разработана А. И. Каракашем [93]. На основе выявленной двухлетней цикличности в ходе ледовитости морей и определяющих ее факторов он пришел к выводу о возможности составления прогноза с большой заблаговременностью.

Ледовый режим неарктических морей обладает многими общими чертами. Так, на всех морях наблюдается довольно значи-

тельная ледовая инерция. Обнаружена тесная связь между средней ледовитостью за зиму и ее средними значениями за отдельные зимние месяцы. Установлена также связь между средней месячной ледовитостью моря и положением кромки льда, его толщиной и другими характеристиками ледового режима. Важным обстоятельством, используемым при разработке общего подхода к созданию метода прогноза ледовитости, является обнаруженная согласованность в развитии ледовых условий. Положительной (или отрицательной) аномалии ледовитости на одном море, как правило, соответствует положительная (или отрицательная) аномалия на других морях. За основную характеристику ледового режима в работе [93] принята ледовитость морей. По ледовитости определяется положение кромки льда, его толщина, продолжительность ледового периода и др. В качестве характеристики атмосферных процессов принимаются температура воздуха и показатели циркуляции атмосферы. Тепловое состояние атлантических вод выражается через температуру воды на Кольском меридиане. В табл. 17 приведены коэффициенты корреляции, характеризующие связь ледовитости с этими аргументами.

Таблица 17

Коэффициенты корреляции, характеризующие связь ледовитости морей с определяющими факторами [93]

Море	Давление	Температура	
		воздуха	воды
Белое (Воронка)	0,41	-0,62	0,69
Финский залив	0,68	-0,72	0,59
Черное (северо-западная часть)	0,63	-0,56	0,50
Азовское	-0,56	-0,75	-0,62
Северный Каспий	-0,61	-0,68	-0,71
Японское	0,59	-0,52	—
Охотское	0,62	0,66	—

Общий вид уравнений для прогноза ледовитости

$$S = aT + bP + c,$$

где S — общая ледовитость моря в изменениях от предшествующего года к прогнозируемому; T , P — показатели термического и динамического состояния атмосферы.

Температура воздуха берется над теми районами, откуда поступает холодный воздух на данное море. Для характеристики динамического состояния атмосферы используются коэффициенты разложения приземного поля атмосферного давления в ряд по естественным составляющим.

Таким способом были получены уравнения для прогноза ледовитости Белого, Балтийского, Черного, Азовского, Каспийского,

Аральского, Японского, Охотского морей. Для морей европейской части СССР и Аральского использовалось барическое поле над Европой и Северной Атлантикой, для Японского и Охотского — над Азией.

Полученные уравнения имеют достаточно надежные статистические характеристики, что позволяет составлять прогноз ледовитости и других связанных с ней характеристик ледового режима всех неарктических морей с большой заблаговременностью.

Сверхдолгосрочные прогнозы ледовитости основаны на выявлении циклов в ее колебаниях.

И. В. Максимов считает, что режим океана подвержен солнечно-обусловленным, нутационным и лунно-солнечным долгопериодным приливным вариациям [133]. На основе ряда наблюдений над ледовитостью Баренцева моря ($S_{\text{сум}}$) за 1900—1960 гг. были выявлены следующие квазигармонические колебания:

$$S_{\text{сум}} = S_0 + R_3 + P_5 + S_8 + S_{14} + S_{80}.$$

Здесь S_0 — среднее значение площади льда в море за время с 1900 по 1960 г.; R_3 — трехлетняя вариация ледовитости, по мнению Н. П. Смирнова, она объясняется малыми вариационными изменениями скорости вращения Земли; P_5 — нутационная вариация ледовитости; S_8 и S_{14} — колебания ледовитости, обусловленные так называемым «одиннадцатилетним» циклом; при изучении этой вариации частотными методами было обнаружено в периодограммах «раздвоение» этого цикла на две «краевые частоты»; S_{80} — колебания ледовитости, вызванные вековым циклом солнечной деятельности.

Уравнение для прогноза ледовитости имеет вид

$$S_{\text{сум}} = 38,0 + 1,8 \sin(109,1^\circ t + 103^\circ) + 2,7 \sin(72,0^\circ t + 299^\circ) + 6,5 \sin(44,0^\circ t + 6^\circ) + 7,8 \sin(25,7^\circ t + 57^\circ) + 12,0 \sin(4,5^\circ t + 63^\circ).$$

Амплитуды даны в процентах отношения площади льда ко всей площади моря, фаза — в градусах в отношении 1960 г.

Связь ледовитости арктических морей с нутационными колебаниями полюсов Земли была использована в методе сверхдолгосрочного прогноза ледовитости в районе Новосибирских островов [101]. Был обнаружен восьмилетний цикл в ходе восточного типа циркуляции, который прослеживается длительное время. Сопоставление многолетних колебаний восточного типа циркуляции с ледовитостью моря показало, что между ними существует связь. Поскольку восьмилетний цикл в ходе восточного типа циркуляции прослеживается длительное время, то можно считать эту цикличность устойчивой и для ледовитости. Параметры этой волны для прогноза суммарной ледовитости вычисляются по формуле

$$U_8 = 8,9 \cos(0,7862t_n + 5,7826),$$

где $t_n = N - 34$, N — порядковый номер года. Расчет ледовитости проводится по уравнению $S = 2,14U_8 + 60$.

Примером метода прогноза ледовых условий на Балтийском море, основанного на учете космогеофизических факторов, может служить работа С. Г. Николаева [160]. В основу метода положены следующие гипотезы. Формирование ледяного покрова на Балтийском море обусловлено в основном атмосферной циркуляцией в осенне-зимний сезон. Характер циркуляции атмосферы определяется не только температурными контрастами «полюс—экватор» и «океан—континент», но и влиянием электромагнитных и деформационных сил. Поэтому при прогнозе максимальной ледовитости Балтийского моря учитывается влияние изменения эффектов космического излучения в зависимости от фаз основных циклов вращения Земли и нутаций мгновенной оси вращения. При увеличении интенсивности потока галактических и солнечных протонов происходит размагничивание Земли, что приводит к замедлению ее вращения и увеличению угла между направлением момента вращения и геомагнитной осью. Кроме того, изменения приливообразующих сил Луны и Солнца также приводят к изменениям скорости вращения Земли. Колебания скорости вращения Земли и ее полюсов вращения влияют на потенциал деформационных сил, которые приводят к изменениям процессов в океане и атмосфере. При прогнозе максимальной ледовитости в качестве исходных данных берутся полярные координаты (λ_p , ρ_p) мгновенного северного полюса вращения Земли, месячные приращения долготы мгновенного полюса (ω_p), месячные суммы планетарных индексов геомагнитной активности k_p и месячные суммы индексов циркуляции атмосферы по Н. А. Белинскому для четвертого района (рис. 5). Обеспеченность расчетов на ряде 63 года составила 76—92 %.

7.3. Прогнозы сроков ледообразования

Основные причины, от которых зависит появление льда, его накопление и замерзание моря,—энтальпия моря и интенсивность выхолаживания. Кроме того, на процесс ледообразования оказывают влияние стратификация вод, адвекция тепла течениями, ветровое перемешивание, периодические и непериодические колебания уровня моря и другие факторы. В арктических морях процесс ледообразования связан также с количеством остаточных льдов, нерастаявших за лето: чем больше это количество, тем раньше наступит замерзание моря, будет больше ледовитость, толщина льда и т. д.

Наиболее простой случай — прогноз появления льда в мелководном районе, где в период, предшествующий ледообразованию, наблюдаются гомотермия и гомохалинность и роль динамических факторов невелика. При таких условиях, наблюдающихся в прибрежных районах, прогноз строится на учете энтальпии и потерь тепла через поверхность моря, который может быть выражен суммой отрицательных температур воздуха (суммой градусо-дней

мороза). Исследованиями Я. А. Тютнева было показано, что сумма градусо-дней мороза $\sum (-t_a)$, необходимая для появления льда, зависит от температуры воды $t_w^{(0)}$ в момент перехода температуры воздуха через 0° : чем выше температура воды, тем больше тепла должно потерять море, чтобы появился лед [226]. Эта зависимость положена в основу краткосрочного прогноза появления льда. Потери тепла через поверхность моря определяются как

$$\sum (-Q) = a(t_w - t_a) + b.$$

Поскольку температура воды меняется меньше, чем температура воздуха, то принимают $\sum (-Q) = f(\sum (-t_a))$.

Количество тепла, которое должно потерять море за период от перехода температуры воздуха через 0° до момента появления льда, рассчитывается по формуле

$$Q_H = c\rho H(t_w^{(0)} - t_3),$$

где c и ρ — теплоемкость и плотность морской воды; H — глубина; $t_w^{(0)}$ — температура воды в момент перехода температуры воздуха через 0° ; t_3 — температура замерзания. Температуру замерзания для конкретного района можно принять постоянной, тогда $Q_H = f(t_w^{(0)})$.

Лед появляется при условии $\sum (-Q) = Q_H$, т. е.

$$\sum (-t_a) = f(t_w^{(0)}).$$

Зависимость эта справедлива для конкретного района с постоянной глубиной H . В обобщенном виде для районов с разными глубинами формула имеет вид

$$\sum (-t_a) = f(t_w^{(0)}, H). \quad (95)$$

По прогнозу температуры воздуха с помощью зависимости (95) можно определить дату, когда сумма градусо-дней мороза окажется достаточной, чтобы появился лед.

Для прибрежных районов, где в период ледообразования существенна роль динамических факторов — перемешивания и течений, необходимо в прогностические уравнения вводить показатели этих процессов. Для Рижского залива, на появление льда в котором оказывают влияние приток вод из Балтийского моря, стратификация вод в заливе и частые оттепели, выражение (95) усложняется:

$$\sum (-t_a) = f(H, t_w^{(0)}, \sum (+t_a), \sum \Delta H'),$$

где $\sum (+t_a)$ — сумма градусо-дней тепла, накопившаяся после устойчивого перехода температуры воздуха через 0° ; $\sum \Delta H'$ — арифметическая сумма отклонений уровня моря от своего среднего значения за период от перехода температуры воздуха через 0° до момента появления льда. Величина $\sum \Delta H'$ принимается за косвенный показатель горизонтальных и вертикальных движений вод в заливе.

При прогнозе замерзания моря необходимо определить количество тепла

$$Q_3 = lm,$$

где l — скрытая теплота ледообразования; m — масса льда.

Определить толщину льда, при которой происходит замерзание, практически невозможно. Действие динамических факторов — ветрового перемешивания, колебаний уровня, течений — приводит к тому, что процесс замерзания происходит довольно сложно и толщины льда соседних участков сильно отличаются друг от друга. Для отдельных районов неарктических морей разработаны методы прогноза замерзания моря, основанные на использовании корреляционных связей, позволяющих косвенно учитывать толщину льда, при которых происходит замерзание. Например, для Таганрогского залива оказалось возможным рассчитывать сроки замерзания в зависимости от потерь тепла через поверхность моря за период от момента появления льда до момента замерзания и приращения толщины льда за тот же период [157]. Между суточными значениями теплового баланса поверхности моря и средней суточной температурой воздуха в период от появления льда до замерзания обнаружена довольно тесная связь. Это позволило в первом приближении принимать температуру воздуха за характеристику потерь тепла через поверхность. Приращение льда Δh рассчитывается в зависимости от $\sum (-t_a)$, которая берется из метеорологического прогноза. Средние толщины льда, при которых происходит полное замерзание Таганрогского залива, определялись по натурным данным.

Дата замерзания Рижского залива прогнозируется в зависимости от даты устойчивого появления льда, суммы скоростей ветра и интенсивности похолодания [170].

Для прибрежных районов разных морей разработано довольно много методов краткосрочного прогноза появления льда и замерзания моря, общей основой которых служит учет энтальпии моря, интенсивности выхолаживания и различных характеристик динамических процессов. Значительно сложнее обстоит дело с прогнозами появления льда в глубоководных районах моря, где теплообмен верхнего квазиоднородного слоя с нижележащими слоями оказывает большое влияние на процессы ледообразования. При охлаждении поверхности моря в осенне-зимний период в море развивается свободная конвекция и подъем более теплых глубинных вод препятствует появлению льда.

Важной характеристикой изменения энтальпии, которую необходимо учитывать при прогнозе ледовых явлений, служит показатель замерзания, предложенный Н. Н. Зубовым. Под показателем замерзания понимается количество тепла, которое море должно отдать атмосфере, чтобы температура поверхностного слоя моря понизилась до температуры замерзания:

$$Q_{т.з} = c_p H_{t_3} (t_m - t_3),$$

где c — теплоемкость морской воды; ρ — плотность; H_3 — критическая глубина вертикальной зимней циркуляции; t_m — средняя температура перемешанного слоя; t_3 — температура замерзания.

Для расчета изменения энтальпии в период, предшествующий ледообразованию, Н. Н. Зубовым и Н. А. Белинским разработаны специальные схемы расчета, которые могут использоваться при наличии исходных глубоководных наблюдений [23, 82]. Так как в осенне-зимний период наблюдаются сильные штормы, то глубина ветрового перемешивания возрастает и при расчете изменения энтальпии необходимо, помимо глубины конвективного перемешивания, учитывать глубину ветрового перемешивания.

В некоторых случаях ввиду отсутствия глубоководных наблюдений в качестве характеристики энтальпии используют температуру поверхностного слоя. К этому приему следует относиться с большой осторожностью. Исследования А. И. Каракаша показали, что между сроками ледообразования на Белом и Охотском морях и предшествующей температурой воды вместо ожидаемой прямой связи существует обратная связь. Это можно объяснить тем, что обычно более высокие температуры поверхностного слоя моря наблюдаются при малой толщине этого слоя и больших вертикальных градиентах температуры, препятствующих проникновению тепла вглубь. При таких условиях осенью происходит быстрое охлаждение тонкого верхнего прогретого слоя и наблюдается раннее появление льда.

Схемы Н. Н. Зубова и Н. А. Белинского использовались М. Г. Глаголевой, Е. М. Саускан и Я. А. Тютневым при разработке метода прогноза появления льда в открытых районах Охотского [189] и Г. Н. Милейко для Баренцева [140] морей. При прогнозе сроков появления льда в Охотском море рассчитывалось изменение энтальпии моря с учетом глубины конвективного и ветрового перемешивания, потери тепла через поверхность — по упрощенной формуле по разности температур воды и воздуха и адвекция тепла течениями — по модели полных потоков. Аналогичный подход был применен и для Баренцева моря. Температура воды в слое конвективного перемешивания рассчитывалась последовательно до того момента, когда она становилась равной температуре замерзания:

$$t_3 = t_{w_1} - \Delta Q_1 / (c\rho H_1) - \Delta Q_2 / (c\rho H_2) - \Delta Q_3 / (c\rho H_3) - \dots \\ \dots - \Delta Q_n / (c\rho H_n); \quad (96)$$

здесь t_3 — температура замерзания; t_{w_1} — температура воды в начальный момент; $\Delta Q_1, \Delta Q_2, \dots$ — потери тепла за 1, 2, ..., n -е расчетные периоды; c и ρ — теплоемкость и плотность воды; H_1, H_2, \dots, H_n — глубины конвективного перемешивания за 1, 2, n -е периоды.

На рис. 45 представлено фактическое и рассчитанное положение кромки льда в Баренцевом море [140].

Ю. П. Доронин разработал гидродинамическую схему расчета температуры воды в арктических морях в осенний период [65]. В ее основу положена идея Н. Н. Зубова [82] об определяющей роли конвективного перемешивания в верхнем слое моря в период осенне-зимнего охлаждения. Предполагается, что увеличение плотности верхних слоев может происходить за счет потерь тепла через поверхность океана, за счет осолонения под влиянием испарения воды и ледообразования, а также за счет адвекции более плотных слоев воды.

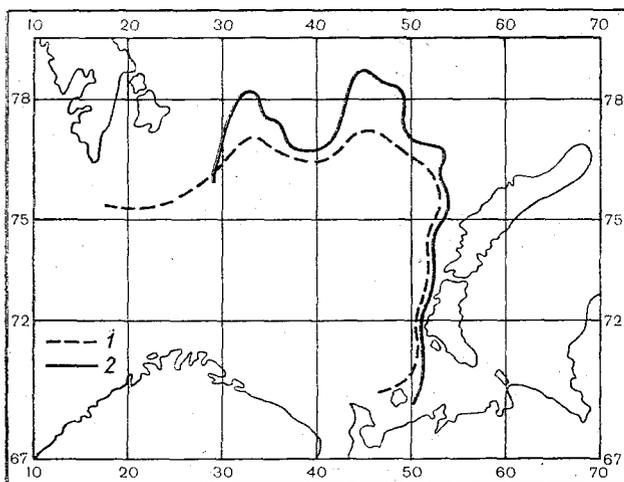


Рис. 45. Расчетное и фактическое положение кромки льда [140].

1 — расчетное, 2 — фактическое положение кромки льда.

Температура и соленость воды в слое конвективного перемешивания и глубина конвекции определяются из уравнений баланса тепла и солей:

$$c \int_0^{H_{i+1}} \rho_{i+1} t_{w_{i+1}} dz = c \int_0^{H_i} \rho_i t_{w_i} dz + c \int_{H_i}^{H_{i+1}} \rho_i t_{w_i} dz + \int_{\tau_i}^{\tau_{i+1}} Q d\tau + c\rho \int_{\tau_i}^{\tau_{i+1}} k \frac{dt_H}{dz} d\tau + A_z, \quad (97)$$

где H , ρ , t_w — глубина конвективного перемешивания, плотность и температура воды в моменты времени τ_i и τ_{i+1} ; c — удельная теплоемкость воды; Q — поток тепла через поверхность; dt_H/dz — вертикальный градиент температуры на глубине H ; k — коэффициент вертикального обмена; A_z — адвекция тепла течениями.

Левая часть уравнения (97) — изменение энтальпии конвективного слоя за время $\Delta\tau = \tau_{i+1} - \tau_i$. В правой части первый член

характеризует энтальпию в начальный момент времени, второй — изменение энтальпии за счет увеличения толщины слоя конвекции, третий и четвертый — за счет теплообмена с атмосферой и нижележащими слоями воды, пятый — за счет адвективного переноса тепла.

Уравнение баланса солей записывается в виде

$$\int_0^{H_{i+1}} S_{i+1} dz = \int_0^{H_i} S_i dz + \int_{H_i}^{H_{i+1}} S_n dz +$$

$$+ \int_{\tau_i}^{\tau_{i+1}} S_i \frac{dh}{d\tau} d\tau + \int_{\tau_i}^{\tau_{i+1}} k \frac{\partial S}{\partial z} d\tau + \frac{1}{\rho} A_s. \quad (98)$$

Левая часть — изменение количества солей за время $\Delta\tau$. В первой части первый член характеризует запас солей в начальный момент времени, второй — увеличение количества солей за счет увеличения толщины слоя конвекции, третий — изменение количества солей за счет испарения или притока пресной воды, четвертый — диффузию солей из нижележащих слоев воды, пятый — адвекцию солей течениями.

При решении системы уравнений (97) и (98) предполагается, что слой конвективного перемешивания однороден. Глубина конвективного перемешивания определяется на основании условия, что плотность воды ниже этой глубины больше плотности в однородном слое. Плотность воды принимается постоянной в течение времени $\Delta\tau = \tau_{i+1} - \tau_i$.

При выборе шага по времени таким, чтобы изменение $\Delta H = H_{i+1} - H_i$ было достаточно малым, изменение энтальпии за счет увеличения глубины конвекции запишется как

$$\int_{H_i}^{H_{i+1}} \rho_i t_{w_i} dz = 0,5\rho (t_{w_i} + t'_{w_i}) (H_{i+1} - H_i), \quad (99)$$

где t'_{w_i} — температура воды на глубине H_{i+1} в момент времени τ_i .

Тогда для расчета температуры воды конвективного слоя в момент времени τ_{i+1} без учета адвекции получается упрощенное уравнение.

$$t_{w_{i+1}} = 0,5 \left[t_{w_i} \left(1 + \frac{H_i}{H_{i+1}} \right) + t'_{w_i} \left(1 - \frac{H_i}{H_{i+1}} \right) \right] -$$

$$- \frac{1}{c\rho H_{i+1}} \int_{\tau_i}^{\tau_{i+1}} Q d\tau + \frac{1}{H_{i+1}} \int_{\tau_i}^{\tau_{i+1}} k \frac{\partial t_H}{\partial z} d\tau.$$

Адвективное изменение температуры воды в слое конвективного перемешивания определяется по формуле

$$\Delta t_{wA} = \frac{1}{H_{i+1}} \int_{\tau_i}^{\tau_{i+1}} \int_0^H V(z) \frac{\partial t_w}{\partial n} dz d\tau,$$

где $V(z)$ — проекция модуля скорости течения на глубину на направление течения на поверхности; $\partial t_w / \partial n$ — градиент температуры в направлении скорости течения. Аналогично записываются уравнения для солености.

Для расчета теплообмена с нижележащими слоями используется уравнение диффузии. Глубина ветрового перемешивания принимается пропорциональной квадрату скорости ветра.

Системой уравнений можно пользоваться для расчета температуры воды в слое конвективного перемешивания до тех пор, пока температура не станет равной температуре замерзания.

После появления льда теплообмен с атмосферой происходит через лед, толщина которого меняется. Изменение толщины льда определяется из уравнения баланса тепла на его нижней поверхности. В модели учитывается также возрастание толщины слоя конвекции за счет увеличения солености при ледообразовании. Таким образом, данная модель позволила рассчитывать температуру и соленость воды в слое конвективного перемешивания, глубину конвекции, сроки начала ледообразования и нарастание льда в начале зимы. В дальнейшем были созданы модели, в которых совместно описываются динамические и термические процессы [61, 238].

Исследования Ю. П. Доронина и З. М. Гудковича и М. А. Романова [61, 65] послужили основой для численной модели осенне-зимних ледовых явлений, разработанной в последние годы в ААНИИ Л. Е. Фроловым [238]. В этой модели при решении уравнения баланса тепла, в отличие от работы [61], эффективное излучение не задается, а рассчитывается. Расчет потока тепла и соли к гомогенному слою производится по известным профилям температуры и солености при постоянном коэффициенте турбулентного теплообмена. Ниже слоя конвекции учитывается процесс диффузии

$$\begin{cases} \frac{\partial t}{\partial \tau} = k_T \frac{\partial^2 t}{\partial z^2} \\ \frac{\partial S}{\partial \tau} = k_S \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} \end{cases} \text{ при } H < z < \infty.$$

Формула для приращения толщины льда имеет вид

$$\Delta h = \frac{\lambda \Delta \tau}{l \rho h} (t_{\pi} - t_3),$$

где λ — теплопроводность льда; l — теплота ледообразования; t_{π} — температура поверхности льда; t_3 — температура замерзания.

Ледяной покров принимается за дискретный набор пластично деформируемых твердых тел, и его перемещение учитывается плоскопараллельным сдвигом. Модель позволяет рассчитывать охлаждение воды, появление льда и изменение толщины льда до начала его таяния.

На сроки ледообразования в арктических морях большое влияние оказывает сплоченность остаточного льда [45, 118]. При

сравнении карт стандартных отклонений сроков ледообразования и сплоченности льда в начале периода охлаждения моря было отмечено их сходство и совпадение географического положения максимальных и минимальных значений стандартных отклонений [118]. Наибольшая изменчивость сроков ледообразования — в прикромочной зоне, где наблюдается наибольшая изменчивость сплоченности льда, наименьшая — на мелководье, в устьях рек и районах, где наблюдается большая сплоченность льда. Анализ влияния остаточного льда на сроки ледообразования привел Б. А. Крутских к выводу об избирательности процесса ледообразования. Избирательность процесса ледообразования заключается в том, что он происходит практически одновременно в районах с однородными гидрологическими условиями, т. е. характер изохрон определяется положением кромки льда, границ сплоченного и редкого льда, конфигурацией береговой черты, границами районов мелководий и акваторий, находящихся под влиянием речного стока и адвекции тепла морскими течениями. Все многообразие зависимостей сроков ледообразования от распределения остаточного льда удалось свести к четырем группам: при отсутствии остаточного льда, в прикромочной зоне, для районов редкого и сплоченного льда.

Такая систематизация процессов дала возможность построить для каждой группы типовые карты средних сроков ледообразования, которые использовались в методе прогноза сроков ледообразования.

Средние многолетние сроки ледообразования в узлах расчетной сетки (U_0) рассчитываются с помощью выражения

$$U_0 = k_1\varphi + k_2H + k_3P + c;$$

здесь φ — широта места; H — толщина деятельного слоя, принятая равной нулю в районах расположения остаточного льда; P — вероятность наличия остаточного льда к началу охлаждения моря. U_0 используется как аргумент, который позволяет учесть роль постоянных факторов в избирательном процессе замерзания и перейти к зависимостям для пространственных рядов.

Были построены типовые карты изохрон в результате осреднения сроков ледообразования по группам лет, аналогичным по характеру замерзания морей. В качестве коэффициента аналогичности полей сроков ледообразования принята вероятность межгодового совпадения аномалий сроков в узлах сетки.

Тип I. Позднее ледообразование во всех арктических морях.

Ia. Раннее ледообразование в восточном районе Арктики на фоне позднего замерзания морей.

Iб. Раннее ледообразование в западном районе Арктики на фоне позднего замерзания морей.

Тип II. Раннее ледообразование во всех арктических морях.

IIa. Позднее ледообразование в восточном районе Арктики на фоне раннего замерзания морей.

116. Позднее ледообразование в западном районе Арктики на фоне раннего замерзания морей.

Были построены также соответствующие типовые карты распределения аномалий сплоченности льда к началу периода охлаждения деятельного слоя моря.

Таким образом, оказалось возможным в типовые уравнения для прогноза сроков ледообразования наряду с многолетними сроками ввести сплоченность остаточного льда к началу периода охлаждения моря. Для учета гидрологических условий в уравнения вводятся расстояния до кромки льда и толщина деятельного слоя моря.

При долгосрочном прогнозировании сроков появления льда и замерзания южных морей СССР учитывается преобладание атмосферных процессов, которая особенно четко прослеживается от предзимья к зиме.

Установлено, что меридиональным процессам в январе—феврале, обуславливающим частые вторжения холодного воздуха на европейскую часть СССР и на южные моря СССР, предшествуют меридиональные процессы в октябре и ноябре. Поэтому при прогнозе дат появления льда на Азовском и Черном морях оказалось эффективным использовать в качестве аргументов коэффициенты разложения полей атмосферного давления, которые характеризуют меридиональные потоки [229]. Уравнения для прогноза дат появления льда имеют вид

$$D = k_1 \sum A_{ij} + k_2 t_a + c,$$

где $\sum A_{ij}$ — сумма коэффициентов ряда по полиномам Чебышева; t_a — температура воздуха.

Примером учета влияния муссонной циркуляции в прогнозах ледовых явлений может служить метод прогноза осенних ледовых фаз в Татарском проливе, разработанный Ю. В. Истошиным [23]. Направление и интенсивность муссонных потоков воздуха определяется разностью температур воды и воздуха. Если температура воды в каком-либо году к началу осенних ледовых процессов окажется выше нормальной, это приведет к более ранней смене летнего муссона на зимний и более интенсивному зимнему муссону, т. е. осень и начало зимы будут более холодными, ледовые процессы начнут развиваться раньше и более интенсивно. При сопоставлении аномалий осенних ледовых фаз в Татарском проливе с энтальпией Цусимского течения за май—август между ними обнаружилась довольно тесная обратная связь, т. е. более высоким значениям температуры воды соответствуют более ранние сроки ледовых явлений.

