

МОРСКИЕ ПРОГНОЗЫ

Издание 2-е,
переработанное и дополненное

Допущено
Министерством высшего и среднего специального
образования СССР в качестве учебника для
студентов вузов, обучающихся по специальности
«Океанология»



Ленинград
Гидрометеоиздат
1988

Авторы: З. К. Абузяров, К. И. Кудрявая, Е. И. Серяков,
Л. И. Скриптунова

Рецензенты: д-р геогр. наук К. П. Васильев (Гидрометеорологический центр СССР),
канд. геогр. наук М. И. Вильданова (Одесский гидрометеорологический институт)

Излагаются методы сбора, обработки и анализа информации о состоянии морей и океанов, рассматриваются физико-статистические и математические модели краткосрочных, долгосрочных и сверхдолгосрочных прогнозов основных элементов режима моря. Изложены современные методы морских прогнозов, представляющие интерес с учебной точки зрения.

Учебник предназначен для студентов гидрометеорологических институтов и географических факультетов университетов по специальности «Океанология», может быть использован специалистами, работающими в области морских прогнозов.

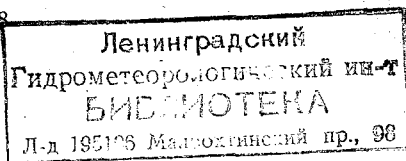
The textbook "Marine Forecasting" by Z. K. Abuzyarov, K. I. Kudryavaya, E. I. Seryakov and L. I. Skriptunova sets out the methods of collecting, processing and analysing the data concerning conditions in seas and oceans. Treatment is given to the physico-statistical and mathematical models of short-term, long-term and superlong-term forecasts of the basic elements of marine regime. Also presented here are modern techniques of marine forecasting which may be of interest to students.

The present textbook is designed for students at hydrometeorological higher schools and geographical departments of universities specializing in oceanology. It may also be of use to specialists working in the field of marine forecasting.

М 1903030100-081
069(02)-88 46-88

© Гидрометеониздат, 1988 г.

ISBN 5-286-00011-8



Предисловие

В эпоху научно-технического прогресса в связи с возрастанием роли Мирового океана в жизни человечества повышается необходимость в улучшении обслуживания морских отраслей народного хозяйства гидрометеорологической информацией и прогнозами.

При проведении на шельфе работ, связанных с добычей полезных ископаемых, повышается роль прогнозов уровня моря, волнения и течений. С увеличением мощности судов мореплавание становится более безопасным, но при обслуживании судов наивыгоднейшими курсами плавания крайне необходимы прогнозы волнения и погоды. Обеспечение летних навигаций транспортных судов по трассе Северного морского пути и особенно проводка караванов судов в зимний период совершенно невозможны без ледовых прогнозов различной заблаговременности.

Антропогенное воздействие на моря и океаны ставит перед океанологией новые задачи: расчет будущих изменений режима внутренних морей в связи с зарегулированием стока рек, прогноз распространения загрязняющих веществ в морях и океанах и т. д.

Для обслуживания морских отраслей народного хозяйства и населения морскими прогнозами используются все новейшие результаты в области смежных наук.

Дисциплина «Морские прогнозы» базируется на использовании достижений физики моря и атмосферы, региональной океанологии, численных методов анализа и обработки океанологической информации, теории вероятностей и математической статистики.

Первое издание учебника по морским гидрологическим прогнозам (Гидрометеиздат, 1974 г.) используется в учебной работе гидрометеорологических институтов и географических факультетов университетов по специальности океанология. За годы, прошедшие после первого издания учебника, появились новые руководства и наставления по службе морских гидрологических прогнозов, а также разработаны новые методы прогноза различных процессов в морях и океанах.

Второе издание учебника существенно переработано с учетом современного состояния службы морских гидрологических прогнозов и новой учебной программы по данной дисциплине. Оно

дополнено изложением методов краткосрочных, долгосрочных и сверхдолгосрочных морских прогнозов, разработанных в последние годы.

Разделы 1.1, 7.1—7.6, глава 13 написаны К. И. Кудрявой; разделы 1.4, 1.5, 7.7, главы 2, 11, 12, 14, 15 написаны Е. И. Серяковым; раздел 1.2, главы 3, 6 и 10 написаны З. К. Абузяровым; разделы 1.3, 3.7, главы 4, 5, 8 и 9 написаны Л. И. Скриптуновой.

Учебник предназначен для студентов океанологической специальности гидрометеорологических институтов и географических факультетов университетов, а также для специалистов, занимающихся вопросами разработки методов морских прогнозов.

Часть I

Основы методов морских гидрологических прогнозов

Глава 1

Организация службы морских гидрологических прогнозов

1.1. Краткие сведения о развитии морских гидрологических прогнозов в СССР

С давних времен океаны и моря используются в качестве важнейших транспортных путей. Для безопасности мореплавания нужны были сведения о режиме морей и океанов, изменчивости различных океанологических характеристик и их прогноз. Работы русских ученых и моряков в XVIII и XIX столетиях заложили основы отечественной океанологии и морских прогнозов. Опубликованная в 1913 г. работа Э. Ф. Лесгафта, обобщающая исследования льдов Северного Ледовитого океана и рассматривающая возможности эксплуатации пути из Европы в Сибирь, способствовала разработке методических основ ледовых прогнозов.

В становлении службы морских прогнозов большое значение имели организационные мероприятия, важнейшим из которых явился известный декрет, подписанный В. И. Лениным в 1921 г., о создании Плавучего морского научно-исследовательского института (Плавморнин). Основной задачей этого института было систематическое изучение морей Севера и сбор материалов наблюдений.

В 1923 г. В. Ю. Визе опубликовал первый прогноз ледовитости Баренцева моря. Он высказал мысль о том, что состояние льдов в морях во многом определяется характером атмосферной циркуляции. В. Ю. Визе придавал большое значение изучению общей схемы дрейфа льдов в Северном Ледовитом океане. На основе данных о дрейфе буев по всем окраинным арктическим морям он построил карты течений и дрейфа льдов, уточнив многие существенные особенности циркуляции водных масс и льдов. В. Ю. Визе одним из первых утверждал, что колебания климата и связанные с ними колебания ледовитости в Арктике имеют циклический характер.

В 1930 г. была проведена реорганизация Института по изучению Севера во всесоюзный Арктический институт. Научным руководителем отдела ледовых прогнозов этого института стал В. Ю. Визе.

Большой вклад в развитие методов ледовых прогнозов внес Н. Н. Зубов. По его монографии «Льды Арктики» учились сотни специалистов-льдоисследователей. Изучая дрейф «Г. Седова», Н. Н. Зубов заметил, что этот дрейф проходил приблизительно по изобарам, вычерченным по данным средних декадных и месячных значений атмосферного давления. Анализ этих данных позволил Н. Н. Зубову установить правило: «над глубоким морем, вдали от искажающего влияния берегов, чисто ветровой дрейф сплоченных льдов направлен по изобарам, притом так, что область повышенного давления атмосферы находится справа, а область пониженного давления — слева от направления дрейфа». Затем было сформулировано еще одно правило, согласно которому ветровой дрейф льдов происходит со скоростью, прямо пропорциональной горизонтальному градиенту атмосферного давления. Этот метод Н. Н. Зубова используется до сих пор для расчета смещения границ льдов разного возраста и ледовых массивов. Метод расчета дрейфа по изобарам оказался применимым и для Антарктики, только там дрейф направлен так, что область высокого атмосферного давления находится слева от направления дрейфа. Плодотворной оказалась идея Н. Н. Зубова о переносе тепла атлантическими водами на большие расстояния и их влиянии на ледовитость арктических морей. Работая над различными проблемами океанологии, Н. Н. Зубов активно занимался вопросами научно-оперативного обеспечения мореплавания по трассе Северного морского пути.

Исследования В. В. Шулейкина в области физики моря явились теоретической основой методов прогноза температуры воды, ледовых явлений, ветровых волн, тропических ураганов и главных волн, вызываемых ими. Работа В. В. Шулейкина, посвященная изучению теплового баланса Карского моря, стала основополагающей в разработках методов прогноза температуры воды и ледовитости. В. В. Шулейкин показал огромную роль океана в формировании климата нашей планеты, обратил особое внимание на необходимость учета взаимодействия океана и атмосферы при разработке гидрометеорологических прогнозов. Гипотеза В. В. Шулейкина об автоколебаниях в системе Северная Атлантика — Северный Ледовитый океан используется при анализе межгодовых колебаний тепловых процессов. Исследования В. В. Шулейкина об энергоактивных зонах Мирового океана и, в частности, о норвежском очаге взаимодействия океана и атмосферы получили дальнейшее развитие в современных работах ААНИИ.

В 1929 г. в СССР была создана Государственная гидрометеорологическая служба, основными задачами которой были: систематические наблюдения за гидрометеорологическими явлениями, создание справочных пособий, обеспечение всех государственных организаций информацией и прогнозами, предупреждения об опасных явлениях.

В годы первой пятилетки развернулась работа по подготовке кадров гидрометеорологов. В 1930 г. в Москве был создан Гидрометеорологический институт (МГМИ), который готовил специалистов-океанологов широкого профиля. Стали готовить гидрометеорологов и на географических факультетах университетов. В 1933 г. был создан Харьковский (ныне Одесский) гидрометеорологический институт. Подготовка в вузах и техникумах специалистов, способных изучать физические процессы в море, естественно, сыграла положительную роль в совершенствовании методов морских гидрологических прогнозов.

Большую роль в создании службы прогнозов в Арктике сыграло организованное в 1932 г. Главное управление Северного морского пути (ГУСМП). Перед Арктическим научно-исследовательским институтом, вошедшим в систему ГУСМП, была поставлена задача обеспечить летние навигации в арктических морях долгосрочными и краткосрочными прогнозами.

В 1937 г. в Центральном институте погоды (ЦИП) была создана специальная оперативная группа с целью обеспечения заинтересованных организаций морскими информацией и прогнозами. С 1938 г. ЦИП начал издавать информационные бюллетени с обзорами и прогнозами погоды на морях. Все это способствовало развитию службы обеспечения морскими прогнозами и информацией народнохозяйственных организаций. В 1938 г. было проведено Первое всесоюзное совещание по морским гидрометеорологическим прогнозам. На этом совещании обсуждались основные организационные вопросы по разработке методики и улучшению службы морских гидрологических прогнозов на всех морях СССР.

Одновременно в Морском отделе Государственного гидрологического института появились исследования прогностического характера. Так, В. В. Тимонов и К. И. Кудрявая, изучая изменчивость процессов ледообразования и ледоразрушения на Белом море, разработали методы ледовых прогнозов. И. А. Бенашвили, Ю. В. Истошин и К. И. Кудрявая предложили способы ледовых прогнозов на дальневосточных морях. В этих исследованиях большое внимание уделялось изучению характера атмосферной циркуляции и ее воздействия на ледовитость моря. Исследования в области прогнозов неперiodических колебаний уровня были выполнены Т. П. Марютиным. На примере Белого моря он разработал метод предсказания неперiodических колебаний уровня. Метод Марютина в дальнейшем лег в основу многих исследований

по прогнозу сгонно-нагонных колебаний уровня. Изучая термическое состояние водных масс, А. И. Бенашвили предложил метод прогноза температуры воды в северной части Каспийского моря. Л. Ф. Титов разработал эмпирический метод предсказания степени волнения. В отделе морских прогнозов ЦИПа под руководством Н. А. Белинского успешно разрабатывались методы морских гидрологических прогнозов на неарктических морях СССР. Так появились методы прогнозов ледовых явлений, волнения, скорости и направления течений, колебания уровня, температуры воды и др.

Существенные усовершенствования методики морских прогнозов относятся к периоду Великой Отечественной войны. Для обеспечения операций ВМФ необходимо было разработать новые прогностические зависимости в связи с тем, что повысились требования к точности и заблаговременности прогнозов.

В послевоенный период пришлось восстанавливать разрушенные в войну гидрометстанции и возобновлять прерванные наблюдения на стандартных океанографических разрезах, пополнять подразделения гидрометслужбы новыми кадрами.

Современный период в развитии морских прогнозов характерен тем, что наряду с усовершенствованием и уточнением старых методов прогнозов появились новые, в частности гидродинамические. В разработке методики прогнозов и при составлении оперативных морских прогнозов широко используется современная вычислительная техника. В прогностические центры поступает значительно больше, чем раньше, гидрометеорологической информации о режиме Мирового океана, в том числе полученной с помощью ИСЗ и специальных океанологических спутников. С помощью численных методов А. Г. Колесников разработал методику прогноза нарастания толщины льда, Ю. П. Доронин — методику долгосрочного прогноза сроков ледообразования, нарастания и перераспределения льда. Разработкой методов краткосрочного прогноза сплоченности дрейфующих льдов в западном секторе Арктики занимались З. М. Гудкович, Л. А. Тимохов, И. Л. Аппель и др. Теоретические исследования, посвященные расчетным схемам полей температуры, провели В. А. Цикунов, П. С. Линецкий, В. И. Калацкий и др.

В монографиях М. Г. Глаголевой и Л. И. Скриптуновой, Е. И. Серякова обобщаются используемые в настоящее время методы прогноза температуры воды в океане. Современные методы прогноза ветровых волн и зыби, а также рекомендации по выбору оптимальных курсов плавания изложены в работах З. К. Абузарова и К. П. Васильева.

Разработкой методики прогнозов ледовых явлений, сгонно-нагонных колебаний уровня и других характеристик режима арктических морей занят большой коллектив ученых ААНИИ.

В СССР широкое развитие получили также научно-промысловые исследования в морях и океанах и разработка океанологических основ промысловых прогнозов. Основополагающими работами в области отечественной промысловой океанологии были исследования Н. М. Книповича на Баренцевом и Каспийском морях. Заметный вклад в развитие методов долгосрочных и сверхдолгосрочных промысловых прогнозов внесли также Н. А. Маслов, Г. К. Ижевский, А. Г. Кисляков и др.

В настоящее время во Всесоюзном научно-исследовательском институте рыбного хозяйства и океанографии (ВНИРО) и бассейновых институтах Министерства рыбного хозяйства (МРХ) регулярно составляются прогнозы урожайности поколений промысловых рыб, концентрации, миграции и возможного вылова взрослой рыбы в различных районах Мирового океана.

1.2. Обеспечение информацией и прогнозами морских отраслей народного хозяйства

Гидрометеорологическое обеспечение народнохозяйственных организаций проводится в соответствии с их запросами и производственными интересами. В связи с интенсивным освоением Мирового океана запросы непрерывно растут. Развивается транспортный и рыбопромысловый флот, все более интенсивно ведется разведка и добыча нефти, газа, редких минералов на шельфе и в прибрежной зоне. В связи с этим расширяется строительство портов и защитных берегоукрепительных сооружений, газонефтедобывающих платформ. Интенсивно осваиваются биологические и энергетические ресурсы океана. Во всех этих сферах морской деятельности сложные гидрометеорологические условия представляют серьезную опасность. Это налагает повышенную ответственность на службы, обеспечивающие безопасность мореплавания, включая и гидрометеорологическую службу.

В СССР функционирует четко организованная, постоянно совершенствующаяся служба гидрометеорологического обеспечения морских отраслей народного хозяйства. Гидрометеорологическое обеспечение осуществляется прогностическими органами Государственного комитета СССР по гидрометеорологии (Госкомгидромет). Организация такого обеспечения строится на основе заключенных между заинтересованными организациями и Госкомгидрометом соответствующих соглашений и схем-планов обслуживания, в которых регламентируется порядок взаимодействия между прогностическими службами и потребителями.

Обеспечение различных отраслей народного хозяйства проводится с учетом специфики работ, для чего прогностические подразделения Госкомгидромета выпускают ежедневные бюллетени, обзоры и прогнозы. В зависимости от местных условий, количества заинтересованных организаций и элементов режима, о которых

сообщается потребителям, используется та или иная форма сообщений сведений. Такой формой передачи данных могут быть гидрометеорологические бюллетени, фактические и прогностические карты погоды и гидрологических характеристик по акваториям океанов, обзоры, справки и т. д. Наиболее распространенной формой информации является рассылка гидрометеорологического бюллетеня. В бюллетене дается краткий текстовый обзор погоды и состояния морей и океанов на 1—2 сут. Обслуживание морской деятельности в первую очередь призвано обеспечивать безопасность работ в море и на побережье, во вторую очередь — повышать экономическую эффективность производства этих работ. Для обеспечения безопасности работ в море в Гидрометцентре СССР и морских управлениях по гидрометеорологии организованы группы океанской службы. Наряду с этим для бесперебойной работы торговых и рыбных портов, транспортных и промысловых судов Гидрометцентр СССР и другие прогностические организации предоставляют и передают в их адреса гидрометеорологическую информацию:

- анализы и прогнозы погоды от нескольких часов до месяца;
- анализы и прогнозы волнения по акваториям морей и океанов до 2 сут;
- анализы и прогнозы полей распределения температуры воды поверхностного слоя океанов и морей на пентаду, декаду и месяц;
- прогнозы ледовых условий с различной заблаговременностью;
- прогнозы колебаний уровня;
- гидрометеорологические обзоры с указанием положений центров барических образований, их интенсивности, скорости и направления перемещения, положения атмосферных фронтов и скорости их перемещения, сведений о ветре и волнении, видимости и т. д.

Основой для гидрометеорологического обеспечения морских отраслей народного хозяйства служат данные гидрометеорологических наблюдений на прибрежных и островных станциях и постах, транспортных и промысловых судах, буйковых станциях, а также данные спутниковых и самолетных наблюдений. Сведения о ледовых и термических условиях на морях поступают от авиаразведок и ИСЗ. Вся поступающая информация используется как для непосредственного обеспечения организаций данными о текущей и ожидаемой погоде и состоянии поверхности океанов, так и для решения методических задач, связанных с усовершенствованием существующих и разработкой новых методов морских прогнозов.

Важное место в деятельности прогностических служб занимает научно-оперативное обеспечение навигации на Северном морском пути. Долгосрочные прогнозы погоды и ледовых условий по всей трассе Северного морского пути позволяют Министерству

морского флота СССР спланировать грузопотоки и расстановку ледоколов, а последующие уточнения прогнозов — скорректировать этот план. Прогнозы погоды и ледовых условий малой заблаговременности (до 10—15 сут), а также краткосрочные прогнозы в сочетании с текущей ледовой информацией, данными авиаразведок и метеорологических спутников обеспечивают успешное осуществление морских операций. На основе этой информации осуществляются ежегодные проводки караванов речных судов по Северному морскому пути на реки Сибири и Дальнего Востока. Нахождение оперативной синоптической группы на флагманском судне каждой такой экспедиции обеспечивает успешный перегон речных судов в порты назначения.

С целью доставки грузов, необходимых для разведки и добычи природных богатств районов Крайнего Севера, с 1975 г. начали использовать однолетний припай в качестве причала для разгрузки оборудования и материалов. Гидрометеорологическое обеспечение этой операции складывается из комплекса задач — от обеспечения данными о погодных и ледовых условиях до выбора места постановки судна под разгрузку и расчета несущей способности льда. В результате такого обеспечения геологоразведочные экспедиции получают большое количество грузов с минимальными потерями и в установленный срок.

Для замерзающих морей СССР важное значение имеют долгосрочные прогнозы сроков появления льда и замерзания моря, вскрытия припая и очищения моря ото льда. Такая информация позволяет планировать сроки начала и окончания безледокольной навигации и промысла рыбы. Большое значение также имеют прогнозы толщины льда, ледовитости, положения кромок и границ распространения припая и дрейфующего льда, его проходимости. Эти виды ледовых прогнозов позволяют оперативно планировать работу флота и ледокольные проводки судов. Морские прогнозы и информации необходимы и для рыбной промышленности. С температурным режимом связаны сроки подхода рыбы в районы промысла, плотность косяков, миграция рыбы, и поэтому прогноз этих и других характеристик помогает повысить эффективность работы промыслового флота. Краткосрочные прогнозы уровня, составляемые в морских управлениях по гидрометеорологии, способствуют своевременному принятию мер по сокращению убытков от затопления городов и населенных пунктов.

Долгосрочные прогнозы колебаний уровня Каспийского и Аральского морей, выпускаемые Гидрометцентром СССР, используются проектными организациями при строительстве и эксплуатации гидротехнических сооружений в открытом море и на побережье.

В последние годы широко развернулись работы по разведке и добыче полезных ископаемых на шельфе. Для безопасного производства работ на геологических платформах большое значение

имеет информация о фактических и ожидаемых волнении, ветре, дрейфе льда и течениях.

Практика показывает, что, несмотря на далеко еще не совершенные методы морских прогнозов, оперативное обслуживание заинтересованных организаций оказывается весьма эффективным, если поддерживается тесный контакт между этими организациями и службой прогнозов и информации. На основании докладов прогнозистов принимаются важные решения по дислокации флота, рассредоточенного на многих морях и океанах. Прогностические органы Госкомгидромета имеют данные о дислокации флота, что дает возможность дифференцированно с учетом промысла и района плавания по отдельным акваториям моря давать прогнозы, предупреждения и консультации. Благодаря такому взаимодействию специалисты-гидрометеорологи отчетливо представляют, что является наиболее существенным для соответствующей отрасли народного хозяйства и, используя все возможности, стремятся обеспечить проведение намеченных операций. В свою очередь работники производственных организаций знают возможности и степень уверенности, с какой выпускаются прогнозы. Все это позволяет эффективным образом использовать те данные, которыми располагают прогностические центры.

1.3. Морская гидрометеорологическая информация

Морская гидрометеорологическая информация представляет собой сведения о прошлом, текущем и будущем состоянии морей и океанов, подготовленные на основе данных наблюдений и соответствующих методов диагноза и прогноза океанографических характеристик.

Для сбора гидрометеорологической информации проводятся наблюдения с помощью сети береговых и судовых гидрометеорологических станций, автоматических станций, устанавливаемых на дрейфующих и заякоренных буях, свайных основаниях, ледяных полях и т. д. С самолетов проводятся съемки полей температуры воды и распределения льдов. Большую ценность в разработке методов морских прогнозов представляет информация, получаемая с научно-исследовательских судов (НИС) и научно-исследовательских судов погоды (НИСП). Эта информация отличается высоким качеством и является наиболее полной, так как включает глубоководные гидрологические, метеорологические, актинометрические и аэрологические наблюдения.

Важную роль играет информация, получаемая с искусственных спутников Земли (ИСЗ). С помощью ИСЗ получают сведения с огромной акватории Мирового океана о распределении льда, температуре поверхности, взволнованности поверхности моря и других характеристиках.

Каждый из перечисленных видов информации имеет свои преимущества и недостатки. Сведения, получаемые прогностическими центрами, позволяют обслуживать народное хозяйство гидрометеорологической информацией и используются для разработки, составления и проверки морских гидрологических прогнозов. Для передачи гидрометеорологической информации в органы службы морских гидрологических прогнозов используются различные виды связи: телеграф, радио и т. д. Все виды сведений, кроме данных об опасных явлениях и авиационных разведках льда, передаются в зашифрованном виде. Для этого используются специальные коды, которые позволяют передать все необходимые данные при минимальном объеме текста телеграммы.

Телеграммы, поступающие с береговых гидрометстанций, содержат данные о следующих гидрометеорологических характеристиках: направление и скорость ветра; видимость в сторону моря; температура воды и воздуха; состояние ледяного покрова; уровень моря; волнение моря.

Наблюдения, проводимые на береговых гидрометстанциях и постах, должны быть репрезентативными для районов, в которых они расположены. В настоящее время имеются длительные ряды наблюдений на береговых станциях, используемые для разработки методов прогноза уровня моря, волнения, ледовых явлений и температуры воды в прибрежной зоне.

Особую ценность для народного хозяйства имеет информация об опасных и особо опасных явлениях, которые могут нанести ущерб народному хозяйству и населению.

Судовые гидрометеорологические станции расположены на судах Министерства рыбного хозяйства, Министерства морского флота и других ведомств. С судовых станций передаются те же сведения, что и с береговых, за исключением уровня моря, и дополнительно включаются сведения об атмосферном давлении, облачности и атмосферных явлениях. С научно-исследовательских судов поступают сведения о температуре, солености, течениях на различных горизонтах, а также о гидрохимических характеристиках. По поступающей информации строят карты распределения температуры воды и высот волн на морях и океанах, а также метеорологических характеристик над ними. Массовость этих наблюдений является главным их положительным качеством. К недостаткам следует отнести неравномерность освещения судовыми наблюдениями акватории морей и океанов. Наибольшее количество наблюдений приходится на районы оживленного судоходства и рыбного промысла. При составлении карт по судовым данным наблюдения НИС и НИСП служат своего рода реперными точками, так как они отличаются большей надежностью, чем попутные судовые наблюдения. Данные наблюдений НИСП используются для учета влияния океана на атмосферные процессы при составлении долгосрочных прогнозов погоды и для разработки

морских гидрологических прогнозов. Эти наблюдения наряду с данными, полученными на многосуточных и буйковых станциях, позволили приступить к разработке методов краткосрочного прогноза температуры воды и течений в открытом океане. Продолжительные наблюдения в постоянных точках позволяют разделить временные и пространственные изменения гидрометеорологических характеристик, оценить их временную изменчивость, выявить связь гидрологических характеристик с атмосферными процессами.

Развитию морских прогнозов содействуют глобальные эксперименты, такие, как «Разрезы», ПОЛЭКС, ТРОПЭКС, ПОЛИМОДЕ и др.

Для дальнейшего совершенствования методов прогнозов необходима стационарная сеть наблюдений в открытых районах морей и океанах.

Наблюдения за состоянием поверхности моря с самолета позволяют получить информацию о ледовых условиях и температуре воды поверхности моря. Результаты этих наблюдений передаются по факсимиле, если самолеты оборудованы аппаратурой для факсимильных передач, или после окончания съемок высылаются потребителям почтой.

Большую роль в обслуживании потребителей информацией и прогнозами играют сведения, получаемые с искусственных спутников Земли. Ценность информации, получаемой с ИСЗ, в том, что она позволяет за короткие промежутки времени получать съемки огромных пространств, в том числе районов, трудно доступных для других видов наблюдений. Информация с ИСЗ может быть использована для составления карт ледовых условий, зон штормового волнения, карт распределения температуры поверхности моря, выделения зон подъема глубинных вод и гидрологических фронтов и т. д. С помощью снимков ИСЗ можно определить положение береговой линии, положение кромки неподвижного льда, границы льда различной сплоченности, положение крупных разводей, полыней, форму и размеры больших ледяных полей.

При интерпретации снимков, выполненных со спутников, необходимым и важным этапом является географическая привязка снимков. От точности привязки зависит точность информации, получаемой с ИСЗ. При построении ледовых карт серьезной помехой является облачность. Иногда на снимке ледяной покров трудно отличить от облачности. В таких случаях необходимо иметь последовательные снимки в течение нескольких дней.

Снимки облачных систем, получаемые с помощью ИСЗ, успешно используются для обнаружения зон штормового волнения моря. Исследования связей структуры облачных полей и полей волнения моря показали, что границы области сильного волнения совпадают с вихревой структурой облачности. Выявлены признаки, по которым проводится соответствующая дифференциация облач-

ных вихрей, позволяющая определить положение областей со штормовым волнением.

Увеличение объема информации, поступающей с береговых и судовых гидрометстанций, научно-исследовательских судов, автоматических буев и платформ, искусственных спутников Земли, требует внедрения новых методов в систему сбора, передачи, обработки и хранения гидрометеорологической информации. Использование электронных вычислительных машин позволит в будущем полностью автоматизировать весь этот процесс.

1.4. Предупреждения об опасных и особо опасных гидрологических явлениях

Производственная деятельность морских отраслей народного хозяйства и безопасность людей в прибрежных районах в значительной степени зависят от аномальных гидрометеорологических условий. *Опасными гидрологическими явлениями (ОЯ)* на морях и океанах называются такие явления, которые могут вызвать нарушения в работе морских отраслей народного хозяйства и нанести серьезный ущерб. К *особо опасным гидрологическим явлениям (ООЯ)* относятся такие гидрометеорологические процессы, которые по времени возникновения, интенсивности, продолжительности и площади распространения могут нанести значительный ущерб или вызвать стихийные бедствия.