На учете влияния муссонной циркуляции основан и метод прогноза осенних ледовых явлений на Беринговом море, разработанный Е. М. Саускан [188]. Развитие процессов в период, предшествующий ледообразованию, можно представить следующим образом. Если алеутский минимум окажется зимой более глубоким, чем в предшествующие годы, то увеличится интенсивность

циклонической циркуляции воздуха над Беринговым морем и циклонической циркуляции вод моря. Усиленный приток вод в Берингово море приведет к усилению компенсационного потока холодных вод вдоль Камчатки. Кроме того, потепление моря осенью приводит к более ранней смене муссона с летнего на зимний и интенсификации зимнего муссона, так как обостряется градиент море—материк. В результате этих процессов ледовые явления в разных пунктах на побережье Берингова моря будут развиваться неодинаковым образом. В районах, подвергающихся воздействию открытого моря, при усилении алеутской депрессии наблюдается позднее появление льда, а в тех заливах и бухтах, ко-

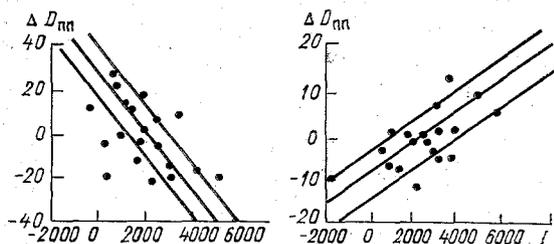


Рис. 46. Связь между циркуляцией атмосферы и аномалией сроков появления льда в двух группах пунктов [188].

торые слабо сообщаются с океаном, но подвержены действию зимнего муссона и холодного камчатского течения, ледовые явления будут развиваться в сроки раньше нормальных. На рис. 46 представлена зависимость аномалий сроков появления льда от циркуляции атмосферы в районе алеутского минимума для двух групп пунктов. Интенсивность циркуляции выражается в индексах Н. А. Белинского. Наиболее заметное влияние циркуляции на сроки ледообразования проявляется в зимние месяцы, а также в переходные (май и сентябрь). В качестве второго аргумента в прогностические уравнения вводилась температура воды в период максимального теплонакопления.

Метод долгосрочного прогноза сроков появления льда на Белом, Балтийском и Баренцевом морях, разработанный О. И. Шереметевской, основан на учете скорости охлаждения воды до температуры замерзания [245]. Под скоростью охлаждения подразумевается выражение

$$c = (t_n - t_3) / \Delta\tau,$$

где t_n — начальная температура воды; t_3 — температура замерзания воды; $\Delta\tau = \tau_2 - \tau_1$ — промежуток времени (в сутках) от того момента, в который учитывается начальная температура воды (t_n), до момента охлаждения воды до температуры замерзания (t_3). За начальную температуру принята температура в период наибольшего теплонакопления (средняя месячная температура в августе). Значения c были вычислены для 12 пунктов: семи морских — на Белом, Балтийском и Баренцевом морях и пяти речных — на реках Верхней Волге, Каме, Печоре и Северной Двине.

Распределение величины c представлялось с помощью разложения в ряды по естественным составляющим

$$c = B_0 + B_1X_1 + B_2X_2 + \dots + B_iX_i,$$

где B_0 — средняя для района, в котором выбраны пункты, скорость охлаждения воды; B_1, B_2, \dots, B_i — коэффициенты разложения, характеризующие особенность распределения величины c на разных участках выбранного района; X_1, X_2, \dots, X_i — естественные составляющие.

Элементарное поле, соответствующее первой естественной составляющей X_1 , характеризует различия в скорости охлаждения воды на западе и востоке района. Поле X_2 дает представление об интенсивности выхолаживания на севере и юге района.

При прогнозе коэффициентов B_i учитываются как термические, так и динамические факторы. В качестве характеристики циркуляции атмосферы использовались коэффициенты разложения полей аномалии приземного атмосферного давления над Америкой, Европой и Азией, а также характеристики положения фронтальной зоны. Для учета термического состояния океана использовалась температура воды в районах судов погоды в Атлантическом океане, а также температура воды в Баренцевом море.

Уравнения для прогноза коэффициентов B_i в общем виде можно записать как

$$B_i = f(B_{ij}^p, T_A, t_B, Z), \quad (100)$$

где B_{ij}^p — коэффициенты разложения полей аномалий атмосферного давления; T_A — характеристика термического состояния Атлантического океана; t_B — температура воды Баренцева моря; Z — характеристики положения высотной фронтальной зоны.

Работа по составлению прогноза сроков появления льда с использованием уравнений (98) — (100) выполняется в три этапа: прогноз коэффициентов B_i , расчет скорости охлаждения c и расчет величины Δt .

7.4. Прогноз толщины льда

Интенсивность нарастания льда определяется тепловым балансом на его верхней и нижней поверхности, толщиной снега на льду и толщиной льда, образовавшегося к моменту расчета, теплофизическими характеристиками льда и снега и другими факторами.

Нарастанию льда посвящено много теоретических и эмпирических исследований, на основании которых разработаны методы расчета и прогноза толщины льда. Главный фактор, который учитывается во всех методах прогноза, — температура воздуха (сумма градусо-дней мороза).

Из методов, основанных на учете суммы градусо-дней мороза, наиболее широкое распространение получила формула Н. Н. Зубова

$$h_{\text{л}} = -25 + \sqrt{(25 + h_{\text{л}_0})^2 + 8\sum(-t)}, \quad (101)$$

где $\sum(-t)$ — сумма градусо-дней мороза; $h_{\text{л}_0}$ — начальная толщина льда.

Эта формула использовалась для прогноза толщины льда на разных морях. Причем коэффициенты уточнялись для конкретных районов по данным наблюдений [187, 229]. Например, для Таганрога Я. А. Тютнев [229] получил формулу в виде

$$h_{\text{л}} = \sqrt{100 + \sum(-t)} - 10.$$

В работе [93] предложен практический способ прогноза толщины льда, основанный на связи толщины льда с общей ледовитостью моря.

Наряду с эмпирическим подходом к решению проблемы прогноза нарастания льда большое внимание уделялось теоретическому направлению. Теоретические формулы получены на основании решения уравнения теплопроводности льда и снега. Процесс нарастания льда очень сложный, и расчетные методы получены при известных упрощениях.

Следует отметить, что, во-первых, теоретические формулы отличаются между собой в основном лишь допущениями и приемами расчета, и, во-вторых, теоретические и эмпирические формулы дают примерно одинаковый результат.

Известную трудность представляет учет температуры поверхности льда, которая обычно заменяется температурой воздуха. Температурный профиль льда и снега принимается линейным. Теплофизические характеристики льда (теплоемкость, теплопроводность и теплота плавления) зависят от его температуры, так как лед содержит включения рассола, твердых солей и воздуха. Во многих исследованиях их принимают постоянными. Методы расчета толщины льда, предложенные для арктических морей в работах Ю. П. Доронина [65] и А. Я. Николаевой и Н. П. Шестерикова [165] не имеют принципиальных различий. Формула для расчета толщины льда, полученная авторами работы [165], имеет вид

$$h_{\text{л}} = -\left(\frac{\lambda_{\text{л}}}{\lambda_{\text{с}}} h_{\text{с}} + \frac{Q_{\text{в}}}{k\rho} \tau\right) + \sqrt{\left(\frac{\lambda_{\text{л}}}{\lambda_{\text{с}}} h_{\text{с}} + \frac{Q_{\text{в}}}{k\rho} \tau\right)^2 + h_{\text{л}_0}^2 + \frac{2\lambda_{\text{л}}(t_{\text{з}} - t_{\text{с}})}{k\rho} \tau - \frac{2h\lambda_{\text{л}}}{\lambda_{\text{с}}}\left(\frac{Q_{\text{в}}}{k\rho} \tau - h_{\text{л}_0}\right)}, \quad (102)$$

где $\lambda_{\text{л}}$ и $\lambda_{\text{с}}$ — коэффициент теплопроводности льда и снега; $h_{\text{с}}$ — толщина снега; $Q_{\text{в}}$ — поток тепла из воды к нижней поверхности льда; τ — время; k — удельная теплота кристаллизации льда; ρ —

плотность льда; $h_{л_0}$ — начальная толщина льда; t_3 — температура нижней поверхности льда, равная температуре замерзания воды; t_c — температура поверхности снега.

Оценка влияния солнечной радиации на изменение толщины льда показала, что даже в весенний период (апрель—май) оно невелико, несмотря на большую падающую радиацию; так как большая часть ее отражается. Уменьшение толщины льда за счет радиации к концу мая по расчетам [165] составляет всего 5 см. В заприпайных полыньях благодаря большой поглощательной способности воды влияние солнечной радиации велико: даже при температурах воздуха до -10°C лед в полыньях почти не нарастает. Ю. П. Доронин приводит пример влияния стратификации вод на процесс нарастания толщины льда [65]. При одинаковых метеорологических условиях, начальных глубинах конвекции (на момент ледообразования), датах начала ледообразования в районах двух гидрологических станций в Карском море дальнейшее развитие конвекции и нарастание толщины льда определялось стратификацией вод в этих районах. В районе одной из станций вертикальный градиент плотности был меньше, поэтому осолонение воды при ледообразовании вызвало конвекцию в слое большой толщины, что привело к большему притоку тепла снизу и замедлило нарастание льда.

При разработке численных схем для южных морей СССР необходимо учитывать особенности нарастания льда в этих условиях. С одной стороны, меньшая по сравнению с арктическими морями соленость воды и льда позволяет пренебречь внутренними источниками тепла, меньшие глубины моря и связанная с этим гомотермия позволяет не учитывать поток тепла из воды и т. д. С другой стороны, большая изменчивость ледовых и метеорологических условий требует учета нестационарности процесса нарастания льда, а сравнительно небольшие толщины льда — большой точности расчетов. Численные схемы расчета толщины льда для южных морей СССР (на примере Азовского моря) предложены в работах В. О. Эфроимсона [256].

При разработке упрощенного метода расчета нарастания льда в Азовском море показано, что температура подстилающей поверхности и температура границы раздела снег—лед могут быть выражены через температуру воздуха. Поток тепла из льда в атмосферу P приближенно описывается формулой

$$P = AV(t_{п} - t_a);$$

здесь V — скорость ветра, $t_{п}$ — температура подстилающей поверхности; t_a — температура воздуха; A — коэффициент.

Профиль температуры льда и снега полагается линейным, на границе раздела снег—лед—равенство температур снега и льда и потоков тепла. Тогда система уравнений

$$\left. \begin{aligned} AV(t_{п} - t_a) &= \lambda_c(t_{л} - t_a)/h_c; \\ \lambda_c(t_{л} - t_{п})/h_c &= \lambda_{л}(t_3 - t_{л})/h_{л}, \end{aligned} \right\} \quad (103)$$

дает возможность выразить температуру подстилающей поверхности и температуру границы раздела снег—лед через температуру воздуха и толщину льда и снега

$$t_{\text{л}} - t_3 = \frac{h_{\text{л}} (t_a - t_3)}{(\lambda_{\text{л}}/\lambda_{\text{с}}) h_{\text{с}} + \lambda_{\text{л}}/(AV) + h_{\text{л}}}; \quad (104)$$

$$t_{\text{п}} - t_3 = \frac{[(\lambda_{\text{л}}/\lambda_{\text{с}}) h_{\text{с}} + h_{\text{л}}] (t_a - t_3)}{(\lambda_{\text{л}}/\lambda_{\text{с}}) h_{\text{с}} + \lambda_{\text{л}}/(AV) + h_{\text{л}}}. \quad (105)$$

При $h_{\text{с}} = 0$

$$AV (t_{\text{л}} - t_a) = (\lambda_{\text{л}}/h_{\text{л}}) (t_3 - t_{\text{л}}),$$

откуда

$$t_{\text{л}} - t_3 = \frac{h_{\text{л}} (t_a - t_3)}{\lambda_{\text{л}}/(AV) + h_{\text{л}}},$$

из чего следует, что формула (105) справедлива и при отсутствии снега на льду.

Используя условие Стефана при линейном профиле температуры льда и полагая, что потоком тепла из воды в лед можно пренебречь, автор работы [256] получил формулу для расчета толщины льда:

$$h_{\text{л}} = -\left(\frac{\lambda_{\text{л}}}{\lambda_{\text{с}}} h_{\text{с}} + \frac{\lambda_{\text{л}}}{AV}\right) + \sqrt{\left(\frac{\lambda_{\text{л}}}{\lambda_{\text{с}}} h_{\text{с}} + \frac{\lambda_{\text{л}}}{AV} + h_{\text{л}0}\right)^2 + 2k \int_{t_0}^{t_1} (t_3 - t_a) dt}. \quad (106)$$

При переходе от расчета толщины льда к ее прогнозу всегда возникают большие трудности, так как из необходимой информации обычно имеется лишь сумма температур воздуха, полученная из наблюдений к моменту составления прогноза, и из метеорологического прогноза — на период от момента составления прогноза до его осуществления. Большая пространственная изменчивость толщин льда и снега, необходимость принимать разовые измерения толщины льда за средние характеристики по площади, отсутствие надежных сведений о теплофизических характеристиках льда и снега — все это заставляет прибегать к использованию средних многолетних значений некоторых параметров и расчетам эмпирических коэффициентов. Несмотря на то, что основы расчета толщины льда разработаны давно и довольно надежно, разработка метода прогноза толщины льда в каждом конкретном случае превращается в самостоятельную сложную задачу. В этом плане значительный интерес представляет работа [99], в которой дается метод долгосрочного прогноза максимальной толщины припая в арктических морях вдоль азиатского побережья от Карских Ворот до Чукотки в весенний период. Анализ влияния факторов, определяющих изменчивость толщины льда в этих районах, по

данным полярных станций показал, что главную роль играет температура воздуха и характеристики снежного покрова (табл. 18).

Таблица 18

Межгодовая изменчивость толщины ледяного покрова

За счет изменчивости суммы температуры воздуха	±23 см
За счет изменчивости характеристик снежного покрова	±24 см
За счет изменчивости всех остальных факторов	±3 см

С учетом этих характеристик изменчивости формула для прогноза толщины ледяного покрова, полученная из решения уравнения теплопроводности, имеет вид

$$h_{лV} = -m_{X-IV} + \sqrt{m_{X-IV}^2 - 405 \sum_X^{IV} t_a + D_{X-IV}}, \quad (107)$$

где $h_{лV}$ — толщина льда 1 мая, когда лед достигает наибольшей толщины в текущем году; t_a — температура воздуха;

$$m = \lambda_{л}/c_1 + (\bar{h}_c/\lambda_c) \lambda_{л};$$

$$D = -243 \sum_{\tau_0}^{\tau} R + 435 \sum_{\tau_0}^{\tau} t_w + 243 (\tau - \tau_0) + 32 (m + \bar{h}) \sum_{\tau_0}^{\tau} (B_w + \Delta W_{T, c}); \quad (107a)$$

\bar{h}_c и λ_c — средняя толщина снежного покрова на льду и его теплопроводность за период $\tau - \tau_0$; $c_1 = 0,15(1 + 0,7f_a)V$, f_a — относительная влажность; R — радиационный поток тепла; t_w — температура воды; $\sum_{\tau_0}^{\tau} (B_w + \Delta W_{T, c})$ — сумма теплового потока из глыбины моря и изменения энтальпии за период $\tau - \tau_0$.

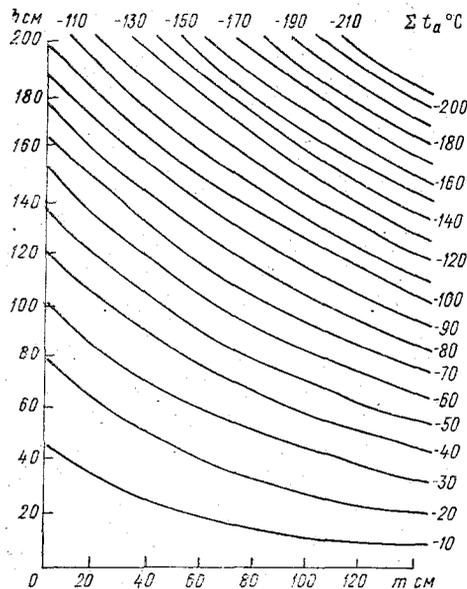
При составлении прогноза в январе сумма температур воздуха за октябрь—декабрь берется фактическая, а за январь—апрель — из метеорологического прогноза. К мартовскому прогнозу становятся известными пять слагаемых из семи, т. е. в мартовском прогнозе погрешность за счет ошибок метеорологического прогноза будет меньше.

Величина D может быть рассчитана по климатическим данным по формуле (107a). Гораздо сложнее расчет параметра m , зависящего не только от толщины снега, но и от его теплопроводности, которая не измеряется. В качестве одного из способов расчета m предлагается: по формуле (107) рассчитать m_{X-XII} и m_{X-II} по фактическим суммам $\sum_X^{XII} t_a$ и $\sum_X^{II} t_a$, измеренным $h_{л}$ на 1 января и 1 марта, а затем найти связь между искомой величиной m_{X-IV} и величинами m_{X-XII} и m_{X-II} . На основании формулы (107) составлен график (рис. 47), с помощью которого можно определять каждую из трех величин m , $h_{л}$ и $\sum t_a$, если известны две другие.

Несомненный интерес представляет, помимо расчета ровного неподвижного льда, расчет мощности льда, которая зависит от следующих факторов [61]:

- 1) сплоченности ледяного покрова;
- 2) относительной площади льдов, занятых торосами;
- 3) высоты надводных и подводных частей торосов;
- 4) формы подводных и надводных частей торосов;
- 5) степени заполнения льдом надводных и подводных частей тороса.

Для расчета мощности льда производится численное интегрирование по времени уравнения ледового баланса в виде



$$\frac{\partial H}{\partial t} = (\frac{\partial H}{\partial t})_T - [\frac{\partial H_u}{\partial x} + \frac{\partial H_v}{\partial y}], \quad (108)$$

где H — объем льда, приходящийся на единицу площади; $(\frac{\partial H}{\partial t})_T$ — изменение мощности льда за счет тепловых процессов; $(\frac{\partial H_u}{\partial x} + \frac{\partial H_v}{\partial y})$ — механическая составляющая изменения мощности льда. На основании уравнения (108)

Рис. 47. Взаимосвязь толщины льда h и параметра m при различных суммах средней месячной температуры воздуха от начала ледообразования [99].

делается заключение, что мощность льда зимой определяется следующими факторами:

- 1) мощностью льдов, оставшихся в районе от предшествующего сезона;
- 2) нарастанием льда снизу и образованием его на чистой воде за счет разности теплоотдачи в атмосферу и подтока тепла из глубин;
- 3) выносом льда из данного района и поступлением его из других районов;
- 4) образованием торосов в процессе торощения.

Для выделения районов неподвижных льдов, где действуют только первые два фактора, вводились специальные матрицы признаков, которые содержат информацию о положении береговой линии и границы припая. Учет распределения и мощности остаточных льдов производился с помощью матриц начальной мощности льда. Для расчета нарастания толщины льда использовалась формула из работы [165].

Изменение мощности льда за счет дрейфа и торошения рассчитывалось по формуле, представляющей конечно-разностный аналог второго члена уравнения (108).

При расчете мощности льда учитывалось изменение скорости дрейфа в направлении берега, что дало возможность рассчитать увеличение мощности льда за счет деформации ледяного покрова и торошения.

Исходной информацией при расчете мощности льда служат: матрицы признаков остаточных льдов, потоков тепла из нижележащих слоев, температуры воздуха, атмосферного давления и функций тока.

Расчеты показали, что данная методика может применяться для изучения межгодовой изменчивости в распределении льдов в арктических морях.

7.5. Прогноз дрейфа льда

Первые работы по изучению дрейфа льда показали, что дрейф льда определяется ветром. К этому выводу пришли Ф. Нансен, Г. Свердруп, Н. Н. Зубов, В. В. Шулейкин. Практически и в большинстве современных моделей в качестве внешних факторов принимаются скорость ветра (или характеристики поля атмосферного давления) и скорость постоянных течений. Роль течений тем меньше, чем короче промежутки времени, за который рассчитывается дрейф льда.

О роли течений в суммарном дрейфе можно судить на основании табл. 19 [60]. Влияние течений во многих случаях учитывается постоянными коэффициентами, что дает возможность отыскивать связи между дрейфом льда и характеристиками поля ветра или атмосферного давления. Н. Н. Зубов на основе изучения дрейфа «Седова» предложил правила расчета дрейфа льда: 1) ветровой дрейф сплоченных льдов направлен по изобарам (область более высокого давления остается справа); 2) скорость дрейфа пропорциональна градиенту давления

$$c = A \partial p / \partial x,$$

Таблица 19

	Максимальная за сутки	Средняя за сутки	Средняя за декаду	Средняя за месяц	Средняя за год
Скорость результирующего ветра, м/с	10,0	3,30	2,38	1,18	0,53
Скорость ветрового дрейфа, см/с	20,0	6,6	4,8	2,4	1,1
Роль течения в суммарном дрейфе, %	5	15	20	33	52

где dp/dx — градиент давления, в мбар/км; A — изобарический коэффициент.

Эти правила выполняются для средних условий, а в конкретных случаях фактический дрейф может отличаться от рассчитанного. Поэтому предпринято много усилий для уточнения изобарических коэффициентов и углов отклонения дрейфа от изобары. Найдены зависимости ветрового коэффициента от толщины льда, его пористости, сплоченности и других характеристик ледяного покрова.

При краткосрочном прогнозе перераспределения льдов в арктических морях расчет ветровых коэффициентов и углы отклонения направления дрейфа от направления ветра позволяют учесть географические особенности районов. Методика краткосрочного прогноза перераспределения льдов, разработанная А. Л. Соколовым и Ю. А. Горбуновым [211], дает возможность составлять ледовый прогноз с заблаговременностью до 10 сут для районов предполагаемых судовых трасс. В основе методики лежат принципы учета основных закономерностей дрейфа льда, типизация процессов и подбор аналогов. Для отдельных районов выделены типовые схемы развития атмосферных процессов, которым соответствует определенный общий характер дрейфа льдов. Схемы позволяют определить, в какой части района для определенной синоптической ситуации при наличии сплоченных льдов следует ожидать образования зон сжатия и разрежения. Эти схемы являются хорошими прогностическими пособиями, но они дают лишь общее представление о перераспределении льда. Для того чтобы дать более конкретное представление о ледовой обстановке, расчет дрейфа льда производится по заданному барическому полю с учетом ряда поправок. Полученные данные об углах отклонения фактического дрейфа от изобарического дали возможность найти поправочные коэффициенты, позволяющие уточнить расчеты изобарического дрейфа. Особое внимание уделялось дрейфу льдов в прибрежных районах, где на дрейф льда оказывают большое влияние конфигурация берега и распределение глубин. При сопоставлении дрейфа льдов в прибрежной зоне с ветром получены ветровые коэффициенты и углы отклонения направления дрейфа от направления ветра, уточняющие расчеты дрейфа в этих сложных условиях.

Составление краткосрочного прогноза распределения льдов ведется тремя этапами.

На первом основном этапе работы сравнивают прогностические карты распределения атмосферного давления с соответствующими типовыми картами и определяют тип прогнозируемого процесса. По типовой карте дрейфа льда определяют преобладающее направление перемещения льдов, а по общей схеме ледового процесса устанавливают возможные изменения положения границ льдов. Далее, сравнивая исходные карты фактической ледовой обстановки с картами различных вариантов, характеризующих данный тип, подбирают наиболее близкий аналог. По картам выбранного варианта определяют те детали изменения распространения

ния льдов, которые можно ожидать при данной фактической обстановке.

На втором этапе рассчитывают возможное перемещение границ массивов и кромок льда. Для этого по прогностическим картам распределения давления определяют дрейф льдов в стандартных точках, выбранных для данного прогноза. В рассчитанный дрейф льда вносят поправки, после чего исправленный дрейф наносят на карту. Положение границы сплоченных льдов на конец периода определяют по векторам дрейфа льдов в стандартных точках и путем интерполяции дрейфа между этими точками. Затем

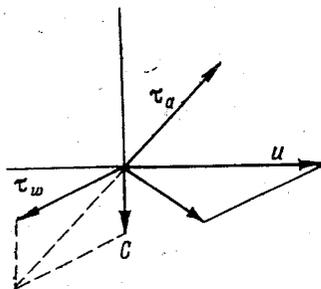


Рис. 48. Схема расположения сил, действующих на лед, по Шулейкину [254].

рассчитывают смещение кромок и границ массивов, для чего по исходной карте ледовой обстановки определяют положение границ массивов и кромок льда, а по прогностической карте распределения атмосферного давления рассчитывают изобарический дрейф. На основе исходной карты выбирают соответствующие схемы преобладающего направления смещения кромок льда и массивов при определенном направлении изобарического дрейфа. По этим схемам определяют направление смещения границ массивов и кромок льда, находят поправочный коэффициент к изобарическому смещению границ льда, а по нему уже рассчитывают смещение границ.

На третьем этапе составляют общий текст прогноза и прогностическую ледовую карту.

Теоретические схемы дрейфа льда отличаются количеством сил, принимаемых в рассмотрение, способами их учета, разными подходами к идеализации ледяного покрова.

Уравнение баланса сил записывается в виде

$$\rho h \partial w / \partial t = \tau_a + \tau_w + C + G + R,$$

где ρ — плотность льда; h — толщина льда; w — вектор скорости дрейфа; τ_a — касательное давление ветра на поверхности раздела воздух—лед; τ_w — трение льда о воду; C — сила Кориолиса; G — проекция силы тяжести на поверхность моря; R — внутреннее сопротивление, обусловленное взаимодействием ледяных полей.

Гидродинамическая модель дрейфа льда, предложенная В. В. Шулейкиным, построена на учете трех первых сил. На рис. 48 представлено расположение этих сил. Из решения уравнения

$$\tau_a + \tau_w + C = 0$$

В. В. Шулейкин получил зависимость скорости дрейфа от градиента давления. Проверка этой модели на материалах дрейфа СП-1, произведенная К. П. Васильевым и М. Г. Глаголевой, показала, что для средних условий дрейфа она дает приемлемый результат [43]. Для небольших участков расхождение фактических и вычисленных значений дрейфа получалось значительным.

Наиболее сложный вопрос динамики льдов — учет взаимодействия между льдинами. Движущиеся льдины взаимодействуют между собой посредством сил давления, касательного напряжения и ударов. Помимо этих трех видов непосредственного взаимодействия, льдины оказывают воздействие на движение друг друга посредством возбуждаемого ими подледного течения, поэтому только при очень редком льде можно на ледяной покров распространять закономерности, установленные для одиночной льдины.

Взаимные удары льдин имеют локальный характер и не влияют на осредненное движение больших масс льда. Касательное напряжение, возникающее при трении льдин кромками, также мало влияет на осредненное движение. Давление же льдин друг на друга передается на большие расстояния. С этим видом взаимодействия связано то обстоятельство, что дрейф льда иногда «опережает» ветер, его вызвавший. Иногда дрейф льда может соответствовать ветру, действующему за 50—100 км от места наблюдения за дрейфом [156]. Исследования сплоченности льдов в зависимости от их движения показали, что льды могут не только выравнивать сплоченность за счет диффузии, но при определенных ситуациях отклонения скоростей дрейфа льдин приводят к направленным процессам изменения сплоченности льдов, т. е. образуются или, наоборот, разрушаются полосы сплоченных льдов [225].

Летом в арктических морях между льдинами образуются большие пространства чистой воды, поэтому можно считать, что вне прибрежной полосы дрейф совершается лишь под воздействием ветра и течений в точке наблюдений. На учете этих факторов построена модель ветрового дрейфа льда в навигационный период, разработанная Е. Г. Никифоровым и другими авторами [156]. Зависимость скорости дрейфа льда от ветра выражается через градиенты атмосферного давления

$$u = k(-\partial p/\partial y + \beta \partial p/\partial x); \quad v = k(\partial p/\partial x + \beta \partial p/\partial y), \quad (109)$$

где u , v — компоненты скорости льда; p — атмосферное давление; $\beta = \text{tg } \alpha$ — тангенс угла отклонения дрейфа льда от изобар; k — изобарический коэффициент дрейфа, который может быть выражен эмпирической формулой

$$k = a\Gamma + k_0,$$

где Γ — градиент атмосферного давления, мбар/км; a и k_0 — эмпирические параметры.

Для расчета изменения сплоченности n (при $0 < n < 10$ баллов) рекомендуется уравнение

$$\partial n/\partial t = -[\partial(nu)/\partial x + \partial(nv)/\partial y].$$

Для прибрежной зоны принимается, что при достижении сплоченности льда 10 баллов составляющие дрейфа в направлении к берегу пропадают, а в направлении касательной к берегу сохраняются. Вычисление компонентов скорости дрейфа льда производилось по конечно-разностному аналогу формул (109) для области, в которую вошли моря Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское и прилегающая к ним часть Арктического бассейна. Шаг сетки равен 100 км, за единицу времени принята декада.

Результаты расчета показали, с одной стороны, что данная физическая модель в основном правильно отражает влияние ветра и воздействие берегов на дрейф, а с другой стороны, позволили отметить пути ее усовершенствования за счет учета влияния таяния льда, взаимодействия между льдинами и других факторов.

Как уже отмечалось, самый сложный вопрос динамики льдов — учет взаимодействия между льдинами. Этот учет производился разными способами: путем выражения силы R через произведение некоторого коэффициента на силу трения [295], представления льда в виде вязкой жидкости и выражения взаимодействия льдин через вязкость [268]. В работе [225] в уравнения движения введена сплоченность. При расчете ускорения ветрового дрейфа, кроме внешних сил, учитываются дисперсия размеров льдин, частота соударений и другие статистические характеристики движения льдин.

В работе [66] взаимодействие между льдинами, так же как и в работе [295], выражается через изменение количества движения, но коэффициент трения принимается зависимым от сплоченности из соображений, что с увеличением сплоченности льдин возрастает вероятность их взаимодействия. Результаты, полученные в работе [66], показали, что подвижки льда в каком-то районе определяются не только атмосферными и гидрологическими условиями в данном районе, но и состоянием льда на большей акватории. Таким образом, теоретическим путем подтверждено то, что было установлено во время экспедиционных наблюдений.

Существенное влияние на дрейф льда оказывает его таяние с верхней, нижней и боковых поверхностей, так как эти процессы приводят к изменению сплоченности, а в южных районах арктических морей к полному таянию льдов. При расчете перераспределения льда в Карском море в летний период показано, что без учета термических факторов расчетное количество льда было бы гораздо меньше фактического.

При разработке численной модели дрейфа ледяных массивов, часть границы которых является свободной, С. Н. Овсиенко использовал метод частиц в ячейках [167]. Эта модель применялась для расчета дрейфа льда в Каспийском, а также в Баренцевом морях. Типичной картиной дрейфа льда в Каспийском море является движение льдов из северной части моря на юг вдоль западного берега.

Полагается, что лед занимает часть площади $\Omega(t, x)$ области $Z(x)$. Область $Z(x)$ разбивается на прямоугольные ячейки, которые в процессе решения остаются неподвижными. Элементы

ледяного массива моделируются набором частиц, которые перемещаются через неподвижную сетку ячеек.

Решается замкнутая система, состоящая из уравнения сохранения массы льда, уравнений движения и определяющего соотношения

$$\begin{aligned} \partial S / \partial t + \partial (Su) / \partial x + \partial (Sv) / \partial y &= 0; \\ \Omega(t): \quad \partial u / \partial t + u \partial u / \partial x + v \partial u / \partial y - fv &= \\ = [1 / (\rho h_{\text{л}} S)] (\tau_x^a + \tau_x^w) - [1 / (\rho h_{\text{л}} S)] \partial p / \partial x; \\ \partial v / \partial t + u \partial v / \partial x + v \partial v / \partial y + fu &= \\ = [1 / (\rho h_{\text{л}} S)] (\tau_y^a + \tau_y^w) - [1 / (\rho h_{\text{л}} S)] \partial p / \partial y; \\ p &= p_0 (S / S_0)^{\kappa} \theta (dS / dt), \end{aligned}$$

где u, v — компоненты скорости дрейфа льда; ρ — плотность льда; $h_{\text{л}}$ — толщина льда ($h_{\text{л}} = \text{const}$); S — функция сплоченности (S_0 соответствует плотной упаковке льдин); p — давление; $\tau_x^a, \tau_y^a, \tau_x^w, \tau_y^w$ — компоненты касательного напряжения на границе раздела лед—атмосфера и лед—вода; $\kappa = \text{const}$;

$$\theta (dS / dt) = \begin{cases} 1 & \text{при } dS / dt > 0; \\ 0 & \text{при } dS / dt \leq 0. \end{cases}$$

При решении системы уравнений задаются касательные напряжения на границах раздела лед—атмосфера и лед—вода, динамическое и кинематическое условия на свободной границе льда, граничные условия у берега, а также начальные условия

$$\Omega(0, x) = \Omega_0(x); \quad u(0, x) = 0; \quad S(0, x) = S_0(x).$$

Применение метода частиц в ячейках для Каспийского и других морей дало положительный результат.

Большое практическое значение имеет прогноз Чукотской заприпайной прогалины, которая может возникать у северных берегов Чукотского полуострова в зимне-весенний период. Площадь прогалины определяется по формуле

$$W = W_w + \sum W_{S_i} (1 - 0,1 S_i),$$

где W_w — площадь чистой воды; W_{S_i} — площадь ледовых зон одинаковой сплоченности; S_i — сплоченность по 10-балльной шкале.

Площадь прогалины зависит от воздействия отжимного ветрового потока, а также от состояния ледяного покрова: разрушенности ледяного покрова во Врангелевском районе, прочности припая вдоль Чукотского полуострова [17, 18]. Было показано, что ледовитость района и площадь прогалины — следствие одних и тех же процессов. Это позволило связать задачу прогноза формирования Чукотской заприпайной прогалины с прогнозом фона ледовитости.

Взаимнокорреляционные функции площади чистой воды и межгодовой изменчивости ледовитости отдельных частей Восточно-Си-

бирского, Лаптевых, Карского и Баренцева морей позволили обнаружить между ними связь. Было получено 16 однопараметрических уравнений вида

$$\Delta W = aL + b,$$

где ΔW — аномалия площади чистой воды во Врангелевском районе в конце июля; a и b — коэффициенты регрессии; L — ледовитость конкретного моря (от Баренцева до Чукотского) со сдвигом во времени от одного года до десяти лет.

Для выбора уравнений из 16 решений используется соотношение (критерий доверия)

$$j_i = (n_i/n_{\max}) (P_i/100),$$

где P_i — обеспеченность каждого уравнения с продолжительностью ряда n_i лет; i — номер уравнения; n_{\max} — максимальная длина ряда (из совокупности 16 уравнений).

Прогноз определяется средневзвешенной суммой критериев

$$\pm \Delta W_{\text{опт}} = \pm \sum j_i \Delta W_i / \sum j_i.$$

7.6. Прогнозы весенних ледовых явлений

Разрушение ледяного покрова происходит под действием суммарного потока тепла, поступающего на поверхность льда, притока тепла из воды и динамических факторов — выноса льда под действием ветра и течений, колебаний уровня моря, волнения моря и т. д. Сроки разрушения ледяного покрова в значительной степени зависят от состояния льда в начале таяния — его толщины, макро- и микроструктуры, загрязненности и др. Главными из перечисленных факторов являются толщина льда и поток тепла на его поверхность, складывающийся из поглощенной солнечной радиации, эффективного излучения, турбулентного теплообмена с атмосферой, потерь тепла на испарение и притока тепла за счет конденсации. Для некоторых морей большую роль играет вынос льда в другие бассейны. Проблема прогноза процессов весенних ледовых явлений решается по-разному в зависимости от заблаговременности прогноза и гидрометеорологических условий, характерных для каждого бассейна. Краткосрочные прогнозы для неарктических и арктических морей строятся на учете (прямом или косвенном) составляющих теплового баланса. При разработке долгосрочных прогнозов, как правило, учитывается влияние циркуляции атмосферы на больших пространствах.

Метод краткосрочного прогноза вскрытия ледяного покрова на южных морях СССР и очищения их ото льда основан на учете суммы градусо-дней мороза. Из многочисленных наблюдений известно, что толщина льда значительно меняется по площади, и при ограниченном числе измерений трудно получить объективную характеристику средней толщины льда. Поэтому при отсутствии достаточного количества сведений о толщине льда среднюю его

толщину оценивают суммой отрицательных температур воздуха, рассчитанной за период ледонакопления. Е. М. Саускан при разработке метода прогноза вскрытия и очищения моря ото льда для определения толщины льда использовала уравнение [187]

$$\Delta \sum (-t_a) = 18 \Delta h_{л.}$$

При составлении прогнозов весенних ледовых явлений необходимо установить момент, когда лед достигнет максимальной толщины и начнется его таяние. За начало таяния ледяного покрова принимается устойчивый переход температуры воздуха через 0° в 13 ч. Сроки вскрытия и очищения моря ото льда в зависимости от толщины льда и начала периода ледотаяния определяются с помощью прогностических уравнений

$$D_{\text{вскр}} = f_1 (\sum (-t_a), D_{13});$$

$$D_{\text{оч}} = f_2 (\sum (-t_a), D_{13}),$$

где $D_{\text{вскр}}$ и $D_{\text{оч}}$ — даты вскрытия и очищения моря ото льда; $\sum (-t_a)$ — сумма градусо-дней мороза, принятая за характеристику толщины льда; D_{13} — дата перехода температуры воздуха в 13 ч через 0° в сторону положительных температур.

Этот способ позволяет ограничиться сведениями о фактических данных, не прибегая к использованию метеорологического прогноза. Такой подход дает удовлетворительный результат лишь в том случае, если весенние атмосферные процессы мало меняются год от года и остаются близкими к некоторым средним условиям. В действительности соотношение между отдельными составляющими теплового баланса поверхности льда в весенний период, от которого в значительной мере зависит интенсивность ледотаяния, меняется в больших пределах. Поскольку дать прогноз составляющих теплового баланса невозможно, то задача решается приближенным способом. Приток тепла на поверхность льда характеризуется суммой положительных средних суточных температур воздуха (суммой градусо-дней тепла). Сопоставляя толщину стаявшего льда с суммами положительных температур воздуха, рассчитанными от момента, когда наблюдалась максимальная толщина льда, до его исчезновения, можно записать

$$\sum (+t_a) = k_1 \Delta h_{л.} + c.$$

По сумме градусо-дней мороза, накопившейся за зиму, определяется сумма градусо-дней тепла, которая необходима для того, чтобы лед растаял. По прогнозу температуры воздуха можно определить дату, к которой накопится достаточная сумма градусо-дней тепла и произойдет очищение моря ото льда [187].

Долгосрочные прогнозы весенних ледовых условий основываются на учете толщины льда и характеристик атмосферных процессов — температуры воздуха и циркуляции атмосферы.

В. Ю. Визе показал, что сроки вскрытия припая на арктических морях связаны с развитием полярного антициклона. Например, при

слабом развитии антициклона в проливе Маточкин Шар наблюдаются ранние сроки вскрытия, а при сильном развитии — поздние.

При долгосрочном прогнозе дат вскрытия и очищения моря ото льда в Беринговом море Е. М. Саускан нашла уравнения вида

$$D_0 = f(I, t_a),$$

где I — индекс цикло- и антициклонической деятельности (по Н. А. Белинскому) в зимние месяцы; t_a — температура воздуха в весенние месяцы.

Индексы циркуляции атмосферы рассчитываются для района, в котором находится алеутский минимум. Интенсивность и положение минимума характеризуют направление и силу воздушных потоков над морем. Температура воздуха берется по данным на Командорских островах, которые лежат на пути зимних циклонов. Поэтому температура воздуха зимой и весной на этих островах является хорошим показателем циркуляции атмосферы и адвекции тепла течениями.

Схема прогноза сроков очищения Белого моря ото льда, разработанная В. В. Тимоновым и К. И. Кудрявой [123], основана на учете предшествующих ледовых условий, тепловых и динамических процессов. В качестве показателя зимних ледовых условий, в значительной мере определяющих весенние процессы, принята сплоченность льдов в марте, когда отмечается наибольшая ледовитость. Тепловые процессы характеризуются температурой воздуха также в марте, и прогноз сроков очищения моря ото льда с заблаговременностью два месяца может составляться по схеме

$$\Delta D_{\text{оч}} = f(\Delta t_{\text{III}}, \Delta I_{\text{III}}).$$

Здесь $\Delta D_{\text{оч}}$ — аномалии сроков окончательного очищения моря ото льда; Δt_{III} — аномалия температуры в марте; ΔI_{III} — аномалия сплоченности плавучих льдов в марте.

Поскольку очищение Белого моря ото льда происходит в среднем в конце мая, была разработана вторая схема прогноза, в которой учитываются тепловые и динамические процессы в апреле. Это привело к повышению обеспеченности метода, хотя и уменьшалась его заблаговременность. Прогностическое уравнение было получено в виде

$$\Delta D = f(\Delta I_{\text{III}}, \Delta t_{\text{IV}}, \Delta V_{\text{III}});$$

здесь ΔV_{III} — аномалия проекции вектора переноса воздушных масс на меридиан.

Для арктических морей установлено, что интенсивность таяния в значительной мере определяется сроками начала таяния [98]. При сравнительно небольшой межгодовой изменчивости суммарной радиации и эффективного излучения в период таяния наблюдается значительная изменчивость интенсивности таяния льда, которая определяется характером изменения альбедо. Сухая снежно-ледяная поверхность характеризуется альбедо около 80 %, затем по мере таяния льда альбедо уменьшается (табл. 20). Дата, с которой

Альbedo различных поверхностей по данным дрейфующих станций [98]

Характер поверхности	Цвет	Альbedo, %		
		среднее	максимальное	минимальное
Таящий лед	Влажный серый	60	70	40
Таящие ледяные бугры	Влажные серо-грязные	55	65	36
Снег, пропитанный водой (в период интенсивного таяния)	Светло-зеленый	35	—	28
Вода в снежнице глубиной от 30 до 100 см	Зеленый	20	26	13
То же	Голубой	22	28	18

начинается уменьшение альbedo, принимается за начало таяния. Если начало таяния приходится на период максимальной солнечной радиации (ранние сроки), то уменьшение альbedo будет происходить более интенсивно, если же на период уменьшения солнечной радиации (поздние сроки) — то менее интенсивно. Различие в интенсивности изменения альbedo, а следовательно, и изменения поглощенной радиации — основного фактора, определяющего таяние льда, в значительной мере сказывается на сроках разрушения припая, сплоченности льда в течение навигационного периода, ледовитости моря и площади ледяных массивов. На некоторых участках трассы арктических морей имеет большое значение прогноз взлома и разрушения припая. Разрушение припая происходит под воздействием тепла, поступающего на его верхнюю и нижнюю поверхности, и динамических факторов — скорости и направления ветра, течений, приливных явлений. Сроки взлома и разрушения припая зависят также от толщины льда к концу зимы. Взлом припая происходит в тот момент, когда прочность его становится меньше напряжений внешних усилий.

При разработке методов прогноза взлома и разрушения припая необходимо решение нескольких вопросов:

- 1) определение толщины льда к началу таяния;
- 2) исследование таяния снега и льда под воздействием тепла, поступающего на поверхность. Этот вопрос включает расчеты теплового баланса поверхности льда, поглощения солнечной радиации морским льдом, изменения альbedo в процессе таяния льда, учет влияния снежниц;
- 3) расчет таяния льда с нижней поверхности льда за счет солнечной радиации и тепла атлантических вод;
- 4) изменение прочности льда в процессе таяния. Оценка максимальных толщин льда, при которых происходит взлом припая;

5) расчет внешних напряжений и сопоставление их с прочностью льда.

И, наконец, самое трудное и важное — найти способы выразить количественно все характеристики перечисленных процессов (и некоторых других) с помощью доступной гидрометеорологической информации, что особенно сложно при долгосрочном прогнозировании.

В работе А. Я. Николаевой, Н. П. Шестерикова предложен способ расчета толщин льда и положения кромки льда в море Лаптевых с учетом влияния термических и динамических факторов [165]. Схема расчета сводится к следующему:

— на конец мая строится карта зон льда различного возраста по данным расчетного дрейфа и рассчитывается толщина льда по температуре воздуха с учетом влияния атлантических вод;

— по температуре воздуха рассчитывается дата исчезновения снега;

— рассчитывается стаивание льда с верхней и нижней поверхности;

— рассчитывается стаивание льда в снежниках и определяются даты образования проталин;

— рассчитывается таяние с нижних и боковых поверхностей на основе учета тепла, поглощенного водой;

— с учетом таяния льда и расчетного дрейфа строятся карты зон льда различного возраста, на которые наносятся кромки и толщины льда.

При разработке этой схемы был выявлен целый ряд особенностей процесса разрушения льда в арктических морях и предложены способы их учета.

Расчеты показали, что поглощение солнечной радиации льдом существенно в слое 20—30 см, а на больших глубинах невелико. Например, на глубине 1,5 м количество тепла, поглощенного за лето, составляет 10 % удельной теплоты плавления в начале таяния.

Получены формулы для расчета альбедо с учетом разрушенности льда. Принимается во внимание площадь, занятая снежниками и проталинами.

Появление снежниц на льду приводит к более интенсивному таянию льда. Приближенный метод расчета таяния льда в снежниках основан на учете температуры воздуха и продолжительности периода с момента начала таяния.

Для расчета таяния льда с нижней поверхности льда определяется количество солнечной радиации, проникающей через лед, и момент, когда температура 10-метрового перемешанного слоя повысится до температуры таяния льда.

Очень сложный вопрос — расчет таяния льда за счет тепла, поглощенного водой в разводьях и проталинах. Летом пространства чистой воды аккумулируют большое количество тепла, значительная часть которого идет на таяние льда. Единого мнения о том, куда расходуется это тепло — на таяние снизу или с боковой

поверхности, нет. Н. Н. Зубов считал, что основное тепло идет на таяние с боковой поверхности, Ю. В. Николаев — что 80—90 % идет на таяние снизу, а Ю. П. Доронин — на таяние с боковой поверхности больше, чем снизу. В табл. 21 приведено распределение тепла, поглощенного разводьем, по Ю. П. Доронину.

Таблица 21

Распределение тепла, поглощенного разводьем
(в % от притока тепла из атмосферы на единицу
площади разводья)

Ширина разводья, м	Поток тепла, приходящийся на полосу единичной ширины		Поток тепла, поглощенный водой
	боковой поверхности льдины	нижней поверхности льдины	
10	90	8	2
20	73	24	3
50	31	19	50
100	13	12	75

Численная модель перераспределения льда в арктических морях была разработана Ю. П. Дорониным [66]. В этой модели учитываются как термические, так и динамические факторы: дрейф льда и его таяние.

В модели рассматривался стационарный дрейф льда. Касательное напряжение трения на нижнюю и верхнюю поверхности льда определялось по скорости геострофического ветра.

Взаимодействие льдин в модели выражалось через изменение количества движения

$$R = \alpha \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(n \frac{\partial w}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(n \frac{\partial w}{\partial y} \right) \right],$$

где $w = u + iv$; u , v — проекции скорости дрейфа льда; n — сплоченность льда. Коэффициент трения между льдинами полагался зависящим от n : $k_{л} = \alpha n$.

Величина α подбиралась при моделировании. Изменение сплоченности за счет неравномерности дрейфа выражалось зависимостью

$$\delta n_{\text{дин}} = -\text{div}(nv)\tau,$$

где v — вектор скорости дрейфа льда; τ — интервал времени.

Таяние льда рассчитывалось по методу Н. Н. Зубова с учетом потока лучистого и турбулентного тепла, поглощенного водой. Значение альбедо принималось переменным по времени и постоянным для всего моря. Толщина льда определялась с учетом его стаивания и перемещения по формуле

$$h_{л}(t + \tau) = h_{л}(t) - \delta h_{л},$$

где $\delta h_{\text{л}}$ — стайвание льда за интервал времени τ ; $h_{\text{л}}(t)$ — толщина льда, пришедшего в данную точку к концу интервала времени τ .

Дрейф и сплоченность льда рассчитывались итерационным способом по неявной схеме. Оценка метода на массовом материале показала, что модель дает реальные сведения о толщине и сплоченности льда. Эта модель была усовершенствована И. Л. Аппелем и З. М. Гудковичем за счет уточнения способов учета динамических и тепловых процессов [16]. В качестве начальных условий используются расчетные значения распределения толщины и мощности льдов в конце зимы, которые позволяют рассчитывать количество молодых льдов. При определении альбедо, играющего боль-

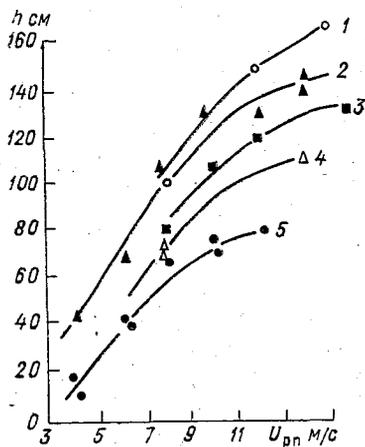


Рис. 49. График связи толщины льда h со скоростью ветра V , разрушающего припай [222].

1 — прол. Санникова; 2 — м. Челюскина;
3 — м. Биллингса; 4 — м. Шмидта; 5 —
м. Стерлигова.

шую роль в тепловом балансе поверхности льда, учитывается влияние толщины льда и его разрушенности. Расчет температуры воздуха и температуры снежно-ледяной поверхности производится с учетом их влияния друг на друга. В модели учитывается механизм разрежения ледяного покрова в результате дробления ледяных полей под действием неравномерности стайвания сверху и снизу, которое приводит к образованию проталин. При учете взаимодействия между льдинами принималась во внимание существенная разница в характере взаимодействия при трении кромки и при давлении льдин друг на друга при продольной неравномерности дрейфа, учитывались влияние берега, наличие чистой воды и другие факторы, влияющие на перераспределение льда. Из-за отсутствия соответствующей информации в модели допускается целый ряд упрощений: глубина деятельного слоя в каждой точке принимается постоянной, значения облачности, скорости ветра и влажности воздуха берутся средние многолетние и т. д. Расчеты по этой модели показывают, что характерные черты фактического и рассчитанного распределения льда совпадают.

При прогнозе взлома и разрушения припая представляют интерес исследования влияния механических факторов: действия ветра, колебаний уровня моря и др. В работе [222] рассмотрено влияние

ветра на разрушение припая на материалах 32 полярных станций. Анализ ветровых условий, предшествующих (в течение 8 сут) окончательному разрушению припая, показал, что в 76 % всех рассмотренных случаев разрушение совпало с увеличением скорости на 4 м/с и более. Наибольшее влияние оказывают отжимные ветры. В разных районах разрушение припая при одной и той же скорости будет происходить при разной толщине льда (рис. 49). Пользуясь этим графиком, можно определить скорость ветра, при которой разрушится припай данной толщины.

Существует, однако, мнение [218], что напряжения в припае, возникшие в результате воздействия тангенциальной силы, не могут привести к взлому припая. Роль разрушающей силы принадлежит поперечным и продольным колебаниям, которые возникают под воздействием приливов и ветра.

Глава 8

Прогнозы опасных явлений

Особую важность представляют прогнозы так называемых опасных и особо опасных явлений (ОЯ и ООЯ), которые могут нанести ущерб народному хозяйству.

К особо опасным гидрологическим явлениям на морях и океанах относятся: повышение (или понижение) уровня моря выше (или ниже) опасных отметок; цунами, вызывающее повышение уровня на 2 м и более; волнение при высоте воли в океанах 8 м и более, на морях при высоте волн, особо опасных для мореплавания и береговых сооружений; появление ледяного покрова и припая в ранние сроки; интенсивный дрейф льдов, угрожающий береговым сооружениям; быстрое обледенение судов; сильный тягун в портах.

Для прогноза экстремальных значений колебаний уровня моря, высот волн, ранних сроков появления льда и замерзания моря, интенсивного дрейфа льда обычно используются те же методы, которые разрабатываются вообще для прогноза этих явлений.

В данной главе рассматриваются методы прогноза таких опасных явлений, как обледенение судов, тягун и цунами.

8.1. Прогноз обледенения судов

Прогноз обледенения судов — сложная проблема, частью которой являются гидрометеорологические прогнозы. Под обледенением судов понимают образование на надводной части судна значительного количества льда. Это — одно из опасных явлений, с которым приходится бороться мореплавателям. Главная опасность состоит в том, что вследствие уменьшения остойчивости судно может опрокинуться.

В Советском Союзе уделяется большое внимание исследованиям, направленным на разработку мер борьбы с обледенением судов [31, 32, 96, 139]. Работы ведутся по двум направлениям:

- 1) разработка методов прогноза обледенения и составление режимных пособий (карт вероятности обледенения и др.);
- 2) разработка способов предотвращения обледенения или удаления образующегося льда.

Для предотвращения обледенения судов разрабатывают специальные материалы с минимальной адгезией льда (силой сцепления льда). Для удаления льда применяют механические, тепловые, физико-химические и другие методы. Используется также выход судов из опасной зоны.

Цель работ первого направления заключается в изучении гидрометеорологических условий, при которых происходит обледенение, и создание методов прогноза. Следует отметить, что из всего комплекса мер, разрабатываемых для борьбы с обледенением, прогноз этого явления имеет особо важное значение.

Причиной обледенения судов служит забрызгивание и заливание судна водой под действием сильного ветра и волнения при отрицательных температурах воздуха, а также выпадение переохлажденных атмосферных осадков и осажение на судне переохлажденных частиц воды во время тумана или парения моря. Наибольшую опасность оказывают заливание и забрызгивание судна морской водой.

К основным гидрометеорологическим факторам, влияющим на обледенение судов, относятся:

- температура воздуха;
- ветер (скорость, направление, продолжительность действия);
- высота волны и стадия развития волнения;
- температура и соленость морской воды.

Кроме гидрометеорологических факторов, на процесс обледенения влияют характеристики судна: его тип, осадка, высота борта, архитектура носовой части, такелаж, груз на палубе и другие, а также характеристики его движения: курсового угла относительно ветра, скорости судна и др.