На морях и океанах к опасным и особо опасным гидрологическим явлениям относятся:

- 1) непериодические колебания уровня моря (выше или ниже критических отметок), при которых затопляются населенные пункты и береговые сооружения, повреждаются суда и различные хозяйственные объекты, а также прекращается судоходство;
- 2) цунами, вызывающие повышение уровня моря на 2 м и более;
- 3) волнение в океанах при высоте волн 8 м и более, а на морях при высоте волн, опасных для мореплавания, ведения промысла и для береговых сооружений;
- 4) тропические ураганы и тайфуны при скорости ветра 35 м/с и более;
- 5) появление ледяного покрова (припая) в необычно ранние сроки, повторяющиеся не чаще чем один раз в 10 лет;
- 6) нажимной дрейф плавучих льдов, угрожающий нефтяным вышкам, эстакадам и другим сооружениям;
- 7) обледенение судов при скорости нарастания льда 0,7 см/ч и более;
- 8) сильный тягун на акватории портов.

Предупреждение морских отраслей народного хозяйства и населения об угрожающей им опасности, вызванной

неблагоприятными гидрологическими явлениями, является важнейшей задачей органов Госкомгидромета.

Исходными материалами для составления предупреждения служат:

- 1) прогноз ожидаемого опасного гидрологического явления и времени его наступления;
- 2) критерии опасности гидрологического явления.

Критерии опасности позволяют определить конкретный характер возможных вредных воздействий неблагоприятных гидрологических явлений, и определяются они для каждого хозяйственного объекта по заранее составленному каталогу критериев опасности гидрологических явлений.

В составляемых органами гидрометеорологической службы предупреждениях об опасных и особо опасных явлениях, помимо характеристики ожидаемого опасного явления и времени его наступления, необходимо конкретно указать его возможные вредные воздействия. Так, например, в предупреждениях о тягуне указывается о возможном повреждении судов, стоящих у причалов порта.

Конкретная опасность ожидаемых явлений для отдельных объектов не указывается в следующих случаях:

- 1) когда ожидаемое явление может произвести огромные разрушения на большой территории, например сильное цунами;
- 2) когда гидрологическое явление опасно в силу своей необычности, например очень раннее появление льда;
- 3) когда ожидаемое явление опасно для судов, но местоположение их в момент составления предупреждения об ООЯ неизвестно.

Ответственность за своевременную передачу предупреждений об ООЯ обслуживаемым организациям несет дежурный океанолог оперативного прогностического органа, а на гидрометеорологических станциях — дежурный специалист, получивший предупреждение из оперативного органа службы морских прогнозов.

Предупреждения об ООЯ выпускаются независимо от надежности метода прогноза. Во всех случаях, когда ожидаемое по прогнозу ООЯ представляет опасность для населенных пунктов и хозяйственных объектов, органы службы прогнозов обязаны предупредить все заинтересованные организации. Перечень организаций, которым необходимо передавать предупреждения, и порядок доведения предупреждения до потребителя устанавливаются заранее.

Предупреждения об ООЯ передают все гидрометеорологические станции и посты, проводящие наблюдения и обеспеченные средствами связи. Телеграммы передаются открытым текстом, четким и ясным языком, без сокращений, указывается московское декретное время (часы и минуты). В телеграммах, направляемых в адреса различных потребителей, сообщается: 1) начало ОЯ

или ООЯ; 2) усиление этого явления и 3) окончание действия опасного явления.

Предупреждение об ООЯ обычно дается с небольшой заблаговременностью, когда уже имеется возможность оценить обстановку, в которой развивается опасное явление. Однако она не должна быть меньше той заблаговременности, которая требуется народнохозяйственным организациям для принятия мер по защите хозяйственных объектов. При явно недостаточной заблаговременности предупреждение может оказаться бесполезным. Каждый прогнозист должен знать минимальную заблаговременность, при которой предупреждения об ООЯ еще могут быть эффективно использованы.

Прогнозируемые ООЯ могут не достигнуть критических отметок или даже не наступить вовсе. В этом случае дежурный прогнозист должен немедленно оповестить обслуживаемые организации.

Предупреждение об ООЯ, составленное для всей акватории моря, считается оправдавшимся, если ожидаемое явление наблюдалось не менее чем на одной трети этой акватории. Предупреждение, составленное только для какой-то части акватории, считается оправдавшимся, если отмечалось хотя бы на одной береговой или судовой станции данной части акватории моря.

Когда действие ООЯ прекратилось и анализ гидрометеорологических условий позволяет заключить, что это прекращение будет устойчивым, оперативное прогностическое подразделение сообщает заинтересованным организациям о прекращении действия ООЯ. После окончания ООЯ, а в некоторых случаях во время его действия местные управления Госкомгидромета совместно с другими советскими и хозяйственными органами проводят работу по обследованию территории, на которой наблюдалось ООЯ. В задачу обследования входит выяснение или уточнение района распространения данного явления, его интенсивности, а также вызванных им последствий. При отсутствии инструментальных наблюдений интенсивность ООЯ может быть приблизительно определена по косвенным признакам (по степени разрушения или повреждения зданий и сооружений, по отметкам уровня воды и т. п.). На основании результатов проведенного обследования и не позднее чем через 3—5 сут после окончания ООЯ составляется описание данного явления. К описанию ООЯ прилагаются схематические карты распространения явления, зарисовки и фотографии, а также копии лент самописцев. Бюро погоды совместно с гидрометеорологическими центрами составляют технический отчет об условиях возникновения, интенсивности, районе распространения и последствиях ООЯ, а также дают оценку оправданности и заблаговременности прогнозов и предупреждений об этом явлении.

1.5. Организация службы прогнозов

Для практической реализации любого метода морских гидрологических прогнозов необходимы организация и постоянное функционирование целого ряда систем, которые и составляют службу гидрометеорологических прогнозов. Системы службы прогнозов и их краткое содержание приведены ниже.

1. Регулярное получение сведений о текущем состоянии морей и океанов с помощью наблюдений, проводимых береговыми гидрометеорологическими станциями и постами, судами погоды, дрейфующими станциями в Северном Ледовитом океане (СП), судами морского торгового флота, промысловыми судами, автономными буйковыми станциями, а также авиационных океанографических наблюдений (авиаразведки льдов и термические съемки акваторий морей) и наблюдений с искусственных спутников Земли.

2. Передача гидрометеорологической информации по каналам связи (почтой, телеграфом, по телефону, по радио) от наблюдательных пунктов до центров анализа этой информации и прогноза (Гидрометцентр СССР, ААНИИ, региональные гидрометцентры, управления по гидрометеорологии и гидрометбюро). Содержание информационных сведений о текущем состоянии морей и океанов определяется действующими кодами, так как результаты наблюдений передаются в зашифрованном виде.

3. Первичная обработка, контроль и оперативный анализ поступающей гидрометеорологической информации. Поступившие данные наблюдений расшифровываются и наносятся на специальные карты. При обработке и оформлении гидросиноптических карт необходимо критически относиться к нанесенным данным, исправлять ошибки, использовать принцип сопоставления гидрометеорологических характеристик во времени и по акватории морей и океанов, а также принцип физической логики, учитывающий наличие определенных зависимостей между явлениями.

4. Составление оперативных морских гидрологических прогнозов различной заблаговременности. Выпуск оперативных морских прогнозов разрешается при наличии методик прогноза данной характеристики, утвержденных Центральной методической комиссией Госкомгидромета, ученым советом НИИ или научно-техническим советом управлений по гидрометеорологии. Кроме того, составление оперативных морских прогнозов целесообразно лишь при возможности их последующей проверки.

5. Обслуживание или предоставление текущей гидрометеорологической информации и прогнозов производственным организациям и населению. К основным морским отраслям народного хозяйства относятся: судоходство, рыбный и зверобойный промыслы, приливные электростанции, морские курорты, гидротехническое строительство, поиск и добыча полезных ископаемых. Гидрометеорологическое обеспечение населения в прибрежных районах

закljučается прежде всего в своевременной информации о штормовых нагонах, наводнениях и цунами.

Повышение эффективности гидрометеорологического обеспечения морских отраслей народного хозяйства связано как с совершенствованием методов прогнозов, так и с улучшением взаимодействия прогностических центров и морских организаций, потребителей этих прогнозов. Следует также отметить, что очень важную роль в гидрометеорологическом обеспечении играют практический опыт прогнозиста и хорошее знание режима обслуживаемого района.

Глава 2

Методологические основы прогнозирования

2.1. Основные принципы разработки методов морских гидрологических прогнозов

Особенности

Прогнозирование гидрометеорологических условий предполагает систему научных доказательств, разработку различных гипотез и использование методов, характеризующихся известным формализованием. Морские прогнозы, как правило, имеют вероятностный характер, ибо изменчивость океанологических процессов зависит от влияния большого числа факторов. Так, долгосрочный прогноз каких-либо характеристик режима морей и океанов можно составить лишь приближенно, ибо неизвестны все факторы, участвующие в крупномасштабном процессе. В настоящее время все методы прогнозирования базируются на использовании дискретных значений. Такой характер морской гидрометеорологической информации не всегда позволяет с достаточной подробностью выявить физическую картину процессов. Следовательно, и разработка надежных методов прогноза с требуемой для практики пространственно-временной дискретностью не может быть пока выполнена. Для решения этой задачи нужна более полная гидрометеорологическая информация с другим пространственно-временным разрешением всего комплекса характеристик гидросферы и атмосферы.

Важным моментом при разработке методов морских прогнозов следует считать применение тех или иных физических закономерностей. Так, в краткосрочных морских прогнозах широко используются инерция и преемственность тепловых и динамических процессов, воздействие полей ветра в нижнем слое атмосферы. Время адаптации океанологических полей в зависимости от изменений атмосферной циркуляции может быть принято в качестве заблаговременности морских гидрологических прогнозов. Прогнозы

океанологических характеристик могут составляться как по фактическим, так и по прогнозируемым метеорологическим полям.

В методах морских прогнозов большой заблаговременности, кроме вышеуказанных физических закономерностей, оказывается полезным использование цикличности, выявленной на длительных рядах наблюдений за прогнозируемой характеристикой. Для выявления механизмов, управляющих теми или иными природными процессами, целесообразно изучать автоколебания в системе океан — атмосфера. В отдельных методах сверхдолгосрочных прогнозов учитывается воздействие космических и глобальных геофизических факторов (солнечная активность, долгопериодные приливы, колебания оси вращения Земли и т. д.).

В сложном процессе превращения лучистой энергии в кинетическую прослеживаются прямые и обратные связи в системе океан — атмосфера. Эти связи нелинейные, но именно это является важнейшим фактором поддержания устойчивости процессов, реализуемых в форме колебательных движений. Такие нелинейные колебательные движения накладываются на сезонный ход процессов, что вызывает трудности в долгосрочном прогнозировании. По-видимому, главный механизм, ответственный за долговременные аномалии гидрометеорологических процессов, основан на крупномасштабном взаимодействии атмосферной циркуляции с подстилающей поверхностью с учетом динамики планетарных облачных систем.

В качестве математических средств при разработке методов морских прогнозов широко применяется аппарат теории вероятностей и математической статистики, так как нет способа однозначного определения ожидаемого явления. Однако, каковы бы не были причины случайных явлений, при многократных наблюдениях какого-либо процесса прослеживается статистическая устойчивость. Это происходит потому, что вступает в силу закон больших чисел, который, по определению А. Н. Колмогорова, представляет собой общий принцип: при некоторых общих условиях совокупное действие большого числа факторов приводит к результату, почти не зависящему от каждого случая.

3 Надежность методов морских прогнозов существенно зависит от информативности выбранных предикторов или предсказателей. Большинство методов прогнозирования базируется на использовании в оперативных прогнозах каких-либо характеристик сведений о состоянии атмосферы и океана через систему предикторов. Замена полного описания гидрометеорологических процессов предикторами обычно связана с сокращением объема исходной информации, ее компрессии. С помощью ЭВМ можно оптимизировать принимаемые исследователем решения по выбору предикторов, используя автоматизированную систему. Эта система позволяет осуществить выбор исходных данных из архива и дальнейшее преобразование этой информации с целью сокращения

объема выборки, быстрого поиска предсказателей при известной степени объективности.

При составлении краткосрочных морских прогнозов делаются попытки использовать интегрирование гидродинамических уравнений для вычисления полей океанологических элементов. Однако применение гидродинамических методов в морских прогнозах требует значительно большего объема исходных данных. Кроме того, должны быть заданы поля метеорологических элементов. Формирование численного алгоритма решения уравнений динамики предполагает предварительное изучение задач математической физики и способов их решения на основе эффективных численных методов. Методы решения уравнений гидродинамики должны обладать такой точностью, чтобы погрешность приближенного решения была существенно меньше, чем реальные изменения прогнозируемых характеристик, обусловленные действием различных физических факторов.

Методологической основой работ по численным долгосрочным прогнозам является использование линеаризованной системы уравнений гидродинамики и одновременно с этим разработка нелинейных моделей. Некоторые исследователи предлагают для решения уравнений гидротермодинамики использовать статистические характеристики. С помощью статистических методов устанавливаются пространственно-временные корреляционные связи между явлениями. Преимущество использования такого подхода к проблеме прогнозирования — в том, что собственные функции корреляционной матрицы априорно несут в себе полезную информацию о структуре тех или иных гидрометеорологических полей.

Итак, в качестве математического аппарата в морских гидрологических прогнозах наиболее часто используются методы теории вероятностей, математической статистики, факторный и спектральный анализы, дифференциальные уравнения. Следует отметить, что дифференциальные уравнения оказываются полезными для описания относительно регулярных океанологических процессов, когда случайной составляющей можно пренебречь. Методики краткосрочных и особенно долгосрочных морских прогнозов, используемые в настоящее время в оперативной работе, разрабатываются в основном на основе различных статистических моделей или учета экстраполяции и цикличности гидрометеорологических процессов.

Разработка методики морских прогнозов связана с решением проблемы объективного анализа гидрометеорологических характеристик. Развитие методов объективного анализа в основном идет двумя путями: методами полиномиальной и оптимальной интерполяции. Кроме того, поля отдельных характеристик должны быть согласованы между собой с учетом особенностей модели прогноза. Так, например, основной проблемой, от которой зависит составление краткосрочных прогнозов морских течений, является

построение полей начальных данных — поля плотности для каждой пентады или декады. Если поле плотности будет задано ненадежно, то изменение течений, обусловленное полем ветра, будет меньше погрешности. Таким образом, основой прогнозов течений служит наличие реальных полей плотности воды, которые должны быть согласованы с тангенциальным напряжением полей ветра и глубиной.

Резюмируя вышесказанное, можно сформулировать *основные методические принципы разработки морских гидрологических прогнозов*:

1) *принцип системности*, который требует рассматривать объект прогнозирования как систему взаимосвязанных характеристик, и *учет прогностического фона данного явления природы*;

2) *учет специфики гидрологического режима района, особенностей физических закономерностей его развития, внутригодовых и межгодовых колебаний прогнозируемой характеристики*;

3) *принцип минимизации*, требующий описания прогнозируемого объекта при минимальном числе предикторов и параметров в прогностических связях, обеспечивающих заданную точность и достоверность прогноза;

4) *принцип оптимальности степени формализованности описания*, требующий использования формализованных моделей в тех соотношениях с неформальными интуитивными способами, которые бы обеспечивали выполнение поставленной задачи с минимальными затратами. Этот принцип не требует тотальной формализации описания явления, а предполагает использование также эвристических, интуитивных и творческих методов решения прогностической задачи;

5) при разработке надежной методики прогноза следует использовать только наиболее *информативные предикторы*, которые бы обеспечивали при минимальных затратах максимальное извлечение информации, необходимой для составления прогноза.

2.2. Предсказуемость океанологических процессов

Предсказуемость каких-либо гидрометеорологических явлений зависит от того, насколько глубоко познаны закономерности изменчивости и раскрыты механизмы формирования океанологических полей. Проблема предсказуемости заключается в установлении *возможной заблаговременности и оправдываемости прогнозов*. А. С. Монин под пределом предсказуемости понимает срок, в течение которого ошибки прогноза не превышают средние климатические вариации прогнозируемых величин. Ю. В. Николаев и Г. В. Алексеев отмечают, что предел предсказуемости долгосрочных гидрометеорологических прогнозов связан не с возможной заблаговременностью, а с оправдываемостью прогнозов. Предел

предсказуемости определяется отношением дисперсии прогнозируемой части какого-либо гидрометеорологического явления к его суммарной дисперсии. Значительная часть дисперсии многих океанологических характеристик приходится на высокочастотные трудно прогнозируемые колебания, которые снижают оправдываемость прогноза. Так, например, предельная оправдываемость прогноза среднего месячного давления воздуха в полярных районах 65—75 %. Оправдываемость прогнозов погоды оказывает существенное влияние на выбор пути разработки методов морских гидрологических прогнозов.

Рассмотрим предсказуемость разрушения ледяного покрова в арктических морях, так называемых механизмов заблаговременности или цепочек связей между гидрометеорологическими процессами. Эти механизмы заблаговременности выражают как прямую, так и косвенную зависимость отдельных звеньев в цепочке следующих друг за другом явлений в течение длительного времени. Механизм заблаговременности проявляется в зависимости между показателями разрушения ледяного покрова и максимальной толщиной льда к концу зимы, сроками начала таяния и сплоченностью дрейфующих льдов. Сроки начала таяния снежно-ледового покрова и распределение дрейфующих льдов определяют альbedo подстилающей поверхности и радиационный баланс в весенне-летние месяцы. Последние характеристики во многом определяют интенсивность и сроки взлома припайного льда, а также сплоченность дрейфующих льдов в летнюю навигацию.

Итак, при раннем начале таяния снежно-ледяного покрова произойдет существенное уменьшение альbedo, резко возрастет количество поглощенной солнечной радиации и соответственно увеличится интенсивность таяния льда. При прочих равных динамических условиях взлом припая произойдет раньше средних многолетних сроков, а возникшая при дальнейшем интенсивном таянии льда положительная аномалия ледовитости и сплоченности дрейфующих льдов сохранится длительное время. При позднем начале таяния последующие процессы будут развиваться значительно медленнее, что приведет к позднему взлому припая и отрицательной аномалии ледовитости. Следовательно, возможности прогнозирования зависят от влияния начальных данных на интенсивность последующих процессов и от наличия в природных явлениях своеобразных механизмов заблаговременности.

Статистические методы позволяют использовать в прогностических уравнениях показатели последующих процессов, в том числе и синхронных атмосферных процессов, не раскрывая при этом механизмы существующих связей. В гидродинамических методах возможность учета некоторых механизмов заблаговременности заложена непосредственно в самих уравнениях гидродинамики. Возможности сверхдолгосрочных прогнозов в компонентно-гармонических методах определяются сдвигами фаз между

внешними космогеофизическими воздействиями и прогнозируемой характеристикой.

2.3. Использование в морских прогнозах уравнений баланса

Законы сохранения энергии и вещества в океанологических исследованиях нашли конкретное выражение в виде уравнений теплового, водного, энергетического и солевого балансов. Вычисление отдельных компонентов этих балансов дает возможность определить количественную связь прогнозируемых гидрологических характеристик с основными факторами. Расчет теплового и ледового балансов используется в прогнозах температуры и ледовых явлений. В прогнозах ветрового волнения широко используется уравнение баланса энергии, большинство методов долгосрочного и сверхдолгосрочного прогноза средних уровней замкнутых водоемов базируется на расчетах водного баланса, а на основе расчета солевого баланса составляется прогноз солености морей в условиях зарегулированности. В настоящее время возможности непосредственных измерений составляющих приходной и расходной частей уравнений баланса ограничены, и поэтому чаще всего применяются расчетные методы.

На пути применения расчетных методов (способов) вычисления составляющих балансов за конкретные годы возникает немало трудностей методического характера и в подготовке исходных данных для расчетов. Дело в том, что методика вычисления главных компонентов уравнений баланса для морей и океанов достаточно хорошо разработана лишь для средних многолетних условий, когда по замыканию того или иного уравнения баланса оценивается точность вычислений. Для расчетов баланса за конкретные промежутки времени отдельных лет такая методика разработана несколько хуже. Большие трудности возникают в получении регулярных гидрометеорологических наблюдений с открытых районов морей и океанов. Тем не менее на основе решения уравнения баланса энергии получены зависимости высоты волны от скорости ветра, продолжительности его действия и разгона, которые широко применяются при прогнозе характеристик ветрового волнения.

С помощью упрощенного способа вычисления потока тепла на поверхности морей и океанов составляются прогнозы температуры воды поверхностного слоя и слоя конвективного перемешивания, распределения температуры воды по вертикали и другие характеристики тепловых процессов.

2.4. Использование аналогичности и типизации процессов в прогнозах

В оперативной работе прогнозистов используется *метод аналогов*, основанный на том, что *сходные причины должны приводить*

к одинаковым следствиям. Под аналогичностью двух гидрометеорологических полей понимается степень гидрометеорологического подобия их, т. е. эти поля считаются аналогичными, если при наложении они совпадают во всех точках. Кроме этого, желательно совпадение по абсолютному значению сравниваемых характеристик. Показатель аналогичности полей по интенсивности вычисляется по формуле

$$k = 1 - \Delta\sigma/\sigma_{\text{макс}}, \quad (2.1)$$

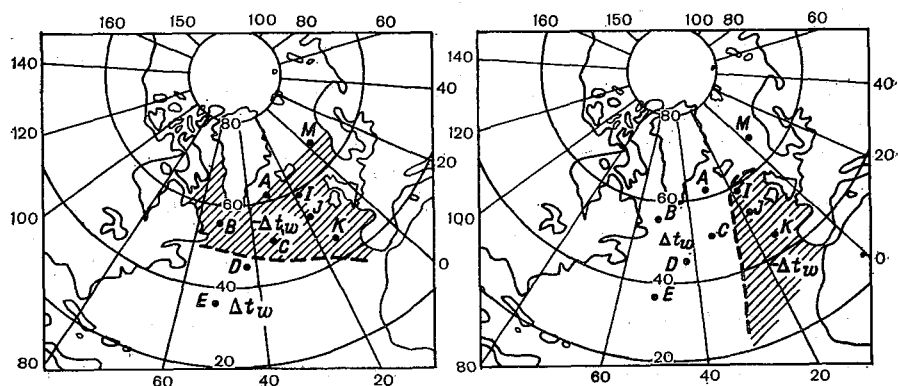


Рис. 2.1. Наиболее распространенные типы распределения полей температуры воды поверхностного слоя Северной Атлантики.

где $\Delta\sigma$ — разность средних квадратических отклонений двух океанологических полей; $\sigma_{\text{макс}}$ — максимальное среднее квадратическое отклонение двух полей из всего рассматриваемого ряда.

Для оценки аналогичности полей по их конфигурации может использоваться коэффициент корреляции r .

Общий показатель аналогичности имеет вид

$$\alpha = [r + (1 - \Delta\sigma/\sigma_{\text{макс}})]/2. \quad (2.2)$$

Типизация океанологических процессов по каким-либо признакам основана на использовании устойчивости и преобладания в развитии гидрометеорологических явлений. Типизация — это своего рода классификация, которая может служить первой ступенью на пути более глубокого изучения океанологических процессов. На рис. 2.1 показаны два наиболее распространенных типа распределения аномалий в поле температуры воды Северной Атлантики. Для каждого из этих типов распределения аномалий были выявлены преобладающие типы атмосферных процессов, которые во многом обуславливали тот или иной тепловой фон в океане.

Метод типизации широко используется в прогнозах распределения дрейфующих льдов, полей температуры воды поверхностного слоя океана и других характеристик. Для каждого выявлен-

ного типа определяются средние и экстремальные значения анализируемых характеристик. Составление прогнозов этим приемом сводится к подбору того или иного ранее выявленного типа, исходя из предшествующих процессов текущего года, и оценки степени вероятности преобразования этого типа в другой или его сохранения в прогнозируемом периоде. В качестве примера применения метода типизации рассмотрим схему составления прогноза распределения льда в арктических морях на средние сроки. Ю. А. Горбунов и А. Л. Соколов разработали схемы развития ледовых процессов, на которых представлено последовательное изменение положения границ льда под влиянием ветра при различных исходных типах распределения льда. Эти схемы дают только принципиальную картину изменений ледовых условий в зависимости от направления переноса воздушных масс без учета его скорости и интенсивности таяния. Анализируя предшествующие условия и фактическое состояние ледовой обстановки, из атласа подбирают тип распределения и год-аналог. Используя прогнозы погоды на средние сроки, по типовым схемам развития перераспределения льда и процессам в годы-аналоги составляют прогноз распределения льда.

2.5. Учет атмосферной циркуляции в морских гидрологических прогнозах

Под влиянием тепловых и динамических процессов атмосферы формируется режим поверхностного слоя моря, изменяется сплошность дрейфующих льдов, возникают штормовые нагоны, ветровое волнение и дрейфовые течения. Для учета влияния атмосферных процессов на гидрологический режим морей и океанов предложены различные способы.

Учет изменчивости циркуляционных процессов и их влияния на подстилающую поверхность чаще всего осуществляют с помощью типизации и вычисления индексов циркуляции. Типизацию атмосферной циркуляции трудно выразить численными показателями, однако она наглядно характеризует связи атмосферных процессов между собой и неплохо отражает их взаимодействие с подстилающей поверхностью. При рациональной типизации ее показатели легко увязываются с индексами атмосферной циркуляции. Наиболее удобным признаком типизации процессов является соотношение зональной и меридиональной компонентов циркуляции атмосферы. Как при типизации процессов, так и при вычислении индексов главной целью является выяснение интенсивности основного зонального потока в средней тропосфере или определение степени его нарушения меридионально направленными переносами.

При разделении непрерывно развивающихся атмосферных процессов обычно полагают, что характерных элементарных механиз-

мов должно быть немного и они различаются для теплого и холодного полугодий. Общий характер циркуляции атмосферы сохраняется в течение нескольких суток, после чего предыдущий синоптический процесс «скачком» переходит в другой элементарный процесс.

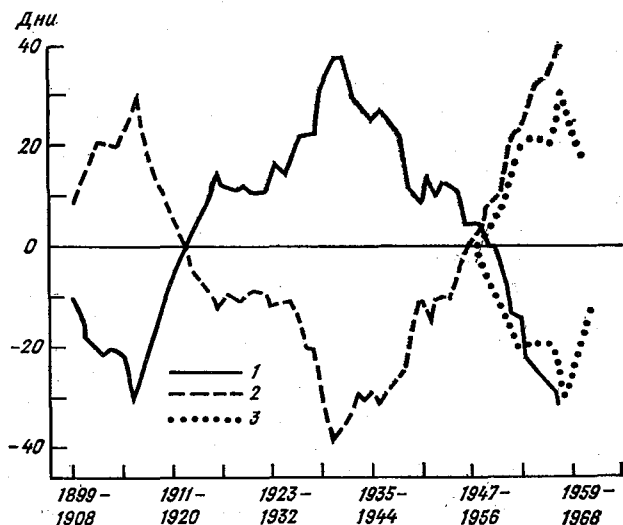


Рис. 2.2. Эпохальная повторяемость меридиональной (2) и зональной (1) форм циркуляции атмосферы в северном полушарии и прогнозируемый ход циркуляции (3), по Б. Л. Дзердзеевскому.

Атмосферную циркуляцию на полушарии обычно рассматривают как целостный макропроцесс. Переход от одной эпохи к другой осуществляется постепенным нарастанием характерных для наступающей новой циркуляционной эпохи особенностей с возрастающей амплитудой колебаний. Б. Л. Дзердзеевский выделил в XX столетии следующие циркуляционные эпохи: 1-я циркуляционная эпоха (1900—1916 гг.) — меридиональный тип; 2-я циркуляционная эпоха (1917—1952 гг.) — зональный тип; 3-я циркуляционная эпоха началась с 1953 г. и по сверхдолгосрочному прогнозу должна продолжаться до начала 90-х годов (рис. 2.2).

Циркуляционные эпохи следует оценивать не только по преобладающему характеру переноса воздушных масс, но и по степени устойчивости атмосферных процессов. Так, например, с середины столетия происходила более частая смена однородных периодов (2—5 лет) по сравнению с предыдущей эпохой циркуляции. На фоне вековых климатических и циркуляционных трендов многие исследователи обнаружили колебания продолжительности действия ведущих групп циркуляции с циклом 12—21 год. Такая

цикличность в атмосферной циркуляции используется для разработки сверхдолгосрочных прогнозов уровня Каспийского моря и других морских прогнозов.

Типизация атмосферных процессов в северной полярной области Земли, выполненная Г. Я. Вангенгеймом и А. А. Гирсом, используется в ААНИИ при составлении оперативных долгосрочных ледовых прогнозов на трассе Северного морского пути.