Прогноз обледенения должен строиться на прогнозе перечисленных гидрометеорологических факторов. Но даже высокая оправдываемость прогноза каждого из факторов не всегда может обеспечить успешность прогноза обледенения судна, так как оно происходит при определенных сочетаниях перечисленных факторов, т. е. гидрометеорологических комплексах. При прогнозировании обледенения определению комплексов уделяется большое внимание.

Разработкой гидрометеорологических комплексов занимались многие исследователи [31, 32, 139]. На основе анализа большого числа случаев обледенения судов устанавливается сочетание гидрометеорологических условий, при которых оно происходит. В работе [31] дается физическое обоснование гидрометеорологических комплексов. В «Методических указаниях по предупреждению

угрозы обледенения судов» [139] приводятся следующие гидрометеорологические комплексы, которые вызывают различную интенсивность обледенения рыболовных судов. Одинаковые критерии интенсивности приняты для массовых типов судов длиной 30—40 м и водоизмещением 300—500 т:

1) медленное обледенение (скорость отложения льда на судне не более 1,5 т/ч) происходит при забрызгивании судна и (или) при выпадении переохлажденных осадков, тумане и парении моря:

а) при любой скорости ветра и температуре воздуха от -1 до -3°C ;

б) при скорости ветра от 0 до 9 м/с и температуре воздуха ниже -3°C ;

2) быстрое обледенение (максимально возможная интенсивность обледенения 1,5—4 т/ч) происходит при скорости ветра от 9 до 15 м/с и температуре воздуха от -3 до -8°C ;

3) очень быстрое обледенение (интенсивность обледенения более 4 т/ч) происходит:

а) при скорости ветра свыше 15 м/с и температуре воздуха ниже -3°C ;

б) при скорости ветра от 9 до 15 м/с и температуре воздуха ниже -8°C .

Для районов теплых течений в северной части Атлантического океана и Баренцевом море рекомендуется принимать во внимание температуру воды.

Следующим этапом работы в направлении прогнозирования обледенения является анализ синоптических условий, обуславливающих определенные комплексы.

Для прогноза синоптических процессов, которые обуславливают обледенение судов в арктических морях, выявлялись связи между обледенением судов и видов макропреобразований, на фоне которых развиваются эти процессы.

В «Методических указаниях» [139] приведены характеристики синоптических процессов, при которых происходит обледенение судов для разных морей (табл. 22).

Наибольшую вероятность процесс обледенения судов имеет при циклонической циркуляции, особенно в тыловой части циклона.

Таблица 22

Повторяемость синоптических условий обледенения судов в 1967—1969 гг. (%)

Море	Тыл циклона	Передняя часть циклона	Прочие условия	Число случаев
Берингово	57	32	11	442
Охотское	70	23	7	312
Японское, Татарский пролив	93	3	4	140
Западная часть Тихого океана	75	19	6	182
Баренцево, Норвежское	40	50	10	596
Балтийское	4	66	30	44
Черное, Азовское	79	16	5	18

Второе место по частоте повторяемости занимают случаи обледенения в зонах теплых фронтов или соответствующих фронтов окклюзии. Особенно характерны эти ситуации для района Баренцева и Норвежского морей.

В Балтийском море наиболее часто обледенение происходит при ветрах восточных направлений в передней части циклона или юго-восточной периферии антициклона. Для дальневосточных морей характерны случаи очень быстрого обледенения судов в зимнее время в результате активных синоптических процессов. Обледенению судов в Японском и Охотском морях наряду с циклонами способствует зимняя муссонная циркуляция, которая приводит к вторжению холодных масс воздуха по восточной периферии азиатского антициклона. В районе Новороссийска обледенение судов происходит под действием боры, т. е. вторжения холодных воздушных масс с севера.

При составлении прогноза обледенения судов рекомендуется в первую очередь составить прогноз направления и скорости ветра и температуры воздуха [139]. Прогноз этих элементов является исходным для составления прогноза обледенения судов. Дополнительным материалом служат данные о волнении моря и температуре воды.

Подмечено, что наиболее благоприятные условия обледенения судов возникают в районе ложбины холода на уровне поверхности 850 мбар, ось которой проходит за линией холодного фронта. Анализ высотных карт показал, что одним из условий, приводящих к обледенению судов, является понижение температуры воздуха.

Согласно «Методическим указаниям» прогнозы обледенения судов включают следующие пункты:

1) заблаговременность прогнозов обледенения судов синоптическим методом зависит от заблаговременности краткосрочных прогнозов погоды для судов рыбной промышленности и морского флота. Эти прогнозы являются составной частью прогнозов погоды по соответствующим районам Мирового океана;

2) прогноз обледенения составляется для судов водоизмещением 300—500 т с указанием ожидаемой интенсивности обледенения;

3) прогноз обледенения дается с учетом особенностей плавания судов и их местонахождения:

а) судно следует полным ходом на ветер под углами 15—45° к его направлению;

б) судно находится в открытом море;

в) судно находится вблизи берега или ледяных полей и др.;

4) прогноз обледенения судов базируется на прогнозе поля ветра и температуры воздуха.

Авторами работы [96] для расчета интенсивности обледенения судна предложен комплексный теоретический критерий, который объединяет гидрометеорологические параметры:

$$N = dh_{пл}/d\tau = \frac{(\lambda V/v) (N_4/Re) (t_3 - t_a)}{\rho_{пл} l - (t_3/3) \alpha c_p \rho_w [(t_3 - t_a) - 2(t_3 - t_3)]},$$

где $dh_{л}/dt$ — скорость нарастания льда; λ — коэффициент теплопроводности воды; V — скорость ветра; ν — кинетическая вязкость воздуха; Nu , Re — числа Нуссельта и Рейнольдса; t_3 — температура замерзания воды данной солености; t_a , t_6 — температура воздуха и брызг; $\rho_{л}$, ρ_w — плотность льда и воды; l — удельная теплота плавления льда; α — коэффициент, показывающий, какая часть тепла, приносимого брызгами, уносится сливающейся водой; c — теплоемкость воды.

Формула получена для горизонтального цилиндра, находящегося в тех же гидрометеорологических условиях, что и судно в море. Теоретической основой критерия служит метод расчета обледенения бесконечного горизонтального цилиндрического стержня в потоке переохлажденного водного аэрозоля.

Составлен график связи между критерием N и фактической скоростью обледенения различных судов. Коэффициент корреляции этой связи оказался равным $r=0,93$. С помощью графика можно по прогнозируемым или измеренным температурам воздуха и воды, скорости ветра рассчитать максимальную интенсивность обледенения судна.

Для практического использования этой методики разработана схема расчета, которая позволяет учитывать влияние солености морской воды [139].

8.2. Прогноз тягуна

Одним из опасных явлений, которое нарушает работу флота при стоянке судов в порту, является тягун. Под тягуном подразумеваются колебания уровня, которые приводят к возвратно-поступательным движениям судов, стоящих у причала, причем эти движения сопровождаются сильной беспорядочной качкой. Это явление создает угрозу столкновения судов, повреждений корпуса при ударе о причалы, разрыва якорных цепей и швартовых.

Причиной возникновения тягуна являются длинные волны, поэтому сооружения, рассчитанные на защиту акватории порта от короткопериодных ветровых волн, не защищают порт от тягуна и предсказание тягуна приобретает большое значение.

Прогноз тягуна необходим для того, чтобы заблаговременно сократить время погрузочно-разгрузочных работ или вывести суда на внешний рейд. В табл. 23 приведена шкала интенсивности тягуна для порта Батуми, из которой можно видеть влияние этого опасного явления на стоянку судов в порту [42].

На протяжении нескольких десятилетий высказывались различные точки зрения на причины возникновения этого сложного явления. К настоящему времени исследователи пришли к выводу, что тягун складывается под влиянием трех явлений [120]:

- 1) длиннопериодные колебания в море на некотором удалении от порта. Источником таких колебаний служат штормовые области в море;

Таблица 23

Шкала интенсивности тягуна для порта Батуми [42]

Балл	Визуальная оценка интенсивности тягуна по условиям стоянки судов у причалов		Фиксированная высота волн (по ленте СУМ) в порту
	степень развития тягуна	признаки тягуна	
0	Тягуна нет	Суда у причалов стоят сравнительно спокойно. Периодические вертикальные и горизонтальные движения не наблюдаются. Швартовые концы имеют постоянное натяжение или рыбки, обусловленные волнением в порту	Изменений нет
1	Очень слабый (первые признаки)	Наблюдаются слабое ритмическое натяжение и ослабление швартовых концов, едва заметны периодические движения судов, скольжение трапа, слышен скрип привальных брусьев	Условная высота волн 10 см
2	Слабый	Периодическое натяжение и ослабление швартовых концов усиливается. На судах увеличивают число швартовых концов, но у причала суда стоят, не нанося и не получая повреждений. Выполнение погрузочно-разгрузочных работ возможно, но значительно усложняется	Условная высота волн 11—20 см
3	Умеренный	Натяжение швартовых концов настолько сильно, что происходит их обрыв. Стоянка у причалов становится опасной. Погрузочно-разгрузочные работы прекращаются, суда отводят от причалов	Условная высота волн 21—30 см
4	Сильный	Погрузочно-разгрузочные работы невозможны. Швартовые концы непрерывно рвутся. Суда немедленно отводят от причалов и выводят из порта на внешний рейд	Условная высота волн 31—40 см
5	Очень сильный	Горизонтальные подвижки настолько велики, что суда терпят аварию	Условная высота волн 40 см

2) взаимодействие этих длиннопериодных колебаний с собственными колебаниями водной массы в порту (возникновение резонансов усиления);

3) соотношение периодов колебаний пришвартованного судна и водной массы в порту (т. е. возникновение двойного резонанса).

В работах [120, 121] дается физическая модель формирования длиннопериодных колебаний в поле ветровых волн и предлагается метод расчета сейшевых колебаний в порту.

Поскольку источником длиннопериодных колебаний служит штормовая область в море, задача прогноза тягуна заключается в предсказании тех атмосферных процессов, которые создают штормовую область в определенном районе моря с характерными

ветровыми полями. На этой основе разработаны методы прогноза тягуна для портов Советского Союза. Обобщение этих методов для Батуми, Туапсе, Корсаково и Холмска дано в работе [42]. Для каждого из этих портов установлены типы атмосферных процессов, при которых возникают соответствующие штормовые зоны.

Возникновение низкочастотных колебаний в штормовой зоне объясняется тем, что в поле постоянного ветра возникают две системы ветровых волн [120]: 1) с фазовой скоростью, равной скорости ветра, названной резонансной (ей отвечает низкочастотный максимум спектра), и 2) с меньшей фазовой скоростью, монотонно возрастающей до скорости ветра на высоте 10 м, названной дорезонансной (ей соответствует высокочастотный максимум спектра). Для одновременного развития этих двух систем необходимыми значительными разгоны ветра (>100 км) и устойчивый в течение длительного времени ветровой поток со скоростью ветра ≥ 15 м/с.

В результате нелинейного взаимодействия плоских прогрессивных волн с разными частотами, распространяющихся в одном направлении, возникают низкочастотные колебания с частотой, равной разности частот исходных волн, и амплитудой на порядок меньше их амплитуды.

Формулы для расчета характеристик длиннопериодных колебаний имеют вид

$$\bar{h}_{\text{дл}} = 2\pi^{3/2} \bar{h}^2 / (g\bar{\tau}^2); \quad \bar{\tau}_{\text{дл}} \approx 10\bar{\tau}, \quad (110)$$

где $\bar{h}_{\text{дл}}$ — средняя высота длиннопериодных колебаний; \bar{h} — средняя высота ветровых волн; $\bar{\tau}$ — средний период ветровых волн; $\bar{\tau}_{\text{дл}}$ — средний период длиннопериодных колебаний.

Сравнение с эмпирическими формулами, полученными по наблюдениям в порту Туапсе, подтвердило правильность полученных коэффициентов. Для расчета высоты длиннопериодных колебаний в мелководной зоне с глубиной H рекомендуется ввести поправку $f(H/(g\bar{\tau}^2))$, и формула (110) приобретает вид

$$\bar{h}_{\text{дл}} = [2\pi^{3/2} \bar{h}^2 / (g\bar{\tau}^2)] f(H/(g\bar{\tau}^2)).$$

Значения $f(H/(g\bar{\tau}^2))$ представлены в табл. 24.

Таблица 24

$H/(g\bar{\tau}^2)$	0,03	0,04	0,05	0,05	0,07	0,08	0,09	0,10
$f(H/(g\bar{\tau}^2))$	0	0,3	0,53	0,69	0,81	0,90	0,96	0,99

Длиннопериодные колебания на подходах к порту вызывают сейшевые колебания в порту. Метод расчета сейшевых колебаний дан в работе [121]. Характерный период сейшевых колебаний составляет примерно 1 мин. Высота колебаний достигает 50—80 см (для порта Туапсе).

Высота сейшевых колебаний \bar{h}_c рассчитывается по формуле

$$\bar{h}_c = \bar{h}_{\text{дл}} R_n,$$

где R_n — коэффициент усиления средней высоты нерегулярных длиннопериодных колебаний. Величина R_n зависит от резонансного коэффициента усиления R_R и отношения резонансного периода в порту τ_R к периоду длиннопериодных колебаний на подходах к порту $\tau_{дл}$. Резонансный период τ_R рассчитывается по формуле

$$\tau_R = 2\pi / (k_R \sqrt{gH}),$$

где k_R — резонансное волновое число — принимают равным среднему периоду сейшевых колебаний. Величины R_n и k_R определяются параметрами акватории порта, ее длиной, шириной, формой и шириной входа.

В табл. 25 приведены средние значения высот и периодов сейшевых колебаний на акватории портов Туапсе, Сочи, Клайпеда различной повторяемости. Сравнение высот сейшевых колебаний в Туапсе и Сочи, находящихся в одних и тех же гидрометеороло-

Таблица 25

Таблица средних высот (м) и периодов (с) сейшевых колебаний в портах Туапсе, Сочи и Клайпеда

Элементы волн	Повторяемость			
	раз в 10 лет	раз в год	5 раз в год	10 раз в год

Порт Туапсе

$\bar{\tau}$	10,5	9	7,2	6,5
\bar{h}	4,9	3,6	2,4	2
$\bar{h}_{дл}$	0,24	0,18	0,12	0,1
$\bar{\tau}_{дл}$	126	108	87	78
\bar{h}_c	0,54	0,42	0,29	0,24

Порт Сочи

$\bar{\tau}$	10,5	9	7,2	6,5
\bar{h}	5,9	3,6	2,4	2
$\bar{h}_{дл}$	0,24	0,18	0,12	0,1
$\bar{\tau}_{дл}$	126	108	87	78
\bar{h}_c	0,43	0,25	0,12	0,06

Порт Клайпеда

$\bar{\tau}$	10,3	8,5	7,2	6,5
\bar{h}	4,6	3,3	2,4	2
$\bar{h}_{дл}$	0,22	0,17	0,12	0,1
$\bar{\tau}_{дл}$	124	102	87	78
\bar{h}_c	0,45	0,34	0,2	0,2

гических условиях, показывает, что в Туапсе она больше, что объясняется разницей в конфигурации порта.

Поскольку образование длиннопериодных волн, вызывающих тягун, связано с существованием штормовой зоны в океане, прогноз тягуна строится на учете ее определенных характеристик: размеров, расстояния до порта, для которого составляется прогноз, продолжительностью ее сохранения в одних и тех же границах и т. д. Характеристики штормовой зоны определяются полем ветра, и в конечном счете прогноз тягуна строится на учете характеристик поля ветра или атмосферного давления (например: скорость, направление и продолжительность действия ветра, градиенты атмосферного давления, расстояние между осями ложбин на картах абсолютной топографии изобарических поверхностей и др.).

Для разных портов, в которых наблюдается тягун, найдены основные типы атмосферных процессов, развивающихся над всей акваторией моря или значительной ее частью. Рассмотрим метод прогноза тягуна на примере порта Туапсе [42]. Тягун в этом порту может наблюдаться в течение всего года, но умеренный и сильный — главным образом зимой. Возникновение тягуна связано с подходом волн зыби от запада и юго-запада. Источником этих волн является штормовая зона к западу от Туапсе, которая создается барическим полем над Черным морем со следующими характеристиками: над западной половиной поля градиент давления имеет направление от 360 до 90° , разница давления Δp_1 в направлении барического градиента на расстоянии 500 км составляет не менее 5 мбар, а градиент давления Δp_2 на расстоянии 900 км между юго-западным побережьем моря и портом Туапсе — не менее 6 мбар. Для прогноза тягуна необходимо установить следующие параметры штормовой зоны: размеры, расстояние до Туапсе, ее пространственное изменение, средний барический градиент и максимальную скорость ветра в штормовой зоне, а также значения Δp_1 и Δp_2 и их изменения во времени. Кроме того, подмечено, что возникновение тягуна почти всегда сопровождается адвекцией холода.

Установлено три типа атмосферных процессов, при которых образуются штормовые зоны, обуславливающие возникновение тягуна. Все эти типы характеризуются циклонической циркуляцией в определенных районах: при типе I — над западной частью Черного моря; при типе II — над северо-западными, северными или центральными районами европейской части СССР; при типе III наблюдаются «ныряющие» циклоны с северо-запада на юго-восток европейской части СССР. Все три типа характеризуются расположением над Турцией и Балканским полуостровом малоподвижной области высокого давления.

Для каждого типа атмосферных процессов установлены конкретные прогностические признаки возникновения тягуна. Найдена зависимость начала, продолжительности и интенсивности тягуна от характеристик барического поля и параметров штормовой зоны.

Прогноз тягуна основывается на прогнозе барического поля. Используется также и то обстоятельство, что с момента установления

обстановки, предшествующей появлению тягуна, до его начала проходит не менее 6—8 ч. Аналогичным образом разработаны методы прогноза тягуна и для других портов.

8.3. Прогноз цунами

Цунами — одно из опасных явлений, которое наблюдается на побережье во многих районах мира. Цунами представляют собой гравитационные волны, возникающие под действием подводных землетрясений, вулканических извержений, оползней и других процессов. Непосредственной причиной цунами служит внезапное отклонение поверхности океана от состояния равновесия, обусловленное чаще всего быстрым изменением рельефа дна. Возникшее возмущение передается в основном под действием силы тяжести соседним участкам поверхности океана, причем движение частиц принимает колебательный характер, и в конечном счете из источника возмущения расходятся волны, названные цунами. Цунами относятся к длинным волнам, длина их достигает несколько сот километров. Вследствие большой длины волны цунами заметить в открытом море практически невозможно. При наблюдении с берега цунами представляются в виде колебаний уровня моря, а сильные цунами подходят в виде водяной стены.

Вдали от побережья скорость распространения цунами c может быть рассчитана по формуле

$$c = \sqrt{gH},$$

где g — ускорение свободного падения; H — глубина бассейна.

Высота волн цунами в открытом океане невелика: 1—2 м, в некоторых случаях несколько метров. Но при выходе на мелководье высота волн растет. Значительно возрастает размах колебаний при входе волны в бухту, особенно в бухтах, суживающихся к вершине, и в тех случаях, когда в спектре цунами имеются частоты бухтовых сейш.

При движении цунами от очага возникновения до побережья их форма и интенсивность меняются за счет преломления, отражения, интерференции, дифракции и др.

Меры борьбы с цунами включают в себя организацию оперативной службы предупреждения о цунами и строительство защитных инженерных сооружений.

С целью определения вероятности повышения уровня до определенной отметки производится районирование побережья. Для районирования Тихоокеанского побережья, согласно исследованиям [212], необходимо: 1) оценить по сейсмологическим данным вероятность вертикальных подвижек дна разной интенсивности и разной протяженности в районе Тихого океана между краем шельфа и осью глубоководного Курило-Камчатского желоба; 2) пересчитать деформацию дна в деформацию поверхности океана; 3) перейти от вероятностной характеристики подъема воды в зоне

источников к вероятностной характеристике высоты цунами на некоторой близкой к побережью изобате (например, 200 м); 4) с учетом прибрежного рельефа найти вероятностную характеристику высоты подъема воды и ширины зоны затопления.

В зависимости от интенсивности цунами Курило-Камчатский район разбит на три зоны [260]: 1) зону наиболее мощных цунами (восточное побережье Камчатки между м. Лопатка и м. Камчатским, Командорские острова); 2) зону умеренных цунами (южные Курильские острова); 3) зону, в которых цунами не отмечались (центральные Курильские острова).

Краткосрочный прогноз цунами сводится к решению вопросов, будет ли зарегистрированное землетрясение сопровождаться цунами, какова их возможная интенсивность и когда волны достигнут пункта, для которого составляется прогноз. При прогнозировании цунами решается комплекс разнообразных задач как собственно океанологических, так и относящихся к другим областям, например конструированию приборов, регистрирующих параметры землетрясения, совершенствованию средств оповещения населения об опасности и др.

К настоящему времени выполнено большое количество исследований, посвященных образованию волн цунами и их распространению в океане. Изучаются зависимость формы и интенсивности цунами от параметров их источника, влияние рельефа дна океана на их деформацию, роль плотности воды и ее вязкости при распространении волн типа цунами, реакция бухт разной формы и разных размеров на входящие из открытого моря длинные волны, появление «предвестников» цунами в виде колебаний уровня моря и т. д.

Основным методом прогнозирования цунами остается сейсмический метод. С целью усовершенствования этого метода усилия предпринимаются по следующим направлениям: 1) поиск новых критериев цунамигенности землетрясений; 2) уточнение магнитудного критерия цунамигенности; 3) автоматизация обработки сейсмологических данных [223].

Долгосрочный прогноз цунами представляет собой чрезвычайно сложную задачу. Он связан с долгосрочным прогнозом землетрясений. Разрабатываются долгосрочные прогнозы сильных цунами в вероятностной форме [223]. Ввиду большой опасности, которую представляют волны цунами, во многих странах организована Служба предупреждения населения о цунами. Задачи Службы изложены в работе [260], результаты ее деятельности за 1958—1965 гг. приведены в табл. 26.

Для Дальневосточного побережья СССР наибольшую опасность представляет сейсмически активная зона, расположенная в районе островного склона глубоководного Курило-Камчатского желоба. Время пробега волн цунами из этого района до побережья всего 20—30 мин. В течение этого времени население должно быть предупреждено об опасности и в случае необходимости эвакуировано в безопасные районы.

Таблица 26

Деятельность Службы предупреждения о цунами на Дальнем Востоке
с 1958 по 1965 г. [260]

Дата	Организация, которая дала предупреждение; использованные данные	Время обработки сейсмических данных	Характеристика цунами
7/XI 1958	Сахалинское УГКС; на основе радиопередачи Японского метеорологического агентства	—	Умеренное цунами на юге Курильских островов
4/V 1959	Сейсмическая станция в Петропавловске	5	Слабое цунами в районе м. Шипунского и Авачинского залива
20/III 1960	Цунамистанция в Южно-Сахалинске	10	Цунами не отмечалось
24/V 1960	Сахалинское УГКС; на основе информации, полученной от дежурного по порту Северо-Курильска	10	Разрушительное цунами на Тихоокеанском побережье Камчатки и Курильских островов
29/VII 1960	Цунамистанция в Южно-Сахалинске	10	Цунами не отмечалось
13/II 1961	Цунамистанция в Южно-Сахалинске	7	Очень слабое цунами в южной группе Курильских островов
13/X 1963	Сейсмическая цунамистанция в Южно-Сахалинске Сейсмический пост цунамистанции в Курильске	10	Разрушительное цунами на Тихоокеанском побережье о-вов Уруп и Итуруп
20/X 1963	Сейсмическая станция в Северо-Курильске Сахалинское УГКС; на основе информации гидрометеорологической станции Ван-дер-Линда	10	Цунами не отмечалось
28/III 1964	Сейсмическая цунамистанция в Южно-Сахалинске	12	Очень слабое цунами на Тихоокеанском побережье Камчатки и Курильских островов
24/XII 1964	Сейсмическая цунамистанция в Южно-Сахалинске	14	Очень слабое цунами на Матуа
25/XII 1964	Сахалинское УГКС; на основе информации сейсмической цунамистанции в Южно-Сахалинске	10	Цунами не отмечалось
16/X 1964	Цунамистанция в Петропавловске	10	Цунами не отмечалось
4/II 1965	Сахалинское УГКС; на основе информации сейсмической станции в Южно-Сахалинске	26	Очень слабое цунами на Тихоокеанском побережье Камчатки и Курильских островов

Организация Службы предупреждения оказалась возможной благодаря большой научно-исследовательской работе, выполненной различными учреждениями СССР. Для быстрого определения эпицентров землетрясений с магнитудой 7—8,5 и удаленных на расстоянии 150—2000 км в СССР были созданы специальные сейсмографы. Были также разработаны регистраторы колебаний уровня моря в открытом океане вблизи очагов цунами. Проведено районирование цунамиопасной зоны, построена карта расположения очагов цунами в Курило-Камчатской зоне, рассчитаны возможные максимальные высоты цунами на Тихоокеанском побережье с учетом рельефа дна, построены карты времени добега волн из разных источников до побережья Камчатки и Курильских островов, проведено исследование поведения волн цунами в бухтах и рассмотрен целый ряд других задач, связанных с проблемой цунами.

В настоящее время разрабатываются автоматизированные методы прогноза цунами. В работе А. А. Поплавского [223] представлена блок-схема основных операций прогноза. Она состоит из нескольких блоков, которые включают следующие операции: обнаружение факта землетрясения; определение параметров сейсмических волн; определение параметров землетрясения, которое позволит установить, является ли данное землетрясение цунамигенным. Имеющиеся сведения о строении Курило-Камчатской области позволяют разбить землетрясения на следующие классы с целью установления их цунамигенности: 1) океанические мелкофокусные (эти очаги представляют собой наибольшую опасность с точки зрения возникновения цунами); 2) океанические глубокофокусные (заметных цунами не возникает); 3) охотоморские мелкофокусные (возможность цунами не исключается); 4) охотоморские глубокофокусные (цунами не возникают). Известно, что глубины океанических землетрясений не превышают, как правило, 140 км. Опасными с точки зрения возникновения цунами являются глубины $h < 80$ км. Глубина очагов охотоморских мелкофокусных землетрясений не превышает 40 км, а глубокофокусных — свыше 100 км. Сопоставление результатов счета на ЭВМ с результатами работы опытного интерпретатора показало преимущество машинного счета.

Дальнейшее развитие Службы предупреждения о цунами связано с расширением сети сейсмических станций, совершенствованием приборов и методов прогноза цунами, улучшением средств связи.

Глава 9

Прогноз изменений гидрологических условий замкнутых морей под влиянием антропогенных факторов

9.1. Влияние антропогенных факторов на режим замкнутых морей

Особое место среди морских гидрологических расчетов и прогнозов занимают расчеты будущих изменений гидрологических условий, происходящих под воздействием антропогенного фактора. В первую очередь сюда следует отнести расчеты изменений гидрологического режима морей, происходящих в результате регулирования и изъятия части стока рек, впадающих в моря. Большинство крупных рек на европейской части СССР и в Средней Азии, сток которых поступает в наши южные моря, зарегулирован водохранилищами, в результате чего нарушается естественный режим как устьевой области реки, так и моря.

Задачи, поставленные Директивами XXV и XXVI съездов КПСС, требуют резкого и эффективного увеличения использования природных богатств страны, в том числе ее водных ресурсов.

Проблема обеспечения водными ресурсами развития производительных сил СССР становится одной из острых проблем, стоящих перед хозяйством нашей страны. Эта проблема является частью более общей проблемы комплексного использования и охраны водных ресурсов страны и относится к числу важнейших общегосударственных хозяйственно-экономических и научных проблем настоящего времени.