При выявлении влияния атмосферных процессов на подстилающую поверхность особое внимание следует уделить развитию блокирующих ситуаций. Сущность блокирования состоит в торможении западного переноса в умеренных широтах. Так, например, вследствие развития высотного гребня давления над восточной частью Атлантического океана и последующего преобразования зональной формы в меридиональную возникает типичная блокирующая ситуация. Блокирующие антициклоны образуются над относительно теплой для данного года подстилающей поверхностью, и, по-видимому, явление блокирования связано с особенностями температурного поля Атлантического океана. Наличие блокирующего эффекта приводит к резкому снижению расходов морских течений, ослаблению циклогенеза в районе о. Исландия, уменьшению отдачи тепла в атмосферу с поверхности океана и прекращению выноса тепла в восточную часть Атлантического океана. Все это приводит к постепенному разрушению блока над Скандинавией и восстановлению западно-восточного переноса в умеренных широтах.

Усиление западного переноса над Северной Атлантикой обуславливает интенсификацию морских течений, повышение теплоотдачи в атмосферу, что снова приводит к образованию высотного гребня над восточной частью Атлантического океана. Возникший антициклон уменьшает поступление тепла от океана в атмосферу, осуществляя обратную связь в процессах взаимодействия океана и атмосферы, вследствие чего эти процессы носят колебательный характер. Продолжительность таких циклов обычно от 3 до 9 мес.

В качестве показателей интенсивности атмосферной циркуляции, применяемых в морских прогнозах, обычно используют среднемесячную температуру и давление воздуха, эффективные градиенты давления и различные индексы атмосферной циркуляции. Н. А. Белинский для количественной характеристики циркуляции атмосферы предложил индекс для расчета которого используется теорема о циркуляции скорости воздушного потока, возникающего под действием градиента давления. Н. А. Белинский показал, что производная циркуляции по времени ($dc/d\tau$) отдельного циклонического или антициклонического образования может быть определена из соотношения

$$dc/d\tau \simeq v_a \int_a^b dP_a \simeq v_a (b - a) \simeq v_a \Delta P_a,$$

где b — максимальное давление, при котором наблюдается циклоническая кривизна изобар, или минимальное давление, при котором наблюдается антициклоническая кривизна изобар; a — давление соответственно в центре циклона или антициклона, отсчитанное от уровня b ; при циклонической циркуляции $a < b$, следовательно, $\Delta P_a > 0$; при антициклонической циркуляции $a > b$ и $\Delta P_a < 0$; v_a — удельный объем воздуха.

Для определения производной по времени от циркуляции по географическому контуру, охватывающему несколько циклонических и антициклонических образований, можно пользоваться соотношением

$$dc/d\tau \cong v_a (\sum \Delta P_{Zy} - \sum \Delta P_{Az}),$$

где Zy означает циклоническую, Az — антициклоническую кривизну изобар.

Практически индексы циркуляции рассчитываются следующим образом. Карта атмосферного давления разбивается на трапеции, ограниченные меридианами и параллелями. Производная по времени от циркуляции по контуру каждой трапеции оценивается по изобаре, проходящей через эту трапецию, с помощью шкалы индексов. При антициклонической кривизне изобар индекс берется со знаком «минус», при циклонической — со знаком «плюс». Для получения более точных числовых характеристик интенсивности циркуляции атмосферы в меньших по площади районах предложена 12-балльная шкала, приведенная в табл. 2.1.

Суммой индексов Белинского можно достаточно четко выразить преобладание циклонической или антициклонической циркуляции атмосферы. Каждая из этих форм циркуляции определяет

Таблица 2.1

Индексы атмосферной циркуляции Белинского

P_a (гПа) при циклонической циркуляции	Индекс Zy	P_a (гПа) при антициклоничес- кой циркуляции	Индекс Az
1030	0,0	1050	—12,0
1025	1,0	1045	—11,0
1020	2,0	1040	—10,0
1015	3,0	1035	—9,0
1010	4,0	1030	—8,0
1005	5,0	1025	—7,0
1000	6,0	1020	—6,0
995	7,0	1015	—5,0
990	8,0	1010	—4,0
985	9,0	1005	—3,0
980	10,0	1000	—2,0
975	11,0	995	—1,0
970	12,0	990	0,0

характер теплообмена между океаном и атмосферой, динамику процессов в океане (направление дрейфовых течений, интенсивность колебаний уровня моря и т. д.), изменение ледовых условий в морях. Поэтому индексы Белинского успешно используются в качестве аргументов в уравнениях для сверхдолгосрочного прогноза уровня Каспийского моря, температуры воды в Атлантическом океане, ледовых условий на неарктических морях и для прогноза других гидрологических характеристик.

В последние годы широко используются индексы атмосферной циркуляции, предложенные А. Л. Кацем, который в качестве количественных показателей циркуляции атмосферы использовал интенсивность воздушных потоков в меридиональном и зональном направлениях. Показатель меридиональной составляющей потока зависит от среднего на исследуемом участке градиента давления по параллели, показатель зональной составляющей потока характеризуется средним градиентом давления вдоль меридиана. Зональные I_z и меридиональные I_m составляющие потоков определяются подсчетом числа пересечений изобар с параллелями и меридианами по заданной сеточной области:

$$I_m = \frac{bm}{j(\lambda_2 - \lambda_1) \cos \varphi} \quad (\text{гПа}/1^\circ \text{ экватора}), \quad (2.3)$$

где b — интервал, через который проведены изобары; m — число пересечений изобарами параллелей; j — число параллелей, на которых подсчитываются зональные градиенты давления между меридианами λ_1 и λ_2 ; $1/\cos \varphi$ — постоянный для каждой широты поправочный коэффициент;

$$I_z = \frac{bn}{i(\varphi_2 - \varphi_1)} \quad (\text{гПа}/1^\circ \text{ экватора}), \quad (2.4)$$

где n — число пересечений изобарами меридианов; i — число меридианов, на которых подсчитываются меридиональные градиенты давления между параллелями φ_1 и φ_2 .

На рис. 2.3 изображены межгодовые колебания индексов зональной циркуляции атмосферы в Исландском районе и изменения потоков тепла из океана в атмосферу в этом же районе. Можно заметить, что изменения в характере атмосферной циркуляции определяют колебания потоков тепла, идущего из океана в атмосферу.

Д. А. Дрогайцев предложил использовать карты OT_{1000}^{500} осредненные по естественным синоптическим периодам (ЕСП), для подсчета индексов меридионального переноса тепла и холода в тропосфере. Для оценки меридионального переноса тепла и холода в тропосфере необходимо по аномалиям геопотенциалов за каждый ЕСП предпринять выбрать экстремальные характеристики. В каждом узле сеточной области берется осредненная аномалия

геопотенциалов за период предзимья и строится карта индексов меридионального переноса тепла и холода.

При сопоставлении индексов Дрогайцева за предшествующие предзимья над акваторией Баренцева моря с последующей средней сезонной температурой воды деятельного слоя на стандартных разрезах Баренцева моря получены прогностические связи,

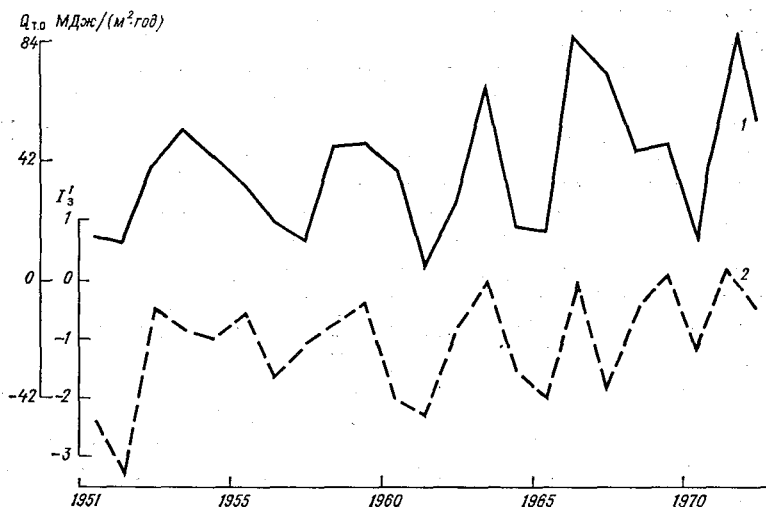


Рис. 2.3. Межгодовая изменчивость индексов зональной циркуляции по Кацу (2) и потоков тепла с поверхности океана в Исландском районе (1).

которые используются в оперативной работе по составлению долгосрочных прогнозов температуры воды в Баренцевом море на период с января по сентябрь.

2.6. Некоторые закономерности взаимодействия океана и атмосферы, используемые в морских прогнозах

В. Ю. Визе назвал взаимодействие океана и атмосферы взаимоиנדугированием процессов двух сред. Мировой океан, обладающий большой тепловой «памятью», поглощает значительное количество солнечной радиации, а затем посредством длинноволнового излучения, испарения и турбулентного теплообмена отдает тепло атмосфере. Из тропических районов океанов, где поглощается основное количество солнечного тепла, морскими течениями это тепло переносится на огромные расстояния, а в умеренных и высоких широтах океан теряет это тепло. Аномалии потоков тепла от океана в атмосферу следует рассматривать как основную

причину крупных нарушений в характере атмосферной циркуляции и прежде всего в смене зональных форм циркуляции на меридиональные.

Большую роль в неравномерности поступления солнечной радиации на подстилающую поверхность нашей планеты играет облачность. Различные по знаку отклонения количества облаков от средних многолетних значений над акваторией Мирового океана создают аномалии в поле температуры воды поверхностного или даже деятельного слоя. Возникшая аномалия в температурном поле океана незамедлительно скажется на интенсивности теплоотдачи в атмосферу, а это в дальнейшем проявится на характере динамических процессов в атмосфере и форме облаков. В системе океан — атмосфера облачность является регулятором с обратной связью. Можно полагать, что в сложном взаимодействии океана и атмосферы атмосфера действует на океан динамическим путем, хотя в отдельных случаях она оказывает и тепловое воздействие на подстилающую поверхность. Мировой океан воздействует на атмосферные процессы путем передачи тепла и влаги в атмосферу, и как следствие этих процессов происходит изменение термодинамических характеристик в тропосфере.

Процессы взаимодействия океана и атмосферы имеют неодинаковую интенсивность в различных районах Мирового океана. Как показали расчеты теплоотдачи, в Северной Атлантике наблюдается существенная неравномерность потоков тепла и влаги в атмосферу (рис. 2.4). Формирование очагов взаимодействия океана и атмосферы, или *энергоактивных зон*, связано с адвекцией холодного воздуха и значительными скоростями ветра в районах теплых течений. Суммарная теплоотдача из очагов взаимодействия Северной Атлантики составляет больше половины всего теряемого ею тепла.

Особую роль в процессах взаимодействия океана и атмосферы играют полярные льды. Большое альбедо снежно-ледяного покрова значительно уменьшает количество поглощенной солнечной радиации, а значит, уменьшает энтальпию водной толщи. Морские льды являются продуктом взаимодействия океана и атмосферы, однако, возникнув, они оказывают существенное влияние на рассматриваемый процесс.

В последние годы предложены гидродинамические прогностические модели взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью. Так, например, в модели Г. И. Марчука учитываются влияние адвекции тепла морскими течениями, различные виды вертикального перемешивания в деятельном слое океана. В этой модели предложен механизм связи между аномалией облачности над океаном и изменениями температуры воздуха в различных районах суши. Модель Г. И. Марчука открывает некоторые возможности составления сезонных гидрометеорологических прогнозов численными методами.

По мнению А. С. Монина, прогнозировать погоду и изменчивость океана на длительные сроки нужно на основе общей численной модели атмосферы и океана. Однако таких прогностических

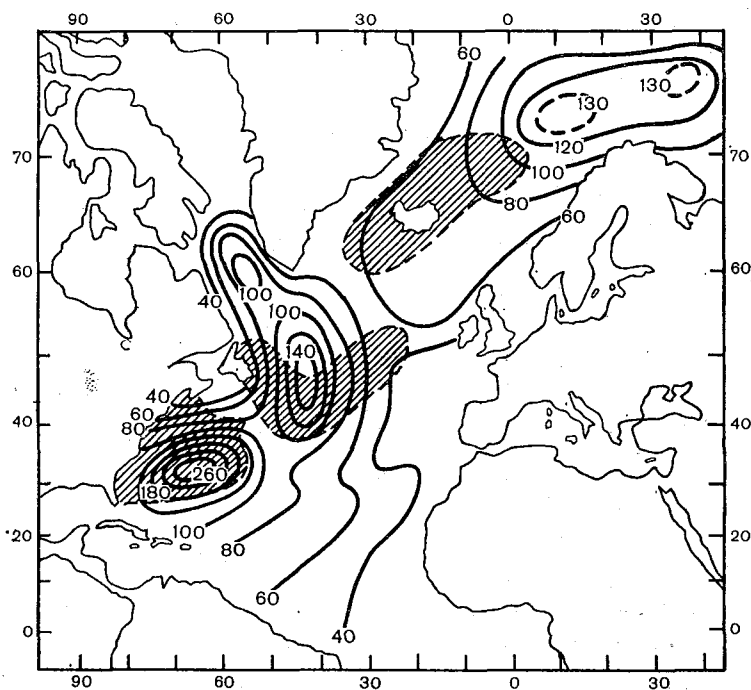


Рис. 2.4. Очаги взаимодействия океана и атмосферы и зоны активного циклогенеза (заштрихованные области).

Цифры у изолиний показывают суммарные потоки тепла [в МДж/(м²·год)].

моделей пока нет, и приходится прогнозировать отдельно погоду и гидрологические процессы в океане.

2.7. Возможности использования преемственности и цикличности гидрометеорологических процессов в морских прогнозах

При разработке методов морских прогнозов большой заблаговременности исследователи довольно часто используют такую физическую закономерность, как *преемственность гидрометеорологических процессов*. Установление статистической связи ледовых характеристик с предшествующим состоянием центров действия

атмосферы позволило В. Ю. Визе разработать метод ледовых прогнозов, получивший название метода «барических шаблонов». Идея о преемственности в развитии крупномасштабных атмосферных процессов лежит в основе макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов, разработанного в ААНИИ для арктических морей. Базируясь на закономерной смене различных форм зональной и меридиональной циркуляций, установленной на длительных рядах наблюдений, удалось разработать методику долгосрочного прогноза ледовитости арктических морей.

Д. А. Дрогайцев заметил существенное различие в структуре сезонных полей температуры воздуха предзимья в нижнем 5-километровом слое перед дождливым и засушливым летом, перед годом с малым и большим стоком рек, с высокой и низкой температурой воды деятельного слоя Баренцева моря. Многолетние колебания указанных характеристик предопределяются главным образом колебаниями в предшествующей атмосферной циркуляции. В зависимости от типа и интенсивности атмосферных процессов в сезоне предзимья выхолаживание Баренцева моря может быть сильным или слабым. При большой теплоотдаче формируется отрицательная аномалия температуры воды, и, наоборот, при слабом выхолаживании образуется положительная ее аномалия. Одной из причин длительного сохранения знака аномалии теплового режима Баренцева моря следует считать устойчивость крупномасштабных атмосферных процессов.

По характеру колебаний все временные ряды гидрометеорологических наблюдений можно подразделить на бессвязные и связанные. *Бессвязными* называются такие ряды, когда последующие члены временного ряда не зависят от предыдущих, а *связными* — когда наблюдается зависимость последующих членов ряда от предыдущих. Связность рядов может определяться как внутренней структурой самого ряда, так и влиянием внешних факторов. Элементарным связным аperiodическим рядом является простая цепь Маркова, в которой соседние члены достаточно тесно связаны. Корреляция между остальными членами ряда возможна лишь как следствие вышеуказанной связи и дополнительной информации не несет. Сложные цепи Маркова предполагают зависимость последующего члена от нескольких предыдущих. Среди сложных цепей Маркова выделяют стационарные процессы, в которых вероятностные характеристики связи во времени однородны. В прогностической работе стационарные процессы чаще всего используют как приближение к естественным гидрометеорологическим явлениям.

Циклическими колебаниями, или цикличностью, называют колебания связанных величин различной степени регулярности при условии существования математических ожиданий параметров этих колебаний. Мнения ученых о возможности использования

цикличности в прогнозах различны. Некоторые исследователи считают цикличность в гидрометеорологических процессах бесспорной и предлагают на использовании этой закономерности разрабатывать оперативные методы долгосрочных и сверхдолгосрочных прогнозов. Достаточно распространенными методами сверхдолгосрочного прогнозирования элементов режима морей и океанов следует считать компонентно-гармонический и динамико-статистический методы.

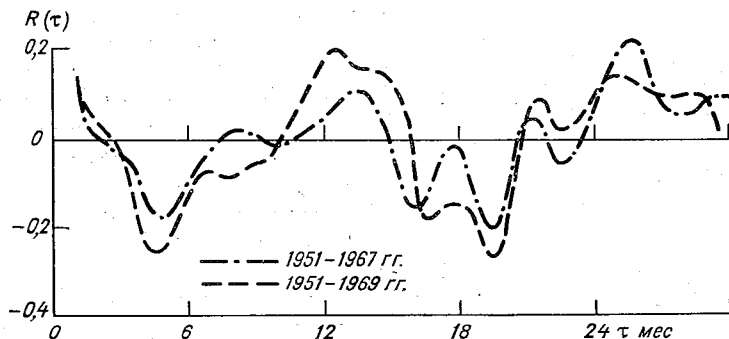


Рис. 2.5. Корреляционные функции двух рядов температуры воды слоя 0—200 м на океанографическом разрезе «Кольский меридиан».

Компонентно-гармонический, или метод суперпозиции основан на учете вкладов различных выявленных циклов в прогнозируемую величину. В ряде работ предполагается, что циклы гидрометеорологических процессов обусловлены внешними воздействиями, например солнечной активностью и т. п. Однако нужно помнить, что примерное равенство выявленных циклов солнечной активности и аналогичных циклов каких-либо гидрометеорологических элементов еще не свидетельствует о генетической связи между ними, ибо механизм передачи от внешних воздействий на Землю пока еще недостаточно ясен.

Динамико-статистический метод, предложенный Ю. М. Алехиным, основан на использовании внутрирядной связи какого-либо макропроцесса во времени, описываемой автокорреляционной функцией (рис. 2.5). Прогноз составляется с помощью длительного ряда наблюдений за искомой характеристикой, исходя из предпосылки о существовании внутрирядной закономерности или обратной связи в самих макропроцессах. Конкретным проявлением этой закономерности является цикличность гидрометеорологических макропроцессов. По всей вероятности, явление цикличности относится к числу фундаментальных закономерностей природы.

2.8. Физико-статистические методы прогнозирования

В разработке методов морских прогнозов наметились два основных направления: физико-статистическое и гидродинамическое. В основе *физико-статистического* направления лежит использование физической гипотезы, раскрывающей характер взаимосвязи между *предикторами* и *предиктантом*. Физическая гипотеза облегчает задачу применения статистических методов в прогнозировании. Статистические методы прогноза дают возможность оценить развитие гидрометеорологических процессов в будущем по результатам наблюдений в прошлом, используя при этом знание вероятностных характеристик этих процессов. Для установления связи между исследуемыми величинами составляются ряды наблюдений прогнозируемой характеристики и факторов, от которых она зависит.

Разработка методики, пригодной для составления оперативных прогнозов, представляет сложное научное исследование, которое может быть разбито на несколько этапов.

На первом этапе исследования выявляются общие закономерности между явлениями и определяются главные факторы. Как показал опыт прогнозирования, большое число предикторов, используемых в методиках, не улучшает качество прогнозов. Оптимальное число предикторов, как правило, три или четыре. Под *оптимальным количеством предикторов* понимают такую совокупность предикторов, когда дальнейшее увеличение их числа не приводит к повышению коэффициента корреляции и улучшению оправдаваемости прогнозов. Правильное решение при выборе числа предикторов существенно облегчает разработку метода прогноза и обеспечивает повышенную надежность оперативных прогнозов.

В качестве примера выбора главных факторов рассмотрим прогностическую схему нарастания толщины льда. Из экспериментальных и теоретических исследований физики морского льда хорошо известно, что на изменение толщины льда влияют потоки тепла сверху и снизу снежно-ледяной поверхности, первоначальная толщина льда, циркуляция вод у нижней границы льда, характер атмосферной циркуляции и т. д. Однако в оперативной практике долгосрочного прогнозирования нарастания толщины льда используются формулы, в которых предикторами являются толщина льда, измеренная в день составления прогноза, сумма отрицательных температур воздуха и высота снежного покрова. Остальные влияющие факторы косвенно учитываются с помощью постоянных коэффициентов, вычисленных заранее для каждого географического района.

На втором этапе разработки методики прогноза ранее выявленная общая физическая закономерность применяется к конкрет-

ным физико-географическим условиям морей. С этой целью материалы наблюдений, необходимые для разработки методики, подвергаются тщательному анализу на репрезентативность и сравнимость наблюдений в различные годы. Так как районы Мирового океана сильно различаются по физико-географическим и океанологическим условиям, *методики оперативных прогнозов почти всегда локальны*. Попытки исследователей разработать общие методы прогнозирования, пригодные для больших акваторий морей и океанов, пока не привели к положительным результатам.

На третьем этапе приступают к получению количественных прогностических зависимостей. Наглядным способом поиска связей следует считать графическое сопоставление прогнозируемого элемента с предикторами. Этот прием дает возможность не только установить наличие статистической связи, но и определить вид этой зависимости. Следует произвести детальный анализ отклоняющихся случаев и выяснить причины, повлекшие за собой нарушение общей закономерности. Чем больше разброс точек на графике связи, тем больше степень влияния случайных факторов.

Применяемые в гидрометеорологических прогнозах статистические связи являются приближенными, и они характеризуются типом, теснотой, реальностью и устойчивостью. Тип связи характеризует степень изменения функции при изменении аргумента. По данному признаку статистические связи подразделяются на *линейные и нелинейные*. Теснота связи обычно оценивается значением коэффициента корреляции (r), реальность связи удобно определять по соотношению коэффициента корреляции (r) и его вероятного отклонения (E_r). Необходимой характеристикой любой прогностической зависимости следует считать *устойчивость*, под которой понимают изменение тесноты и реальности связи при изменении продолжительности ряда наблюдений. Аналитическим выражением статистической связи служит *уравнение регрессии*, т. е. такое уравнение, применение которого для составления прогнозов давало бы наименьшие ошибки при сопоставлении вычисленных значений с фактическими данными.

Использование физико-статистического метода в оперативной работе базируется на предположении о стационарности рассматриваемого гидрометеорологического процесса. Это допущение означает, что все статистические характеристики ($\bar{x}$, σ_x , r_{yx} и т. д.) не меняются во времени. Тем не менее даже при этих условиях статистические методы не гарантируют устойчивости коэффициентов уравнения регрессии, так как они вычислены по выборке, а не являются параметрами генеральной совокупности. По мере накопления данных статистические параметры должны уточняться, т. е. система должна быть адаптивной.

Для стационарного режима *адаптация* означает, что при поступлении новых данных статистические характеристики

в процессе работы уточняются. Если же гидрометеорологический процесс нестационарен, то неясно, насколько целесообразно постоянное увеличение архива. Возможно, разумнее пренебречь надежностью статистических оценок в смысле их близости к оценкам, полученным по генеральной совокупности, ради их лучшего соответствия данному моменту времени. Это означает, что память прогностической системы должна быть динамичной, т. е. наряду с учетом новой информации целесообразно исключить старую или по крайней мере ослабить ее влияние при прогнозировании будущих процессов.

2.9. Гидродинамические методы прогнозирования

Гидродинамические методы прогноза базируются на решении уравнений гидро- и термодинамики. В настоящее время при некоторых упрощениях разработаны численные методы краткосрочных прогнозов штормовых нагонов, температуры воды верхнего квази-однородного слоя океана и его толщины, сроков ледообразования, нарастания толщины льда и таяния снежно-ледяного покрова. Для северного полушария при описании физических процессов в океане можно принять следующие уравнения термодинамики турбулентной жидкости:

движения

$$\frac{du}{d\tau} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + fv + \frac{\partial}{\partial z} k' \frac{\partial u}{\partial z}; \quad (2.5)$$

$$\frac{dv}{d\tau} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - fu + \frac{\partial}{\partial z} k' \frac{\partial v}{\partial z}; \quad (2.6)$$

$$\partial p / \partial z = g\rho; \quad (2.7)$$

неразрывности

$$\operatorname{div}_h u + \partial w / \partial z = 0; \quad (2.8)$$

распространения тепла

$$\frac{\partial t_w}{\partial \tau} + u \operatorname{grad}_h t_w + w \frac{\partial t_w}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k_{tw} \frac{\partial t_w}{\partial z} + \sum Q; \quad (2.9)$$

распространения соли

$$\frac{\partial S}{\partial \tau} + u \operatorname{grad}_h S + w \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k_s \frac{\partial S}{\partial z}; \quad (2.10)$$

состояния морской воды

$$\rho = \rho(t_w, S, P_w). \quad (2.11)$$

Так как коэффициенты k' , k_{tw} , k_s определяются характеристиками турбулентного режима верхнего слоя океана, к исходным уравнениям необходимо добавить соотношения, описывающие та-

кой режим. С этой целью используется уравнение для средней энергии пульсаций, приходящейся на единицу объема жидкости, так называемое *уравнение баланса турбулентной энергии*:

$$\frac{\partial \mathcal{E}_t}{\partial t} = k' \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] + \gamma g k' \frac{\partial P}{\partial z} - E_{\text{дис}} + \frac{\partial}{\partial z} k_{\varepsilon} \frac{\partial \mathcal{E}_t}{\partial z}, \quad (2.12)$$

где P — давление жидкости; $\mathcal{E}_t$ — энергия турбулентности; $E_{\text{дис}}$ — энергия диссипации в единице объема; g — ускорение силы тяжести; $f = 2\Omega \sin \varphi$ — параметр Кориолиса; γ — коэффициент термического расширения морской воды (γg — параметр плавучести);

$$\Sigma Q = Q_{\odot} + Q_{\text{эф}} + Q_{\text{и}} + Q_{\text{т.о.}} \quad (2.13)$$

Сведения о горизонтальных коэффициентах обмена в океане крайне скудны. В связи с этим степень достоверности допущения, принятого в исходной системе уравнений, из-за опущения членов, отражающих горизонтальную вязкость и диффузию, оценить трудно. Однако эти допущения вполне приемлемы для открытой части океана, где горизонтальные масштабы полей достаточно велики.

В уравнениях движения не учитываются нелинейные члены вида $u \partial/\partial x + v \partial/\partial y$, так как в океане при рассмотрении процессов синоптического и сезонного масштабов, по-видимому, их роль незначительна.

Граничные и начальные условия во многом определяются конкретной постановкой задачи. Отметим лишь обычно принимаемые условия для скорости течений, температуры и турбулентной энергии. На поверхности океана ($z=0$) задается касательное напряжение ветра

$$\begin{aligned} \rho k \frac{\partial u}{\partial z} &= -\tau_x; \\ \rho k \frac{\partial v}{\partial z} &= -\tau_y. \end{aligned} \quad (2.14)$$

Для вертикальной скорости принимается $w=0$ при $z=0$, $w=w_0$ при $z=H$, где w_0 можно принять равной значению скорости на нижней границе слоя трения в океане

$$w_0 = - \frac{1}{\rho_0} \operatorname{rot}_z \frac{\tau'}{f}. \quad (2.15)$$

Для больших глубин предполагается затухание горизонтальных скоростей, вызванных касательным воздействием ветра на поверхность океана, и поэтому в качестве одного из вариантов граничных условий на глубине можно принять $u=u_0$, $v=v_0$, где u_0 и v_0 — известные глубинные течения, вызванные градиентами давления.

При решении уравнения теплопроводности задается поток тепла

$$\alpha_t k \, dt_w / dz = \sum Q / (C_p \rho) \quad \text{при } z = 0 \quad (2.16)$$

где C_p — теплоемкость воды при постоянном давлении.