Для СССР главным в этой проблеме является регулирование водных ресурсов и в особенности их перераспределение по территории в соответствии с освоенностью и перспективами развития различных районов нашей страны.

В настоящее время осуществляются или проектируются крупные гидротехнические мероприятия на акватории самих внутренних морей.

При учете влияния антропогенных факторов на режим замкнутых морей необходимо решать следующие задачи: рассчитывать изменения уровня моря, обусловленные зарегулированием стока рек; исследовать изменения термического режима замкнутого моря под влиянием изменений уровня моря и теплового стока рек; рассчитывать будущие изменения солености морей, вызванные уменьшением речного стока; оценивать изменения ледовых условий морей, обусловленные изменениями уровня моря и солености; проводить расчеты, связанные с решением задачи распреснения морского водоема; исследовать изменения водного, теплового и солевого баланса морей.

Бурное развитие науки и техники в последние десятилетия, растущая эффективность научно-технической вооруженности человека повышают его возможности значительного воздействия на природные условия рек и водоемов. Однако при этом необходима дальновидность, с которой следует учитывать возможные, в том числе и отрицательные, последствия антропогенных изменений природных условий. Возникают острая проблема научного прогнозирования изменений естественных режимов водных объектов, необходимость разработки научных основ более полного их использования и охраны. Масштабы вмешательства в природу рек и внутренних морей уже таковы, что требуются научно обоснованные прогнозы с целью предупреждения вполне вероятных крупных отрицательных последствий нарушений природных процессов.

Наиболее реальным путем значительного пополнения водных ресурсов в южной части страны является переброска в бассейн Волги части стока северных рек (Невы, Онеги, Северной Двины, Печоры), в которых имеются значительные по объему избыточные водные ресурсы. В районы Средней Азии намечается переброска части стока сибирских рек (Оби, Енисея, Иртыша).

Прежде чем приступить к осуществлению этих грандиозных проектов переброски пресных вод из одного региона в другой, необходимо предсказать все благоприятные и неблагоприятные последствия этого вмешательства в природу.

Таким образом, перед прогнозистами в этой области стоит несколько основных задач:

1) дать количественную оценку возможных изменений режима южных внутренних морей в условиях возрастающего водозабора пресных вод из рек их бассейнов;

2) оценить возможные изменения режима северных морей (Белое, Баренцево и др.) в связи с намечаемой переброской части стока северных рек в бассейн Волги и дать прогноз допустимого объема переброски вод из этих рек без существенного ущерба природным условиям морей и устьев рек, куда выпадают эти реки;

3) оценить и определить темпы изменения режима морей и заливов в случае искусственного отчленения заливов от остальной части моря.

Все перечисленные задачи относятся к долгосрочным прогнозам, поскольку процессы изменений в гидрологии морей должны рассчитываться на 20—30 и более лет вперед.

В нашей стране разработкой методов указанных выше расчетов и самими расчетами наиболее широко занимаются Государственный океанографический институт, а также другие научные и проектные учреждения.

Рассмотрим методические основы практических расчетов некоторых возможных изменений гидрологических условий внутренних морей СССР под влиянием антропогенного фактора.

9.2. Расчеты изменений уровня моря, обусловленных антропогенными факторами

Современный период, начиная примерно с 50—60-х годов текущего столетия, характеризуется активным антропогенным влиянием на уровень замкнутых морей типа Аральского и Каспийского. Так, резкое возрастание безвозвратных изъятий стока в бассейне Аральского моря, достигающих в последние годы 70—75 км³ в год, а также естественная маловодность последних 20 лет (92 % нормы) вызвали сокращение речного стока в море более чем на 40 % [34]. Это привело к нарушению равновесного состояния водного и солевого балансов моря и к однонаправленным изменениям уровня. Уровень Аральского моря с 1961 по 1980 г. упал почти на 7 м по сравнению со средним многолетним (отметка 53 м БС).

Суммарное водопотребление речных вод в бассейне Каспийского моря на конец десятой пятилетки оценивается приблизительно в 40 км³ в год. Общее снижение уровня моря за 1932—1977 гг., обусловленное антропогенными факторами, действующими в бассейне, составляет около 140 см.

Для расчета возможных изменений уровня Аральского моря в работе [34] использован метод группового численного моделирования составляющих водного баланса — осадков и испарения, а также водных ресурсов Амударьи и Сырдарьи. Этот метод позволяет получить ансамбли взаимокоррелированных искусственных рядов составляющих водного баланса, обладающие заданными статистическими характеристиками как отдельных рядов (среднее значение, дисперсия, автокорреляция), так и их взаимосвязей (перекрестная корреляция). Исходные данные для моделирования — ряды фактических годовых значений осадков, испарения и водных ресурсов Амударьи и Сырдарьи за период 1925—1978 гг. Балансовые расчеты возможных изменений уровня Аральского моря проводились по 120 смоделированным 30-летним ансамблям взаимосвязанных рядов составляющих водного баланса для 4 вариантов роста безвозвратных изъятий стока в бассейне моря. Согласно расчету [34], к 2000 г. при средних климатических условиях в зависимости от варианта водопотребления уровень моря может снизиться до отметок 39,1—36,9 м БС. За счет колебаний климатических условий отклонения уровня от указанных средних отметок могут достигать (в интервале вероятностей превышения 5—95 %) $\pm 1,9 \dots 2,1$ м.

Знание сезонной и многолетней изменчивости составляющих водного баланса позволило разработать для практики схему оперативного расчета их месячных и годовых значений [34]. Погрешности расчета отдельных составляющих имеют четко выраженный сезонный ход. Наибольшую ошибку в расчет вносят погрешности расчета испарения. Средняя ошибка определения месячных балансовых приращений уровня 0,5—5,0 см, а для годовых значений — 10 см.

Вероятностный расчет на основе смоделированных по методу статистических испытаний аналоговых рядов составляющих водного баланса Каспийского моря, выполненный в работе [114], показал, что при средних гидрометеорологических условиях без переброски стока рек к 2000 г. уровень моря снизится до отметки —29,5 м БС, к 2010 г.— до отметки —30,3 м БС. В зависимости от конкретных условий предстоящего периода возможное отклонение уровня от среднего положения в пределах 95 %-ного доверительного интервала может составить $\pm 1,3$ м к 2000 г.

9.3. Расчет изменений термического режима замкнутого моря под влиянием изменения уровня моря и теплового стока рек

Оценка возможных изменений термического режима вод замкнутых морей при снижении их уровня дается методом В. С. Самойленко путем расчета теплооборота деятельного слоя моря. В работе [181] было показано, что теплооборот Ω и коэффициент затухания колебаний температуры с глубиной a тесно связаны с глубинами отдельных районов. Это позволяет по изменению средних глубин отдельных районов моря определить будущие значения Ω и a , что дает возможность рассчитать размах будущих колебаний температуры воды и другие характеристики термического режима.

Расчеты по этой методике позволили оценить изменения термического режима Северного Каспия при падении и повышении его уровня [171]. Северный Каспий был разделен на ряд естественных районов, для которых полная энтальпия рассчитывалась по формуле

$$Q_V = \sum (t_i V_i),$$

где t_i — средняя температура слоя (в данном случае деятельный слой от поверхности до дна); V_i — объем слоя.

Значение t_i каждого района определялось по данным наблюдений на стандартных разрезах с помощью соотношения

$$t_i = (t_{z_1} + t_{z_2})/2,$$

где t_{z_1} и t_{z_2} — температура воды на верхней и нижней границах слоя.

Зависимость теплооборота от глубины моря оказалась близкой к линейной. Связь между годовым теплооборотом и амплитудой годового хода температуры воды A_0 на поверхности выражается формулой

$$A_0 = (1/c_H) \Omega a,$$

где a — коэффициент затухания колебаний температуры с глубиной; c_H — коэффициент, связывающий теплооборот и амплитуду годового хода температуры поверхностного слоя воды с коэффициентом затухания. В условиях мелководного Северного Каспия a от

глубины не зависит, зависимость величины A_0 от глубины H выражается уравнением

$$A_0 = 26,5 - 2,33 \lg H.$$

Расчеты, выполненные по этой формуле [171], показали, что при понижении уровня моря уменьшается теплооборот и увеличивается амплитуда температуры воды, а при повышении уровня идет обратный процесс. Проведены расчеты будущих изменений температуры воды в Северном Каспии при изменениях уровня моря под влиянием климатических и антропогенных факторов. При возможном падении уровня моря годовые амплитуды в мелководных районах могут увеличиться на $0,7-0,9^\circ\text{C}$, а в остальных районах — на $0,2-0,3^\circ\text{C}$. Увеличится и теплооборот, произойдет смещение в наступлении температурных фаз на более ранние сроки, увеличатся максимальные температуры.

Для Аральского моря на основе метода [181] составлен прогноз возможных изменений характеристик будущего термического и ледового режима при падении уровня на 10 и 20 м относительно средней его отметки [34]. При расчетах учитывалось изменение солёности аральских вод. Согласно выполненным расчетам падение уровня Аральского моря и осолонение его вод вызовут увеличение размаха годовых колебаний температуры во всей толще вод и небольшой сдвиг фаз температурного режима. Особенно важными для биологического режима моря будут изменения зимних термических условий. Будет происходить дальнейшее понижение температуры замерзания воды Аральского моря и изменение характера процесса осенне-зимнего конвективного перемешивания (при солёности более 25‰), что обусловит сильное выхолаживание всей массы моря до значительных ($-1,5... -2,0^\circ\text{C}$) отрицательных температур. Эти процессы отрицательно скажутся на биологическом и рыбохозяйственном значении моря в будущем.

При падении уровня Аральского моря, несмотря на повышение его солёности, ухудшаются его ледовые условия. Даже при средних по суровости зимах следует ожидать полное покрытие моря сплошным припаем, а максимальная толщина льда будет достигать $0,8-0,9$ м.

Прогноз изменения теплового влияния речного стока на термический режим моря занимает важное место при прогнозе гидрологического режима моря под влиянием изъятия части стока воды из бассейна реки на водохозяйственные нужды.

Тепловой сток рек рассчитывается по наблюдениям за температурой и расходами речной воды по формуле [131]

$$R = 4186,8 Q_i t_i \Delta\tau, \quad (111)$$

где R — тепловой сток, кДж; Q_i — расход речной воды в море, $\text{м}^3/\text{с}$; t_i — температура воды, $^\circ\text{C}$; $\Delta\tau$ — промежуток времени, с.

Физически более правильно характеризовать суммарный перенос тепловой энергии речным стоком, учитывая абсолютную температуру воды:

$$M = c\rho Q_i T_i \Delta\tau,$$

где c — теплоемкость воды; ρ — плотность воды; T_i — абсолютная температура воды, К.

Степень теплового влияния речного стока на воды моря характеризуется теплообменом между втекающей в море речной водой и водными массами устьевого взморья. На взморье, в зоне смешения вод, в результате турбулентного теплообмена происходит постепенное выравнивание их температур. Суммарный поток тепла в зоне смешения вод можно рассчитать по формуле

$$q = \lambda (\partial t / \partial n) S,$$

где q — суммарный поток тепла в зоне смешения; $\partial t / \partial n$ — средний градиент температуры по нормали к изотермическим поверхностям; λ — средний коэффициент турбулентной теплопроводности в зоне смешения вод; S — суммарная площадь зоны смешения вод.

Определение суммарного потока тепла по этой формуле затруднено из-за сложности оценки параметров, входящих в формулу.

Более реальным является способ оценки теплообмена речного потока с морской водой путем определения изменения теплового потока при прохождении его через зону смешения вод, в предположении, что речной поток через зону проходит транзитом.

С учетом этого предположения теплоотдача речного стока выражается формулой

$$P = c\rho Q_p (t_p - t_c) \Delta\tau,$$

где ρ и c — плотность и теплоемкость воды; Q_p — расход речной воды через зону смешения; $t_p - t_c$ — разность температур речной воды и воды в конце зоны смешения; $\Delta\tau$ — интервал времени теплоотдачи.

Для каждой устьевой области устанавливается способ определения температуры перемешанных вод t_c с учетом характера теплообмена в зоне смешения вод данного устьевого взморья реки. В ледовый период, когда температура морской воды достигает температуры замерзания, $t_c = t_3$ (t_3 — температура замерзания морской воды в поверхностном слое предустьевого пространства моря). Поскольку $t_3 < 0$, речные воды в ледовый период оказывают отопляющее влияние на воды предустьевого пространства моря, хотя тепловой сток, рассчитанный по формуле (111), в этот период равен 0.

Остальные составляющие теплового баланса речного потока в зоне смешения относительно малы, и ими можно пренебречь.

Тепловое влияние речного стока можно оценить по изменению температуры морской воды под влиянием теплового потока, действующего в зоне смешения вод, считая, что тепловой поток полностью рассеивается в массе поступающей в зону смешения морской воды. Эта масса m_m оценивается по расходу воды и плотности ρ_m :

$$m_m = \rho_m Q_m, \quad (112)$$

где m_m — массовый расход воды в зоне смешения; Q_m — расход морской воды, который приближенно вычисляется по формуле

$$Q_m = Q_p (1 - c_{пр}) / c_{пр} = Q_p c_m / c_{пр}, \quad (113)$$

где Q_p — расход речной воды на входе в зону смешения; c_m — концентрация морской воды; $c_{пр}$ — концентрация речной воды на выходе из зоны смешения.

Температурное влияние речного стока в море оценивается на основании данных о среднем распределении концентрации речной воды (солености воды) вдоль стокового потока зоны смешения речных и морских вод по формуле

$$\Delta t = [c_{пр} (t_p - t_c)] c_m. \quad (114)$$

Концентрация морской воды на выходе из зоны смешения вод обычно равна 0,9, поэтому температурное влияние речного стока составляет около 10 % разности температур $t_p - t_c$.

Изъятие части стока речной воды на водохозяйственные цели приводит к уменьшению теплового потока в зоне смешения вод и температурного влияния на воды моря. Уменьшение теплового потока в зоне смешения определяется по формуле

$$\Delta F = \rho c \Delta Q_p (t_p - t_c), \quad (115)$$

где ΔQ_p — изменение расхода речной воды.

Изменение температуры морской воды в зоне смешения за счет изменения стока реки δt с учетом соотношений (112), (113), (115) определяется как

$$\delta t = (\Delta Q_p / Q_p) (c_{пр} / c_m) (t_p - t_c). \quad (116)$$

9.4. Расчет и прогноз солености воды

На соленость вод в замкнутых морях, а также в морях, имеющих ограниченный обмен с океаном, решающее влияние оказывает речной сток. Влияние речных вод прослеживается на больших пространствах даже в открытой части этих морей, и они играют существенную роль в солевом балансе.

В последние десятилетия водохозяйственная деятельность человека в бассейнах рек существенно сказалась на объеме и режиме речного стока, что в свою очередь отражается на солевом балансе морей. Поскольку соленость воды моря, являясь интегральной характеристикой режима моря, в значительной степени определяет его биологическую продуктивность, необходимость расчета и прогноза будущей солености воды в морях в связи с предстоящими изменениями речного стока в них имеет большое практическое значение. В настоящее время сделан расчет будущей солености вод Азовского, Аральского, Каспийского и Балтийского морей в целом и для отдельных их частей, например для Северного Каспия, устьевых взморья Дона, Кубани, Днепра и других рек. Рассмотрим

расчеты солености для стационарных условий на примере Азовского моря.

Используя уравнение солевого равновесия, В. С. Самойленко [180] определил изменения солености Азовского моря при изъятии части речного стока. После некоторых упрощений уравнение солевого баланса записывается в виде

$$S_0 f_c = S_p F + S f_n,$$

где S_0 и S — средняя многолетняя соленость вод, вытекающих из Азовского моря и втекающих через проливы Керченский и Тонкий; S_p — соленость речных вод; f_n — годовой приток вод в Азовское

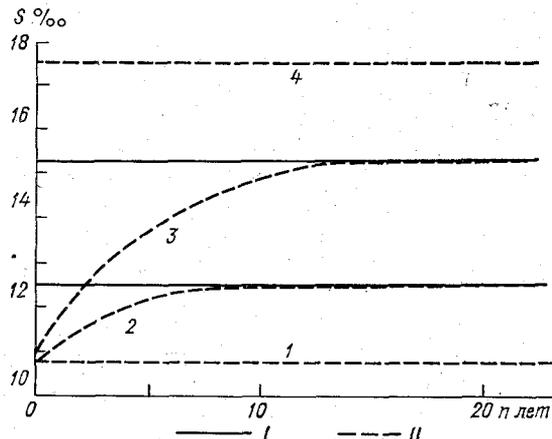


Рис. 50. Кривые перехода солености Азовского моря (I) от начального ее значения 10,6 ‰ (I) к предельным значениям (II) 12,3 ‰ (2) и 15,3 ‰ (3) [при солености Черного моря 17,7 ‰ (4)] [180].

море через проливы; f_c — суммарный сток азовских вод через оба пролива; F — суммарный годовой приток всех речных вод.

Задаваясь значениями изъятия речного стока с учетом измененных значений водообмена через проливы, можно не только рассчитать окончательную среднюю соленость, которая установится при новых условиях равновесия, но и определить темпы перехода к новой солености. На рис. 50 показан процесс осолонения Азовского моря. Кривые построены на основании расчетов по формуле

$$S_{lim} - S_n = (S_{lim} - S_0) k^n,$$

где k — коэффициент, показывающий, какая доля всего объема V вод моря ежегодно сохраняется в нем за вычетом воды, уходящей через проливы; $S_{lim} - S_n$ — разность между будущей соленостью S_{lim} и той средней соленостью S_n , которую море должно иметь по прошествии n лет со времени нарушения его водного и солевого баланса; $S_{lim} - S_0$ — начальная разность между будущей окончательной соленостью моря S_{lim} и его современной соленостью S_0 .

В качестве второго примера рассмотрим расчет солености Азовского моря, произведенный А. А. Аксеновым [7] для условий изъя-

тия из стока рек Дона и Кубани. Уравнение солевого баланса для условий Азовского моря записывается в виде

$$V_A S'_A + V'_A S'_A = V_4 S_4 + V_C S_C + F S_p,$$

где S'_A — определяемая соленость вод Азовского моря; V'_A — объем воды, вытекающей за год из Азовского моря в Черное; V_4 — объем воды, поступающей за год из Черного моря; V_C — из Сиваша; F — ежегодный объем речного стока; S_4 — средняя соленость черноморских вод; S_C — средняя соленость сивашской воды; S_p — соленость речных вод.

Подставляя соответствующие значения всех величин, кроме S_A , предвычислили будущее значение солености Азовского моря. В рассмотренных примерах уравнение солевого баланса решается для стационарных условий. Невязка уравнения, близкая к нулю, служит критерием достоверности расчетов. При таком подходе рассчитываются лишь средние многолетние характеристики будущей солености. В действительности режим морей далек от установившегося, особенно в условиях зарегулированного стока. Дальнейшим развитием способа предвычисления будущей солености морей является расчет для неустановившегося режима водного и солевого баланса. Этот случай наиболее близко отвечает реальным условиям, позволяет проследить межгодовые изменения солености и установить экстремумы в ее ходе.

При решении столь сложной задачи, как расчет солености воды для неустановившихся условий, необходимо выяснить такие вопросы, как возможность применения уравнения баланса солей для расчета средних годовых значений солености, надежность расчета солености по речному стоку, возможность расчета будущего режима солености с учетом предполагаемого безвозвратного и постоянного изъятия части речного стока.

Уравнение солевого баланса (13) для нестационарных условий, согласно работе [194], можно представить в сокращенном виде:

$$dG = dG_1 + dG_2 - dG_5 - dG_9.$$

После подстановки в это уравнение значения солености как $S = m/V$ и ряда преобразований получаем следующее выражение для расчета солености воды:

$$S = S_2 \exp \left[- \left(\frac{F + V_3 - V_6}{V + V_5 - nV_2} \right) \right],$$

где S_2 — соленость вод смежного морского водоема; V_p — приток речных вод; V_2 — приток из соседних морей; V_3 — приток вод с осадками; V_5 — отток в соседние моря; V_6 — потери воды при испарении.

Для условий Азовского моря это выражение имеет вид

$$S = S_4 \exp \left(- \frac{F}{V + V_5 - nV_2} \right),$$

где S_4 — соленость черноморской воды; F — пресный баланс моря.

Из уравнения следует, что при возрастании речного стока соленость уменьшается по экспоненциальному закону. Для замкнутого водоема уравнение принимает вид

$$S = S_{F=0} e^{-F/V},$$

где $S_{F=0}$ — соленость при пресном балансе, равном нулю. Если $F \rightarrow 0$, то связь становится линейной.

В работе [194] показано, что для морей, где объем моря значительно превосходит годовой сток, зависимость солености от стока выражается экспоненциальным законом. Если же годовой приток вод сравним с объемом моря, то зависимость носит линейный характер

$$S = -aV_1 + b,$$

где a и b — постоянные коэффициенты, которые определяются для каждого водоема эмпирически.

Уравнение баланса солей для Азовского моря в случае нестационарных условий имеет вид

$$\rho_A \Delta S V = \rho_C S_C V_C + \rho_P S_P V_P + \rho_C S_C V_C - \rho_A S_{AK} V_{AЧ} - \rho_A S_{AT} V_{AC}.$$

В этом уравнении ΔS — изменение солености от года к году; S_C , S_P , S_C , S_{AK} , S_{AT} — средние годовые значения солености воды соответственно Черного моря, рек, Сиваша, Азовского моря в предпривлином Керченском районе и Азовского моря в районе пролива Тонкий; V_C , V_P , V_C , $V_{AЧ}$, V_{AC} — соответственно средние годовые значения притока черноморских вод в Азовское море, стока рек, притока вод из Сиваша, стока азовской воды в Черное море и в Сиваш; ρ_A , ρ_C , ρ_P , ρ_C — плотность азовской, черноморской, речной и сивашской воды соответственно; V — объем моря.

Решение этого уравнения относительно изменения солености позволило определить соленость данного года в зависимости от солености предшествующего года и объема водообмена за данный и предшествующий годы (рис. 51) [247].

Составляющие водного и солевого баланса замкнутого моря можно рассматривать как случайные процессы, имеющие вероятностный характер, поэтому для прогноза солености моря можно использовать вероятностный метод. Для прогноза возможных изменений солености вод Аральского моря В. Н. Бортником [34] использован метод статистического моделирования. Расчеты солености производились по уравнению солевого баланса одновременно с расчетами уровня по тем же входным параметрам и вариантам безвозвратных изъятий стока. Расчеты показали, что к 2000 г. средняя соленость моря повысится до 32—41‰, а отклонения от нее за счет колебаний климатических факторов (при 90%-ном доверительном интервале) составят ± 6 ‰.

Для прогноза солености воды замкнутого моря (типа Каспийского) в эмпирическую зависимость для расчета средней солености воды в разных районах моря по стоку реки за определенный пред-

шествующий период необходимо вводить оценку изменения еще одного фактора — среднего уровня моря.

Например, на Северном Каспии уменьшение речного стока приводит к двум одновременным процессам: уменьшению стока волжских вод в море и падению уровня моря. Эти процессы противоположно действуют на поле солёности в зоне смешения морских и речных вод: уменьшение стока уменьшает площадь этой зоны, а падение уровня моря в условиях мелководности увеличивает ее. В связи с этим прогноз солёности воды для таких условий дается по отношению будущего объема волжских вод к будущему объему

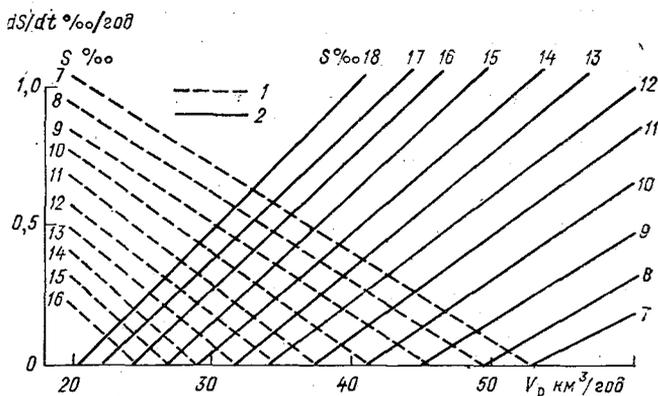


Рис. 51. Скорость изменения солёности Азовского моря в зависимости от его солёности и пресного притока [247].

1 — стадия роста солёности; 2 — стадия снижения солёности.

вод отдельных районов Северного Каспия. Расчеты показали, что при намечаемом сокращении стока р. Волги и соответствующем ему падении уровня моря к 2000 г. на единицу объема вод взморья будет приходиться больший объем волжских вод, чем было при более высоких уровнях. Это приведет к уменьшению солёности воды.

Результаты прогноза будущей солёности вод Азовского и Аральского морей, Северного Каспия показывают существенное увеличение солёности воды этих водоемов, что может вызвать значительные изменения их гидробиологического режима и рыбных запасов. В связи с этим имеется ряд инженерных проектов с целью сохранения сложившегося режима солёности воды. Для Азовского моря это, например, предложения по регулированию водообмена через Керченский и Тонкий проливы, для Северного Каспия — переброска в Волгу части стока рек Печоры и Вычегды для компенсации безвозвратных изъятий из Волги, а также уже осуществленное прекращение оттока каспийских вод в залив Кара-Богаз-Гол. Этого же можно достигнуть искусственным уменьшением водо- и солеобмена между заливом, куда впадает река, и морем, и тем самым регулировать солёность воды в заливе в оптимальных пределах, необходимых для рыбного хозяйства.

Так, например, в условиях Азовского моря оптимальный режим солености воды можно создать в Таганрогском заливе, искусственно уменьшив его водообмен с Азовским морем путем удлинения косы Долгой. В Днепро-Бугском лимане оптимальный режим солености воды в условиях резкого уменьшения стока реки можно сохранить путем сокращения площади поперечного сечения Кинбургского пролива.

Соленость полузамкнутого морского водоема типа Таганрогского залива определяется в основном изменчивостью двух параметров, входящих в водный и солевой баланс залива, — стоком Дона и водо- и солеобменом залива с Азовским морем. Составляющие водообмена Таганрогского залива с открытой частью Азовского моря определяются как остаточные члены в системе уравнений водного и солевого баланса или рассчитываются по речному стоку с помощью уравнений [247]

$$V_T = 1,22V_D + 21,44;$$

$$V_{Az} = 0,21V_D + 23,24,$$

где V_T — отток воды из залива в море; V_{Az} — приток воды из Азовского моря в залив; V_D — сток р. Дона.

Расчет солености Таганрогского залива с учетом стока р. Дона производится на основе решения уравнения солевого баланса для нестационарных условий

$$dS_T/dt = (V_D S_P + V_{Az} S_{Az} - V_T S_T)/B,$$

где S_{Az} , S_T , S_P — соленость вод Азовского моря, Таганрогского залива и речных вод соответственно; B — объем вод Таганрогского залива.

В морях с большим притоком материковых вод, соизмеримом с объемом моря или отдельных его районов (заливов), имеется возможность прогноза солености вод непосредственно по речному стоку. Обычно рассчитывается средняя месячная или средняя сезонная соленость района моря по эмпирической зависимости солености от стока реки за предшествующий период. Продолжительность оптимального периода (в месяцах или годах) для осреднения объема стока устанавливается с помощью корреляционного анализа. Этот период осреднения зависит от отношения объема вод моря (или района моря) к объему речного стока.

Средняя соленость моря в зависимости от стока рек с учетом или без учета начальной солености представляется в виде

$$S = -aQ + b$$

или

$$S = S_0 - cQ + d,$$

где S и S_0 — рассчитываемая и начальная соленость моря; Q — объем стока реки.

9.5. Прогноз солености воды в придонном слое Балтийского моря

Колебания солености вод в придонном слое моря обуславливают количественные и качественные изменения в составе некоторых компонентов гидробиологического комплекса, обуславливают изменения ареала распространения ряда гидробионтов, являющихся кормом для рыб. Для анализа солености разрабатываются методы с заблаговременностью от нескольких месяцев [79] до нескольких лет [14].

В работе [79] дается метод прогноза солености воды в придонном слое Рижского залива. Соленость вод Рижского залива определяется в основном речным стоком, поступающим в залив, и интенсивностью водообмена с Балтийским морем. В осенне-зимний период под влиянием конвекции в заливе распределение солености по вертикали характеризуется гомохалинностью. Весной начинается формирование двухслойной солевой структуры. Верхний слой формируется под воздействием речного стока и ветрового перемешивания, от нижнего он отделен слоем скачка плотности. Гидрологические характеристики нижнего слоя, в том числе и соленость, более устойчивы к влиянию локальных факторов, меньше зависят от речного стока, чем верхнего. В весенне-летний период в нижнем слое отмечается неоднородность в горизонтальном распределении солености: она увеличивается от вершины залива к его центру и далее к Ирбенскому проливу, т. е. в районах, наиболее подверженных влиянию адвекции балтийских вод. В Рижском заливе под влиянием сгонных ветров наблюдается циркуляция вод сгонного типа. Достаточно большая глубина Ирбенского пролива (5—10 м) приводит к тому, что в придонном слое в виде компенсационного течения возникает поток более соленых морских вод через пролив к вершине залива. Обнаруженная связь между полем ветра над морем и широтной составляющей течения в нижнем слое Ирбенского пролива позволила разработать метод прогноза средней месячной солености воды в придонном слое по заданным характеристикам поля ветра (или атмосферного давления).

В качестве такой характеристики взят градиент атмосферного давления на линии Лиепая—Кингисепп. Вторым аргументом взята соленость воды по наблюдениям гидрометстанции Лиепая. Для четырех районов залива получены прогностические уравнения вида

$$S = a + bS_{\text{л}} + c\Delta p,$$

где S — прогнозируемая средняя месячная соленость вод придонного слоя Рижского залива; $S_{\text{л}}$ — соленость воды на гидрометстанции Лиепая, осредненная за 10 декад, предшествующих месяцу, на который составляется прогноз; Δp — градиент атмосферного давления по линии Лиепая—Кингисепп, осредненный за три предшествующих месяца.

Заблаговременность прогноза составляет 1—1,6 мес. Для весны (май) связи оказались более тесными ($r=0,78 \dots 0,90$), для конца лета (август) теснота связей уменьшилась ($r=0,66 \dots 0,74$). По

мнению Е. Н. Захарченко [79], это ослабление связи объясняется тем, что в конце лета атмосферные процессы над морем протекают более активно, поэтому принятый масштаб осреднения недостаточно полно отражает их изменчивость. Прогноз солености воды в придонном слое может быть использован при оценке биологических ресурсов и планировании рыбного промысла.

При разработке сверхдолгосрочного прогноза солености придонного слоя южной части Балтийского моря в качестве определяющих факторов использовались речной сток и водообмен с Северным морем [14]. Было принято, что средние годовые расходы р. Невы достаточно надежно характеризуют суммарный речной сток в Балтийское море и разность уровней на южном и северном выходах из прол. Каттегат может служить показателем интенсивности поступления соленых североморских вод в Балтийское море. В качестве одного из аргументов в уравнениях для прогноза солености воды в придонном слое использовалась разность уровней, регистрируемых водными постами Корсер и Фредериксхавн. Расчет взаимнокорреляционных функций показал, что между речным стоком и соленостью в придонном слое моря прослеживается связь с запаздыванием изменений солености по фазе по отношению к речному стоку на 4—5 лет. Теснота связей между соленостью в придонном слое Борнхольмской впадины со стоком р. Невы и разностью уровня на водных постах Корсер и Фредериксхавн характеризуется коэффициентами корреляции 0,86 и 0,84 соответственно. Прогностические уравнения имеют вид

$$S = -k_1 Q + c_1;$$

$$S = k_2 Z + c_2,$$

где S — соленость воды в слое 60—90 м в центре Борнхольмской впадины; Q — годовой расход р. Невы; Z — годовое превышение уровня на водпосту Корсер над уровнем на водпосту Фредериксхавн.

Первое уравнение позволяет прогнозировать значение солености с заблаговременностью 4 года, а второе — 21 год.

9.6. Расчет темпов распреснения вод морского водоема

Потребности практики иногда вызывают необходимость решения задачи, обратной той, которая рассматривалась в разделе 9.4, — дать прогноз темпов не осолонения морского водоема, а наоборот, его распреснения.

Проекты переброски части стока северных рек предусматривают создание в бассейнах рек крупных водохранилищ, что связано с затоплением крупных массивов пахотных земель, лугов, лесов и т. п., с нарушением природных условий в бассейнах рек, в том числе с необратимыми процессами в гидрохимии и биологии рек.

Чтобы избежать отрицательных последствий переброски части стока рек из бассейна Белого моря, в «Гипроводхозе» разработан

проект возможности переброски вод посредством создания водохранилища пресных вод на базе морского залива, без сооружения плотин и водохранилищ непосредственно в бассейнах рек, с сохранением их природного комплекса. Таким наиболее удобным заливом предлагается Онежский залив. Проектируется отсечение Онежского залива от Белого моря дамбами в створе Соловецких островов. Ускорение распреснения вод залива производится выпуском соленых вод через глубинные отверстия в дамбе.

Образующееся водохранилище должно использоваться для аккумуляции 50 км^3 стока собственного бассейна залива, а в дальнейшем еще для 80 км^3 стока, изымаемого из низовьев Северной Двины. При полном развитии переброски весь этот сток из водохранилища предполагается транспортировать на юг, в бассейн Волги.

Важнейшим вопросом решения этого варианта переброски вод является прогноз будущих гидрологических условий в Онежском водохранилище после отделения его от моря и в особенности прогноз темпов процесса распреснения морских вод залива, соленость которых составляет 28 ‰ . Темпы распреснения отчасти определяют экономическую целесообразность строительства самого водохранилища.

Процесс распреснения будет осуществляться тремя этапами и для каждого из них рассчитаны темпы распреснения вод [132].

Продолжительность первого этапа определяется сроками строительства дамбы (8—10 лет) и характеризуется постепенным сужением поперечных сечений проливов, сокращением водообмена между заливом и морем и уменьшением солености воды в заливе.

Второй этап от момента полного прекращения водообмена залива с морем до подъема уровня в заливе за счет стока рек до отметки, обеспечивающей эффективную работу водовыпуска в донной части дамбы.

На третьем этапе распреснения бывшего залива происходит вымывание морских солей путем сброса избытка вод из залива через водовыпускные отверстия дамбы. По окончании этого этапа, когда соленость вод водохранилища достигнет $0,5 \text{ ‰}$, начинается эксплуатация водохранилища для переброски его вод в бассейн Волги.

Расчет изменений солености воды на каждом этапе распреснения вод залива производится разными методами.

Расчет темпов распреснения вод в заливе на первом этапе основан на использовании математической модели водоема-смесителя, имеющего объем V . В этот водоем поступает морская и речная вода, а из водоема вытекает их смесь.

При условии сохранения постоянным уровня воды в водоеме и полном перемешивании морских и речных вод в нем уравнение изменения объема пресных вод в водоеме имеет вид

$$V \frac{dc_{\text{пр}}}{dt} = Q_{\text{пр}}' - c_{\text{пр}} Q_{\text{вых}}, \quad (117)$$

$$Q_{\text{вых}} = Q_{\text{пр}} + Q_{\text{м}},$$

где $c_{\text{пр}}$ — концентрация пресной воды в смеси, в объемных долях; $Q_{\text{пр}}$ — суммарный приток пресной воды в водоем; $Q_{\text{м}}$ — суммарный приток соленой морской воды в водоем; $Q_{\text{вых}}$ — расход воды, вытекающей из водоема; t — время.

После преобразования уравнение (117) принимает вид

$$dc_{\text{пр}}/dt = Q_{\text{пр}}/V - c_{\text{пр}}Q_{\text{вых}}/V,$$

где величины $Q_{\text{пр}}$ и $Q_{\text{вых}}$ выражены в объемах водоема. Величина $Q_{\text{вых}}/V$ характеризует сокращение объема водообмена с морем в процессе сужения пролива дамбами. Она может быть найдена как функция времени с учетом среднего годового современного обмена Онежского залива с морем, принятой равной 10. При условии, что $Q_{\text{вых}}/V$ является линейной функцией времени, т. е. сокращение водообмена с морем будет происходить пропорционально сокращению площади поперечного сечения пролива в результате наращивания дамб, при сроке строительства дамбы, равном 8 годам, функция $Q_{\text{вых}}/V$ может быть представлена в виде

$$Q_{\text{вых}}/V = 10 - 1,25t,$$

где t — годы с начала выдвижения в море отсекающих залив дамб.

Если обозначить $W_1 = Q_{\text{пр}}/V$ и $W_2(t) = Q_{\text{вых}}/V$, то выражение для определения объемной концентрации пресной воды в заливе запишется в виде

$$c_{\text{пр}}(t) = W_1/W_2(t).$$

Величина W_1 для годовых расчетов принималась равной 0,3 объема залива.

Объемная концентрация морской воды $c_{\text{м}}$ в заливе рассчитывается по формуле

$$c_{\text{м}}(t) = 1 - c_{\text{пр}}(t),$$

а средняя соленость воды в заливе на первом этапе определяется как

$$S_1 = S_0 c_{\text{м}}(t),$$

где S_0 — начальная соленость вод Онежского залива, равная 28 ‰.

Если дамба будет строиться 8 лет, то соленость воды в конце первого этапа распреснения S_1 составит 18 ‰ (рис. 52).

На втором этапе распреснения, когда идет просто процесс разбавления вод залива пресными водами и объем вод в водохранилище-заливе увеличивается с 150 до 180 км³, средняя соленость понизится до 15 ‰.

На третьем этапе, который начинается после поднятия уровня в водохранилище до рабочей отметки (3 м), темпы распреснения вод будут зависеть от интенсивности поступления пресных вод и степени перемешивания вод. В этот период смешанные речные и морские воды водохранилища должны сбрасываться в море через водовыпускные отверстия дамбы в объеме, равном пресному балансу водохранилища.

Изменение объемной концентрации морской воды в водохранилище на третьем этапе распреснения можно представить в виде уравнения

$$c_M(t) = c_M(0) e^{-t/R}, \quad (118)$$

где $c_M(t)$ — текущая объемная концентрация морской воды в водохранилище; $c_M(0)$ — объемная концентрация морской воды в начале третьего этапа; t — время в годах, отсчитываемое от начала

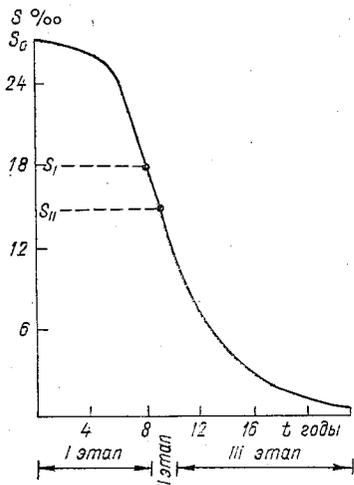


Рис. 52. Расчетные изменения средней солёности воды в Онежском заливе-водохранилище на разных этапах опреснения [132].

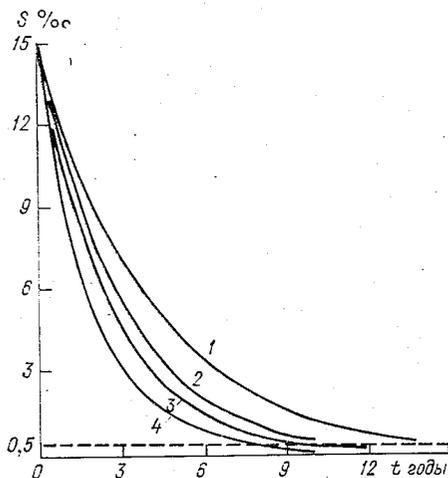


Рис. 53. Расчетные изменения солёности воды на третьем этапе распреснения Онежского залива-водохранилища [132].

1 — с учетом полного перемешивания; 2 — с учетом перемешивания в верхнем слое толщиной 20 м; 3 — с учетом полного перемешивания и подачи дополнительного (40 км³) стока из бассейна Северной Двины; 4 — с учетом перемешивания в верхнем слое и подачи дополнительного стока

третьего этапа; $R = V_{III}/Q_{пр}$ — показатель проточности водохранилища (V_{III} — объем водохранилища на третьем этапе).

Объемная концентрация морской воды может быть выражена через отношение в году $t(S_t)$ к начальной солёности ($S_0 = 28 ‰$)

$$c_M(t) = S_t/S_0. \quad (119)$$

Из формул (118) и (119) можно установить следующую экспоненциальную зависимость, которая используется для расчета темпов распреснения на третьем этапе.

$$S_t/S_{II} = e^{-t/R}, \quad (120)$$

где S_{II} — средняя солёность воды в конце второго этапа распреснения.

При расчетах принят шаг времени, равный одному году, приток пресных вод в водохранилище — $45 \text{ км}^3/\text{год}$, показатель проточности водохранилища R равен 4 годам. При этих значениях параметров продолжительность третьего этапа распреснения вод равна 14 годам (при S_{II} , равном 15‰). Расчет проводился для варианта, когда смешение вод идет до глубины 25 м. Если увеличить приток речных вод в водохранилище (например, из бассейна Северной Двины), то продолжительность третьего этапа распреснения вод значительно сокращается (рис. 53).

9.7. Прогноз дрейфа пленки загрязняющих веществ

В последние десятилетия увеличилось влияние антропогенных загрязняющих веществ на природную среду, в том числе на Мировой океан.

Организация мониторинга загрязнения морей и океанов представляет собой комплексную задачу, которая включает решение многих важных вопросов: наблюдения, оценку и прогноз воздействия на окружающую среду антропогенных факторов, в первую очередь загрязнения [84].

Для обеспечения мониторинга загрязнения разработана специальная система наблюдений за гидрометеорологическими характеристиками, такими, как температура воды, течения, скорость и направление ветра, осадки, атмосферное давление, влажность воздуха и др.

Морская среда загрязняется разными веществами, наиболее распространенными из которых являются нефтепродукты, которые отрицательно сказываются на морской экологической системе.

В последние десятилетия значительно возросла мировая добыча и перевозка нефти морским путем, расширилась добыча нефти на континентальном шельфе. На примере нефтепродуктов можно рассмотреть источники загрязнения и его масштабы для Мирового океана. Из основных источников в море поступает следующее количество нефтепродуктов (в млн. т/год) [278]:

Морские перевозки	2,2
Добыча нефти в открытом море	0,1
Прибрежные нефтеочистительные предприятия	0,2
Промышленные отходы	0,3
Городские сточные воды	0,3
Вынос с водами рек	1,6
Естественное поступление из расположенных под дном месторождений	0,6
Поступление с атмосферными осадками	0,6

Помимо воздействия на экологические системы морской среды, нефтепродукты, находящиеся на поверхности океанов, оказывают непосредственное влияние на гидрометеорологические процессы, протекающие на границе океана и атмосферы (испарение, контактный теплообмен и др.). Прогноз перемещения концентрации нефтепродуктов приобретает особую важность.

В качестве примера рассмотрим модель дрейфа пленки загрязняющей примеси для составления прогноза в случае сброса в море нефти или других загрязняющих веществ при аварии танкеров, аварии на нефтепромыслах на шельфе и т. п. Считается, что дрейф пленки загрязняющей воду примеси происходит под влиянием приливных, дрейфовых течений и «скольжения» пленки под воздействием ветра [13].

Для расчета распространения пленки загрязняющей примеси предложена формула

$$\Delta(x, y) = \sum U_n \Delta t, \quad (121)$$

где $\Delta(x, y)$ — приращение координат центра пятна загрязнения за время Δt ;

$$\begin{aligned} \sum U_n &= U_{\text{др}} + U_{\text{прил}}; \\ U_{\text{др}} &= U_{\text{др. теч}} + U_{\text{др. пл}}; \\ U_{\text{др. пл}} &= kV. \end{aligned}$$

Здесь $U_{\text{прил}}$ — вектор приливного течения; $U_{\text{др. теч}}$ — вектор дрейфового течения; $U_{\text{др. пл}}$ — вектор дрейфа или «скольжения» пленки загрязняющей примеси; k — ветровой коэффициент, получаемый экспериментальным путем, примерно равный 0,043; V — вектор средней скорости ветра за рассматриваемый период. Величина k может изменяться в зависимости от типа загрязняющей примеси. Так, например, для мазута и машинного масла она почти на порядок меньше.

Первоначальное местоположение центра пятна загрязняющей примеси определяется с помощью аэрофотосъемки, судна и т. п. Имея данные о приливном течении и характеристиках ветра, по формуле (121) можно рассчитать или дать прогноз дрейфа пленки загрязняющей примеси.

Заключение

Методы морских прогнозов развиваются по двум направлениям: физико-статистическому и гидродинамическому. Каждое из этих направлений имеет свои достоинства и недостатки и отдать предпочтение какому-либо из них в настоящее время нельзя.

Надежность методов прогнозов разных гидрологических характеристик неодинакова. Например, прогнозы уровня с разной заблаговременностью составляются регулярно и довольно надежно, а прогнозы течений в оперативном порядке не составляются. Разработаны многочисленные методы прогнозов температуры воды, а методов прогноза солености и плотности морской воды практически нет. Одна из наиболее разработанных областей морских прогнозов — ледовые прогнозы. Но степень надежности методов

прогнозов для разных характеристик ледового режима неодинакова. Следует заметить, что все методы прогноза дают, как правило, наибольшие погрешности в экстремальных случаях, т. е. в тех, которые представляют наибольший интерес для потребителей.

Совершенно очевидно, что и физико-статистические, и гидродинамические методы нуждаются в дальнейшем развитии и усовершенствовании.

Необходимо более глубоко выявлять связи между процессами в океане и атмосфере, с тем, чтобы полнее оценить влияние факторов, которые учитываются в статистических уравнениях, и уточнить параметры, входящие в уравнения гидродинамики.

Развитие морских прогнозов непосредственно связано с решением таких проблем океанологии, как: изучение пространственной и временной изменчивости гидрометеорологических элементов разных масштабов; выявление связей между аномалиями процессов в океане и атмосфере изучением физического механизма влаго- и теплообмена и передачи энергии в системе океан—атмосфера; исследованием обмена энергией между полушариями Земли и многих других.

Нуждается в исследовании и механизм связей гелиогеофизических факторов с явлениями в атмосфере и гидросфере. Этот путь дает перспективу разработки сверхдолгосрочных методов прогноза различных гидрогеологических характеристик морей и океанов.

Характерной чертой современного состояния морских прогнозов является быстрое развитие численных методов анализа и прогноза гидрологических характеристик. Широкое использование электронных вычислительных машин позволяет решать сложные задачи, решение которых было недоступно еще несколько лет назад. Например, решается задача объективного анализа гидрологических полей. Если в метеорологии уже имеются методы объективного анализа полей атмосферного давления и других характеристик, то в океанологии такие методы находятся лишь в стадии разработки. Большое значение для дальнейшего развития методов прогнозов имеет создание способов методов преобразования информации.

Для дальнейшего развития как физико-статистических, так и гидродинамических прогнозов нужна гидрометеорологическая информация. Общее количество информации, получаемой с помощью судов, самолетов, спутников, огромно. Но не вся она представляет одинаковую ценность для разработки методов прогнозов. При использовании результатов наблюдений квазисинхронных гидрологических съемок по-прежнему стоит вопрос о разделении временной и пространственной изменчивости. Большую роль в изучении кратковременной изменчивости гидрологических характеристик океана и их прогноза сыграли наблюдения на многосуточных станциях с судов погоды и на полигонах. Проводимые глобальные эксперименты, такие, как ПОЛЭКС, ТРОПЭКС, ПИГАП, ПОЛИМОДЕ, содействуют развитию метеорологии и океанологии, а в том числе — и морских прогнозов. Но помимо экспедиционных наблюде-

ний и сведений, поступающих с попутных судов для обеспечения службы морских прогнозов гидрометеорологической информацией, необходимо создание стационарной сети станций в океанах и морях. Такая задача может быть решена лишь усилиями многих стран. Поэтому ВМО и МОК разработали проект Объединенной глобальной системы океанического обслуживания. Эта система включает наблюдения и распространение данных и готовой продукции.

В настоящее время большую роль играет информация, получаемая с помощью искусственных спутников Земли, и роль этой информации будет непрерывно возрастать.

Сбор информации с помощью всех современных средств (спутников, судов, самолетов, буев, заякоренных платформ и т. д.), обработка и анализ ее с использованием ЭВМ — необходимое условие развития прогнозов. Анализ натуральных данных — первый очень важный этап математического моделирования.

Создание физических моделей взаимодействия океана и атмосферы является наиболее перспективным направлением в развитии морских прогнозов, так как они дадут возможность прогнозировать эволюцию процессов в обеих средах.

Список литературы

01. Абрамов В. А., Захаров В. Ф. К вопросу о взаимосвязи изменений температуры воды в Северной Атлантике и площади полярных льдов.— Труды ААНИИ, 1981, т. 372, с. 5—17.

2. Абузяров З. К. Метод расчета полей волнения в северной части Атлантического океана.— Труды ЦИП, 1966, вып. 156, с. 3—30.

3. Абузяров З. К. Прогноз толщины слоя волнового перемешивания.— Труды Гидрометцентра СССР, 1975, вып. 161, с. 56—63.

4. Абузяров З. К. Прогноз толщины изотермического слоя океана в период охлаждения.— Труды Гидрометцентра СССР, 1976, вып. 182, с. 63—70.

5. Абузяров З. К. Морское волнение и его прогнозирование.— Л.: Гидрометеиздат, 1981.— 166 с.

6. Абузяров З. К., Шамраев Ю. И. Морские гидрологические информации и прогнозы.— Л.: Гидрометеиздат, 1974.— 219 с.

7. Аксенов А. А. Предстоящие изменения в гидрологическом режиме Азовского моря.— Труды ГОИН, 1955, вып. 20, с. 27—59.

08. Алексеев Г. В. Гидрометеорологический процесс как сумма детерминированных возмущений и случайных флуктуаций.— Труды ААНИИ, 1975, вып. 321, с. 106—111.

9. Алексеев Г. В., Николаев Ю. В. К проблеме предсказуемости в долгосрочных прогнозах погоды.— Метеорология и гидрология, 1979, № 5, с. 16—21.

10. Алемасов Б. Е. Возможности прогнозирования уловов сельди в Норвежском желобе Северного моря в зависимости от синоптических условий.— Труды АтлантНИРО, 1969, вып. 1, с. 134—167.

11. Андрищенко В. И. Приемы практического прогнозирования уровня в районе бара р. Колымы.— Труды ААНИИ, 1972, т. 306, с. 227—228.

12. Андрищенко В. И. О возможности применения периодограмм анализа для прогноза непериодических колебаний уровня.— Труды ААНИИ, 1976, т. 319, с. 145—148.

13. Аникеев В. В., Урбанович М. Ю. К вопросу прогноза дрейфа пленки, загрязняющих примесей.— Труды ДВНИИ, 1980, в. 92, с. 40—41.

14. Антонов А. Е. Приемы сверхдолгосрочного прогнозирования солёности в придонном слое Балтийского моря.— Труды ГОИН, 1982, вып. 157, с. 67—71.

15. Аполлов Б. А., Алексеева К. И. Прогноз уровня Каспийского моря.— Труды Океанограф. комиссии АН СССР, 1959, т. 5, с. 63—78.

16. Аппель И. Л., Гудкович З. М. Численная модель перераспределения ледяного покрова в летний период.— Труды ААНИИ, 1977, т. 346, с. 4—28.

17. Арикайнеи А. И. Количественная оценка роли атмосферных процессов в формировании Чукотской заприпайной прогалины в июне.— Труды ААНИИ, 1976, т. 320, с. 105—116.

18. Арикайнен А. И. Использование средневзвешенных критериев для прогноза Чукотской заприпайной прогалины.— Труды ААНИИ, вып. 372, 1981, с. 69—72.

19. Багров Н. А. Аналитическое представление полей.— Труды ЦИП, 1958, вып. 64, с. 3—25.

20. Багров Н. А. Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих.— Труды ЦИП, 1959, вып. 74, с. 3—24.

21. Багров Н. А. О возможных подходах к решению задачи прогноза.— Труды ЦИП, 1962, вып. 116, с. 3—12.

22. Белинский Н. А. Опыт установления индекса циркуляции атмосферы.— Труды НИУ ГУГМС, 1946, сер. 5, вып. 14, с. 3—130.

23. Белинский Н. А. Морские гидрометеорологические информации и прогнозы.— Л.: Гидрометеоздат, 1956.— 254 с.

24. Белинский Н. А. Использование некоторых особенностей атмосферных процессов для долгосрочных прогнозов.— Л.: Гидрометеоздат, 1957.— 203 с.

25. Белинский Н. А., Глаголева М. Г. Метод изучения и расчетов неперiodических течений в море.— Метеорология и гидрология, 1960, № 3, с. 18—25.

26. Белинский Н. А., Глаголева М. Г. Установление зависимостей для расчетов и прогнозов неперiodических течений, колебаний уровня и распределения температуры воды по вертикали.— Методическое письмо ЦИП, № 1, М., Гидрометеоздат, 1960.— 35 с.

27. Белинский Н. А., Глаголева М. Г. Метод расчета температуры воды в верхнем слое в теплую часть года.— Метеорология и гидрология, 1963, № 6, с. 18—24.

28. Белинский Н. А., Глаголева М. А., Скриптунова Л. И. Расчет распределения температуры воды по вертикали.— Метеорология и гидрология, 1963, № 6, с. 18—24.

29. Белинский Н. А., Калинин Г. П. О прогнозах колебаний уровня Каспийского моря.— Труды НИУ ГУГМС, 1946, серия IV, вып. 37, с. 3—18.

30. Бельский Н. И. Синоптические условия ленинградских наводнений.— Труды ГОИН, 1954, вып. 27 (39), с. 43—80.

31. Борисенков Е. П. О физическом обосновании гидрометеорологических комплексов, обуславливающих обледенение судов.— В кн.: Гидрометеорологические условия обледенения судов. Л., 1969, с. 7—20.

32. Борисенков Е. П., Коврова А. М., Панов В. В. О гидрометеорологических комплексах, обуславливающих обледенение морских судов.— В кн.: Гидрометеорологические условия обледенения судов. Л., 1969, с. 70—75.

33. Борисенков Е. П., Трешников А. Ф. О роли полярных районов в проблеме глобальных исследований циркуляции атмосферы и океана.— Труды ААНИИ, 1970, т. 290, с. 3—21.