В оперативной практике баланс тепла на поверхности океана вычисляется по эмпирическим зависимостям на основе стандартных гидрометеорологических наблюдений за скоростью ветра, температурой и влажностью воздуха в приводном слое, температурой поверхностного слоя, а также облачностью. Затруднением для широкого применения в оперативной работе численных методов прогнозирования является прежде всего сложность процессов в океанах и морях. Это создает математические трудности, связанные с необходимостью введения нелинейных членов в гидродинамические уравнения. Так, например, в численных схемах прогноза температуры воды коэффициенты турбулентного обмена принимаются постоянными, ибо пока неизвестны законы их изменения в пространстве и во времени. В такой постановке задачи внедрить гидродинамические методы прогноза температуры воды в оперативную практику невозможно, так как оправдываемость прогнозов по таким методам оказывается значительно ниже оправдываемости физико-статистических методов прогнозирования. Во многих гидродинамических методах прогноза нельзя учесть влияние местных условий, а также ввести в исходные уравнения начальные условия в узлах сетки с небольшим пространственным разрешением.

Медленное внедрение численных методов прогнозирования океанологических характеристик обусловлено и недостаточно высокой оправдываемостью метеорологических прогнозов по акваториям морей и океанов или даже отсутствием таких прогнозов. При использовании фактических метеорологических данных математические модели дают достаточно высокую обеспеченность расчетов океанологических элементов, но результат применения этих моделей при использовании метеорологического прогноза резко снижается. Ярким примером такого положения может служить слабое внедрение численных методов прогноза невыходов наводнений. На основе уравнений мелкой воды сделаны диагностические расчеты штормовых нагонов в вершине Финского залива, однако из-за невысокой точности прогноза скорости ветра оперативные прогнозы высокого подъема уровня воды в Ленинграде гидродинамическим методом пока не составляются.

Внедрение гидродинамических методов для целей долгосрочных морских прогнозов осложняется по различным причинам. Некоторые исследователи полагают, что единственно возможной научной перспективой долгосрочного прогнозирования гидрометеорологических процессов следует считать разработку общей численной модели атмосферы и океана.

Между физико-статистическим и гидродинамическим направлениями в разработке морских прогнозов нет резкой границы, ибо математические модели разрабатываются на основе обобщения многолетних наблюдений и экспериментальных исследований в океане, а важнейшей составной частью статистических связей следует считать задание физической гипотезы.

Исследования, в которых океанологические и метеорологические явления рассматриваются как единый процесс, можно считать наиболее перспективными для целей усовершенствования методики морских прогнозов. Конкретным примером такого рода прогностических работ можно назвать исследования Б. А. Крутских, в которых установлено, что при развитии определенных элементарных синоптических процессов над арктическими морями возникает микроциркуляция вод и льдов, а также денивеляция уровня, соответствующие данному процессу. Основные черты динамических процессов в арктических морях сохраняются в течение естественного гидрологического периода. В результате развиваются элементарные гидрологические процессы, которые создают однонаправленные изменения в однородных гидрологических районах арктических морей. Выявленные Б. А. Крутских закономерности могут быть основой прогноза гидрометеорологического процесса на средние сроки.

Глава 3

Методы статистической обработки данных наблюдений с целью построения прогностических зависимостей и оценки их надежности

3.1. Общие положения

Разработка метода прогноза океанологических явлений, таких как: ветровое волнение, течения, колебания уровня, температура воды и другие, начинается обычно с анализа и обобщения имеющихся представлений об общих физических закономерностях прогнозируемого явления, поиска факторов, влияющих на его изменения во времени и по площади, и выявления среди них наиболее информативных в прогностическом смысле. Другими словами, исследователь на основе изучения так называемой априорной информации о данном явлении принимает некоторые общие положения (гипотезу), характеризующие форму искомой связи между прогнозируемым явлением (предиктантом) и факторами, его обуславливающими (предикторами).

Следующим этапом является выбор наиболее адекватного математического аппарата, который наилучшим образом позволял бы подойти к решению поставленной задачи, т. е. созданию надежного метода прогноза.

В гидродинамических моделях процессы изменения физических величин со временем описываются уравнениями гидротермодинамики и при этом предполагается, что ход этого изменения однозначно предreshен заданием определенной совокупности условий.

Физико-статистические методы базируются на том, что изменения физических величин со временем происходят случайным образом. Такие процессы изменения физической величины называются *стохастическими*. Для этих процессов существуют объективные статистические законы, которые несколько не уступают по определенности и четкости гидродинамическим законам и являются мощным средством выявления закономерностей по данным наблюдений.

Следует отметить, что между гидродинамическим и физико-статистическим подходами описания физических процессов в океане и их прогнозе нет резкой границы. Наоборот, эти два подхода, как правило, используются комплексно, дополняя друг друга. Например, спектральные методы прогноза ветрового волнения основываются на комплексном применении методов статистического анализа рядов Фурье и гидродинамики. При этом статистические методы применяются для определения устойчивости характеристик случайного волнового процесса (средние, дисперсии и т. д.) во времени. Анализ рядов Фурье позволяет случайный волновой процесс разложить на гармонические компоненты, поведение которых может быть рассмотрено с позиций классической теории волнового движения.

В данной главе рассматриваются наиболее общие положения теории статистики, чаще всего применяемые при обработке и анализе данных наблюдений, установлении прогностических зависимостей и оценки их качества. Говоря о применении теории вероятностей и математической статистики для разработки методов прогноза морских гидрологических явлений, следует всегда иметь в виду, что результаты также имеют статистический характер, однако они дают количественную оценку надежности методов прогноза.

Применение математического аппарата статистики предполагает наличие достаточно длинных рядов наблюдений за предиктантом и предикторами. Эти временные ряды могут рассматриваться как система случайных взаимосвязанных величин. Хорошей характеристикой связей в таких системах является нормированная корреляционная матрица. Наиболее простой путь объективной реализации этой информации для прогноза океанологических явлений — составление уравнений регрессии.

3.2. Статистические характеристики изменчивости временных рядов (выборок)

Результаты измерений океанологических характеристик формируются в виде *временных* или *пространственно-временных рядов*, называемых *выборками*. При этом результаты отдельных измерений или наблюдений рассматриваются как «случайные» величины по той причине, что они отклоняются от истинных значений под влиянием многочисленных факторов, точный учет которых невозможен.

Важное значение при статистической обработке данных наблюдений имеет длина ряда. В математической статистике установлено, что при нахождении статистической связи между двумя переменными длина ряда должна включать не менее 100 наблюдений. Если число переменных увеличивается, то и длина ряда должна увеличиваться. При этом данные должны иметь распределение, близкое к нормальному, должно выполняться условие стационарности, независимые переменные не должны коррелировать между собой.

Большинство данных наблюдений, характеризующих океанологический процесс, как известно, ни одному из этих основных условий полностью не удовлетворяют. Поэтому в практике применения статистических методов делают допущения о приближенном соблюдении этих условий.

Выборку можно представить в виде последовательности случайных величин

$$\{X_i\}, \quad i = 1, 2, \dots, N_x \quad (3.1)$$

или в виде матрицы случайных величин

$$X = \begin{pmatrix} x_{11} & x_{12} & \dots & x_{1N} \\ x_{21} & x_{22} & \dots & x_{2N} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ x_{n1} & x_{n2} & \dots & x_{nN} \end{pmatrix}. \quad (3.2)$$

Числа x_{ij} называются *элементами матрицы*. Сокращенная запись этой матрицы имеет вид

$$(x_{ij})_{nN} \text{ или } [x_{ij}]_{nN}, \quad i = 1, 2, \dots, n; \quad j = 1, 2, \dots, N.$$

Первый индекс каждого элемента матрицы X означает номер случайной переменной, а второй — момент его наблюдения.

Задача статистической обработки временных рядов наблюдений состоит в:

- установлении объективности выборок;
- преобразовании исходных рядов с тем, чтобы отфильтровать «полезную» информацию от «бесполезной»;



- оценке влияния погрешностей наблюдений;
- определении параметров, характеризующих изменчивость (вариацию) значений элементов выборок во времени и в пространстве;

- установлении статистических связей между предиктантом и предикторами и оценке надежности (устойчивости) этих связей.

Результаты натурных измерений представляют *дискретные* или *непрерывные случайные величины*. Дискретная величина может принимать определенное значение (например, значение температуры воды в срок наблюдения), а непрерывная величина может принимать значение внутри некоторого (наперед заданного) интервала.

Случайная величина считается заданной, если известна ее функция распределения. *Функцией распределения вероятностей случайной величины X* называется вероятность того, что величина X примет значение, меньшее некоторого числа x , т. е.

$$F(x) = P\{X < x\}. \quad (3.3)$$

Функция распределения есть возрастающая функция, изменяющаяся от 0 до 1. Ее график называется *интегральной кривой распределения вероятностей* (или *кривой обеспеченности*).

В теории распределения непрерывных случайных величин используются различные законы распределения: гамма-функция, биномиальное, нормальное, распределение Стьюдента и др.

Наиболее употребительным в практике обработки данных является *нормальный закон распределения случайной величины*:

$$P(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi} \sigma} \exp \left[-\frac{(x - \bar{x})^2}{2\sigma^2} \right], \quad (3.4)$$

где x — случайная величина; $\bar{x}$ — средняя арифметическая и σ — среднее квадратическое отклонение. Функция (3.4) симметрична относительно средней.

Если функция распределения заранее неизвестна, то приближенно случайную величину можно количественно охарактеризовать *средним арифметическим (математическим ожиданием) $\bar{x}$* и *средним квадратическим отклонением σ* . Для дискретной величины

$$\bar{x} = \sum_{i=1}^N P_i x(i), \quad (3.5)$$

для непрерывной величины

$$\bar{x} = \int_{-\infty}^{+\infty} x \varphi(x) dx, \quad (3.6)$$

где $\varphi(x)dx$ — плотность распределения вероятностей случайной величины.

Среднее квадратическое отклонение σ представляет собой меру рассеяния случайной величины около центра (средней). Для дискретной величины

$$\sigma = \sqrt{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2 P_i}, \quad (3.7)$$

для непрерывной величины

$$\sigma = \sqrt{\int_a^b (x - \bar{x})^2 \varphi(x) dx}. \quad (3.8)$$

Квадрат этой величины σ^2 называется *дисперсией*.

Важными числовыми характеристиками случайной величины являются также мода (M_o), медиана (M_e), коэффициент асимметрии S^* , коэффициент эксцесса E , коэффициент вариации v .

Мода — значение случайной величины, имеющее наибольшую вероятность.

Медиана — среднее распределение случайной величины. Для нормального закона распределения, т. е. если функция распределения симметрична относительно средней, мода и медиана совпадают со средней.

Коэффициент асимметрии характеризует меру отклонения от симметричной кривой распределения

$$S^* = \mu^3 / \sigma^3. \quad (3.9)$$

Отличие S^* от 0 указывает на асимметрию кривой распределения. При $S^* > 0$ распределение с левосторонней асимметрией, при $S^* < 0$ — распределение с правосторонней асимметрией.

Коэффициент эксцесса распределения

$$E = \mu^4 / \sigma^4 - 3 \quad (3.10)$$

характеризует «крутость» кривой распределения. Для нормального закона $E=0$. Если кривая распределения случайной величины имеет более острую вершину, чем кривая нормального распределения, то $E > 0$, если же более низкую и пологую, то $E < 0$. В формулах (3.9) и (3.10) μ — отклонение от средней, σ — среднее квадратическое отклонение.

Коэффициент вариации (v) — мера вариации случайной величины, представляет собой отношение среднего квадратического отклонения к средней арифметической

$$v = \sigma / \bar{x}. \quad (3.11)$$

Различают *стационарные* и *нестационарные случайные функции*. Стационарная случайная функция описывает стационарный процесс, при котором многомерные распределения вероятностей зависят только от взаимного расположения моментов времени t_i ,

$t_2, \dots, t_n$, но не от самих значений этих величин. Другими словами, для стационарной случайной функции при любом n должно выполняться соотношение

$$f_n(x_1, t_1; \dots; x_n, t_n) = f_n(x_1, t_1 + \Delta t; \dots; x_n, t_n + \Delta t). \quad (3.12)$$

При стационарных случайных процессах статистические моменты, полученные для одного и того же момента времени t , являются постоянными величинами, а моменты, полученные для двух значений времени t_1 и t_2 , зависят только от разности $t_2 - t_1$. Эти условия определяют так называемую *стационарность в широком смысле*. Из формулы (3.12) видно, что это соотношение является необходимым условием для стационарной функции, но не достаточным, т. е. оно может быть выполнено, но может и нарушаться, начиная с некоторого значения n .

Если $\xi(t)$ — стационарная случайная функция, а $\eta(t)$ — неслучайная (детерминированная) функция, то функция

$$f(t) = \xi(t) \eta(t) \quad (3.13)$$

будет нестационарной случайной функцией. Из условия (3.12) следует также, что перемещение начала отсчета по оси времени преобразует совокупность реализаций случайной функции таким образом, что ее статистические характеристики не изменяются. Это возможно только в том случае, если внешние условия, при которых осуществляется реализация, остаются постоянными. Например, реализации ветрового волнения с помощью волнографов будут стационарными случайными функциями времени, если причины, которые генерируют данный процесс (ветровые условия), не изменяются во времени. Это условие соблюдается при продолжительности реализации 20—30 мин. При интервале времени больше указанного функция распределения случайной величины становится нестационарной. Стационарные случайные функции обладают свойством *эргодичности*. Это свойство заключается в том, что статистические характеристики случайного процесса, полученные путем осреднения по множеству реализаций и по одной реализации, эквивалентны. Следовательно, в рамках корреляционной теории достаточно исследовать только одну единственную реализацию и по ней вычислить интересующие нас характеристики случайного процесса.

3.3. Парная и множественная корреляция. Уравнения линейной регрессии

Наиболее простым видом связи между величинами является функциональная зависимость, когда каждому значению одной величины x соответствует вполне определенное значение другой величины y .

Однако на практике, как правило, приходится иметь дело не с функциональными зависимостями, а со статистическими. В этом случае каждому значению одной величины соответствует множество возможных значений другой величины. Рассеяние этих возможных значений объясняется влиянием большого количества дополнительных факторов, которыми обычно пренебрегают, изучая связь между данными величинами.

Меру зависимости между величинами при линейной регрессии характеризует *безразмерный коэффициент корреляции*, который по абсолютному значению не превышает единицы:

$$|r| \leq 1.$$

Для независимых величин x и y коэффициент корреляции равен нулю. Равенство коэффициента корреляции нулю означает отсутствие линейной зависимости (но не исключает зависимости нелинейной). При нелинейной связи применяются другие методы корреляции, о которых будет сказано ниже.

Чем ближе абсолютное значение коэффициента корреляции к единице, тем теснее линейная зависимость между величинами. Равенство коэффициента корреляции единице означает наличие функциональной зависимости между величинами x и y .

При $r > 0$ связь прямая, т. е. с увеличением значения аргумента увеличивается и значение функции. При $r < 0$ связь обратная, т. е. с увеличением значения аргумента значение функции убывает. Коэффициенты корреляции не изменяются при изменении начала отсчета и масштаба измерения величин x и y . Это позволяет существенно упростить вычисления с помощью выбора удобного начала отсчета (x_0 , y_0) и подходящих единиц масштаба. Коэффициент корреляции и уравнение регрессии для двух переменных приближенно можно найти по корреляционному графику (рис. 3.1) и более точно — по методу наименьших квадратов. В первом случае коэффициент корреляции выражается через угловые коэффициенты прямых регрессии. На рис. 3.1 изображены две линии регрессии, уравнения которых имеют вид

$$y = a_1 x + b_1; \quad x = a_2 y + b_2, \quad (3.14)$$

где a_1 и a_2 — коэффициенты уравнения регрессии; b_1 и b_2 — свободные члены.

Направления этих прямых определяются коэффициентами регрессии

$$a_1 = \operatorname{tg} \alpha; \quad a_2 = \operatorname{tg} \beta, \quad (3.15)$$

где α и β — углы наклона линий регрессии к оси абсцисс.

В общем случае корреляционной связи линии регрессии на рис. 3.1 не совпадают. Они совпадут, если зависимость между x и y будет функциональной, т. е. угол φ между линиями регрессии будет равен нулю. По значению угла φ можно судить о тесноте

связи между x и y : чем больше угол φ , тем слабее связь, и наоборот, чем ближе угол φ к нулю, тем ближе связь к функциональной.

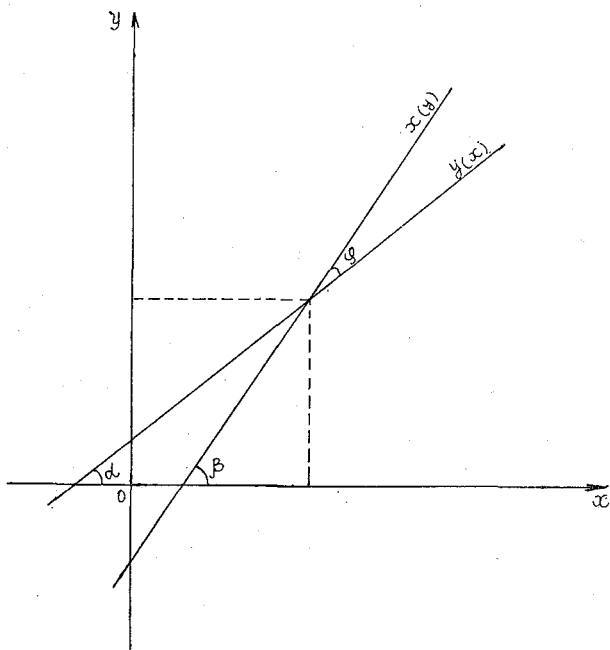


Рис. 3.1. Прямые регрессии $x(y)$ и $y(x)$

При совпадении линий регрессии, т. е. при $\varphi=0$,

$$\operatorname{tg} \alpha \operatorname{tg} \beta = 1, \quad (3.16)$$

при отсутствии связи

$$\operatorname{tg} \alpha \operatorname{tg} \beta = 0. \quad (3.17)$$

Коэффициент корреляции r служит мерой тесноты связи

$$r = \sqrt{\operatorname{tg} \alpha \operatorname{tg} \beta}. \quad (3.18)$$

Так как $a_1 = \operatorname{tg} \alpha$ и $a_2 = \operatorname{tg} \beta$, то

$$r = \sqrt{a_1 a_2}. \quad (3.19)$$

Для построения прогностического уравнения достаточно определить угол наклона линии регрессии к оси абсцисс и по таблице найти тангенс этого угла, который и будет являться коэффициентом

том при независимой переменной (аргументе). Свободный член уравнения регрессии определяется по отрезку, отсекаемому на оси данной линии регрессии. Его значения будут определяться значением функции, которое она примет при нулевом значении аргумента.

При определении параметров уравнения регрессии по методу наименьших квадратов линия регрессии всегда проходит через точку, координатами которой являются средние величины $\bar{x}$ и $\bar{y}$. Поэтому уравнение регрессии запишется в виде

$$y - \bar{y} = a(x - \bar{x}). \quad (3.20)$$

Коэффициент регрессии a определяется по формуле

$$a = \frac{\overline{xy} - \bar{x}\bar{y}}{\overline{x^2} - \bar{x}^2}. \quad (3.21)$$

Мерой точности уравнения регрессии служит *среднее квадратическое отклонение* σ эмпирических точек от линии регрессии, т. е.

$$\sigma = \sqrt{\sum (y - y_p)^2 / N}. \quad (3.22)$$

Алгоритм расчета r сводится к следующим операциям:

$$1) \sigma_x = \sqrt{\sum \Delta x^2 / N}; \quad 2) \sigma_y = \sqrt{\sum \Delta y^2 / N},$$

$$\Delta x = x - \bar{x}, \quad \Delta y = y - \bar{y};$$

$$3) r = \frac{\sum \Delta x \Delta y}{\sqrt{\sum \Delta x^2 \sum \Delta y^2}}.$$

Тогда уравнение регрессии запишется в виде

$$y - \bar{y} = \frac{\sigma_y}{\sigma_x} r (x - \bar{x}). \quad (3.23)$$

Вероятная ошибка коэффициента корреляции вычисляется по формуле

$$E_r = \pm 0,674 (1 - r^2) / \sqrt{N}, \quad (3.24)$$

а *средняя квадратическая ошибка уравнения регрессии* S_y — по формуле

$$S_y = \sigma_y \sqrt{1 - r^2}. \quad (3.25)$$

До сих пор речь шла о корреляции между двумя зависимыми переменными. Однако понятие линейной корреляции может быть перенесено на случай большого числа переменных. В этом случае говорят о *множественной корреляции* или *множественной регрессии*.

Мерой тесноты связи между величинами при множественной корреляции служит *общий* (или *сводный*) *коэффициент корреляции* R . Значения общего коэффициента корреляции заключены в пределах от 0 до 1.

Множественная регрессия позволяет учитывать одновременное влияние многих факторов. *Уравнение множественной регрессии* имеет вид

$$y = \sum_{i=1}^N a_i x_i + b, \quad (3.26)$$

где a_i ($i=1, 2, \dots, N$) — коэффициенты регрессии; b — свободный член; x_i ($i=1, 2, \dots, N$) — известные переменные (предикторы); y — предсказываемая величина (предиктант). Коэффициенты a_i определяются по методу наименьших квадратов.

В случае нелинейного типа связи между переменными применяется корреляционное отношение

$$\rho = \sqrt{1 - S^2/\sigma^2}, \quad (3.27)$$

где S — *среднее квадратическое отклонение эмпирических точек от линии связи*; σ — *среднее квадратическое отклонение от нормы*.

Корреляционные отношения удовлетворяют неравенствам

$$0 \leq |r| \leq \rho_{y/x} \leq 1; \quad 0 \leq |r| \leq \rho_{x/y} \leq 1. \quad (3.28)$$

Вероятная ошибка коэффициента корреляции для криволинейных зависимостей вычисляется по формуле

$$E_\rho = \pm 0,674 \frac{S^2/\sigma^2}{\sqrt{N}}. \quad (3.29)$$

К нелинейным зависимостям нельзя применить метод наименьших квадратов. Поэтому часто прибегают к приему, по которому нелинейная зависимость сначала приводится к линейному виду путем логарифмирования переменных. Если кривая не может быть приведена к линейному виду, то аналитическая форма связи определяется набором эмпирических формул, не имеющих надлежащего физического обоснования, но позволяющих достаточно точно определить значения одной величины по данным измерения другой.

3.4. Использование корреляционно-спектрального анализа в прогнозах океанологических характеристик

Для изучения закономерностей изменчивости океанологических элементов и построения методов их прогноза широко применяются методы статистического анализа временных или пространственно-временных рядов наблюдений. Анализ случайных океанологических процессов облегчается, если предположить, что они локально

однородны, стационарны, подчиняются закону нормального распределения и обладают свойством эргодичности. Тогда случайный процесс может быть описан с помощью таких статистических характеристик, как: *математическое ожидание (средняя), дисперсия, автокорреляционная функция и функция спектральной плотности*. Наиболее информативными статистическими характеристиками квазистационарного случайного процесса являются автокорреляционная функция $R_{\xi}(\tau)$ и функция спектральной плотности $S_{\xi}(f)$. Зная оценки этих функций, можно эффективно изучить внутреннюю структуру случайных океанологических процессов, понять физические причины, лежащие в основе этих процессов. Характерной особенностью пространственно-временных рядов является наличие максимумов, расположенных на определенных диапазонах частот. Эти максимумы, по-видимому, приходится на характерные масштабы процессов, обуславливающих генерацию структурных особенностей термодинамических полей, что дает хорошую априорную информацию для разработки физических основ методов морских гидрологических прогнозов.

Обработка временных рядов обычно начинается с *операции сглаживания значений величин ряда* для того, чтобы исключить «шумы» или подавить те частоты, которые не представляют особого интереса для исследователя, но затушевывают общую картину. Существуют различные фильтры, предназначенные для подавления одних частот и усиления других. Простейшими статистическими фильтрами являются *скользящее осреднение и скользящее средневзвешенное осреднение*. Фильтры, которые уменьшают или исключают компоненты с высокой частотой, называют *фильтрами пропускания низких частот*, так как сглаживание слабо влияет на низкочастотные волны. Фильтры, которые подавляют низкочастотные компоненты, сохраняя компоненты с высокой частотой, называют *фильтрами пропускания высоких частот*. Можно также отфильтровать как низкие, так и высокие частоты, оставив в ряде только средние частоты. Такие фильтры называют *фильтрами пропускания полос*. Статистические фильтры состоят из рядов весовых коэффициентов, умножение которых на последовательные характеристики временного ряда с накоплением произведений дает значения отфильтрованных рядов.

После выполнения операции сглаживания вычисляется *автокорреляционная функция по формуле*

$$R_{\xi}(\tau) = \lim \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{+T/2} X(t) X(t + \tau) dt \quad (3.30)$$

или

$$R_{xp} = \frac{1}{N-p} \sum_{i=1}^{N-p} X_i X_{i+p}, \quad (3.31)$$

где T — длина реализации; t — время; τ — временной сдвиг; N — длина ряда; $p=1, 2, 3, \dots, m$; m — максимальный сдвиг автокорреляционной функции.

Если приходится иметь дело с двумя временными рядами, то вычисляется *взаимная корреляционная функция* по формулам

$$R_{xy}(\tau) = \lim \frac{1}{2T} \int_{-T}^{+T} X(t)Y(t+\tau) dt \quad (3.32)$$

или

$$R_{xyp} = \frac{1}{N-p} \sum_{i=0}^{N-p} X_i Y_{i+p}; \quad (3.33)$$

$$R_{yx}(\tau) = \lim \frac{1}{2T} \int_{-T}^{+T} X(t+\tau)Y(t) dt \quad (3.34)$$

или

$$R_{yxp} = \frac{1}{N-p} \sum_{i=0}^{N-p} X_{i+p} Y_i. \quad (3.35)$$

Взаимная корреляция является мерой связи двух рассматриваемых рядов. Если эти ряды содержат колебания с одной и той же частотой, то их функции взаимной корреляции содержат колебания с этой же частотой, причем разность фаз между этими колебаниями остается неизменной. В общем случае автокорреляционная функция позволяет оценить, в какой степени значения процессов в некоторый момент времени влияют на значение процесса в другой момент времени. Автокорреляционная функция обладает следующими свойствами:

а) она является действительной четной функцией, симметричной относительно нуля, т. е.

$$R_{\xi}(-\tau) = R_{\xi}(\tau). \quad (3.36)$$

Поэтому на практике изображают обычно только правую часть функции, т. е. только для $\tau > 0$;

б) если $\tau = \infty$, то $R_{\xi}(\infty) = 0$, т. е. всегда можно найти такое τ , для которого при $\tau > \tau_0$ абсолютное значение коэффициента корреляции остается меньше заданного, например $|R_{\xi}(\tau_0)| \leq 0,05$. Величину τ_0 называют обычно *радиусом корреляции*. При $\tau > \tau_0$ величины $\xi(t)$ и $\xi(t+\tau)$ можно считать практически некоррелированными. Установление по виду автокорреляционной функции радиуса корреляции имеет важное методическое и прогностическое значение. Радиус корреляции характеризует интервал времени (или расстояния), на котором сохраняется довольно тесная линейная связь предыдущих ординат процесса с последующими. Если

принять в качестве некоторой приближенной оценки интервала корреляции $R_{\xi}(\tau) < 0,5$, то по сдвигу во времени τ можно определить предельную заблаговременность инерционного прогноза, т. е. устойчивость во времени ординат случайного процесса;

в) если $\tau=0$, то $R_{\xi}(0)=1$, следовательно $R_{\xi}(0) \geq R_{\xi}(\tau)$ для любых τ , т. е. функция $R_{\xi}(\tau)$ имеет максимум в точке $\tau=0$, причем этот максимум равен дисперсии случайного процесса ($R_{\xi}(0)=\sigma_{\xi}^2$).

Доверительные границы $R_{\xi}(\tau)$ можно определить по формуле

$$R_{\xi}(\tau) = \frac{\pm 1,96 [1 - R_{\xi}^2(\tau)]}{\sqrt{N - \tau}}. \quad (3.37)$$

Эмпирическую автокорреляционную функцию можно описать аналитическим выражением вида

$$R_{\xi}^*(\tau) = \sigma_{\xi}^2 \exp(-\alpha |\tau|) \cos(\beta \tau), \quad (3.38)$$

где α — коэффициент затухания.