34. Бортник В. Н. Современные антропогенные изменения уровня и солености Аральского моря.— Метеорология и гидрология, 1977, № 9, с. 51—55.

35. Брянцев В. А., Яковлев В. Н. О возможности краткосрочного прогноза границ водных масс (по данным 15-суточной станции 40° 40' с. ш., 66° 49,8' з. д. 16—30 октября 1964 г.).— Труды АтлантНИРО, 1970, вып. 27, с. 15—26.

36. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности.— Л.: Гидрометеоздат, 1956.— 25 с.

37. Булгаков Н. П. Конвекция в океане.— М.: Наука, 1975.— 272 с.
38. Валерианова М. А. Изменчивость температуры воды в Северной Атлантике при разных типах атмосферной циркуляции.— Труды ЛГМИ, 1965, вып. 20, с. 37—42.
39. Вангенгейм Г. Я. Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики.— Труды ААНИИ, 1952, т. 34, 314 с.
40. Васильев К. П. Способ предвычисления течений в Керченском проливе.— Труды ЦИП, 1949, вып. 14 (41), с. 38—44.
41. Васильев К. П. Наивыгоднейшие пути плавания судов в морях и океанах в зависимости от заданных гидрометеорологических условий.— Л.: Гидрометеиздат, 1972.— 132 с.
42. Васильев К. П. Методическое пособие по составлению прогноза тумана. Гидрометцентр СССР. Л., Гидрометеиздат, 1980.— 60 с.
43. Васильев К. П., Глаголева М. Г. Расчет дрейфа льда.— Труды ЦИП, 1948, вып. 3 (30), с. 27—37.
44. Визе В. Ю. Об аномалиях температуры поверхностного слоя воды в Баренцевом море.— В кн.: Исследования морей СССР. 1928, с. 35—60.
45. Визе В. Ю. Основы методов долгосрочных ледовых прогнозов арктических морей.— Труды АНИИ, 1944, т. 190.— 274 с.
46. Виттельс Л. А. Интенсивность атмосферной циркуляции в Арктике и солнечная активность.— Метеорология и гидрология, 1946, № 6, с. 25—33.
47. Волков Н. А., Гудкович З. М., Кириллов А. А. и др. Основные итоги и задачи разработки методики долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей.— Проблемы Арктики и Антарктики, 1970, вып. 36—37, с. 86—106.
48. Волков Н. А., Слепцов-Шевлевич Б. А. О цикличности в колебаниях ледовитости арктических морей.— Труды ААНИИ, 1971, т. 303, с. 5—35.
49. Вялов Ю. А. Расчет колебаний потоков вод и перемещений сельди в зависимости от синоптической обстановки.— Труды АтлантНИРО, 1969, вып. 1, с. 23—31.
50. Гаврилин Б. М., Монин А. С. Модель долгосрочных взаимодействий океана и атмосферы.— ДАН СССР, 1967, т. 176, № 4, с. 822—825.
51. Гетман И. Ф. Опыт использования гидродинамической модели для расчетов сгонов и нагонов в Северном Каспии.— Труды Гидрометцентра СССР, 1981, вып. 241, с. 40—48.
52. Глаголева М. Г. Аналитическое представление распределения гидрометеорологических элементов с помощью естественных ортогональных составляющих.— Труды ЦИП, 1965, вып. 142, с. 33—39.
53. Глаголева М. Г. О возможности прогноза распределения температуры воды по площади.— Труды Гидрометцентра СССР, 1969, вып. 51, с. 75—83.
54. Глаголева М. Г., Саускан Е. М., Тютнев Я. А. Метод прогноза температуры воды у юго-западного побережья о. Сахалин.— Труды ЦИП, 1957, вып. 57, с. 98—131.
55. Глаголева М. Г., Скриптунова Л. И. Установление зависимостей для расчета и прогноза распределения температуры воды по вертикали.— Методическое письмо ЦИП, № 2, М., Гидрометеиздат, 1964.— 67 с.
56. Глаголева М. Г. Расчет адвективных изменений температуры воды.— Труды Гидрометцентра СССР, 1980, вып. 229, с. 57—62.

57. Глаголева М. Г., Скриптунова Л. И. Прогноз температуры воды в океане.— Л.: Гидрометеиздат, 1979.— 168 с.

58. Грузинов В. М. Фронтальные зоны Мирового океана.— Труды ГОИН, 1975, вып. 123.— 198 с.

59. Гудкович З. М. Связь дрейфа льдов в Арктическом бассейне с ледовыми условиями в советских арктических морях.— Труды Океаногр. комиссии АН СССР, 1961, т. II, с. 13—20.

60. Гудкович З. М. Об основных закономерностях дрейфа льдов в Центральном полярном бассейне.— Материалы конференции по проблеме «Взаимодействие атмосферы и гидросферы в северной части Атлантического океана», вып. 3—4, Л., 1961, с. 75—88.

61. Гудкович З. М., Романов М. А. Метод расчета распределения мощности льдов в арктических морях в зимний период.— Труды ААНИИ, 1970, т. 292, с. 4—48.

62. Гудкович З. М., Саруханян Э. И., Смирнов Н. П. Барический «полюсный прилив» и его влияние на ледовитость арктических морей.— Океанология, 1970, т. 10, вып. 3, с. 426—437.

63. Давидан Н. Н., Дженюк С. Л., Пасечник Т. А., Рожков В. А. Расчет спектральных характеристик ветрового волнения на основе численных и аналитических решений уравнения баланса волновой энергии в спектральной форме.— Морские гидрофизические исследования, 1975, вып. 4, с. 73—82.

64. Джеймс Р. Прогноз термической структуры океана.— Пер. с англ.— Л.: Гидрометеиздат, 1971.— 159 с.

65. Доронин Ю. П. Тепловое взаимодействие атмосферы и гидросферы в Арктике.— Л.: Гидрометеиздат, 1969.— 299 с.

66. Доронин Ю. П. К методике расчета сплоченности и дрейфа льдов.— Труды ААНИИ, 1970, т. 291, с. 5—17.

67. Доронин Ю. П., Сметанникова А. В. Метод расчета некоторых гидрологических элементов поверхностного слоя в осенний период.— Труды ААНИИ, 1966, т. 277, с. 108—127.

68. Дрогайцев Д. А. Долгосрочные гидрометеорологические прогнозы на основе учета колебаний температуры.— Л.: Гидрометеиздат, 1959.— 91 с.

69. Дрыгина И. А., Саруханян Э. И., Смирнов Н. П. Об использовании компонентного анализа при разработке методики долгосрочного прогноза ледовитости арктических морей.— Труды ААНИИ 1977, т. 341, с. 119—142.

70. Дуванин А. И. Изменчивость течений в связи с колебаниями интенсивности циркуляции атмосферы в северной части Атлантического океана.— Метеорология и гидрология, 1949, № 2, с. 131—136.

71. Дуванин А. И. Приливы в море.— Л.: Гидрометеиздат, 1959.— 91 с.

72. Дуванин А. И. О модели взаимодействия между макропроцессами в океане и атмосфере.— Океанология, 1968, т. 8, вып. 4, с. 629—637.

73. Дуванин А. И. Прогнозирование в физической океанологии в условиях научно-технического прогресса.— Вестник МГУ, 1971, № 4, с. 9—20.

74. Жуков Л. А. Приближенный расчет температуры деятельного слоя моря.— Труды Океанограф. комиссии АН СССР, 1960, т. 10, с. 50—60.

75. Зайков Б. Д. Водный баланс Каспийского моря.— Труды НИУ ГУГМС, 1941, сер. 8, вып. 1, с. 167—177.

76. Захаров В. Ф. Ледовая оппозиция.— Труды ААНИИ, 1976, т. 320, с. 147—152.

77. Захаров В. Ф. Многолетние изменения площади ледяного покрова в Северном Ледовитом океане.— Труды ААНИИ, 1976, т. 320, с. 143—146.

78. Захаров В. Ф. Льды Арктики и современные природные процессы.— Л.: Гидрометеиздат, 1981.— 136 с.
79. Захарченко Е. Н. Прогноз солености придонного горизонта Рижского залива.— Метеорология и гидрология, 1982, № 3, с. 65—73.
80. Зверев А. А. Морские гидрологические прогнозы.— Л.: Морской транспорт, 1961.— 291 с.
81. Зорина В. А. О связи уровня Балтийского моря с полем атмосферного давления.— Труды Гидрометцентра СССР, 1973, вып. 127, с. 47—50.
82. Зубов Н. Н. Морские воды и льды.— М.—Л.: Гидрометеиздат, 1938.— 453 с.
83. Ижевский Г. К. Океанологические основы формирования промысловой продуктивности морей.— Прищепромиздат, 1961.— 216 с.
84. Израэль Ю. А., Гасилина Н. К., Ровинский Ф. А., Филлипов Л. М. Осуществление в СССР системы мониторинга загрязнения природной среды.— Гидрометеиздат, 1978.— 115 с.
85. Истошин Ю. В. Температура воды Японского моря и возможность ее прогноза.— Труды Океанограф. комиссии АН СССР, 1960, т. 7, с. 52—97.
86. Калацкий В. И. Моделирование вертикальной термической структуры деятельного слоя океана.— Л.: Гидрометеиздат, 1978.— 213 с.
87. Калинин Г. П. Прогноз уровня Каспийского моря.— Труды НИУ ГУГМС, 1941, сер. 8, вып. 1, с. 177—186.
88. Калинин Г. Т., Смирнова К. И., Шереметевская О. И. Воднобалансовые расчеты будущих уровней Каспийского моря.— Метеорология и гидрология, 1968, № 9, с. 45—52.
89. Кан С. И. Метод краткосрочного прогноза уровня северной части Каспийского моря.— Труды ЦИП, 1948, вып. 3 (30), с. 3—50.
90. Кан С. Л., Тютнев Я. А., Лахтин И. Л., Щеголева Е. Н. О возможности использования карт барической топографии АТ₅₀₀ для долгосрочных ледовых прогнозов на неарктических морях.— Труды Гидрометцентра СССР, 1967, вып. 3, с. 86—91.
91. Каракаш А. И. Метод прогноза температуры воды в Баренцевом море.— Труды ЦИП, 1957, вып. 57, с. 3—59.
92. Каракаш А. И. Некоторые особенности гидрологического режима экваториальной зоны Атлантического океана.— Метеорология и гидрология, 1963, № 2, с. 22—26.
93. Каракаш А. И. Ледовые прогнозы на неарктических морях СССР.— Труды Гидрометцентра СССР, 1969, вып. 51, с. 101—119.
94. Каракаш А. И. О возможности сверхдолгосрочного предсказания температуры поверхностного слоя воды в океане.— Труды Гидрометцентра СССР, 1978, вып. 194, с. 31—36.
95. Каракаш А. И., Юшак Т. Ф. О долгосрочных ледовых прогнозах.— Труды ЦИП, 1966, вып. 156, с. 89—98.
96. Качурин Л. Г., Гашин Л. И., Смирнов И. А. Численная оценка интенсивности обледенения судов типа СРТ и РС.— Технология судостроения, 1971, № 6, с. 113—116.
97. Кац А. Л. Квазидвухлетняя цикличность и макромасштабное взаимодействие океан—атмосфера.— Метеорология и гидрология, 1971, № 7, с. 10—19.
98. Кириллов А. А., Ковалев Е. Г., Спичкин В. А. Изменчивость ледовых условий в арктических морях и принципы их долгосрочного прогнозирования.— Труды ААНИИ, 1979, вып. 363, с. 5—20.

99. Кириллов А. А., Спичкин В. А., Беленькая С. С. Прогнозирование толщины припая на весенний период.—Труды ААНИИ, 1976, вып. 320, с. 27—46.

100. Ковалев Е. Г. Использование пространственно-временной структуры ледовитости арктических морей для долгосрочного ее прогнозирования.—Труды ААНИИ, 1977, т. 346, с. 55—60.

101. Ковалев Е. Г. Результаты использования циклических колебаний в сверхдолгосрочных прогнозах.—Труды ААНИИ, 1979, т. 363, с. 63—66.

102. Ковалев Е. Г., Николаев Ю. В. Применение дискриминантного анализа для долгосрочного прогноза ледовитости арктических морей.—Труды ААНИИ, 1976, т. 320, с. 4—26.

103. Ковалев Е. Г., Николаев Ю. В., Прямыков С. Л. Автоматизация поиска оптимальных предсказателей и построения прогностических схем.—Труды ААНИИ, 1981, т. 372, с. 44—52.

104. Кондратович К. В. Долгосрочные гидрометеорологические прогнозы в Северной Атлантике.—Л.: Гидрометеоиздат, 1977.—183 с.

105. Константинов К. Г. Влияние температуры воды на сырьевую базу тралового лова в Баренцевом море.—Вопросы ихтиологии, 1964, т. 4, вып. 2(31), с. 267—269.

106. Копытов В. И., Яковлев В. Н. О фоновом прогнозировании температуры придонных слоев воды и промысле сельди и скумбрии в Английском канале.—Труды АтлантНИРО, 1971, вып. 33, с. 32—31.

107. Корт В. Г. О крупномасштабном взаимодействии океана и атмосферы.—Океанология, 1970, т. 10, вып. 2, с. 222—239.

108. Корт В. Г. Крупномасштабное взаимодействие вод Северной Атлантики с атмосферой.—Океанология, 1976, т. 16, вып. 4, с. 565—570.

109. Краснопевцев А. Ю., Виноградова К. Г., Кузьмина Н. П. О пространственной изменчивости поля температуры в поверхностном слое океана.—В кн.: Мезомасштабная изменчивость поля температуры в океане. М., 1977, с. 6—32.

110. Красюк В. С. Расчет некоторых характеристик термической структуры верхнего слоя океана.—Научные труды Обнинского отдела ВГО, 1968, вып. 1, с. 2, с. 51—59.

111. Красюк В. С. О расчете полей ветра и волнения.—Труды Гидрометцентра СССР, 1971, вып. 83, с. 21—28.

112. Красюк В. С., Саускан Е. М. К расчету скорости ветровых течений в океане.—Метеорология и гидрология, 1970, № 9, с. 68—74.

113. Красюк В. С., Шерешетевская О. И. Приток солнечного тепла на поверхность океана.—Метеорология и гидрология, 1963, № 7, с. 8—24.

114. Крицкий С. Н., Коренистов Д. В., Раткович Д. А. Колебания уровня Каспийского моря.—Л.: Наука, 1975.—157 с.

115. Крицкий С. Н., Менкель М. Ф. О колебаниях уровня замкнутых водоемов.—Метеорология и гидрология, 1964, № 7, с. 32—36.

116. Круглов А. А. Прогноз ледовых условий на Азовском море.—Труды Гидрометцентра СССР, 1978, вып. 194, с. 75—86.

117. Крутских Б. А. Комплексный метод прогноза сгонно-нагонных колебаний уровня моря (на примере бюро р. Колымы).—Труды ААНИИ, 1963, т. 264, с. 18—30.

118. Крутских Б. А. Особенности ледообразования в арктических морях.—Труды ААНИИ, 1970, т. 292, с. 106—117.

119. Крутских Б. А. Основные закономерности изменчивости режима арктических морей в естественных гидрологических периодах.— Л.: Гидрометеоздат, 1978.— 90 с.

120. Крылов Ю. М. Физическая модель формирования длиннопериодных колебаний в поле ветровых волн.— Труды Союзморниипроекта, 1979, № 52, с. 52—65.

121. Крылов Ю. М., Стрекалов С. С., Цыплухин В. Ф. Ветровые волны и их воздействие на сооружения.— Л.: Гидрометеоздат, 1976.— 256 с.

122. Кудрявая К. И. Морские гидрологические прогнозы.— Л.: Гидрометеоздат, 1951.— 276 с.

123. Кудрявая К. И., Серяков Е. И., Скриптунова Л. И. Морские гидрологические прогнозы.— Л.: Гидрометеоздат, 1974.— 310 с.

124. Кудрявцев Н. Ф. Стационарная модель для расчета течений в море по полю ветровых волн на его поверхности.— Труды ААНИИ, 1972, т. 306, с. 129—137.

125. Куприянова Н. Г., Фрейдзон А. И. О прогнозе сейшевых подъемов уровня воды в устье р. Невы.— Сб. работ Ленинградской ГМО, 1977, вып. 9, с. 146—153.

126. Кутало А. К. Гидродинамические основы устойчивости вертикальных структур гидрологических полей океана.— Труды Гидрометцентра СССР, 1978, вып. 200, с. 45—53.

127. Лебедев А. А., Уралов Н. С. Опыт расчета ледовитости моря по составляющим ледового баланса (на примере Восточно-Гренландского ледяного пояса).— Труды ААНИИ, 1976, т. 320, с. 65—82.

128. Лебедев А. А., Уралов Н. С. К вопросу о ледовом балансе Гренландского моря.— Труды ААНИИ, 1977, т. 341, с. 43—52.

129. Левасту Т., Хела И. Промысловая океанография. Пер. с англ.— Л.: Гидрометеоздат, 1974.— 295 с.

130. Линейкин П. С. Основные вопросы динамической теории бароклинного слоя моря.— Л.: Гидрометеоздат, 1957.— 139 с.

131. Ломакин А. Ф., Рассадников Ю. А. Адаптивная регрессионная схема краткосрочного прогноза температуры поверхности океана.— Труды ДВНИГМИ, 1980, вып. 80, с. 62—71.

132. Лупачев Ю. В. Возможные изменения гидрологического режима в морском заливе при его отделении от моря дамбой.— Труды ГОИН, 1980, вып. 159, с. 54—70.

133. Максимов И. В. Геофизические силы и воды океана.— Л.: Гидрометеоздат, 1970.— 447 с.

134. Максимов И. В., Смирнов И. П. Генетический метод прогноза многолетних климатических характеристик в океане на примере прогноза температуры воды в Фереро-Шетландском проливе.— Труды ПИНРО, 1967, вып. 57, с. 60—81.

135. Марчук Г. И. Численные решения задач динамики атмосферы и океана.— Л.: Гидрометеоздат, 1974.— 308 с.

136. Марчук Г. И., Мусаелян Ш. А. Способы расчета вариаций полного потока лучистой энергии в целях долгосрочного прогноза крупномасштабных метеорологических полей.— Метеорология и гидрология, 1974, № 8, с. 10—16.

137. Марчук Г. И., Скиба Ю. Н. Численный расчет сопряженной задачи для модели термического взаимодействия атмосферы с океаном и континентами.— Изв. АН СССР, ФАО, 1976, т. 12, № 5, с. 459—469.

138. Марютин Т. П. Уравнение прогноза нагонных и сгонных уровней в дельте Северной Двины.—Труды ГГИ, 1941, сер. 5, вып. 1, с. 108—116.

139. Методические указания по предупреждению угрозы обледенения судов. Л., ААНИИ, 1972.— 83 с.

140. Милейко Г. Н. Расчет потерь тепла поверхностью Баренцева моря для определения температуры воды и кромки льда.—Труды ЦИП, 1957, вып. 57, с. 60—82.

141. Милейко Г. Н. Метод расчета температуры воды в северных районах Атлантического и Тихого океанов в холодную часть года.—Труды ЦИП, 1966, вып. 156, с. 66—75.

142. Милейко Г. Н. Прогноз температуры воды в океане.—Труды Гидрометцентра СССР, 1968, вып. 34, с. 34—41.

143. Миропольский Ю. З. Нестационарная модель слоя конвективно-ветрового перемешивания в океане.—Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана, 1970, т. 6, № 12, с. 1284—1302.

144. Монин А. С. Прогноз погоды как задача физики.—М.: Наука, 1969.— 184 с.

145. Монин А. С., Каменкович В. М., Корт В. Г. Изменчивость Мирового океана.—Л.: Гидрометеиздат, 1974.— 257 с.

146. Москаль Т. Н. Максимальное теплосодержание деятельного слоя Баренцева моря как показатель будущих гидрометеорологических процессов.—Труды ААНИИ, 1979, т. 363, с. 66—80.

147. Мусаелян Ш. А. Проблемы параметризации процесса передачи лучистой энергии Солнца системе океан—атмосфера и долгосрочный прогноз.—Метеорология и гидрология, 1974, № 10, с. 9—21.

148. Мустафин Н. В. Методика прогноза сгонно-нагонных колебаний уровня для арктических морей.—Труды ЦИП, 1965, вып. 142, с. 86—92.

149. Наставление по службе прогнозов. Разд. 3, ч. III, Гидрометеиздат, 1975.

150. Нестеров Е. С. О возможности применения метода Цикунова для расчета толщины квазиоднородного слоя океана.—Труды Гидрометцентра СССР, 1975, вып. 19, с. 54—60.

151. Нестеров Е. С. О прогнозе толщины однородного слоя океана на 3—5 суток.—Труды Гидрометцентра СССР, 1975, вып. 161, с. 50—54.

152. Нестеров Е. С. Численный прогноз термических характеристик верхнего слоя океана в Северной Атлантике.—Труды Гидрометцентра СССР, 1978, вып. 200, с. 22—29.

153. Нестеров Е. С. Об одном механизме формирования крупномасштабных аномалий температуры воды в океане.—Метеорология и гидрология, 1981, № 1, с. 66—71.

154. Никифоров Е. Г. О связи ветрового течения с ветровым волнением.—Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1956, № 12, с. 1450—1460.

155. Никифоров Е. Г., Блинов Н. И., Барышева Г. Б., Кочетов С. В. Метод расчета полей среднемесячных и среднесезонных течений в окранных арктических морях и прилегающей части арктического бассейна.—Труды ААНИИ, 1970, т. 293, с. 17—48.

156. Никифоров Е. Г., Гудкович З. М., Ефимов Ю. Н., Романов М. А. Основы методики расчета перераспределения льда в арктических морях в навигационный период под воздействием ветра.—Труды ААНИИ, 1967, т. 257, с. 5—25.

157. Никифоров П. П. Методика краткосрочных прогнозов сроков появления льда и замерзания Таганрогского залива (Азовское море).—Труды ЦИП, 1949, вып. 14 (41), с. 3—16.

158. Никифоров Е. Г., Тимохов Л. А. Некоторые проблемы динамики ледяного покрова.—Труды ААНИИ, 1974, т. 316, с. 4—17.
159. Никифорова Н. А. Прогноз опасных подъемов уровня воды в Таганрогском заливе.—Труды Гидрометцентра СССР, 1975, вып. 161, с. 134—138.
160. Николаев С. Г. Долгосрочный прогноз ледовых условий на Балтийском море.—Труды Гидрометцентра СССР, 1976, вып. 182, с. 114—124.
161. Николаев Ю. В. Преобразование информации в приложении к задачам гидрометеорологии.—Л.: Гидрометеиздат, 1969.— 64 с.
162. Николаев Ю. В. Численные методы обработки и анализа океанологической информации.—Л.: Изд. ЛГМИ, 1973.— 75 с.
163. Николаев Ю. В. Роль крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в формировании аномалий погоды.—Гидрометеиздат, 1981.— 50 с.
164. Николаев Ю. В., Саруханян Э. И. Применение метода главных компонент в изучении многолетних колебаний ледовитости арктических морей.—Труды ААНИИ, 1973, т. 307, с. 103—111.
165. Николаева А. Я., Шестериков Н. П. Метод расчета ледовых условий (на примере моря Лаптевых).—Труды ААНИИ, 1970, т. 292, с. 143—216.
166. Овсиенко С. Н. Расчет сгонно-нагонных колебаний уровня Азовского моря.—Труды Гидрометцентра СССР, 1972, вып. 60, с. 55—58.
167. Овсиенко С. Н. О применении метода частиц в ячейках для численного моделирования дрейфа льда.—Труды Гидрометцентра СССР, 1978, вып. 200, с. 64—69.
168. Панов В. В. Об анализе формирования температуры деятельного слоя моря в юго-западной части Карского моря методом приближенного расчета.—Труды ААНИИ, 1963, т. 248, с. 8—24.
169. Панфилова С. Г. Сезонные изменения температуры поверхностных вод Мирового океана.—Океанология, 1972, т. 12, вып. 3, с. 394—406.
170. Пасторс А. А. Ледовитость Рижского залива.—Изд. УГМС ЛатвССР, 1965.— 26 с.
171. Потайчук М. С. Изменения температурного режима Северного Каспия при падении и повышении уровня моря.—Труды ГОИН, 1978, вып. 139, с. 65—71.
172. Потанин В. А. Нагонные повышения уровня в порту Онега на Белом море и их прогнозирование.—Труды ЦИП, 1965, вып. 142, с. 93—94.
173. Реснянский Ю. Д. Взаимосвязанные температурные колебания в системе пограничных слоев океана и атмосферы.—Метеорология и гидрология, 1975, № 8, с. 56—64.
174. Руководство по расчету наимыгоднейших путей плавания судов на морях и океанах. Л., Гидрометеиздат, 1976.— 159 с.
175. Руководство по расчету параметров ветровых волн. Гидрометеиздат, 1969.
176. Рыбак Б. Х. К расчету штормовых нагонов в Белом море.—Труды Гидрометцентра СССР, 1969, вып. 51, с. 54—63.
177. Рыбак Б. Х. Расчет уровня и горизонтальной циркуляции вод Черного моря.—Труды Гидрометцентра СССР, 1973, вып. 127, с. 24—32.
178. Рыбак Б. Х. Расчет штормовых изменений уровня Балтийского моря. Труды Гидрометцентра СССР, 1978, вып. 200, с. 54—63.
179. Сазонов Б. И. Высотные барические образования и солнечная активность.—Л.: Гидрометеиздат, 1964.— 131 с.
180. Самойленко В. С. Ближайшее будущее Азовского моря.—Труды ГОИН, 1947, вып. 3 (15), с. 43—99.