Автокорреляционная функция не дает исчерпывающей оценки случайного процесса. Спектральное описание часто оказывается более наглядным и удобным, когда необходимо оценить вклад колебаний с той или иной частотой в общую дисперсию процесса. Физический смысл спектрального анализа связан с разложением процесса на компоненты с амплитудами $a_i^2/2$ и соответствующими частотами f_i . Функцию спектральной плотности можно получить численным интегрированием автокорреляционной функции

$$S_{\xi}(f) = \int_0^{\infty} R_{\xi}(\tau) \cos(2\pi f\tau) d\tau \quad (3.39)$$

или

$$S_k = \frac{\delta_k}{m} \sum_{p=0}^m R_p \cos \frac{\pi k p}{m}, \quad (3.40)$$

где

$$\delta_k = \begin{cases} 0,5 & \text{при } k=0, k=m; \\ 1 & \text{при } 0 < k < m. \end{cases}$$

Функцию $S_{\xi}(f)$ также называют *энергетическим спектром* или просто *спектром*. Размерность спектра — квадрат случайной величины ζ^2 , деленный на интервал частот Δf . В случае существования двух рядов могут быть вычислены взаимные спектры. Взаимный спектр состоит из двух компонентов: *ко-спектра*, который является мерой вклада колебаний различных частот в общую взаимную ковариацию между двумя рядами с нулевым запаздыванием ($\tau=0$), и *квадратурного спектра*, который определяет вклад

различных гармоник в суммарную ковариацию ряда, полученного в результате сдвига всех гармоник ряда x на $1/4$ периода назад при неизменном ряде y . Ко-спектр рассчитывается по формуле

$$C_0(f) = \int_0^{\infty} [R_{yx} + R_{yx}] \cos(2\pi f) t dt \quad (3.41)$$

или

$$C_{0k} = \frac{\delta_k}{m} \sum_{p=0}^m [R_{xyp} + R_{yxp}] \cos \frac{\pi k p}{m}. \quad (3.42)$$

Квадратурный спектр рассчитывается по формуле

$$Q(f) = \int_0^{\infty} [R_{xy} - R_{yx}] \sin(2\pi f) t dt \quad (3.43)$$

или

$$Q_k = \frac{\delta_k}{m} \sum_{p=0}^m [R_{xyp} - R_{yxp}] \sin \frac{\pi k p}{m}. \quad (3.44)$$

Важными характеристиками, определяющими степень связи между флюктуациями двух переменных для конкретных значений частоты, являются *когерентность*, которая вычисляется по формуле

$$F_k = \sqrt{(C_{0k}^2 + Q_k^2) / [S_k(x) S_k(y)]}, \quad (3.45)$$

и *сдвиг фаз*

$$\varphi_k = \arctg(Q_k/C_0), \quad (3.46)$$

причем если $Q > 0$, то $0 < \varphi_k < 180^\circ$, а если $Q_k < 0$, то $180 < \varphi_k < 360^\circ$. *Доверительные границы когерентности* при уровне вероятности P можно вычислить по формуле Гудмэна

$$\beta = \sqrt{1 - P^{1/(v-1)}}, \quad (3.47)$$

где v — число степеней свободы.

Для сглаживания оценок спектральной плотности применяются различные фильтры с весовыми функциями, позволяющими получить оценки спектра с большой разрешающей способностью соседних энергонесущих зон. В качестве весовой функции, например, можно использовать *функцию Тьюки*

$$\lambda(\tau) = \begin{cases} 1 - 2a \left(1 + \cos \frac{\pi \tau}{\tau_{\max}} \right) & \text{при } |\tau| \leq \tau_{\max}; \\ 0 & \text{при } |\tau| > \tau_{\max}, \end{cases} \quad (3.48)$$

где a — параметр.

Вычисленные по формулам (3.41) — (3.44) спектральные функции затем нормируются. Нормированные спектры имеют вид

$$P_k = C_{0k} / \sqrt{S_k(x) S_k(y)}; \quad (3.49)$$

$$G_k = Q_k / \sqrt{S_k(x) S_k(y)}. \quad (3.50)$$

Функция P_k и G_k изменяются от -1 до $+1$. Если два ряда идентичны и одновременны, то $P_k = +1$, $G_k = 0$. Если оба ряда идентичны, но имеется временной сдвиг в одном ряду, соответствующий разности фаз Θ , то когерентность равна $+1$. Если ряды не связаны, то P_k и G_k стремятся к нулю для длинных рядов, но при ограниченных рядах они имеют случайные значения.

Выбор основных параметров. Статистические оценки вычисленных спектров существенно зависят от выбора параметров T , $\tau_{\text{макс}}$, Δt и λ . Длина реализации T , максимальный временной сдвиг $\tau_{\text{макс}}$, интервал Δt и весовая функция λ , при которых оценки корреляционной и спектральной функций будут достоверными, выбираются, исходя из типичного вида корреляционной функции и особенностей выборочной изменчивости $R_t(\tau)$ и $S_t(f)$. Основные требования к выбору параметров состоят в том, чтобы отклонение оценок вычисленных значений спектра по дискретной последовательности от соответствующих оценок по непрерывной реализации процесса было минимальным. Так, при выборе интервала Δt следует считаться со следующими особенностями. Если интервал Δt принимается довольно большим, то спектр вычисляется с большей погрешностью. Если же интервал Δt слишком мал, то производится слишком много лишних вычислений. Так, приближенно интервал Δt с погрешностью 1 % в вычислениях корреляционной и спектральной функций ветрового волнения можно принять

$$\Delta t = \bar{\tau}/5, \quad (3.51)$$

где $\bar{\tau}$ — средний период колебаний.

Ширину элементарной полосы частот Δf можно определить по формуле

$$\Delta f = 1/(2\tau_{\text{макс}} \Delta t). \quad (3.52)$$

Она зависит не только от Δt , но и от значения максимального сдвига $\tau_{\text{макс}}$. При этом чем больше значение величины $\tau_{\text{макс}}$, тем детальнее будет вычислен спектр. Однако при слишком большом $\tau_{\text{макс}}$ увеличивается вероятность случайных погрешностей в вычислениях спектра. При уменьшении же $\tau_{\text{макс}}$ хотя и увеличивается точность оценки спектра, однако ухудшается ее разрешающая способность. На практике это противоречие разрешается путем нахождения разумного компромисса.

Эффективное число степеней свободы ν приближенно можно рассчитать по формуле

$$\nu = 2N/\tau_{\text{макс}}. \quad (3.53)$$

В табл. 3.1 приведены доверительные границы для значений спектральной плотности с вероятностью 95 % для соответствующих ν .

Таблица 3.1

ν	Доверительные границы	ν	Доверительные границы
2	0,21—40	15	0,55—2,4
3	0,32—14	20	0,59—2,1
4	0,36—8,3	50	0,69—1,55
5	0,39—6,0	100	0,78—1,35
6	0,42—4,8	150	0,81—1,27
8	0,46—3,8	200	0,83—1,23
10	0,49—3,1	300	0,86—1,18

Так, из таблицы следует, что при $\nu=20$ истинное значение спектральной функции с вероятностью 95 % будет лежать между 0,59 и 2,1.

Описанный выше алгоритм вычислений оценок корреляционной и спектральной функций является общим и применим для анализа любого океанологического процесса. Но в зависимости от специфики анализируемого процесса и от конкретного вида исходной информации метод анализа будет иметь те или иные характерные особенности. Ниже рассмотрим на примере таких процессов, как ветровое волнение, колебания уровня моря и течения, что дает корреляционно-спектральный анализ.

Рассмотрим примеры применимости корреляционно-спектрального анализа к некоторым океанологическим процессам.

1. Ветровое волнение представляет типичный пример случайного процесса. Для него характерна нерегулярность волнового движения, групповой характер распространения волн, быстрое изменение параметров спектра при изменении скорости и направления ветра, при переходе его в зыбь и смешанное волнение. Каждый из названных типов волнения имеет свой характерный вид спектра. Корреляционная функция ветрового волнения состоит из двух участков. Начальный участок (до первого минимума корреляционной функции) характеризует особенности внутргрупповой структуры волнения, а остальной участок корреляционной функции представляет слабо затухающий флюктуирующий процесс и характеризует особенности межгрупповой структуры волнения. Участок корреляционной кривой до первого минимума аппроксимируется выражением (3.55). При этом вычисленный спектр имеет

одну вершину. Корреляционная функция на втором участке может быть аппроксимирована выражением

$$R_{\xi}(\tau) = \sigma_{\xi}^2 \exp(-\gamma) |\tau| \cos(B\tau) \cos(\beta\tau), \quad (3.54)$$

где γ — декремент затухания функции $R_{\xi}(\tau)$; β — частота флюктуационных колебаний; B — групповая частота; σ^2 — дисперсия процесса.

Спектр, соответствующий этой функции, имеет двухвершинную форму. На практике чаще всего имеют дело со спектрами, усеченными на первом минимуме корреляционной функции $R_{\xi}(\tau)$. Волнографные записи в одной точке позволяют вычислять спектры, характеризующие распределение энергии по частотам. Однако если реализации волнения представлены в виде планшетов стереофото съемки, то по ним можно построить двухмерный спектр, характеризующий распределение энергии как по частотам, так и по направлениям. На основе обработки натурных данных волнографных записей и стереофото съемок ветрового волнения построены различные аппроксимативные выражения для одномерного и двухмерного спектров волн. Частотный спектр достаточно хорошо аппроксимируется выражением

$$S(f) = Af^{-m} \exp(-Bf^{-n}), \quad (3.55)$$

где A , B , m и n — параметры аппроксимации. При этом m изменяется от 5 до 7, а n — от 2 до 4. Аппроксимативные выражения для двухмерного спектра получаются как произведение частотного спектра $S_{\xi}(f)$ на функцию углового распределения волновой энергии $Q(f, \theta)$. Где θ направление распространения компонентов спектра, относительно генерального распространения волн.

Функция $Q(f, \theta)$ имеет наибольшие значения при $\theta=0$ и $f=f_{\max}$. При изменении f как в сторону больших, так и в сторону меньших значений частот по отношению к $f_{\max}$, значения $Q(f, \theta)$ уменьшаются асимметрично. Более плавное изменение отмечается при увеличении частоты. Функция $Q(f, \theta)$ зависит от стадии развития волнения. Чем сильнее волнение, тем меньше угловое распределение энергии в пространственном спектре.

2. Спектральный анализ данных измерений течений на автономных буях и полигонах за длительные промежутки времени показывает, что изменения течений в океане имеют хорошо выраженную цикличность на частотах приливных, инерционных и синоптических колебаний. В. Б. Титов и другие выполнили спектральный анализ изменчивости течений в широком диапазоне частот по данным непрерывных многолетних измерений со стабилизированного буя. Выявлены следующие масштабы изменчивости течений: а) сезонные колебания с периодами 14, 6, 4 и 2 мес; б) синоптическая изменчивость с периодами 10—12, 3—4, 1,5—2 сут; в) мезомасштабные колебания с периодами

порядка 23—26 ч (бризовый эффект) и 16—20 ч (инерционные колебания). В результате взаимносектрального анализа было выявлено, что сезонная изменчивость (временной масштаб порядка 30 сут и более) обусловлена главным образом (примерно на 60 %) колебаниями поля атмосферного давления и в меньшей степени (порядка 40 %) — ветром. Изменчивость синоптического масштаба (10—12 сут) обусловлена атмосферным давлением и ветром примерно в равной степени. На всех остальных диапазонах частот меньшего масштаба (3—4, 1,5—2 сут) преобладающим является вклад ветра.

3. Колебания уровня моря являются океанологическим процессом с широким спектром, имеющим пики на частотах сейшевых, инерционных, приливных, суточных, синоптических, сезонных, годовых и многолетних колебаний. Наибольший интерес представляет непериодическая часть колебаний уровня. Изучение статистической структуры непериодических колебаний уровня обычно производится в два этапа. На первом этапе осуществляется выделение непериодических колебаний уровня из суммарных. На втором — изучается пространственно-временная структура колебаний уровня, обусловленная метеорологическими причинами. Исходными данными при этом служат временные ряды ежечасных значений уровня, регистрируемых в пунктах побережья моря.

Надежность метода прогноза сгонно-нагонных колебаний уровня приливного моря зависит от того, насколько точно произведено исключение его периодической составляющей — прилива. Для этого могут быть применены два способа. Первый основан на предварительном вычислении методом наименьших квадратов гармонических постоянных приливных колебаний за выбранный отрезок времени. Непериодические колебания получаются путем вычитания прилива из суммарного уровня. Второй способ состоит в применении математических линейных фильтров, позволяющих выделить непериодическую часть на приливных частотах. После выделения приливов выполняется корреляционно-спектральный анализ оставшейся части. П. Б. Фирсов, анализируя внутреннюю структуру непериодических колебаний уровня в пунктах побережья Японского моря, показал наличие в спектрах уровня доминирующей составляющей на временных масштабах 7—10 сут. В отдельные годы в спектрах непериодических колебаний уровня отмечены гармоники с периодичностью, близкой к 4—5 и 2—3 сут. Установлено постоянство частоты максимумов спектра в каждом пункте побережья и аналогичных пиков в спектрах когерентности уровней между пунктами, что указывает на одни и те же причины, вызывающие штормовые колебания уровня, а именно: смещающиеся примерно с 4—5- и 7—10-суточной периодичностью циклоны. Это обстоятельство было положено в основу метода прогноза штормовых колебаний уровня. Спектральный анализ также позволил установить основные зоны энергообмена атмосферных

ства анализа поля волнения по сравнению с результатами, полученными без привлечения указанных данных.

Для реализации схем объективного анализа температуры поверхности океана и высот волн разработано программное обеспечение для ЕС ЭВМ.

3.6. Статистический метод дискриминантного анализа

Задача дискриминантного анализа состоит в том, как наилучшим образом, в смысле оптимизации прогноза данного явления, выбрать совокупность используемых факторов. Сущность его в том, что вся информация о данном физическом процессе представляется в виде n -мерного вектора

$$X = \{x_1, \dots, x_n\}, \quad (3.69)$$

являющегося точкой n -мерного пространства признаков R_n . Пространство R_n можно разделить на два класса: $R(A)$ — совокупность всех точек пространства R_n , благоприятствующая осуществлению события A , и $R_n(\bar{A})$ — совокупность точек R_n , благоприятствующая осуществлению события $\bar{A}$. Вектор признаков X предполагается случайным и задается законом многомерного нормального распределения

$$f(X) = \frac{1}{(2\pi)^{n/2} |V|^{1/2}} \exp \left[-\frac{1}{2} (\bar{X} - M)' V^{-1} (X - M) \right], \quad (3.70)$$

где M обозначает вектор-столбец математических ожиданий случайного вектора X , а V — его ковариационная матрица.

Для случая, благоприятствующего осуществлению события A , плотность распределения $f_A(X)$ получается из (3.70) путем замены M и V на $M(A)$ и $V(A)$, а для случая, благоприятствующего осуществлению события $\bar{A}$, — путем замены M и V в (3.70) на $M(\bar{A})$ и $V(\bar{A})$.

Поскольку неизвестны теоретические значения параметров M и V , на практике используются выборочные значения $\hat{M}$ и $\hat{V}$.

В идеальном случае не должно существовать точек в пространстве признаков R_n , для которых одновременно осуществлялись бы как событие $\bar{A}$, так и событие A , т. е. классы $R_n(A)$ и $R_n(\bar{A})$ не должны пересекаться. Другими словами, вероятность P осуществления события A или события $\bar{A}$ должна равняться единице:

$$P(A) = P(\bar{A}) = 1.$$

В действительности классы $R_n(A)$ и $R_n(\bar{A})$ могут пересекаться:

$$R_n(A) R_n(\bar{A}) \neq 0. \quad (3.71)$$

В связи с этим делается следующее допущение. Пространство R_n разбивается на две непересекающиеся части: $R_n^*(A)$ и $R_n^*(\bar{A})$, т. е.

$$R_n^*(A) R_n^*(\bar{A}) = 0. \quad (3.72)$$

При этом вероятность осуществления события A или $\bar{A}$ будет меньше единицы:

$$P(A) \leq 1; \quad P(\bar{A}) \leq 1.$$

Выборочные значения $\hat{M}(A)$ и $\hat{M}(\bar{A})$ вычисляются по формулам

$$\begin{aligned} \hat{M}(A) &= X(A) U_{T(A)} / T(A); \\ \hat{M}(\bar{A}) &= X(\bar{A}) U_{T(\bar{A})} / T(\bar{A}), \end{aligned} \quad (3.73)$$

где U_T — вектор-столбец, состоящий из единиц.

Для выборочных ковариационных матриц $\hat{V}(A)$ и $\hat{V}(\bar{A})$ имеем

$$\begin{aligned} \hat{V}(A) &= \frac{X(A) X'(A)}{T(A) - 1} - \hat{M}(A) \hat{M}'(A); \\ \hat{V}(\bar{A}) &= \frac{X(\bar{A}) X'(\bar{A})}{T(\bar{A}) - 1} - \hat{M}(\bar{A}) \hat{M}'(\bar{A}), \end{aligned} \quad (3.74)$$

где штрих обозначает транспонирование соответствующей матрицы.

Основная идея прогноза на основе применения метода дискриминантного анализа заключается в предположении, что каждому классу предиктанта соответствует определенный набор предикторов, который можно рассматривать как случайный вектор. Метод дискриминантного анализа позволяет получить решающее правило, на основе которого каждый случайный вектор-предиктор можно отнести к одному из двух классов значений предиктора. Критерием в этом случае служит дискриминантная функция

$$G(X) = \frac{P(A) f_A(X) C(\bar{A}/A)}{P(\bar{A}) f_A(X) C(A/\bar{A})}, \quad (3.75)$$

где $X_i(x)$ — естественные составляющие, характеризующие изменения функции $F(x, y)$ вдоль оси x ; $Y_j(y)$ — вдоль оси y . Коэффициенты разложения рассчитываются по формулам

$$B_{ij} = \frac{\sum_1^k \sum_1^l F(x, y) X_i(x) Y_j(y)}{\sum_1^k X_i^2(x) \sum_1^l Y_j^2(y)}. \quad (3.91)$$

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

$$B_{ij} = \sum F(x, y) X_i(x) Y_j(y). \quad (3.92)$$

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

$$\begin{aligned} B_{00} &= \sum F(x, y) / (n_x n_y), \\ B_{i0} &= \sum F(x, y) X_i(x) / n_y, \\ B_{0j} &= \sum F(x, y) Y_j(y) / n_x, \end{aligned} \quad (3.93)$$

где n_x, n_y — число точек по осям x и y соответственно.

Разложение в ряд по естественным составляющим в морских прогнозах используется для аналитического представления полей распределения атмосферного давления, температуры воздуха и температуры воды поверхностного слоя океана, облачности, потоков тепла через поверхность океана, полей высот волн, уровня моря, скоростей дрейфовых течений, кривых распределения температуры воды по вертикали, кромки льда, ледовитости морей и других гидрометеорологических характеристик.

Если распределение прогнозируемой характеристики представляется в виде ряда, то задача ее прогноза сводится к прогнозу коэффициентов ряда. Затем по одной из формул (3.80), (3.84), (3.87), (3.90) восстанавливается значение этой характеристики в каждой точке кривой или поля.

Разложение в ряды удобно использовать для аналитического представления как пространственного распределения гидрометеорологических характеристик $[F(x, y)]$, так и временных изменений $[F(t)]$.

Примеры разложения кривых и полей распределения гидрометеорологических характеристик в ряды по естественным ортогональным функциям приведены в соответствующих разделах учебника, где рассматриваются методы прогноза этих характеристик.

3.8. Оценка качества метода и оправдываемости прогнозов

Прогнозы, в том числе прогнозы морских гидрологических явлений, не бывают абсолютно точными. Они дают характеристики ожидаемого явления с некоторой вероятностью. В этих прогнозах утверждается лишь то, что прогнозируемая величина будет

с такой-то вероятностью находиться в таком-то интервале значений. Чем меньше этот интервал или чем выше вероятность прогнозируемого явления, тем прогноз считается «надежнее». Надежность прогноза определяется качеством и эффективностью используемого метода. Поэтому, прежде чем решать вопрос о целесообразности применения той или иной методики в оперативной практике, необходимо оценить ее качество. Разнообразие прогнозов по заблаговременности и разнообразие методов их составления требуют дифференцированного подхода к выбору критериев и оценки прогнозов.

Проверка точности метода и оправдываемости прогнозов заключается в сопоставлении наблюденного значения Z_{Φ} с расчетным значением прогнозируемого элемента Z_p . Ошибка расчета δ определяется как разность между ними

$$\delta = Z_{\Phi} - Z_p. \quad (3.94)$$

Одним из критериев точности метода прогноза является выход δ за допустимую ошибку, которая определяется на основе статистического анализа временной изменчивости рассматриваемого элемента. Если ошибка расчета (или прогноза) не превышает предельную допустимую, то прогноз считается оправдавшимся. В практике морских гидрологических прогнозов в краткосрочных прогнозах (на срок до 3 сут) за допустимую ошибку прогноза принимается величина $\delta_{\text{пр}} = \pm 0,674\sigma$, в долгосрочных прогнозах (с заблаговременностью от 2 до 6 мес) принимается величина $\delta_{\text{пр}} = \pm 0,8\sigma$ и в сверхдолгосрочных прогнозах (свыше 6 мес) $\delta_{\text{пр}} = \pm \sigma$, где σ — среднее квадратическое отклонение от нормы (от среднего значения за весь ряд наблюдений) — вычисляется по формуле

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (Z_{\Phi} - \bar{Z})^2}{n-1}}, \quad (3.95)$$

n — число членов ряда.

Другим критерием точности метода и применимости его в практике служит отношение S/σ , где S — средняя квадратическая ошибка прогнозов — вычисляется по формуле

$$S = \sqrt{\frac{\sum (Z_{\Phi} - Z_p)^2}{n-m}}, \quad (3.96)$$

где m — число степеней свободы, равное количеству постоянных величин в уравнении регрессии. Отношение S/σ показывает выигрыш, который дает метод прогноза по отношению к инерционному или климатическому прогнозу. Чем меньше отношение S/σ , тем надежнее метод. Для функциональной зависимости $S/\sigma = 0$, а при $S/\sigma = 1$ вариация функции не зависит от вариации аргумента и, следовательно, связь между переменными отсутствует.

Для методов *краткосрочных морских прогнозов* допустимыми ошибками являются:

$$\begin{aligned} S/\sigma &\leq 0,57 \quad \text{при } n \leq 15; \\ S/\sigma &\leq 0,62 \quad \text{при } 15 \leq n \leq 25; \\ S/\sigma &\leq 0,67 \quad \text{при } n > 25. \end{aligned}$$

Для *долгосрочных и сверхдолгосрочных морских прогнозов* допустимыми ошибками являются:

$$\begin{aligned} S/\sigma &\leq 0,70 \quad \text{при } n \leq 15; \\ S/\sigma &\leq 0,75 \quad \text{при } 15 \leq n \leq 25; \\ S/\sigma &\leq 0,80 \quad \text{при } n > 25. \end{aligned}$$

Третьим критерием применимости, тесно связанным с первыми двумя, является соотношение между обеспеченностью метода и природной, или инерционной обеспеченностью. Он позволяет оценить эффективность метода.

С этой целью обычно строят графики распределения ошибок прогноза в процентах от амплитуды или нормы. Проверочных прогнозов для оценки качества метода должно быть как можно больше. Получив достоверное количество прогнозов, вычисляют абсолютные ошибки прогнозов как разность между предсказанными Z_p и наблюдаемыми Z_f величинами. Далее определяют допустимую ошибку δ_n . Затем все ошибки распределяют по градациям в возрастающем порядке через 5 % δ_n : 0—5, 0—10, 0—15 и т. д. Подсчитывают, какое количество прогнозов оказалось с ошибкой, отвечающей каждой из этих градаций. Определяют, какой процент от общего числа данных прогнозов составляет количество прогнозов, попавшее в каждую градацию. По полученным данным строят кривую распределения ошибок проверочных прогнозов. С этой целью по оси ординат откладывают в соответствующем масштабе ошибки прогнозов в процентах от δ , а по оси абсцисс — обеспеченность в процентах от общего числа проверочных прогнозов, имеющих ту или иную ошибку. На этот же график наносится кривая распределения отклонений от нормы в процентах от δ того явления, метод прогноза которого проверяется. Все вычисления при этом выполняются совершенно аналогичным способом, но только в данном случае берутся не предсказанная и наблюдаемая величины, а средняя, вычисленная по данному ряду, и наблюдаемая. Эффективность метода будет тем больше, чем больше площадь, заключенная между двумя кривыми.

Если кривые обеспеченности метода и природной обеспеченности сливаются или почти сливаются между собой, применение метода не дает никакого эффекта по сравнению со средним многолетним значением (нормой), и его нецелесообразно внедрять в практику.

Помимо сравнения обеспеченности метода с природной обеспеченностью, производится также сравнение с обеспеченностью так называемого инерционного прогноза. *Инерционным* называется такой прогноз, при котором в будущем ожидается сохранение неизменным наблюденного в момент составления прогноза состояния того или иного элемента режима моря. Все расчеты производятся аналогично вышеизложенному.

Если при допустимой ошибке $\delta = \pm 0,674\sigma$ обеспеченность метода равна 68 % или более и превышает обеспеченность инерционных прогнозов и природную обеспеченность, то такой метод может внедряться в оперативную практику. В табл. 3.5 приведены показатели точности метода и обеспеченность его при различных значениях допустимых ошибок.

Таблица 3.5

Показатели точности метода и обеспеченность его при различных значениях допустимых ошибок

Показатели точности метода		Обеспеченность метода при заданных допустимых ошибках			Показатели точности метода		Обеспеченность метода при заданных допустимых ошибках		
<i>R</i>	<i>S/σ</i>	$\pm 0,674\sigma$	$\pm 0,8\sigma$	$\pm \sigma$	<i>R</i>	<i>S/σ</i>	$\pm 0,674\sigma$	$\pm 0,8\sigma$	$\pm \sigma$
0,995	0,05	100	100	100	0,80	0,60	74	82	90
0,993	0,10	100	100	100	0,76	0,65	70	78	88
0,99	0,15	100	100	100	0,74	0,67	68	77	86
0,98	0,20	100	100	100	0,72	0,70	67	75	85
0,97	0,25	100	100	100	0,67	0,75	64	72	82
0,95	0,30	95	99	100	0,60	0,80	60	68	79
0,94	0,35	94	98	100	0,54	0,85	58	66	77
0,92	0,40	91	96	99	0,45	0,90	55	63	74
0,90	0,45	87	93	98	0,32	0,95	52	60	71
0,87	0,50	83	90	96	0,0	1,00	50	58	68
0,84	0,55	79	86	94					

Метод прогноза от его разработки до внедрения проходит два этапа испытаний. Первый этап — это так называемые *авторские испытания*, когда точность метода прогноза с учетом вышеизложенных подходов оценивается на том ряде данных наблюдений, который был использован при разработке метода. Это называется *проверкой на зависимом ряде*. Для оценки устойчивости прогнозистических уравнений во времени делаются *проверочные прогнозы на независимом ряде наблюдений*, который не был использован при разработке метода. Если оценки проверочных прогнозов по зависимому и независимому ряду удовлетворяют требованиям, предъявляемым к точности метода, метод проходит второй этап испытаний — так называемые *оперативные испытания на текущем исходном материале*. Оперативные испытания обычно проводятся на основе методической записки, в которой, кроме краткого изло-

жения основ метода, обязательно указывается, какие данные необходимы для составления прогноза и как их следует обработать, излагается порядок составления прогноза и приводятся значения допустимых ошибок, установленные согласно «Наставлению по службе прогнозов». Оправдываемость прогнозов за время оперативных испытаний оценивается в соответствии с Наставлением. Решение о внедрении метода в практику принимается техсоветом управлений по гидрометеорологии, учеными советами или ЦМКП (Центральной методической комиссией по прогнозам).

После того как метод внедрен в оперативную практику, регулярно оценивается оправдываемость прогнозов. Систематическая количественная оценка оперативных прогнозов имеет следующие назначения:

- установление общего уровня успешности оперативной работы;
- определение эффективности как различных уточнений гидродинамических моделей и прогностических уравнений, так и текущих усовершенствований технологии в целом (скажем, включения большего количества исходных данных);
- накопление средних за длительные периоды географических распределений ошибок и иных показателей успешности прогноза для их использования при выборке способов корректировки исходных данных, а также для выборки способов корректировки прогнозов на основе статистических систематических ошибок последних.