181. Самойленко В. С. О предстоящих изменениях температурного режима Аральского моря.— Труды ГОИН, 1955, вып. 20, с. 192—222.
182. Самойленко В. С. Океан под воздействием ветра и Солнца.— Океанология, 1970, т. 10, вып. 1, с. 3—20.
183. Санцевич Т. И. К методике долгосрочного гидрометеорологического прогноза Арктики.— Труды ААНИИ, 1970, т. 292, с. 49—86.
184. Саркисян А. С. Численный анализ и прогноз морских течений.— Л.: Гидрометеоздат, 1977.— 182 с.
185. Саркисян А. С., Семенов Е. В., Аллаhverдова Т. С. Модель краткосрочного гидродинамического прогноза течений.— Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана, 1980, т. 16, № 9, с. 939—946.
186. Саруханян Э. И., Смирнов Н. П. О роли планетарных сил в изменении ледовитости арктических морей.— Труды ААНИИ, 1970, вып. 292, с. 122—127.
187. Саускан Е. М. Метод уточнения весенних ледовых прогнозов для южных морей.— Труды ЦИП, 1948, вып. 3 (30), с. 62—73.
188. Саускан Е. М. Прогноз осенних ледовых явлений на Беринговом море.— Труды ЦИП, 1958, вып. 76, с. 81—89.
189. Саускан Е. М. Расчет сроков появления льда в открытой части Охотского моря.— Труды ЦИП, 1958, вып. 76, с. 81—89.
190. Саускан Е. М. Изменчивость течений в Атлантическом океане и возможность их расчета.— Труды Гидрометцентра СССР, 1967, вып. 3, с. 21—31.
191. Саускан Е. М. Прогноз ледовых условий на Белом море с заблаговременностью несколько месяцев.— Труды Гидрометцентра СССР, 1975, вып. 161, с. 98—100.
192. Серяков Е. И. Долгосрочные прогнозы тепловых процессов в Северной Атлантике.— Л.: Гидрометеоздат, 1979.— 165 с.
193. Серяков Е. И., Титов Ю. Э. Формирование аномалий полей температуры воды поверхностного слоя в Северной Атлантике.— Труды ПИПРО, 1978, вып. 40, с. 84—88.
194. Симонов А. И., Родионов Н. А., Затучная Б. М. Расчет будущей солености Азовского моря и Северного Каспия.— Метеорология и гидрология, 1966, № 4, с. 19—25.
195. Синоптические вихри в океане. Под ред. Б. А. Нелепо. Киев, Наукова думка, 1980.— 288 с.
196. Сиротов К. М., Дженюк С. Л. Прогнозы волн зыби по ее типовым полям.— Метеорология и гидрология, 1977, № 9, с. 46—50.
197. Сиротов К. М., Сетт Л. С. Кривизна воздушных потоков и ветровые волны в океане.— Труды Гидрометцентра СССР, 1971, вып. 83, с. 29—83.
198. Скриптунов Н. А. Течения в Невской губе в ледовый период и их расчет.— Сб. работ Ленинградской ГМО, 1977, вып. 9, с. 107—145.
199. Скриптунов Н. А., Ермак К. И., Иоселев Я. Х. и др. Гидрология устьевого области р. Невы.— М.: Гидрометеоздат, 1965.— 383 с.
200. Скриптунова Л. И. О расчетах температуры воды в Северной Атлантике в холодную часть года.— Метеорология и гидрология, 1958, № 2, с. 17—23.
201. Скриптунова Л. И. Об использовании естественных составляющих для прогноза температуры воды в океане.— Труды Гидрометцентра СССР, 1968, вып. 34, с. 48—52.
202. Скриптунова Л. И. Расчет и прогноз температуры воды в районе

корабля погоды «М» в Норвежском море.— Труды Гидрометцентра СССР, 1971, вып. 83, с. 58—62.

203. Скриптунова Л. И. Прогноз средней пятидневной температуры воды на поверхности Северной Атлантики в теплую часть года.— Труды Гидрометцентра СССР, 1973, вып. 127, с. 87—94.

204. Скриптунова Л. И. Об учете влияния потоков тепла через поверхность океана при прогнозировании температуры воды.— Труды Гидрометцентра СССР, 1975, вып. 161, с. 64—68.

205. Скриптунова Л. И. Краткосрочный прогноз температуры воды в Атлантическом океане.— Труды Гидрометцентра СССР, 1978, вып. 200, с. 30—36.

206. Скриптунова Л. И. Влияние термических и динамических факторов на изменение температуры воды в океане.— Труды Гидрометцентра СССР, 1980, вып. 229, с. 63—68.

207. Скриптунова Л. И., Павлов А. Ю. Прогноз температуры воды в районах судов погоды в Атлантическом океане.— Труды Гидрометцентра СССР, 1980, вып. 221, с. 14—19.

208. Смирнова К. И. Влияние неперiodических течений на изменения температуры воды.— Труды ЦИП, 1966, вып. 156, с. 39—46.

209. Смирнова К. И. Водный баланс и долгосрочный прогноз уровня Каспийского моря.— Труды Гидрометцентра СССР, 1972, вып. 94.—123 с.

210. Соколов А. А. Защита Ленинграда от наводнений.— Изв. ВГО, 1980, № 6, с. 484—488.

211. Соколов А. Л., Горбунов Ю. А. Некоторые принципы методики краткосрочных прогнозов распределения льдов.— Проблемы Арктики и Антарктики, 1967, вып. 27, с. 74—81.

212. Соловьев С. Л. Проблема цунами и ее значение для Камчатки и Курильских островов.— В кн.: Проблема цунами, 1968.

213. Соркина А. И. Сезонные и межгодовые колебания интенсивности подъема глубинных вод у северо-западных берегов Африки в связи с особенностями режима пассатов.— Труды ГОИН, 1974, вып. 120, с. 76—99.

214. Соркина А. И. Зависимость температуры воды в северной части Тихого океана от интенсивности и положений центров действия атмосферы.— Океанологические исследования, 1974, № 24, с. 169—197.

215. Соскин И. М. Уровень Каспия и солнечная активность.— Труды ГГО, 1959, вып. 89, с. 72—82.

216. Соскин И. М. Эмпирические зависимости для расчета ветровых течений.— Труды ГОИН, 1962, вып. 70, с. 3—27.

217. Соскин И. М., Смирнова А. И., Кузнецов В. И., Ерофеева Е. С. Характеристика изменчивости суммарной теплоотдачи Северной Атлантики и некоторые вопросы взаимосвязи ее с температурой воды.— Труды ГОИН, 1976, вып. 131, с. 3—28.

218. Спичкин В. А. О механизме взлома припая.— Труды ААНИИ, 1961, т. 256, с. 12—27.

219. Стрекалов С. С., Душнов Б. А. Метод расчета сейшевых колебаний, вызывающих явление «тяги» в порту.— Труды Союзморниипроекта, 1979, № 52, с. 84—92.

220. Сутырин Г. Г. О развитии циклонического вихря в стратифицированном океане под действием неподвижного тропического циклона.— Океанология, 1981, т. 21, вып. 1, с. 12—17.

221. Суховой В. Ф. Изменчивость гидрологических условий Атлантического океана.— Киев: Наукова думка, 1977.— 214 с.

222. Тарбеев Ю. В. Роль ветра в процессах разрушения припая.— Труды Океанограф. комиссии АН СССР, 1960, т. 7, с. 116—126.
223. Теория и оперативный прогноз цунами. Наука, 1980.— 173 с.
224. Тимонов В. В. Очаги взаимодействия океана и атмосферы.— Труды ЛГМИ, 1970, вып. 32, с. 69—75.
225. Тимохов Л. А. К вопросу о динамике и кинематике льдов.— Труды ААНИИ, 1967, т. 281, с. 130—136.
226. Тютнев Я. А. Метод краткосрочных прогнозов появления льда на морях.— Труды ЦИП, 1948, вып. 3 (30), с. 51—61.
227. Тютнев Я. А. К методике краткосрочных прогнозов замерзания прибрежных районов морей.— Труды ЦИП, 1949, вып. 14 (41), с. 17—26.
228. Тютнев Я. А. Упрощенный метод расчета теплового баланса поверхности моря.— Метеорология и гидрология, 1961, № 2, с. 36—40.
229. Тютнев Я. А. Долгосрочный прогноз сроков появления льда в прибрежных районах Черного и Азовского морей.— Труды Гидрометцентра СССР, 1971, вып. 83, с. 84—94.
230. Тютнев Я. А., Грачева Н. А., Сидельникова Т. М. и др. Метод долгосрочных прогнозов осенних и весенних фаз на Балтийском море.— Труды ЦИП, 1957, вып. 57, с. 83—97.
231. Угрюмов А. И. Тепловой режим океана и долгосрочные прогнозы погоды.— Л.: Гидрометеиздат, 1981.— 176 с.
232. Федоров К. Н. О причинах полугодовой периодичности в атмосферных и океанических процессах.— Изв. АН СССР, сер. геогр., 1959, № 4, с. 17—25.
233. Фельзенбаум А. И. Теоретические основы и методы расчета установившихся морских течений.— М.: Изд. АН СССР, 1960.— 127 с.
234. Филиппов Б. А., Померанец К. С. Некоторые результаты испытания гидродинамического метода прогноза ленинградских наводнений.— Труды ГОИН, 1972, вып. 110, с. 116—121.
235. Фомин Г. В., Залесенский Ю. М. О краткосрочном прогнозировании хода промысла в юго-восточной Атлантике в летний период.— Труды АтлантНИРО, 1971, вып. 28, с. 76—84.
236. Фрейдзон А. И. О расчете высоты подъемов уровня воды в устье Невы.— Труды ГОИН, 1962, вып. 69, с. 92—94.
237. Фрейдзон А. И., Бельский Н. И., Попков А. А. Приемы расчета подъемов уровня воды в устье Невы.— Труды ГОИН, 1960, вып. 56, с. 65—79.
238. Фролов И. Е. Численная модель осенне-зимних ледовых явлений.— Труды ААНИИ, 1981, т. 372, с. 73—81.
239. Хомерики И. В. К численному моделированию водного баланса Каспийского моря.— Водные ресурсы, 1979, № 4, с. 101—109.
240. Цикунов В. А. Упрощенная теория конвективного перемешивания в верхних слоях моря.— Труды ГОИН, 1958, вып. 42, с. 115—117.
241. Шапкина В. Ф. Прогноз температуры воды в районах течений Куроисио, Цусимского и Приморского.— Труды ЦИП, 1959, вып. 91, с. 18—50.
242. Шереметевская О. И. Расчет температуры поверхности моря в теплую часть года.— Труды ЦИП, 1966, вып. 156, с. 76—82.
243. Шереметевская О. И. О расчете и прогнозе внутреннего влагооборота между Каспийским морем и атмосферой.— Труды Гидрометцентра СССР, 1968, вып. 34, с. 20—25.

244. Шереметевская О. И. Естественные ортогональные функции полей высот уровня Азовского и Балтийского морей.— Труды Гидрометцентра СССР, 1973, вып. 127, с. 37—46.

245. Шереметевская О. И. Долгосрочный прогноз скорости охлаждения воды до температуры замерзания на Баренцевом, Белом и Балтийском морях.— Труды Гидрометцентра СССР, 1981, вып. 241, с. 84—93.

246. Шишков Ю. А. Меридиональный перенос тепла в нижней тропосфере и аномалии температурного режима в северной части Атлантического океана.— В кн.: Материалы II конф. по проблеме «Взаимодействие атмосферы и гидросферы в северной части Атлантического океана». Изд-во ЛГУ, 1964, с. 41—48.

247. Шлыгин И. А. Современная и будущая соленость Азовского моря и методы ее расчета.— ВНИГМИ—МЦД, обзорная информация, сер. «Океанология», 1980, вып. 1.— 32 с.

248. Шлямин Б. А. Сверхдолгосрочный прогноз уровня Каспийского моря.— Изв. ВГО, 1962, т. 94, вып. 1, с. 26—33.

249. Шнитников А. В. Прошлое и будущее Арала с позиции больших ритмов климата.— Труды III Всес. гидрол. съезда, 1959, т. 7, с. 143—158.

250. Шпайхер А. О. Адвекция атлантических и тихоокеанских вод как фактор изменений климата Арктического бассейна.— Изв. АН СССР, сер. геогр., 1969, № 3, с. 29—38.

251. Шпайхер А. О.; Янес А. В. К вопросу о взаимосвязи океана и макросиноптических процессов.— Труды ААНИИ, 1966, т. 269, с. 5—12.

252. Штокман В. Б. Избранные труды по физике моря.— Л.: Гидрометеоздат, 1970.— 335 с.

253. Шулейкин В. В. Физические основы прогноза ветровых волн в океане.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1959, № 5, с. 710—724.

254. Шулейкин В. В. Физика моря.— М.: Изд. АН СССР, 1968.— 1083 с.

255. Эйгейсон М. С. Колебания уровня Каспийского моря и солнечная активность.— В кн.: Сверхдолгосрочные прогнозы Каспийского моря. М., Гидрометеоздат, 1957, с. 13—22.

256. Эфронсон В. О. Упрощенный метод расчета нарастания льда в Азовском море.— Метеорология и гидрология, 1975, № 8, с. 65—71.

257. Яковлев В. Н. Расчет кромки льда в Охотском море.— Труды ЦИП, 1965, вып. 146, с. 98—106.

258. Яковлев В. Н. Гидрометеорологическое обеспечение океанического рыболовства.— М.: Пищевая промышленность, 1976.— 229 с.

259. Янес А. В. О сущности использования характеристик атлантических вод как прогностического фактора.— Труды ААНИИ, 1970, т. 292, с. 128—138.

260. Abouzuagov Z. K. Problems of the tsunami warning service in the USSR.— Tsunamis in the Pacific Ocean. East West Center Press, Honolulu, Hawaii, 1970, p. 271—282.

261. Adem J. On the prediction of mean monthly ocean temperatures.— Tellus, 1970, vol. 22, N 4, p. 410—431.

262. Adem J. Numerical-thermodynamical prediction of mean monthly ocean temperatures.— Tellus, 1975, vol. 27, N 6, p. 541—551.

263. Arthur R. S. Estimation of mean monthly anomalies of sea surface temperature.— J. Geophys. Res., 1966, vol. 71, N 10, p. 2689—2690.

264. Barnett T. P. On the generation, dissipation and prediction of ocean wind waves.— J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, N 2, p. 513—529.

265. Batnen K. H. Heat storage and advection in the North Pacific Ocean.— *J. Geophys. Res.*, 1971, vol. 76, N 3, p. 676—687.
266. Bjerknes J. Survey of El-Nino 1957—1958 in its relation to tropical Pacific meteorology.— *Inter.-Amer. Trop. Tuna Comm. Bull.*, 1966, N 12, p. 62.
267. Bryan C. Weare. Empirical orthogonal analysis of Atlantic Ocean surface temperatures.— *Quart. J. R. Met. Soc.*, 1977, vol. 103, p. 467—478.
268. Campbell W. J. The winddriven circulation of ice and water in Polar Ocean.— *J. Geophys. Res.*, 1965, vol. 70, N 14, p. 3279—3301.
269. Clancy R. M., Martin P. J. Synoptic forecasting of the oceanic mixed layer using the navy's operational base: present capabilities and applications.— *Bull. Amer. Met. Soc.*, 1981, vol. 62, N 6, p. 770—784.
270. Clark N. E. Specification of sea surface temperature anomaly patterns in the eastern North Pacific.— *J. Phys. Oceanogr.*, 1972, vol. 2, p. 391—404.
271. Colebrook J. M., Taylor A. H. Year-to-year changes in sea surface temperature, North Atlantic and North Sea, 1948. to 1974.— *Deep-Sea Res.*, 1979, vol. 26 A, p. 825—850.
272. Davis R. E. Predicability of sea surface temperature and sea level pressure anomalies over the North Pacific Ocean.— *J. Phys. Oceanogr.*, 1976, vol. 6, N 3, p. 249—266.
273. Elsberry R. L., Camp N. T. Oceanic thermal response to strong atmospheric forcing. I. Characteristics of forcing events.— *J. Phys. Oceanogr.*, 1978, vol. 8, p. 206—214.
274. Elsberry R. L., Garwood R. W. Sea surface temperature anomaly generation in relation to atmospheric storms.— *Bull. Amer. Met. Soc.*, 1978, vol. 59, N 7, p. 786—789.
275. Elsberry R. L., Raney S. D. Sea surface temperature response to variations in atmospheric wind forcing.— *J. Phys. Oceanogr.*, 1978, vol. 8, p. 881—887.
276. Emery W. J. The role of vertical motion in the heat budget of the upper northeastern Pacific Ocean.— *J. Phys. Oceanogr.*, 1976, vol. 6, N 3, p. 299—305.
277. Emery W. J., Ebbesmeyer C. C., Dugan J. P. The fraction of vertical isotherm deflections associated with eddies; an estimate from multiship XBT surveys.— *J. Phys. Oceanogr.*, 1980, vol. 10, N 6, p. 885—899.
278. Goldenberg E. D. Health of the oceans.— *Scripps Inst. of the Oceanography. La Jolla California, USA*, 1975.— 102 p.
279. Frankignoul C., Hasselman K. Stochastic climate models, Part 2. Application to sea surface temperature anomalies and thermocline variability.— *Tellus*, 1977, vol. 29, N 4, p. 289—305.
280. Iselin C. O'D. Preliminary report on long-period variations in transport of the Gulf Stream system.— *Papers in Physical Oceanography and Meteorology. Cambridge and Woods Hole, Mas.*, 1940, vol. 8, N 1, p. 1—40.
281. Hasselmann K. A parametric wave prediction model.— *J. Phys. Oceanogr.*, 1976, vol. 6, N 2, p. 200—228.
282. Heaps N. S. On the numerical solutions for tides and storm surges.— *Met. Soc. Roy. Sci. Liege*, 1972, vol. 2, p. 143—180.
283. Hidaka K., Akiba J. Upwelling induced by a circular wind system.— *Rec. Oceanogr. Works Japan*, 1955, vol. 2, N 1, p. 7—18.
284. Jacob W. J. Numerical semiprediction of monthly mean sea surface temperature.— *J. Geophys. Res.*, 1967, vol. 72, N 6, p. 1681—1689.
285. Kraus E. B., Turner J. S. A one-dimensional model of the seasonal

thermocline. II. The general theory and its consequences.—*Tellus*, 1967, vol. 19, N 1, p. 98—105.

286. Mariyasu S. On the change of monthly sea surface temperature in the Western North Pacific (I).—*Oceanogr. Mag.*, 1969, vol. 21, N 1, p. 1—13.

287. Mellor G. L., Yamada T. A hierarchy of turbulence closure models of planetary boundary layers.—*J. Atm. Sci.*, 1974, vol. 31, p. 1791—1806.

288. Munk W. H., Anderson E. R. Notes on a theory of the thermocline.—*J. Phys. Oceanogr.*, 1975, vol. 5, p. 718—728.

289. Namias J. Macroscopic association between mean monthly sea surface temperature and the overlying winds.—*J. Geophys. Res.*, 1965, vol. 70, N 10, p. 2307—2318.

290. Newell R. E., Weare B. C. Ocean temperatures and large scale atmospheric variation.—*Nature*, 1976, vol. 262, N 5563, p. 40—41.

291. Post L. A. The role Gulf Stream in the prediction of iceberg distribution in the North Atlantic.—*Tellus*, 1956, vol. 8, N 1, p. 102—111.

292. Rossby G. G., Montgomery R. B. The layer frictional influence on wind and ocean current.—*Phys. Ocean. and Met.*, 1935, N 3, p. 1—101.

293. Saunders M. Tracing surface flow with surface isotherms.—*Mem. Soc. Sci. Liege*, 1973, 6 ser. t. 6, p. 99—108.

294. Sudo H. On the distribution of divergence and convergence of surface drift vectors in the Western Pacific Ocean.—*Rec. Oceanogr. Works Japan*, 1960, vol. 5, p. 25—43.

295. Sverdrup H. The eddy conductivity of the air over a smooth snow field.—*Geophys. Publ.*, 1937, vol. 11, N 7, p. 12—27.

296. Wyrtki K. El-Nino—the dynamic response of the Equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing.—*J. Phys. Oceanogr.*, 1975, vol. 5, N 4, p. 572—584.

Предметный указатель

- Адвекция 28, 119, 142, 161
- Автоколебания 8
- Альbedo 28, 178, 222
- Аномалии
 - атмосферного давления 45, 163, 182
 - температуры воды 9, 160, 161, 166
 - температуры воздуха 162
 - цикло- и антициклонической деятельности 73
- Антициклоны 59
- Антропогенные факторы 239
- Атмосферное давление
 - поле 44
 - градиенты 39, 41
- Бароклинный океан 103
- Баланс
 - водный 33, 72, 77
 - ледовый 31, 193
 - солевой 34, 245
 - тепловой 28
 - энергетический 32, 83
- Ветровое перемешивание 138
- Взаимодействие льдин 215, 216
 - » океана и атмосферы 5, 7, 20
- Взлом припая 222
- Влагообмен 13, 72
- Волнообразующие факторы 82
- Волны
 - ветровые 83
 - длинные 65
 - зыбь 87, 88
 - сейши 6, 232
- Высота волны 83, 86, 89
- Гармонический анализ 172
- Гелиофизические факторы 20, 172
- Гидродинамические методы 3, 24
 - » модели 10
- Двухлетняя цикличность 19
- Динамические факторы 119
- Динамико-статистический метод 22, 171
- Дрейф льда 213
- Дрейфовые течения 100, 106
- Дискриминантный анализ 22, 191
- Долгосрочный прогноз 22

Естественные составляющие 38

Заблаговременность прогноза 22, 24
Загрязнение 256

Изъятия из стока рек 78
Индексы Н. А. Белинского 25, 41
Испарение 28

Квазигомогенный слой 136, 169
Колесания уровня моря 54
Компенсационные течения
Конвективное перемешивание 130
Конвекция 130
Кромка льда 50
Краткосрочный прогноз 22
Коэффициенты
 корреляции 120, 122, 148
 разложения в ряд 37

Ледовые прогнозы 177
Ледообразование 179
Ледяной покров 178

Множественная корреляция 22
Мониторинг 256
Морские течения 99
Мощность льда 212
Муссонная циркуляция 205

Наводнения 64
Нагоны 56
Наивыгоднейшие пути плавания 85, 94
Неявная схема 63

Облачность 13, 28, 125
Обледенение судов 226
Общая ледовитость моря 179, 195
Опасные подъемы уровня 57
 » явления 226
Осадки 33

Поглощенная солнечная радиация 28

Полиномы Чебышева 36

Полугодовая волна 19

«Полюсный прилив» 173

Предсказуемость 23

Прогноз

 весенних ледовых явлений 219
 волнения моря 82, 83, 85, 89, 90
 дрейфа льда 213
 дрейфа пленки 256
 ледовых явлений 177
 морских течений 99, 109, 114
 обледенения судов 226
 общей ледовитости моря 188
 опасных явлений 226
 солености воды 245, 251
 сроков ледообразования 197
 температуры воды 118, 130, 135, 148, 157, 166, 172
 толщины льда 207

тягуна 230
уровня моря 53, 56, 69, 71, 76
цунами 235
Прогностические пособия
Промысловые прогнозы 174
Радиационный баланс 182
Разрушение припая 225
Распреснение вод 252
Расчет
 скоростей течений 106, 112
 изменений уровня моря 241
 изменений термического режима 242
 солености воды 245
 темпов распреснения 252
Сверхдолгосрочные прогнозы 22
Сгоны 56
Синоптические вихри 16
Скорость течения 103, 106, 112
Собственные вектора 38
 » функции 38
Солнечная активность 20, 72, 173, 187
Сплоченность льда 216, 224
Сроки ледообразования 197
Стратификация 13, 87, 135
Таяние льда 219
Тепловой сток рек 243
Термические факторы 119
Типизация 39
Типы 39, 88
Толщина льда 207
Турбулентный теплообмен 28
Тягун 230
Уровень моря 53
Физико-статистические методы 22
Центры действия атмосферы 44
Цикличность 193
Циклоны 59
Цунами 235
Числа Вольфа 173
Численные методы 61, 166
Элементы волн 82
Эмпирические формулы 232
Энергетический баланс 32
Эффективное излучение 28
Эффективность прогнозов волнения 97

Оглавление

Введение	3
Глава 1. Учет взаимодействия океана и атмосферы в морских прогнозах	7
1.1. Основные закономерности взаимодействия океана и атмосферы, используемые в морских прогнозах	—
1.2. Направления в развитии морских прогнозов	20
1.3. Использование в морских прогнозах балансовых расчетов	28
Глава 2. Способы количественного выражения гидрометеорологических характеристик	35
2.1. Аналитическое представление распределения гидрометеорологических элементов с помощью математических рядов	36
2.2. Способы выражения циркуляции атмосферы	39
2.3. Некоторые результаты применения математических рядов для аналитического представления кривых и полей распределения гидрологических элементов	47
Глава 3. Прогноз уровня моря	53
3.1. Виды колебаний уровня моря и их причины	—
3.2. Прогнозы сонно-нагонных колебаний уровня моря	56
3.3. Прогноз сезонного хода уровня Каспийского моря	69
3.4. Прогноз уровня Каспийского моря с заблаговременностью 5—6 лет	71
3.5. Сверхдолгосрочные (перспективные) прогнозы уровня Каспийского моря	76
Глава 4. Прогнозы волнения моря	82
4.1. Основные направления в изучении волнения моря	—
4.2. Методы прогноза элементов волн, основанные на решении уравнения энергетического баланса	83
4.3. Комплексный метод прогноза элементов волн	85
4.4. Физико-статистический метод прогноза высот волн	89
4.5. Использование уравнения баланса спектральной энергии волн для прогноза элементов волн	90
4.6. Об определении штормовых зон в океане по картам неф-анализа	92
4.7. Использование прогнозов высот волн для расчета наимыгоднейших курсов	94
Глава 5. Прогнозы морских течений	99
5.1. Некоторые выводы из теории морских течений, используемые в морских прогнозах	—
5.2. Эмпирические соотношения для расчета скорости течений по скорости ветра	105
5.3. Физико-статистический метод краткосрочного прогноза течений в открытом море	109
5.4. Расчет скоростей течений по смещению изотерм	112
5.5. Прогноз течений в проливах и заливах	114
Глава 6. Прогноз температуры воды в море	118
6.1. Причины изменения температуры воды в море	—

6.2. Прогноз температуры воды в слое конвективного перемешивания	130
6.3. Краткосрочный прогноз распределения температуры воды по вертикали	135
6.4. Прогноз распределения температуры поверхностного слоя океана с заблаговременностью 5—10 сут	148
6.5. Физико-статистические методы долгосрочных прогнозов температуры воды	157
6.6. Численные методы долгосрочного прогноза температуры воды	166
6.7. Динамико-статистический метод прогноза температуры воды	171
6.8. Методы прогноза температуры воды, основанные на учете гелиогеофизических факторов	172
6.9. Промысловые прогнозы, основанные на прогнозах температуры воды	174
Глава 7. Прогнозы ледовых явлений	177
7.1. Основные факторы, определяющие изменения ледовых условий	—
7.2. Прогноз общей ледовитости моря	188
7.3. Прогнозы сроков ледообразования	197
7.4. Прогноз толщины льда	207
7.5. Прогноз дрейфа льда	213
7.6. Прогнозы весенних ледовых явлений	219
Глава 8. Прогнозы опасных явлений	229
8.1. Прогноз обледенения судов	—
8.2. Прогноз тягуна	230
8.3. Прогноз цунами	235
Глава 9. Прогноз изменений гидрологических условий замкнутых морей под влиянием антропогенных факторов	239
9.1. Влияние антропогенных факторов на режим замкнутых морей	—
9.2. Расчеты изменений уровня моря, обусловленных антропогенными факторами	241
9.3. Расчет изменений термического режима замкнутого моря под влиянием изменения уровня моря и теплового стока рек	242
9.4. Расчет и прогноз солености воды	245
9.5. Прогноз солености воды в придонном слое Балтийского моря	251
9.6. Расчет темпов распреснения вод морского водоема	252
9.7. Прогноз дрейфа пленки загрязняющих веществ	256
Заключение	257
Список литературы	260
Предметный указатель	275

Лариса Ивановна Скриптунова

**Методы
морских
гидрологических
прогнозов**

Редактор З. И. Мироненко. Художник И. Г. Архипов. Художественный редактор В. В. Быков.
Технические редакторы В. И. Семенова, Л. М. Шишкова. Корректор Т. Н. Черненко

ИБ № 1242

Сдано в набор 31.08.83. Подписано в печать 23.01.84. М-16314. Формат 60×90^{1/16}, бумага тип.
№ 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Печ. л. 17,5. Кр.-отг. 17,5. Уч.-изд. л. 19,85.
Тираж 930 экз. Индекс ОЛ-15. Заказ № 314. Цена 3 р. 40 к.
Гидрометеиздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Ленинградская типография № 8, ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского
объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при
Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
190000, г. Ленинград, Прачечный переулок, 6.