Для оценки прогнозов полей океанологических элементов могут рассчитываться следующие характеристики:

- относительная ошибка ϵ ;
- средняя абсолютная ошибка Δ ;
- коэффициент корреляции между фактическими и прогностическими изменениями R ;
- показатель совпадения знаков фактических и прогностических изменений ρ ;
- средние абсолютные прогностическая и фактическая изменчивости.

Представляет интерес также определение снижения ошибки методического прогноза по сравнению с ошибкой инерционного прогноза (для прогнозов до 2 сут) или с ошибкой климатического прогноза (для прогнозов на срок более 3 сут). Снижение ошибки методического прогноза определяется по формуле

$$R = 1 - X_m/X, \quad (3.97)$$

где X_m — мера ошибки методического прогноза; X — то же для инерционного или климатического прогноза. В качестве меры ошибки могут быть приняты значения относительной ошибки, средней квадратической ошибки. Перечисленные показатели

рассчитываются как по области в целом, так и по отдельным ее частям.

Оценки ежедневных прогнозов целесообразно накапливать на магнитных лентах (МЛ) для получения средних показателей за месяц, сезон, год или за какой-то другой период, а также для выдачи сводных таблиц успешности прогнозов на разные сроки. Наряду с этими данными следует рассчитывать и накапливать на МЛ осредненные за различные периоды поля значений ошибок прогнозов в точках сетки. Такие сведения необходимы для выявления систематических ошибок и для других работ по совершенствованию методики прогноза.

Часть II

Основы методов краткосрочных прогнозов

Глава 4

Общие принципы разработки методов краткосрочных прогнозов

4.1. Кратковременная изменчивость гидрологических элементов. Краткосрочные прогнозы

Согласно «Наставлению по службе прогнозов» прогнозы с заблаговременностью от нескольких часов до 3 сут относятся к *краткосрочным прогнозам*, с заблаговременностью от 3 до 15 сут — к *прогнозам малой заблаговременности*. Поскольку краткосрочные прогнозы и прогнозы малой заблаговременности разрабатываются на одних и тех же методологических принципах, то в данном учебнике они будут рассматриваться в одном разделе «Краткосрочные прогнозы».

В подходе к решению задачи краткосрочных и долгосрочных прогнозов гидрологических элементов существует различие, вызванное особенностями процессов, протекающих в течение разных по длительности промежутков времени.

Спектр периодов колебаний метеорологических и гидрологических элементов делят на несколько интервалов с учетом причин, обуславливающих максимум энергии в каждом из них. Объектом краткосрочных прогнозов являются в основном колебания синоптического масштаба.

Из теоретических исследований известно, что гидродинамические методы прогноза могут дать наиболее надежный результат при заблаговременности не более недели. Поэтому при краткосрочном прогнозировании шире применяются гидродинамические методы, чем при долгосрочном.

Краткосрочные прогнозы, несмотря на небольшую заблаговременность, важны для народного хозяйства, поскольку кратковременные изменения гидрологических элементов могут быть значительными. Иногда изменения за несколько часов или суток превы-

шают сезонные и годовые. Например, во время наводнения 1924 г. в Ленинграде повышение уровня за 10 ч составило 370 см, в то время как среднемесячные значения уровня изменяются в пределах 5—15 см. Изменения температуры поверхностного слоя в районе полярного фронта на северо-западе Атлантического океана достигают 10°C за несколько часов, значения же температуры, осредненной по пятиградусным квадратам, изменяются от лета к зиме не более чем на 5°C . Значительные изменения температуры воды за короткий промежуток времени происходят при выходах холодных глубинных вод на поверхность как в прибрежных районах морей, так и в океане.

Особую важность для народного хозяйства представляют прогнозы опасных и особо опасных гидрологических явлений (катастрофических подъемов и спадов уровня, появления льда в мелководных районах при резком понижении температуры воздуха, сильного волнения, обледенения судов, волн цунами).

Случаи резких кратковременных изменений гидрологических элементов в прибрежных районах, особенно в мелководных, известны давно; в связи с этим первые краткосрочные прогнозы стали разрабатываться именно для прибрежных районов. Что же касается развития краткосрочных прогнозов гидрологических элементов в открытых районах морей и океанов, то здесь большую роль сыграли наблюдения на многосуточных и буйковых станциях. Продолжительные наблюдения с помощью самописцев дали в руки прогнозистов качественно новую информацию о состоянии моря и атмосферы. Наблюдения за температурой воды и течениями на разных горизонтах позволили обнаружить значительную кратковременную изменчивость этих элементов. Температура воды на отдельных горизонтах может меняться на несколько градусов в течение нескольких часов. Течения за этот же период могут изменять направление на 180° , а скорость — от 5 до 20 см/с. После проведения длительных наблюдений появилась возможность качественно сопоставить изменения температуры воды и течений с определяющими факторами: ветром, полем атмосферного давления, потоками тепла через поверхность моря и т. п. На основе наблюдений на многосуточных и буйковых станциях в Гидрометцентре СССР под руководством Н. А. Белинского был разработан метод краткосрочного прогноза распределения температуры воды по вертикали и течений. Этот метод используется также для прогноза высот волн, уровня моря в прибрежных районах, полей распределения температуры воды поверхностного слоя океана, перемещения кромки льда и других характеристик. Н. А. Белинский считал, что к прогнозу разных гидрологических характеристик должен быть общий подход. Он основан на учете влияния атмосферных процессов над большими районами на термические и динамические процессы в море. 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 используются в качестве заблаговременности прогноза. При прогнозах разных гидрологических характеристик в качестве аргументов используются одни и те же количественные характеристики полей атмосферного давления. Такой подход является удобным в практическом отношении и правильным с физической точки зрения. Для аналитического представления полей атмосферного давления и распределения прогнозируемых характеристик используется разложение в ряд по полиномам Чебышева и естественным составляющим.

Способ перехода от прогноза отдельных элементов к прогнозу гидрологического процесса в целом предложен Б. А. Крутских. Гидрологический процесс представляется им как последовательная смена крупномасштабных динамических процессов метеорологической природы. По аналогии с синоптической метеорологией введены понятия естественного гидрологического периода, однородного гидрологического района и элементарного гидрологического процесса.

Большую роль в развитии краткосрочных прогнозов сыграло применение электронной вычислительной техники. Продолжительные наблюдения за гидрологическими элементами через небольшие интервалы времени дают такое количество материалов наблюдений, что обработать его без ЭВМ не представляется возможным. На магнитных носителях создаются банки данных, которые используются при разработке методов прогноза и составлении прогноза. С помощью ЭВМ в оперативном порядке составляются прогнозы с использованием сложных гидродинамических моделей.

Применение ЭВМ расширило возможности использования аппарата математической статистики. На основе корреляционного и спектрального анализа выявляется периодичность в ходе гидрометеорологических элементов, устанавливается степень связанности между отдельными элементами. Новая техника дала возможность использовать такие формы аналитического представления кривых и полей распределения гидрометеорологических элементов, как разложение в ряды по полиномам Чебышева и естественным составляющим. Трудоемкий, но эффективный способ множественной корреляции позволяет учесть влияние большого числа факторов, определяющих прогнозируемые элементы.

4.2. Роль метеорологических прогнозов

Вопрос об использовании прогнозов погоды при разработке методов и составлении прогнозов гидрологических элементов является чрезвычайно важным в службе морских прогнозов. Этой проблеме уделяли большое внимание В. Ю. Визе, Н. А. Белинский и другие исследователи.

Процесс разработки метода прогноза любой гидрологической характеристики логично разделить на два этапа: 1) отыскание расчетных зависимостей, которые позволяют по заданным метеорологическим элементам определять значения гидрологических характеристик, и 2) разработка метода прогноза необходимых метеорологических элементов.

При таком подходе оправдываемость морских прогнозов зависит от оправдываемости метеорологических прогнозов. Причем на неточность метеорологического прогноза накладывается неточность расчетных зависимостей гидрологических характеристик по фактическим метеорологическим. При недостаточно высокой оправдываемости метеорологических прогнозов оправдываемость морских прогнозов резко снижается. Это служит главным препятствием к широкому внедрению гидродинамических методов прогноза, особенно на большой срок. Но и при краткосрочном прогнозировании вследствие использования метеорологического прогноза обеспеченность прогноза океанологических характеристик может резко снижаться. Например, многие гидродинамические методы прогноза уровня, характеризующиеся высокой оправдываемостью при использовании фактического ветра, резко снижают ее (до 40—50 %) при подстановке в уравнения прогнозируемых значений скорости ветра.

Поэтому в морских прогнозах продолжают занимать важное место физико-статистические методы. При использовании этих методов прогноз погоды может использоваться в неявной форме.

Изменения процессов в гидросфере, обусловленные метеорологическими факторами, происходят не мгновенно, а по истечении некоторого промежутка времени, необходимого на передачу энергии. Этот промежуток времени используется в качестве заблаговременности при составлении прогноза по фактическим метеорологическим условиям. Для определения заблаговременности обычно используется корреляционный или спектральный анализ. С помощью взаимно корреляционных функций определяются промежутки времени, при которых отмечаются наиболее тесные связи между изменением прогнозируемого элемента и тех элементов, которые служат аргументами. Периоды в изменениях гидрометеорологических характеристик, выделенные с помощью спектрального метода, также позволяют уточнять заблаговременность прогноза при использовании физико-статистических методов.

Для развития гидрометеорологических прогнозов перспективными представляются модели взаимодействия океана и атмосферы, которые позволят одновременно прогнозировать характеристики атмосферы и океана. В настоящее время они еще не доведены до возможности их практического использования.

4.3. Использование в краткосрочных прогнозах уравнения энергетического баланса

При составлении морских прогнозов широко используется уравнение энергетического баланса. Это уравнение является выражением одного из основных законов природы — закона сохранения энергии.

Отдельные составляющие баланса могут измеряться непосредственно или рассчитываться по гидрометеорологическим характеристикам. Поскольку возможность непосредственных измерений ограничена, чаще применяются расчетные методы. Те составляющие, определение которых особенно сложно, находятся из решения уравнения баланса как остаточный член.

Уравнение энергетического баланса, которое положено в основу методов расчета и прогноза ветрового волнения, было впервые предложено В. М. Маккавеевым в 1937 г. в виде

$$\frac{\partial E}{\partial \tau} + \frac{\partial}{\partial x} (UE) = M_w - E_{\text{дис}}, \quad (4.1)$$

где E — волновая энергия на единицу площади; U — скорость переноса волновой энергии; M_w — энергия, передаваемая волнам; $E_{\text{дис}}$ — энергия диссипации; τ — время действия ветра; x — расстояние от подветренного края шторма вдоль направления распространения волн (разгон).

Решение этого уравнения позволяет рассчитать элементы волн по скорости ветра, времени его действия и разгону.

Уравнение теплового баланса деятельного слоя в общем виде:

$$\Sigma Q = Q_{\odot} - Q_{\text{эф}} \pm Q_{\text{и, к}} \pm Q_{\text{т. о}} - Q_{\text{л}} \pm Q_{\text{а}} \pm Q_{\text{п}}, \quad (4.2)$$

где $Q_{\odot}$ — поглощенная морем 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; $Q_{\text{п}}$ — поток тепла снизу, обусловленный конвективным и турбулентным перемешиванием.

Для средних многолетних условий сумма составляющих теплового баланса равна нулю. Неравенство нулю этой суммы за конкретные промежутки времени является причиной колебаний температуры воды. Роль отдельных составляющих теплового баланса в различные периоды времени в различных районах Мирового океана неодинакова. Задача прогнозиста состоит в том, чтобы

выделить основные процессы и учесть их при составлении прогнозов температуры воды и ледовых явлений на морях.

Тепловой баланс моря (на примере Карского моря) впервые рассчитал В. В. Шулейкин. Сопоставляя приходную и расходную части баланса, Шулейкин пришел к выводу о существовании ветви теплых атлантических вод в Карском море. Последующие экспедиционные наблюдения подтвердили правильность этого вывода.

Расчетам составляющих теплового баланса, их изменчивости в пространстве и во времени посвящена специальная литература, здесь же мы остановимся лишь на некоторых способах, которые нашли применение в морских прогнозах.

Наиболее разработаны методы расчета потоков тепла через поверхность океана: солнечной радиации, эффективного излучения, потерь тепла на испарение и турбулентного теплообмена с атмосферой. Самый сложный вопрос — расчет (и тем более прогноз) адвекции тепла течениями

$$Q_a = u \partial t_w / \partial x + v \partial t_w / \partial y, \quad (4.2a)$$

где u , v — составляющие течений; $\partial t_w / \partial x$, $\partial t_w / \partial y$ — градиенты температуры воды по осям.

Поскольку наблюдения за течениями (u , v) производятся эпизодически и их нельзя использовать при составлении регулярных прогнозов температуры воды, разрабатываются косвенные методы учета адвекции тепла течениями с помощью карт температуры воды или с использованием полей атмосферного давления.

4.4. Методы расчета потоков тепла через поверхность океана

Расчет радиационного баланса. Для расчетов поглощенной радиации с учетом альбедо используется формула типа формулы Савинова — Ангстрема с коэффициентами, полученными в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова:

$$Q + q = (Q + q)_0 (1 - aN - bN^2) (1 - \alpha), \quad (4.3)$$

где $(Q + q)_0$ — суммарная радиация при безоблачном небе; a и b — коэффициенты; N — средняя облачность в долях единицы; α — альбедо.

При расчетах по формуле (4.3) обычно используются среднегодовые значения коэффициентов, вычисленные для различных широт.

Помимо расчета климатологических составляющих теплового баланса, при краткосрочных прогнозах необходимо оценивать приток и потери тепла за короткие промежутки времени (сутки, пятидневки и т. д.). В Гидрометцентре СССР были разработаны способы расчета, позволяющие определять поток тепла через поверхность за небольшие промежутки времени по обычной судовой

информации. В. С. Красюк и О. И. Шереметевская на основе обобщения материалов актинометрических наблюдений, выполненных на морях и океанах, получили формулу для расчета количества тепла, поступающего от Солнца на поверхность моря. По их данным, соотношение между солнечной радиацией, достигающей поверхности моря, и облачностью имеет вид

$$(Q + q)_N = (Q + q)_0 (0,80 - 0,54N^{2+f}) (1 - \alpha), \quad (4.4)$$

где $(Q + q)_N$ — суточные суммы солнечной радиации; $(Q + q)_0$ — максимально возможная солнечная радиация; N — общая облачность в долях единицы; $f = 4N^3$; α — альбедо.

Для расчета эффективного излучения, представляющего разность между длинноволновым излучением подстилающей поверхности и встречным излучением атмосферы, М. Е. Берляндом предложена формула

$$Q_{эф} = Q_{эф}^{(0)} (1 - cN^2) + 4s\sigma T_a^3 (T_w - T_a), \quad (4.5)$$

где $Q_{эф}^{(0)}$ — излучение при безоблачном небе; N — облачность в долях единицы; c — коэффициент, характеризующий физические свойства облаков; s — поглощательная способность, которая может быть принята равной 0,95; σ — постоянная Стефана—Больцмана; T_a — абсолютная температура воздуха; T_w — абсолютная температура воды.

Излучение при безоблачном небе является функцией температуры воздуха и влажности (e) и, согласно исследованиям М. Е. Берлянда, может быть представлено в виде

$$Q_{эф}^{(0)} = sT_a^4 (0,39 - 0,058 \sqrt{e}). \quad (4.6)$$

Расчет испарения и турбулентного теплообмена. Испарение и турбулентный теплообмен играют чрезвычайно важную роль в обмене энергией между океаном и атмосферой. Для расчета этих составляющих теплового баланса предложено большое количество формул, полученных как на основе выводов теории, так и путем сопоставления измеренных величин с теми факторами, от которых они зависят.

Эмпирическая формула, полученная В. В. Шулейкиным на основании данных наблюдений в испарителе, позволяет рассчитать потери тепла на испарение в зависимости от дефицита влажности и скорости ветра:

$$Q_{и} = A(E - e)W, \quad (4.7)$$

где E — максимальная упругость насыщения при определенной температуре воды; e — абсолютная влажность; W — скорость ветра; A — коэффициент. Определению коэффициента A посвящено много исследований как теоретических, так и эмпирических. Исследованиями В. С. Самойленко показано, что коэффициент A

должен приниматься переменным в зависимости от высоты наблюдений за скоростью ветра и влажностью воздуха.

Для расчета турбулентного теплообмена большинство исследователей используют формулу

$$Q_{т.о} = B_z c_p (t_w - t_a) W, \quad (4.8)$$

где c_p — теплоемкость при постоянном давлении; B_z — коэффициент, характеризующий условие турбулентности на уровне судовых наблюдений z .

Как и коэффициент A в формуле (4.7), коэффициент B_z принимается переменным в зависимости от высоты, на которой производятся наблюдения за температурой воздуха и скоростью ветра.

Интенсивность испарения и теплообмена зависит от характера распределения метеорологических элементов с высотой. Установлено, что при неустойчивой стратификации испарение и теплообмен происходят более интенсивно, чем при устойчивой стратификации или при равновесных условиях. В связи с этим предложены формулы, которые позволяют учитывать влияние стратификации путем введения в них вертикальных градиентов метеорологических элементов, облачности или разности температур воды и воздуха.

В Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова разработан метод расчета потоков тепла и влаги с учетом эффективного перепада температуры:

$$\Delta t_{10}^{\text{эф}} = (t_0 - t_{10}) + 0,108 (e_0 - e_{10}). \quad (4.9)$$

Здесь t_0 — температура поверхностного слоя моря; t_{10} — температура воздуха на высоте $z=10$ м над поверхностью моря; e_0 — давление насыщающего водяного пара при t_0 ; e_{10} — парциальное давление водяного пара на высоте $z=10$ м над поверхностью моря.

Турбулентный поток тепла рассчитывается по формуле

$$Q_{т.о} = B_{10} W_{10} (t_0 - t_{10}). \quad (4.10)$$

Здесь B_{10} — размерный коэффициент для расчета турбулентного потока тепла, который определяется по значению скорости ветра и эффективному перепаду температуры $\Delta t_{10}^{\text{эф}}$; W_{10} — скорость ветра на высоте $z=10$ м над поверхностью моря.

Затраты тепла на испарение рассчитываются по формуле

$$Q_n = L A_{10} W_{10} (e_0 - e_{10}). \quad (4.11)$$

Здесь A_{10} — размерный коэффициент для расчета потока влаги; L — скрытая теплота испарения.

С помощью формул (4.10) и (4.11) представляется возможным вычислить потоки тепла и влаги при больших скоростях ветра.

Во время штормов существенно меняется характер теплообмена в приводном слое моря или океана. Исследования Р. С. Бортков-

ского показали, что для штормовых условий необходимо учитывать тепло- и массоперенос брызгами, заполняющими приводный слой воздуха. Для учета этого процесса в формулы для расчета $Q_{т.о}$ и $Q_{и}$ вводятся коэффициенты тепло- и влагообмена (C_H и C_E), которые представляют собой сумму коэффициентов турбулентного обмена и обмена, связанного с действием брызг. Обнаружена зависимость этих коэффициентов от скорости ветра.

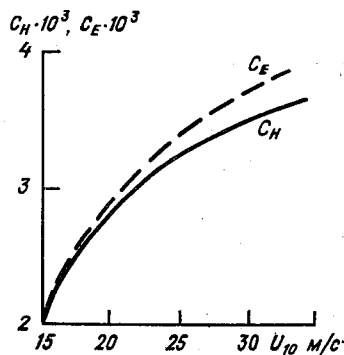


Рис. 4.1. Коэффициенты теплообмена и испарения при шторме.

(рис. 4.1). При расчетах вклада штормовой деятельности в среднегодовой тепло- и влагообмен с учетом полученных коэффициентов обнаружено, что в районах активного теплового взаимодействия океана и атмосферы он составляет около одной трети.

Упрощенный способ расчета теплового баланса. Для расчета составляющих теплового баланса поверхности моря по приведенным выше формулам необходимы сведения о температуре воды и воздуха, влажности воздуха, скорости ветра и облачности. Для открытых районов морей и океанов не всегда имеется информация об этих метеорологических элементах. Что же касается прогноза, то из всех перечисленных элементов более или менее надежно прогнозируется лишь температура воздуха. Поэтому в Гидрометцентре СССР разработаны упрощенные способы расчета теплового баланса, которыми пользуются в случае отсутствия необходимой информации.

В холодную часть года в средних широтах потери тепла преобладают над притоком. В ряде исследований было показано, что потери тепла за счет испарения, турбулентного теплообмена и эффективного излучения могут быть с достаточной для практических целей точностью рассчитаны по разности температур воды и воздуха, поскольку каждая из упомянутых составляющих в той или иной степени зависит от разности температуры воды и воздуха. Общий вид таких зависимостей:

$$\sum Q = a(t_w - t_a) + b, \quad (4.12)$$

где $\sum Q$ — суммарные потери тепла; $(t_w - t_a)$ — разность температур воды и воздуха; a и b — коэффициенты, зависящие от местных условий.

Обобщенная формула для вычисления потока тепла, применимая для любого времени года и различных физико-географических условий, была получена Я. А. Тютневым:

$$Q = (4,3E + 26)(t_a - t_w) + 1,03Q_{\odot} - 182, \quad (4.13)$$

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

В первое слагаемое формулы (4.13) 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.

4.5. Аналитическое представление распределения потоков тепла через поверхность океана и возможности их прогноза

Для использования потоков тепла через поверхность океана (Q_{Π}) в прогнозах полей температуры воды в океане удобной формой аналитического представления полей Q_{Π} служит разложение в ряд по естественным составляющим. Представление полей Q_{Π} как функции координат позволяет также исследовать особенности пространственного распределения Q_{Π} .

Естественные составляющие определяются по совокупности полей Q_{Π} , рассчитанных в зависимости от имеющейся гидрометеорологической информации по упрощенному методу (4.13) или по формулам (4.3) — (4.11) как сумма поглощенной радиации, эффективного излучения, турбулентного теплообмена и потерь тепла на испарение.

Разложение Q_{Π} в ряд производится по формуле (3.90).

Расчеты, выполненные Л. И. Скриптуновой для северной части Атлантического океана, показали, что элементарные поля, соответствующие отдельным членам ряда $B_{ij}^Q X_i Y_j$, позволяют выразить основные особенности в распределении Q_{Π} . Коэффициенты B_{ij} могут быть использованы в качестве аргументов в уравнениях для прогноза температуры воды.

Первый член ряда B_{00} соответствует среднему по площади значению Q_{Π} в исследуемом районе. Коэффициент B_{00}^Q — важная характеристика для изучения крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы. В краткосрочных прогнозах температуры воды B_{00}^Q служит для прогноза фона, на который накладываются

кратковременные изменения. Эти изменения могут быть учтены другими членами ряда.

При аналитическом представлении полей температуры воды с помощью разложения в ряд по естественным составляющим температурный фон выражается также первым членом ряда ($B_{00}^{t_w}$). Для северной части Атлантического океана ($15-60^\circ$ с. ш.) обна-

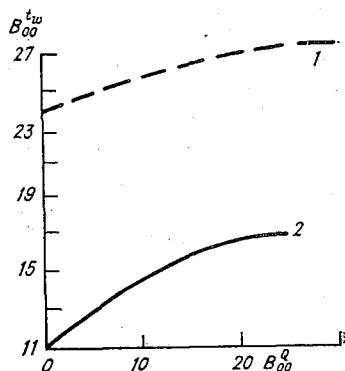


Рис 4.2. Связь между $B_{00}^{t_w}$ и B_{00}^Q .

1 — южный район; 2 — северный район.

ружена довольно тесная зависимость $B_{00}^{t_w}$ от B_{00}^Q , характеризующаяся высоким коэффициентом корреляции ($r > 0,90$). На рис. 4.2 представлены кривые связи между $B_{00}^{t_w}$ и B_{00}^Q для двух районов Атлантического океана: северного ($30-60^\circ$ с. ш.) и южного ($15-30^\circ$ с. ш.). Из рисунка видно, что кривые связи для этих районов отличаются между собой: для северного района крутизна кривой больше, чем для южного. По-видимому, различие в наклоне кривых связано с различной глубиной перемешивания. В северном районе толщина перемешанного слоя в среднем меньше, чем в южном. Следовательно, одно и то же количество тепла, поступающее через поверхность океана, приведет в северном районе к большему повышению температуры воды по сравнению с южным.

При анализе элементарных полей B_{ij}^Q , $X_i Y_j$ обнаруживается их зависимость от тех гидрометеорологических характеристик, которые определяют потоки тепла через поверхность океана: облачности, разности температуры воды и воздуха и др.

Использование коэффициентов B_{ij}^Q в краткосрочных прогнозах температуры воды дало положительный результат.

О. И. Шереметевская рассмотрела возможность краткосрочного прогноза потоков тепла через поверхность океана в зависимости от атмосферной циркуляции. Наиболее резкие изменения составляющих теплового баланса поверхности океана наблюдаются при

смене направлений воздушных потоков. Вследствие переноса воздушных масс с различными свойствами происходят изменения интенсивности процессов турбулентного и радиационного обмена. Изменения потерь тепла на испарение, притока тепла при конденсации водяного пара и турбулентного теплообмена океана с атмосферой определяются главным образом колебаниями температуры воздуха, влажности и скорости ветра, которые в свою очередь зависят от свойств воздушных масс.

Кратковременные изменения составляющих радиационного баланса определяются также в основном метеорологическими факторами. Влияние астрономических факторов (высота и склонение Солнца, продолжительность дня) на суммарную солнечную радиацию за короткие промежутки времени значительно меньше, чем влияние облачности. Изменение же количества и форм облачности достаточно тесно (что подтверждает корреляционный анализ) связано с направлением и интенсивностью воздушных потоков.

Обнаруженные асинхронные связи между отдельными составляющими теплового баланса и характеристиками полей атмосферного давления позволяют сделать вывод о возможности прогноза потоков тепла через поверхность океана по заданному полю атмосферного давления. Интересно отметить, что синхронные связи потоков тепла через поверхность океана с характеристиками полей атмосферного давления оказываются менее тесными, чем такие связи с суточной заблаговременностью. Это служит дополнительным доказательством возможности прогноза потоков тепла через поверхность океана по полю атмосферного давления.

4.6. Расчет трансформации воздуха над морем

Для корректного учета в прогнозах температуры воды влияния потоков тепла через поверхность океана необходимо рассчитывать изменения метеорологических характеристик (температуры и влажности воздуха и других) при движении воздушной массы над водой, т. е. оценивать трансформацию воздушной массы над водой за промежутки времени, равные заблаговременности прогноза.

Обычно при прогнозах температуры воды потоки тепла через поверхность океана рассчитываются в узлах расчетной сетки по данным на момент составления прогноза без учета адвективных изменений метеорологических характеристик, что вносит ошибку в прогноз температуры воды.

Изменения характеристик воздушной массы зависят от многих факторов: температуры подстилающей поверхности, скорости воздушного потока, времени движения воздушной массы над водой и других.

Особый интерес представляет расчет температуры воздуха при его движении над водой, поскольку она используется во многих методах прогноза температуры воды: либо отыскиваются корре-

ляционные связи между температурой воды и воздуха, либо температуру воздуха используют в качестве одного из параметров при расчете потоков тепла через поверхность океана.

Поскольку для использования теоретических схем расчета трансформации воздуха не всегда имеется исходная информация, в Гидрометцентре СССР разработаны упрощенные способы.

Степень трансформации воздуха, движущегося над морем, зависит от разности температур воды и воздуха и скорости перемещения воздуха. Изменения температуры воздуха по мере его движения над морем будут тем больше, чем больше разность температур воздуха и подстилающей поверхности, т. е. температуры воды. Скорость воздушного потока влияет двояко: с одной стороны, чем больше скорость перемещения воздуха, тем быстрее меняется температура воздуха; с другой стороны, чем меньше скорость движения воздуха, тем дольше воздух будет находиться над водой и тем заметнее будет влияние водной поверхности.

Изменения температуры воздуха в результате трансформации можно приближенно оценить по соотношению

$$\Delta t_a = f((t_a - t_w)\tau), \quad (4.14)$$

где Δt_a — разность между температурами воздуха в начальной точке и в точке, для которой ведется расчет; t_w — температура воды на пути перемещения воздуха; τ — время пребывания воздушной массы над водой.

Время τ определяется как

$$\tau = s/W,$$

где s — путь пробега воздуха над морем; W — скорость ветра.

Для расчета скорости воздушного потока над морем Н. А. Белинский предложил использовать карты функций тока ψ , на которых проведены изолинии $\psi = \text{const}$.

Расстояние между линиями тока связано со скоростью потока: чем больше скорость, тем гуще проходят линии тока. Направление скорости совпадает с касательной к кривой в каждой точке.

При расчете трансформации воздуха над морем для построения карт линий тока используются данные об атмосферном давлении. В узлах сетки снимают значения давления и находят разности давления для каждой соседней пары точек. Затем для каждой стороны квадрата вычисляют проекции геострофического ветра по формуле

$$W_r = \frac{\alpha}{\sin \varphi} \frac{\Delta P_a}{\Delta s}, \quad (4.15)$$

где W_r — скорость геострофического ветра; φ — широта места; $\Delta P_a / \Delta s$ — горизонтальный градиент давления; α — коэффициент.

Каждую сторону квадрата разбивают на отрезки, число которых пропорционально вычисленным значениям скорости. Через

деления проводят линии, которые и являются линиями тока. Густота линий служит мерой скорости потока, а направление определяется известным правилом: если наблюдатель смотрит в направлении потока, то слева от него — низкое давление, а справа — высокое.

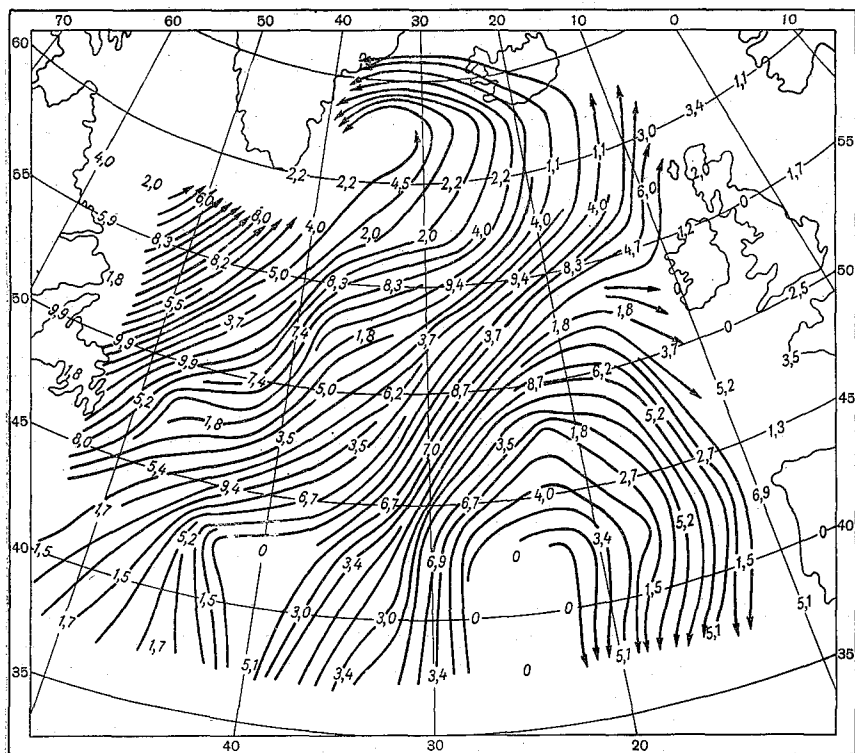


Рис. 4.3. Карта линий тока.

Практически скорость потока определяют следующим образом: находят цену деления одной линии тока (в метрах в секунду) и затем по числу линий тока в выбранной единице длины (например, в 1 см) определяют скорость потока. На рис. 4.3 представлена карта линий тока, построенная по данным атмосферного давления для северной части Атлантического океана.

Карты линий тока строятся за периоды с достаточно устойчивыми потоками воздуха над всей рассматриваемой поверхностью моря или океана.

Отрезки времени, в течение которых потоки воздуха остаются устойчивыми, можно определить, просматривая синоптические

карты. Но более объективно выделить такие периоды можно, пользуясь способом, предложенным Белинским. В центрах квадратов снимают атмосферное давление и выражают индексами Белинского. Затем рассчитывают сумму индексов, снятых с пяти последовательных синоптических карт, и строят карты скользящих средних пятидневных значений давления. По каждой такой карте вычисляют алгебраическую сумму значений давления для всех квадратов и строят график. По оси ординат откладывают полученную сумму, а по оси абсцисс — даты, за которые производилось осреднение. Максимумы и минимумы на полученной кривой разделяют отрезки времени с наиболее устойчивыми потоками воздуха над рассматриваемым районом.

По данным наблюдений за атмосферным давлением и температурой воды в Охотском и Баренцевом морях и в северной части Атлантического океана Я. А. Тютневым, Г. Н. Милейко и другими получены уравнения для расчета трансформации воздуха в виде

$$\Delta t_a = \sqrt{a(t_w - t_a)\tau + b} + c, \quad (4.16)$$

где a , b и c — эмпирические коэффициенты, зависящие от характера атмосферных процессов над бассейном и периода осреднения.

Наклон кривой зависит от осреднения. Чем больше период осреднения, тем меньше наклон кривой.

При использовании уравнений типа (4.16) наиболее надежные результаты получаются для районов с устойчивыми воздушными потоками. К таким районам относятся в первую очередь моря с отчетливо выраженной муссонной циркуляцией. При летнем и особенно при зимнем муссоне ветры сохраняют почти одно и то же направление. Поэтому при осреднении даже за большие периоды получается картина, довольно хорошо согласующаяся с фактической.

Интересно отметить, что при нагревании воздуха по пути движения над водной поверхностью и при его охлаждении кривые, полученные по зависимости $\Delta t_a = f((t_w - t_a)\tau)$, имеют разную крутизну. В случае, когда на океан поступают холодные потоки воздуха, изменение температуры воздуха по пути движения происходит более медленно, чем в случае, когда поступают теплые потоки. Это объясняется тем, что нагревание воздуха сопровождается конвекцией, охватывающей довольно мощный слой воздуха, поэтому влияние океана на атмосферу распространяется на большую высоту и изменения температуры воздуха у поверхности океана оказываются меньшими по сравнению с тем, когда происходит охлаждение воздуха и в теплообмене с океаном участвует слой воздуха меньшей толщины.

Глава 5

Расчеты и прогнозы течений

5.1. Общие положения

Прогноз течений в морях и океанах чрезвычайно важен для решения ряда практических задач.

Течения в океане переносят тепло из низких широт в высокие. Этот процесс играет большую роль в формировании погодных условий, и прогноз крупномасштабной океанической циркуляции необходим для прогнозирования погоды. С прогнозом течений связан прогноз дрейфа льда.

Краткосрочные прогнозы течений используются для определения адвективной составляющей изменения температуры воды.

При прокладке курса корабля также необходим учет течений. Прогнозы течений — важная часть промысловых прогнозов, основанных на использовании гидрологических прогнозов.

Но проблема прогноза течений настолько сложна, что, несмотря на большие усилия ученых разных стран, принимающих участие в ее решении, практических методов прогноза крайне мало, и прогнозы течений в оперативном порядке до сих пор не составляются.

При прогнозе течений необходим количественный учет характеристик полей ветра или атмосферного давления, приливных явлений, распределения плотности морской воды, влияния рельефа дна моря, поперечной неравномерности ветра и других факторов.

Течения подразделяют в зависимости от вызывающих их причин, продолжительности действия, расположения течений в толще морских вод и т. д. Классификации, предложенные разными авторами, несколько различаются между собой. Если следовать классификации, предложенной Н. Н. Зубовым, то все многообразие течений, существующих в морях и океанах, в зависимости от вызывающих их сил можно подразделить на следующие группы: приливные, фрикционные и гравитационные.

Течения подвержены как долгопериодным (многолетним, сезонным), так и кратковременным (от нескольких часов до нескольких суток) изменениям. В настоящей главе мы остановимся на прогнозе течений в пределах от одних до трех суток. Предвычисление приливных течений описано в специальной литературе, здесь будут рассмотрены лишь способы расчета и прогноза непериодических течений.

Среди большого количества теоретических работ, посвященных океанической циркуляции, выделяют три основных направления исследований: 1) развитие теории течений, возбуждаемых ветром в однородном океане (теория Экмана); 2) теория горизонтальной

циркуляции (теория полных потоков), 3) теория течений бароклинного океана. Крайняя необходимость в расчетах и прогнозах течений для обслуживания народного хозяйства приводила к тому, что на всех этапах развития теории течений делались попытки использовать основные теоретические выводы на практике. Разумеется, при этом делались соответствующие упрощения, которые позволяют ограничиваться имеющейся гидрометеорологической информацией. Нужно с сожалением отметить, что не всегда эти попытки были успешными, поэтому в морских прогнозах разрабатывались методы косвенного учета влияния течений на другие гидрологические характеристики.

Методы прогноза течений, так же как и других гидрологических элементов, делятся на две группы: физико-статистические и гидродинамические методы. *Физико-статистические* методы основаны на установлении статистических зависимостей между течениями и характеристиками фактических полей ветра или атмосферного давления. *Гидродинамические* схемы дрейфовых течений, баротропных потоков, а также течений в бароклинном океане основаны на решении уравнений движения при заданных начальных и граничных условиях. При подстановке в расчетные схемы течений характеристик прогностических полей ветра или атмосферного давления эти схемы используются в качестве прогностических. Заблаговременность прогноза течений в этих случаях определяется заблаговременностью метеорологического прогноза.

В данной главе рассмотрим некоторые из методов расчета течений, которые или использовались в прогностической практике, или проверялись хотя бы косвенными способами, например по распределению других гидрологических характеристик.

5.2. Методы предвычисления поверхностных течений

В практике расчета ветровых течений получили распространение эмпирические соотношения, выражающие зависимость скорости течения от характеристик поля ветра или поля атмосферного давления.

В качестве таких характеристик используется *скорость ветра* в данной точке (местный ветер), *градиенты давления*, которые дают характеристику воздушного потока на некотором участке, и, наконец, *коэффициенты разложения полей атмосферного давления в ряды по полиномам Чебышева* или естественным составляющим, которые позволяют учитывать влияние ветра на больших пространствах.

Скорость течения U рассчитывается или непосредственно по скорости ветра W с помощью соотношения

$$U = kW / \sqrt{\sin \varphi} \quad (5.1)$$

(где k — ветровой коэффициент, φ — широта), или вначале рассчитывается тангенциальное напряжение

$$\tau = c\rho W^2 \quad (5.2)$$

(где c — коэффициент трения, ρ_a — плотность воздуха), а затем по тангенциальному напряжению рассчитывается скорость течения.

При использовании соотношений (5.1) и (5.2) основную трудность составляет определение коэффициентов k и c . Исследования Е. Пальмена, Н. А. Струйского, В. А. Зенина, И. М. Соскина и других показали, что коэффициент k не является постоянным. Например, И. М. Соскин выявил количественную зависимость ветрового коэффициента k и угла отклонения течения от направления ветра β от определяющих факторов для мелководных ($H < 35$ м) и приглубых ($H > 35$ м) акваторий. Для определения величин k и β И. М. Соскин построил номограммы (рис. 5.1 и 5.2). При $H < 35$ м (рис. 5.1) k и β зависят от глубины моря и направления ветра. Для случая $H > 35$ м (рис. 5.2) k и β определяются в зависимости от направления ветра и расстояния от приглубого берега. Связи между величинами k и β и глубиной моря для этого случая не обнаружено.

Для открытых районов океана, где берег и глубина океана не оказывают явно выраженного влияния на скорость ветровых течений, коэффициенты k и c также являются переменными величинами, зависящими от состояния поверхности моря.

Значительным шагом вперед по уточнению методов расчета ветровых течений по скорости ветра являются результаты исследований связи ветровых течений с волнением. В. В. Шулейкин показал, 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. Ветровой коэффициент зависит от скорости ветра и от его разгона.

На основании теоретических исследований предложены приемы для расчета ветровых течений с учетом переменного ветрового коэффициента, который определяется в зависимости от характеристик ветровых волн. Р. Джеймс предлагает рассчитывать скорость ветрового течения по скорости ветра, разгону и продолжительности действия ветра. Напряжение ветра вычисляется по формуле (5.2).

Для расчета скорости ветрового течения составлена номограмма (рис. 5.3), входными параметрами которой являются скорость, разгон и продолжительность действия ветра.

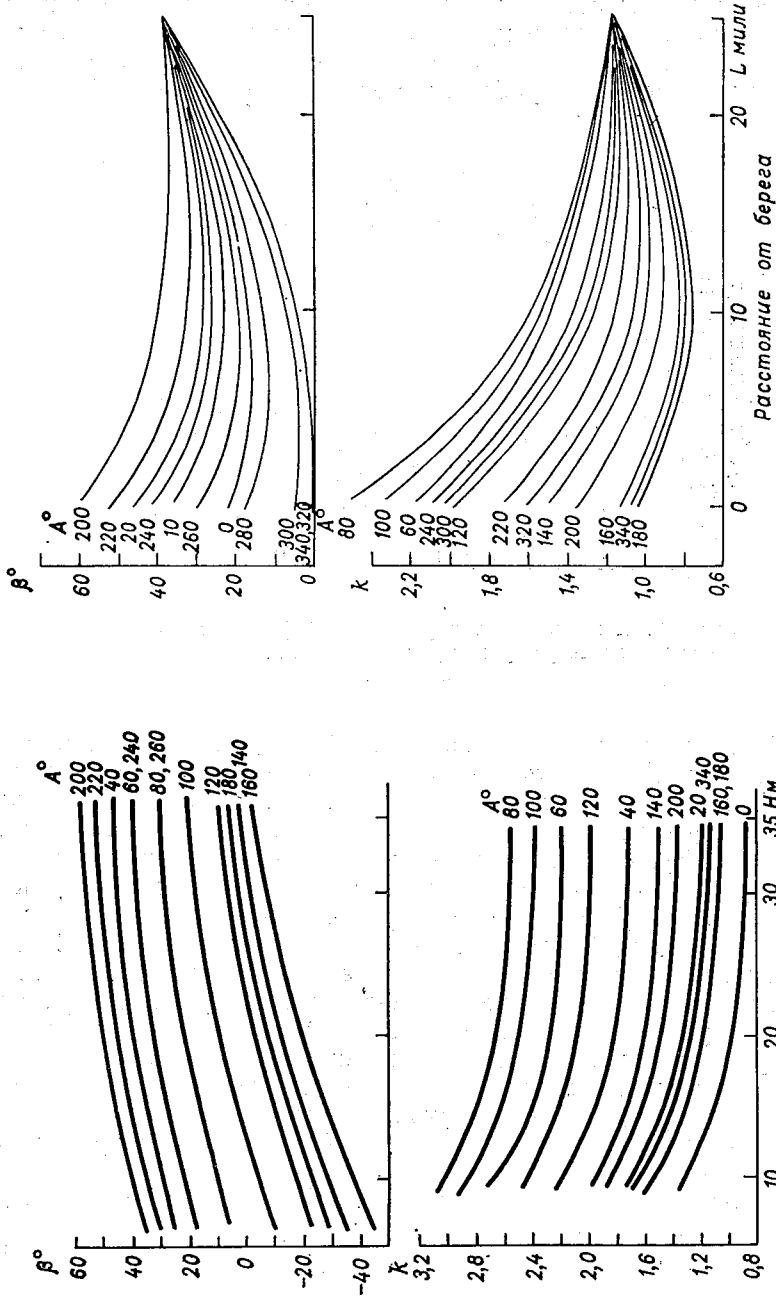


Рис. 5.2. Изменение угла отклонения β и ветрового коэффициента k в зависимости от направления ветра A и расстояния от приглубого берега L .

Рис. 5.1. Изменение угла отклонения β и ветрового коэффициента k в зависимости от направления ветра A и глубины моря H (прибрежная мелководная полоса моря).

Для того чтобы хотя бы частично устранить влияние локальных особенностей ветра, в качестве аргументов в прогностические уравнения вводились градиенты атмосферного давления. На учете градиентов давления разработаны методы расчета течений в проливах.

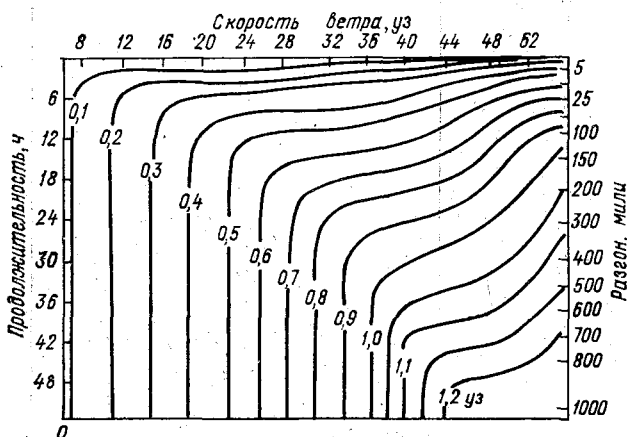


Рис. 5.3. Номограмма для расчета дрейфового течения по скорости ветра, разгону и продолжительности действия ветра.

К. П. Васильев для прогноза течений в Керченском проливе учитывал градиенты давления, определенные по разности давления в пунктах Бердянск—Тамань и Геническ—Ахтари. Чтобы определить эффективное направление градиента давления, рассчитывались коэффициенты корреляции (r_1 и r_2), характеризующие связь направления течения в проливе с разностью давления в указанных пунктах. Отношение r_1/r_2 равно тангенсу угла наклона прямой, совпадающей с эффективным направлением, к оси С—Ю.

Практически проекции градиента давления на эффективное направление морских течений определяются следующим образом: 1) находят разность среднесрочных значений давления на станциях Бердянск—Тамань и Геническ—Ахтари, затем эту разность делят на расстояние между станциями и вычисляют градиенты давления; 2) градиенты геометрически складывают и 3) определяют проекцию градиента давления на эффективное направление морских течений ($\Delta P_{эф}$).

Расчетные уравнения для проекций течения на меридиан и параллель (u , v) находят в виде

$$\begin{aligned} u &= -a \Delta P_{эф} + c_1; \\ v &= -b \Delta P_{эф} + c_2. \end{aligned} \quad (5.3)$$

С. И. Кан и Б. Л. Лагутин в методе прогноза течений в Керченском проливе помимо градиентов давления над Азовским морем учитывают влияние уклона поверхности Азовского моря и изменение атмосферного давления над прилегающей частью Черного моря.

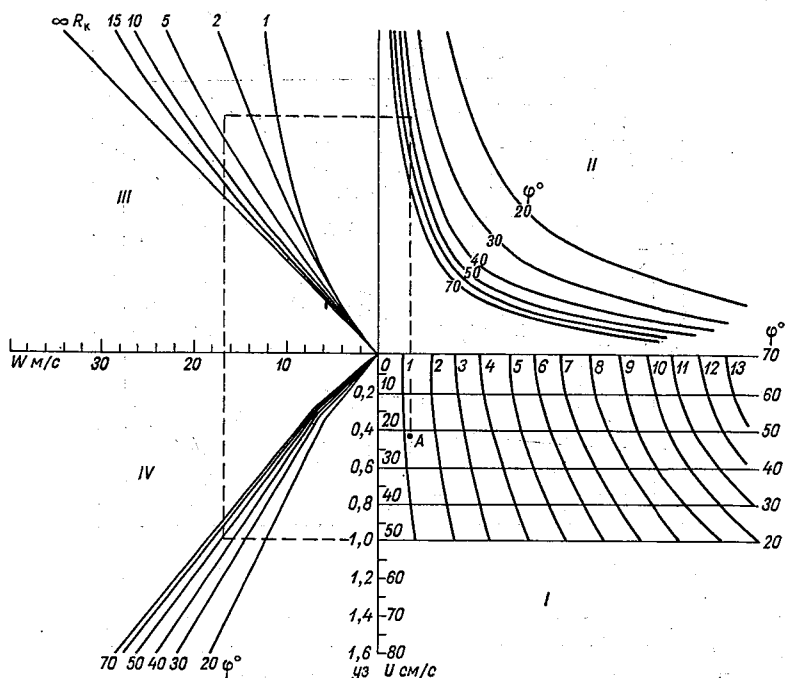


Рис. 5.4. Номограмма для расчета дрейфового течения с учетом атмосферного давления и волнения.

В. С. Красюк и Е. М. Саускан использовали градиенты атмосферного давления для прогноза течений в открытом океане, но предложили по градиентам давления рассчитывать скорость ветра, а затем по скорости ветра — скорость течения. При этом они полагали, что скорость ветрового течения связана с крутизной и высотой волны и полное развитие волнения и ветрового течения достигается практически одновременно. Направление течения принималось совпадающим с касательной, проведенной к изобаре в данной точке (если смотреть по направлению потока, справа должно быть высокое давление, слева — низкое).

Для сокращения вычислительной работы составлена номограмма, которая позволяет рассчитать скорость течения (рис. 5.4). В I квадранте номограммы нанесена градусная сетка для определения градиента давления и радиуса кривизны изобары R_k

в градусах меридиана на данной широте. Каждое деление по горизонтали соответствует одному градусу меридиана на широтах от 70 до 20° с. для карт масштаба 1 : 1 500 000. Во II квадранте приведены кривые, характеризующие зависимость скорости ветра от барического градиента и широты места; в III — кривые, с помощью которых учитывается связь между кривизной изобар и

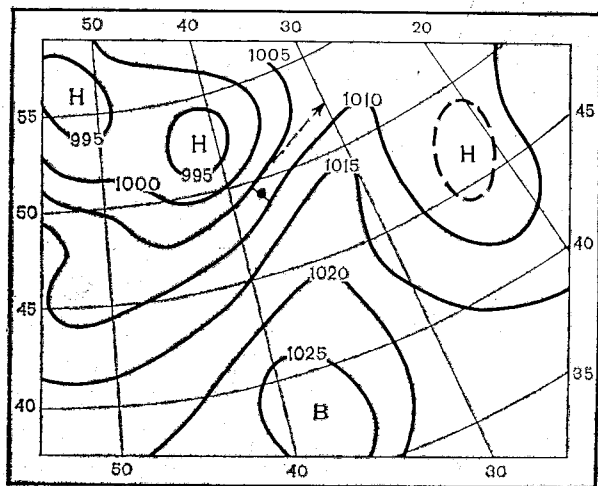


Рис. 5.5. Карта атмосферного давления.

скоростью ветра; в IV — кривые, по которым определяется скорость дрейфового течения в зависимости от скорости ветра на различных широтах (построен этот график с использованием переменного ветрового коэффициента). Радиус кривизны подбирают таким образом, чтобы окружность, проведенная из центра, совпала с данным участком изобары. Значения R_K на рис. 5.4 приведены для циклонической циркуляции, при антициклонической R_K берется равным ∞ .

Пример. Расчет скорости ветрового течения по номограмме (рис. 5.4) в точке с координатами 49° с. ш., 38° в. д.

По карте распределения атмосферного давления (рис. 5.5) определяем (в градусах) расстояние между изобарами 1005 и 1010 гПа (оно равно 1,2°) и радиус кривизны изобар (он равен 4°). Затем в I квадранте номограммы (рис. 5.4) находим точку А, соответствующую 1,2° расстояния на широте 49°. Из точки А поднимаемся вертикально вверх во II квадрант до пересечения с кривой $\varphi = 49^\circ$. Далее, в III квадранте находим точку, соответствующую радиусу кривизны 4°. Опускаясь из этой точки вертикально вниз, получаем значение скорости ветра 16,8 м/с и далее (в IV квадранте) — значение скорости течения, равное 50 м/с. Полагая, что течение направлено по касательной к изобаре, на рис. 5.5 определяем направление течения 45°.

На основе теории Экмана Е. Г. Никифоров разработал метод прогноза течений в окраинных арктических морях. В ААНИИ раз-

работаны методика разделения сил, вызывающих баротропную и плотностную составляющие течения, и метод расчета каждой составляющей.

Расчет дрейфовых течений в баротропном море основан на решении системы уравнений Экмана, причем уравнение неразрывности используется для расчета уровня моря. Вначале по полю ветра рассчитывается уровенная поверхность, а затем по ветру и отклонениям уровня — скорость течения. Преимущество этого метода, позволяющего применять его для реальных условий, в том, что в граничные условия входят только ветер и глубина в данной точке, поэтому его можно использовать для морей с островами и проливами. Предложенный метод не требует знания расходов через жидкие границы области, так как граничные условия принимаются настолько далеко от границ моря, что их можно принять заданными «на бесконечности». Метод рекомендуется для расчета течений за промежутки времени около одного месяца, так как в этих случаях можно пользоваться стационарными схемами. 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 приспособления поля плотности к полю ветра, который представляет собой разность проекций градиентов потенциальной энергии в баротропном и бароклином море при заданных полях ветра и плотности. Разработанная методика не требует сведений о положении «нулевой» поверхности. Если такая поверхность и существует в каких-то конкретных случаях, то она находится из решения задачи. Полное течение в каждой точке рассчитывается как сумма баротропной и плотностной составляющих.

5.3. Расчет полных потоков по В. Б. Штокману

Уравнения Экмана решались для случая постоянной плотности морской воды, что не соответствует реальным условиям. Поэтому в дальнейшем теория развивалась по двум направлениям: разрабатывались теории горизонтальной циркуляции (расчет интегрального по глубине потока) и методы расчета течений в бароклином океане с учетом распределения плотности.

В развитии теории горизонтальной циркуляции большая роль принадлежит В. Б. Штокману и его последователям. Чтобы избежать затруднений, связанных с учетом неоднородности по плотности воды, ограниченности океанов и морей и пространственной неравномерности ветра, В. Б. Штокман предложил вместо течения на отдельных горизонтах рассматривать осредненный по вертикали перенос масс. В дифференциальных уравнениях движений

вместо компонентов скорости взята функция полных потоков, связанная с горизонтальными компонентами вертикального 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. Функция полных потоков (Ψ) связана с заданным полем средней плотности и вихря тангенциального давления ветра соотношением

$$\frac{\partial \Psi}{\partial x^4} + \frac{\partial^4 \Psi}{\partial y^4} = - \frac{\bar{\rho}(x, y)}{A_l} \operatorname{rot} \tau(x, y), \quad (5.4)$$

где A_l — коэффициент турбулентного трения, обусловленного обменом количества движения в горизонтальном направлении

$$\operatorname{rot} \tau = \partial \tau_y / \partial x - \partial \tau_x / \partial y. \quad (5.5)$$

Составляющие полного потока на оси координат находятся из соотношений

$$S_x = \partial \Psi / \partial y; \quad S_y = \partial \Psi / \partial x, \quad (5.6)$$

а абсолютное значение полного потока определяется нормальной производной полного потока

$$S = \sqrt{S_x^2 + S_y^2} = \sqrt{(\partial \Psi / \partial x)^2 + (\partial \Psi / \partial y)^2} = \partial \Psi / \partial n. \quad (5.7)$$

Метод расчета полных потоков был использован М. Г. Глаголевой для оценки адвекции тепла течениями в слое конвективного перемешивания.

5.4. Расчет течений в бароклинном океане

Следующим этапом в развитии теории течений явились исследования вертикальной структуры возбуждаемых ветром течений с учетом распределения плотности воды. Теория течений в бароклинном океане развивается в работах П. С. Линейкина, А. С. Саркисяна и других ученых. П. С. Линейкин предложил систему трех исходных уравнений движения и уравнения неразрывности замкнуть пятым уравнением «диффузии плотности», аналогичным уравнению диффузии солёности и тепла в море. Это дало возможность сделать задачу расчета пяти переменных (компоненты скорости течения, плотность и рельеф свободной поверхности) математически определенной.

Дальнейшее развитие теории бароклинного океана дается в работах А. С. Саркисяна.

Для краткосрочных прогнозов течений разработана следующая модель. Для поверхности океана получены уравнения:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - A_l \Delta u - f v &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P_a}{\partial x} - \frac{\alpha}{\rho_0} (\tau_y - \tau_x); \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} - A_l \Delta v + f u &= \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P_a}{\partial y} + \frac{\alpha}{\rho_0} (\tau_x + \tau_y); \end{aligned} \quad (5.8)$$

здесь u, v — составляющие скорости ветра по осям x, y ; ρ_0 — плотность воды; A_l — коэффициент горизонтальной и вертикальной турбулентной вязкости; f — параметр Кориолиса; α — параметр Экмана для океана; τ_x и τ_y — составляющие касательного напряжения ветра.

Уравнения для остальных расчетных горизонтов получаются из уравнений (5.8) при условии $\tau_x = \tau_y = 0$. При выводе этих уравнений эффект вертикального турбулентного обмена выражается приближенно через составляющие касательного трения ветра, а на остальных горизонтах этим эффектом пренебрегают. Пренебрегают также для внутренних слоев слагаемыми, содержащими ω .

Уравнение для уровня океана ζ получено в виде

$$\begin{aligned} \frac{H}{l} \frac{\partial}{\partial t} \Delta \zeta + \frac{\beta H}{l^2} \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{1}{2\alpha} \Delta \zeta + I(H, \zeta) + \frac{H\beta}{l} \frac{\partial \zeta}{\partial x} = \\ = -\frac{H}{l\rho_0} \int_0^H \frac{\partial}{\partial t} \Delta \rho_w dz - \frac{\beta}{\rho_0 l^2} \int_0^H (H-z) \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial \rho}{\partial y} dz + \frac{1}{\rho_0 g} \text{rot } \tau - \\ - \frac{1}{2\alpha\rho_0} \int_0^H \Delta \rho dz - \frac{1}{\rho_0} \int_0^H I(H, \rho) dz - \frac{\beta}{\rho_0 l} \int_0^H (H-z) \frac{\partial \rho}{\partial x} dz - \\ - \frac{\beta}{g} \int_0^H (v - v_g) dz + \frac{1}{g} \left[\frac{\partial}{\partial y} \int_0^H A'_2 dz - \frac{\partial}{\partial x} \int_0^H B'_2 dz \right], \end{aligned} \quad (5.9)$$

где ζ — приведенный уровень океана

$$\zeta = \zeta_1 + P_a/(\rho_0 g),$$

ζ_1 — возвышение свободной поверхности океана; P_a — атмосферное давление; I — оператор Якоби; H — глубина; u_g, v_g — составляющие скорости геострофического трения,

$$\begin{aligned} A'_2 &= \frac{\partial}{\partial t} (u - u_g) + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - A_l \Delta u; \\ B'_2 &= \frac{\partial}{\partial t} (v - v_g) + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} - A_l \Delta v. \end{aligned} \quad (5.10)$$

Из уравнения (5.3)—(5.10) методом итераций определяются u , v , ζ . Поле давления в уравнениях (5.3) и (5.9) заменяется полями ζ и ρ по формуле

$$P_a = \rho_0 g \zeta + g \int_0^z \rho dz. \quad (5.11)$$

Вертикальная составляющая скорости течения w вычисляется по известным значениям u , v и ζ .

При расчетах течений в бароклинном океане главную трудность составляет задание поля плотности морской воды. Эта трудность возрастает, если от расчетов перейти к составлению краткосрочных прогнозов. Имеющиеся результаты наблюдений не позволяют построить поля плотности за короткие промежутки времени, например сутки — трое, или пентаду. Поэтому разрабатываются теоретические способы построения полей плотности. Начальные значения u , v , ζ находятся также путем расчета. Для этого используются уравнения (5.8)—(5.10), в которые подставляются начальные значения τ_x и τ_y . Поле плотности для краткосрочного прогноза принимается стационарным. После того как рассчитаны начальные поля u , v , ζ , можно приступить к прогнозу течений, которые обусловлены изменениями в поле атмосферного давления. Для этого в уравнения (5.8)—(5.10) подставляются новые значения τ_x и τ_y и шагами по времени вычисляются прогностические значения u , v , ζ .

5.5. Расчет поверхностных течений в открытом море по заданному полю атмосферного давления

Расчет течений на отдельных горизонтах с учетом неравномерности конкретного ветрового поля для реальных географических объектов связан с определенными трудностями. Причем переход от расчета к прогнозу течений невозможен без прогноза ветра над морем. Использование прогностического ветра ведет к снижению оправдываемости прогноза течений. Поэтому проводились исследования, направленные на выяснение закономерностей связи течений с ветром на основе анализа имеющихся материалов наблюдений. Для этой цели использовались наблюдения за течениями на буйковых станциях, оснащенных самописцами течений. Для характеристики циркуляции атмосферы использовались поля атмосферного давления над морем, так как барическое поле дает возможность учитывать как интенсивность ветровых потоков, так и неравномерность поля ветра над морем.

На передачу энергии барического поля водной среде должно быть затрачено некоторое время. Время, необходимое на перестройку поля течений, определяет заблаговременность прогноза.

Н. А. Белинский и М. Г. Глаголева разработали физико-статистический метод прогноза течений в Черном море по заданному (на момент составления прогноза) полю атмосферного давления. В качестве характеристик поля атмосферного давления использовались коэффициенты разложения его в ряд по полиномам Чебышева:

$$P_a = \sum (A_{ij} \varphi_i \psi_j),$$

где A_{ij} — коэффициенты разложения в ряд; φ и ψ — полиномы Чебышева.

Элементарные поля, соответствующие отдельным членам разложения в ряд, позволяют отобразить особенности атмосферной циркуляции, обуславливающей циркуляцию вод в море. Например, элементарные поля $A_{20}\varphi_2\psi_0$, $A_{02}\varphi_0\psi_2$, $A_{30}\varphi_3\psi_0$, $A_{03}\varphi_0\psi_3$ позволяют учесть поперечную неравномерность ветра над морем.

Район, в котором задавалось поле атмосферного давления, выбирался таким образом, чтобы получить характеристику атмосферных процессов над всем бассейном Черного моря. Значения атмосферного давления снимались в узлах сетки, образованной пересечениями параллелей, проведенных соответственно через 1 и 2°.

Чтобы не усложнять задачу прогноза течений векторной корреляцией, векторы течений представлялись в виде проекций на направление, совпадающее с генеральным направлением северного берега Черного моря и перпендикулярное ему (u , v). Уравнения для прогноза течений находились с помощью корреляции двойной или множественной.

В первом случае в качестве аргумента использовалась алгебраическая сумма коэффициентов разложения. Тип связи проекции скорости течения с каждым из коэффициентов разложения поля атмосферного давления (прямая и обратная) определяется с помощью соответствующих графических построений или расчета коэффициентов корреляции. При прямой связи u и v с A_{ij} коэффициент r берется со знаком «плюс» (+), при обратной — «минус» (—). Перед нахождением алгебраической суммы коэффициенты A_{ij} нормируются путем деления на среднее квадратическое отложение σ_{ij}

$$a_{ij} = A_{ij}/\sigma_{ij},$$

a_{ij} — нормированное значение A_{ij} ;

$$\sigma = \sqrt{\sum (A_{ij} - \bar{A}_{ij})^2 / n}, \quad (5.12)$$

где n — длина ряда.

Уравнения для прогноза проекций течений имеют вид

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

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

где b_1 и b_2 — коэффициенты регрессии.

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

$$\begin{aligned} u &= k_1 A_{00} + k_2 A_{10} + k_3 A_{01} + \dots + k_m A_{ij} + c_1; \\ v &= l_1 A_{00} + l_2 A_{10} + l_3 A_{01} + \dots + l_m A_{ij} + c_2. \end{aligned} \quad (5.13)$$

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 этой цели либо используют обычные методы расчета приливных течений, либо исключают влияние приливов путем скользящего осреднения при условии, что число наблюдений за течениями достаточно для того, чтобы описать кривую суточного хода.

Е. М. Саускан для краткосрочного прогноза течений в океане использовала результаты наблюдений на многосуточных станциях в Атлантическом и Тихом океанах. Эти материалы дали возможность исследовать связь изменений течений в океане с атмосферными процессами, а также позволили оценить связь течений на разных горизонтах. Чтобы учесть влияние предшествующих условий на изменение значений в уравнениях для прогноза течений, помимо характеристик поля атмосферного давления, вводилось значение скорости течения в момент составления прогноза, и уравнения приобрели вид

$$\begin{aligned} u &= a_1 u_0 + a_2 \sum A_{ij} + c_1; \\ v &= b_1 v_0 + b_2 \sum A_{ij} + c_2, \end{aligned} \quad (5.14)$$

где u_0, v_0 — проекции скорости течения в текущие сутки; u, v — прогнозируемые значения проекций течения на последующие сутки.

Производить измерения течений перед каждым составлением прогноза нереально, поэтому рекомендуется в качестве начальных условий (u_0, v_0) при прогнозе на вторые, третьи, ..., n -е сутки вводить рассчитанные значения на предыдущие сутки. Схема расчета может быть представлена в следующем виде:

на 1-е сутки

$$u_1 = a_1 u_0 + a_2 A_{00}^{(0)} + a_3 A_{10}^{(0)} + a_4 A_{01}^{(0)} + \dots + a_k A_{ij}^{(0)} + c_1; \quad (5.15)$$

на 2-е сутки

$$u_2 = a_1 u_1 + a_2 A_{00}^{(1)} + a_3 A_{10}^{(1)} + a_4 A_{01}^{(1)} + \dots + a_k A_{ij}^{(1)} + c_2; \quad (5.16)$$

на n -е сутки

$$u_n = a_1 u_{n-1} + a_2 A_{00}^{(n-1)} + a_3 A_{10}^{(n-1)} + a_4 A_{01}^{(n-1)} + \dots + a_k A_{ij}^{(n-1)} + c_3, \quad (5.17)$$

где $u_1, u_2, \dots, u_n$ — проекции скорости, рассчитанные на 1-е, 2-е, n -е сутки; $a_1, \dots, a_k$ — коэффициенты регрессии; $A_{00}^{(0)}, A_{10}^{(1)}, \dots, A_{ij}^{(n-1)}$ — коэффициенты разложения полей атмосферного давления за 1-е... $(n-1)$ -е сутки.

Данные наблюдений за течениями на многосуточных станциях дали возможность сопоставить с полями атмосферного давления

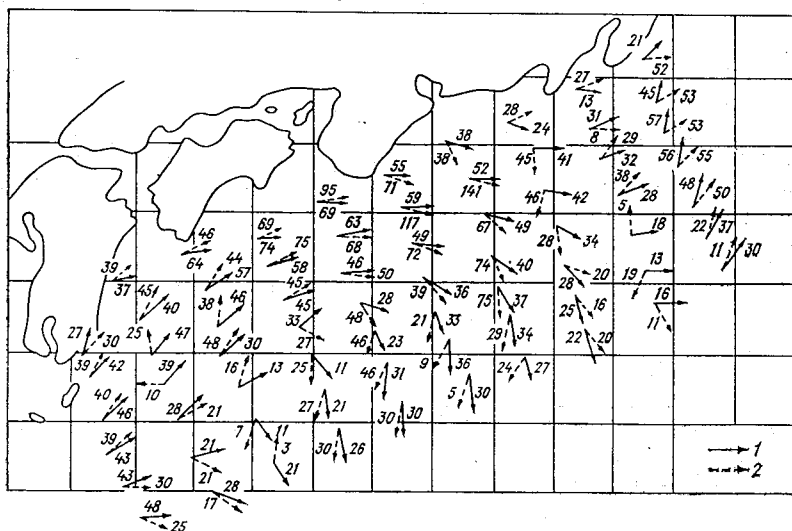


Рис. 5.6. Карта течений (см/с) за 11—19 мая 1966 г.

1 — фактическая скорость, 2 — вычисленная скорость течения.

лишь наблюдения за течениями в отдельных точках. Поэтому представляет интерес применение описанного метода для прогноза полей течений. Для этой цели Е. М. Саускан использовала результаты наблюдений за течениями на поверхности океана в районе Курошио (рис. 5.6). Для каждого узла расчетной сетки были рассчитаны значения проекций течений на меридиан и параллель.

Поле атмосферного давления выбрано над северо-западной частью океана. В него вошли районы, где проходят траектории циклонов и тайфунов ($20-50^\circ$ с. ш., $120-150^\circ$ в. д.).

Поля атмосферного давления и распределение проекций течения представлялись в виде разложения в ряд по полиномам Чебышева:

$$u(x, y) = \sum A_{ij}^u \varphi_i(x) \psi_j(y); \quad (5.18)$$

$$v(x, y) = \sum A_{ij}^v \varphi_i(x) \psi_j(y); \quad (5.19)$$

$$P_a(x, y) = \sum A_{ij}^a \varphi_i(x) \psi_j(y), \quad (5.20)$$

где индексы u , v , P_a соответствуют полям проекций течения u , v и полям атмосферного давления P_a .

Уравнения для прогноза течений с заблаговременностью 5 сут отыскивались в виде

$$A_{ij}^u = f(\sum A_{ij}^{P_a}, A_{ij}^{u_0}); \quad (5.21)$$

$$A_{ij}^v = f(\sum A_{ij}^{P_a}, A_{ij}^{v_0}), \quad (5.22)$$

где u_0 , v_0 — начальное значение проекции скорости, которое из-за недостатка материалов наблюдений принималось по среднесезонным данным. Пример вычисленных и фактических векторов течений представлен на рис. 5.6.

В настоящее время прогнозы течений прогностическими центрами не составляются из-за отсутствия данных наблюдений. Однако методические основы прогноза морских течений разработаны.

Глава 6

Прогнозы ветрового волнения

6.1. Общие положения

В связи с усиливающейся на море хозяйственной деятельностью знание его состояния и прогноз изменений этого состояния имеют большое практическое значение. В этой связи существенно возрастает роль прогнозов ветрового волнения. Использование информации о фактических и ожидаемых условиях волнения помогает успешно осуществлять проводку судов наивыгоднейшими маршрутами, посадку самолетов на воду, буровые работы на шельфе, эффективный и безопасный рыбный промысел, погрузочно-разгрузочные работы в море, проведение спортивных регат и т. д.

Наиболее важной характеристикой морского волнения являются характеристики максимальных волн, так как именно эти волны представляют наибольшую опасность для судов и гидротехнических сооружений. Известно множество случаев, когда огромные волны причиняли судам значительные повреждения или были причиной их гибели. Поэтому эффективность прогнозов волнения во многом зависит от того, насколько правильно предсказаны характеристики максимальных волн.

Термин «прогноз» для ветрового волнения применяется условно, чтобы отличить ретроспективные расчеты от оперативных повседневных расчетов по метеорологическим прогнозам поля ветра.

Ветровыми волнами называются волны, вызванные ветром и находящиеся под его воздействием. Волны, вызванные ветром и распространяющиеся в области волнообразования после ослабления ветра и (или) изменения его направления или пришедшие из области волнообразования в другую область, где дует ветер с другой скоростью и (или) с другим направлением, называют *зыбью*. Волны, распространяющиеся при полном отсутствии ветра, называют *мертвой зыбью*. При взаимодействии ветровых волн и волн

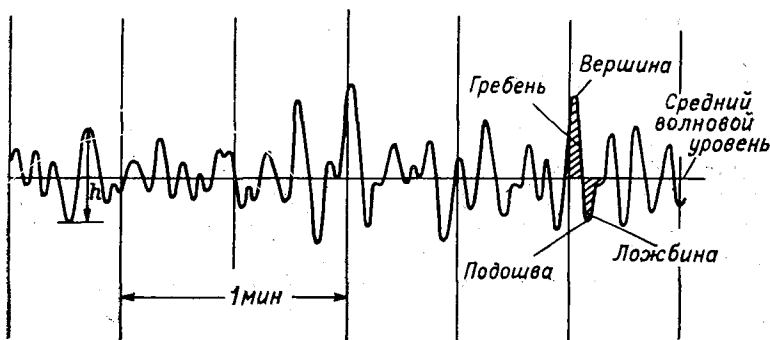


Рис. 6.1. Отрезок ленты волнографа с записью волновых колебаний.

зыби образуется *смешанное волнение*. Основными элементами ветровых волн являются: *высота h* , *период T* , *длина λ* , *фазовая скорость c* , *крутизна ϵ* , *длина гребня L* .

На рис. 6.1 показан участок волнографной записи в виде волнового профиля, представляющего собой кривую, получаемую в результате сечения взволнованной поверхности моря вертикальной плоскостью в заданном направлении.

В случае, если глубина моря больше половины длины волны, элементы волны не зависят от глубины. При этом период, длина и фазовая скорость волны связаны между собой соотношениями

$$T = \sqrt{2\pi\lambda/g} = 2\pi c/g = 0,64c; \quad (6.1)$$

$$\lambda = 2\pi c^2/g = gT^2/(2\pi) = 1,56T^2; \quad (6.2)$$

$$c = \lambda/T = \sqrt{g\lambda/(2\pi)} = 1,56T, \quad (6.3)$$

где g — ускорение свободного падения.

Если глубина моря меньше половины длины волны, то элементы волн изменяются под влиянием дна. Понятие «глубокая вода» имеет относительный смысл и определяется соотношением глубины H и длины волны λ . Так, небольшие волны в мелководных районах могут рассматриваться как волны на глубокой воде, в то время как большие ветровые волны или крупная зыбь при распространении через районы мелководья подвержены значитель-

ному влиянию дна. В практике прогнозирования волнения чаще всего имеют дело с простой гармонической волной. Профиль такой волны на глубокой воде изменяется во времени по закону

$$\eta = \frac{h}{2} \cos(kx - \omega t), \quad (6.4)$$

где η — смещение уровня поверхности моря относительно среднего уровня волнового профиля; $\omega = 2\pi/T$ — круговая частота; $k = 2\pi/\lambda$ — волновое число; x — горизонтальная координата, взятая в направлении распространения волны.

Связь между круговой частотой ω и волновым числом k определяется соотношением

$$\omega^2 = gk. \quad (6.5)$$

Согласно формуле (6.5), длинные (низкочастотные) волны распространяются быстрее, чем короткие (высокочастотные). Это обстоятельство имеет важное значение при рассмотрении спектральных методов прогноза характеристик волн.

Важной динамической характеристикой волны является ее энергия. Энергия волны складывается из двух равных частей: *кинетической энергии*, определяемой по движению частиц воды в горизонтальной плоскости, и *потенциальной*, определяемой работой, совершаемой при периодическом смещении центра тяжести вертикального столба воды. Полная энергия, приходящаяся на единицу длины волны, равна

$$E = E_{\text{п}} + E_{\text{к}} = \frac{1}{8} \rho_w g h^2, \quad (6.6)$$

где ρ_w — плотность воды.

Из теории волн вытекает, что энергия волн на глубокой воде переносится со скоростью, равной половине фазовой скорости волны:

$$U_E = gT/(4\pi) = c/2, \quad (6.7)$$

а на резко выраженном мелководье — с фазовой скоростью

$$U_E = c = \sqrt{gH}. \quad (6.8)$$

Из формулы (6.8) следует, что фазовая скорость волны является функцией глубины моря H . Она уменьшается при уменьшении глубины, что приводит к изменению направления распространения луча волны и к уменьшению угла между гребнем волны и изобатами дна. Это явление называется *рефракцией волн*. Оно отчетливо наблюдается вдоль берегов с пологим уклоном, где волны всегда обрушиваются параллельно береговой линии независимо от их направления в открытом море. В зоне рефракции период волн остается неизменным, но высота возрастает или уменьша-

ется в зависимости от сходимости или расходимости волновых лучей и групповой скорости, отвечающей данной глубине

$$U_{\text{гр}} = \frac{c}{2} \left(1 + \frac{2\pi H/\lambda}{\text{sh}(2\pi H/\lambda)} \right). \quad (6.9)$$

При $H \rightarrow \infty$ групповая скорость волны равна половине ее фазовой скорости. Таким образом, скорость переноса энергии на глубокой воде равна групповой скорости ($U_E = U_{\text{гр}}$).

Статистика волн. Реальное ветровое волнение имеет неупорядоченный, хаотический характер. Только волны зыби можно приблизительно отнести к регулярным волнам. Хаотичность волн обусловлена, с одной стороны, турбулентным характером ветра, а с другой — эффектами частотной и угловой дисперсии волн. Исследования показали, что, несмотря на то, что индивидуальные волны подвержены случайным колебаниям, совокупность таких волн подчинена строгим математическим законам. Теоретически и эмпирическим путем на основе обработки волнографных записей были получены функции распределения или функции обеспеченности элементов волн. Выделяют два вида функций распределения элементов волн. Одни функции описывают разнообразие волн при квазистационарном волнении, другие — характеризуют разнообразие волн в заданном районе моря за длительные промежутки времени порядка длительности шторма, месяца, года и более. Такие функции называют *режимными функциями распределения*. В прогностической практике обычно используется первый тип распределения. Функции распределения были исследованы для глубокого моря Ю. М. Крыловым и Лонге-Хиггинсом, для мелководных районов моря — Я. Г. Виленским и Б. Х. Глуховским.

Функция распределения высот волн для глубокого моря имеет вид

$$F(h) = \exp \left[-\frac{\pi}{4} \left(\frac{h}{\bar{h}} \right)^2 \right], \quad (6.10)$$

для мелководья

$$F(h) = \exp \left[-\frac{\pi}{4(1+d/\sqrt{2\pi})} \left(\frac{h}{\bar{h}} \right)^{2/(1-d)} \right], \quad (6.11)$$

где $d = \bar{h}/H$; $\bar{h}$ — средняя высота волны.

Функция распределения периодов волны одна и та же для глубокого моря и для мелководья:

$$F(T) = \exp \left[-\frac{\pi}{4,8} \left(\frac{T}{\bar{T}} \right)^4 \right]. \quad (6.12)$$

С помощью функций распределения можно определить значение элемента волны требуемой обеспеченности, зная, например, его среднее значение (рис. 6.2). Характерной величиной,

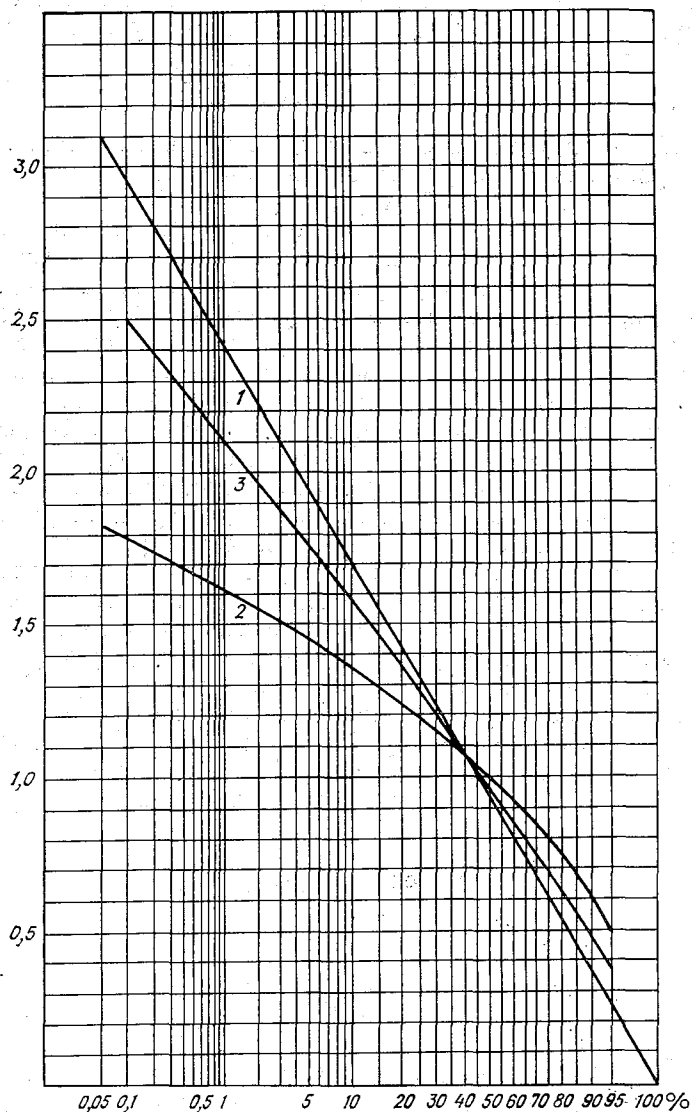


Рис. 6.2. Безразмерные функции распределения элементов волн на глубокой воде.

1 — функция обеспеченности высот волновых колебаний в точке; 2 — функция обеспеченности периодов волн; 3 — функция обеспеченности высот трехмерных волн.

определяющей вид функции распределения высоты волн на мелководье, является отношение средней высоты $\bar{h}$ к глубине моря H . Для некоторых характерных волн («главных» волн) статистические соотношения имеют вид

$$\begin{aligned} h_{\text{зн}} &= 1,6\bar{h}; \\ h_{1\%} &= 2,4\bar{h}; \\ h_{5\%} &= 1,96\bar{h}, \end{aligned} \quad (6.13)$$

где $h_{\text{зн}}$ — значительная высота волны, численно равная средней высоте из $1/3$ наибольших высот волн на волнографной записи; $h_{1\%}$, $h_{5\%}$ — высоты волн одно- и пятипроцентной обеспеченности.

Спектр волнения. Наиболее полную информацию о процессе ветрового волнения дает двухмерный спектр волнения $A^2(\omega, \theta)$. Спектр $A^2(\omega, \theta)$ представляет собой функцию, заданную на оси частот ω от нуля до ∞ и оси направлений от 0 до 2π . Ее интеграл определяется равенством

$$\int_0^{\infty} \int_0^{2\pi} A^2(\omega, \theta) d\omega d\theta = E. \quad (6.14)$$

Спектр имеет размерность ($\text{см}^2 \cdot \text{с}/\text{рад}$). Интегрирование спектра от ω_1 до ω_2 и от θ_1 до θ_2 дает спектральную высоту волны, имеющую размерность (см^2). Она пропорциональна энергии (с точностью до постоянного множителя), заключенной в принятом интервале частот и направлений. Поэтому выражение $A^2(\omega, \theta)$ также называют *энергетическим спектром*. Одномерный частотный спектр получается из двухмерного путем интегрирования по всем углам θ , а одномерный угловой спектр получается путем интегрирования двухмерного спектра по всем частотам ω . Функции $S(\omega, \theta)$, $S(\omega)$ и $S(\theta)$ характеризуют плотность спектральной энергии и, следовательно, являются дифференциальными характеристиками энергии волн. Средняя высота и средний период волн связаны с энергетическим спектром следующими выражениями:

$$\bar{h} = \left[2\pi \int_0^{\infty} \int_0^{2\pi} S(\omega, \theta) d\omega d\theta \right]^{1/2}; \quad (6.15)$$

$$\bar{T} = \left[\frac{2\pi \int_0^{\infty} \int_0^{2\pi} S(\omega, \theta) d\omega d\theta}{\int_0^{\infty} \int_0^{2\pi} S(\omega, \theta) \omega^2 d\omega d\theta} \right]^{1/2}. \quad (6.16)$$

В общем случае величина энергетического спектра волн зависит от силы ветра W , продолжительности его действия τ и длины

разгона χ . При бесконечном времени действия ветра и бесконечной длине разгона все спектральные составляющие достигают своего предельного развития и значение энергетического спектра будет определяться только скоростью ветра. Аппроксимативные выражения для частотных и двухмерных спектров выведены на основе обработки данных наблюдений. Для полностью развитого волнения приводятся выражения для спектров, полученные в разное время разными авторами:

спектр Неймана (1953 г.)

$$S_{\infty}(\omega) = 4,788 \omega^{-6} \exp(-2g^2 \omega^{-2}/W^2); \quad (6.17)$$

спектр ЛО ГОИНа (1969 г.)

$$S(\omega) = \begin{cases} 6\omega_{\max}^5 m_0(\omega_p) \omega^{-6} \exp\left\{-1,2\left[\left(\frac{\omega_{\max}}{\omega}\right)^5 - \left(\frac{\omega_{\max}}{\omega_p}\right)^5\right]\right\} & \text{для } 0 < \omega < \omega_p; \\ S(\omega_p) + \frac{S(\omega_p) - S(\omega_p)}{\omega_p - \omega_p} (\omega - \omega_p) & \text{для } \omega_p < \omega < \omega_p; \\ 7,8 \cdot 10^3 g^2 \omega^{-5} & \text{для } \omega > \omega_p, \end{cases} \quad (6.18)$$

где

$$m_0(\omega_p) = (h^2 \omega_p^5 - 0,3\pi \omega_p)/2\pi (\omega_p^5 + 0,3\omega_{\max}^5);$$

$$\omega_p = 1,045 \frac{2\pi}{T} (1 + 0,002\bar{T}); \quad \omega_p = 1,1 \omega_p;$$

спектр Стрекалова—Масселя (1971 г.)

$$S_{\infty}(\omega) = P_1 \frac{\hbar^2}{\omega} \left[f_n\left(\frac{\omega}{\omega}\right) + f_v\left(\frac{\omega}{\omega}\right) \right], \quad (6.19)$$

где

$$f_n\left(\frac{\omega}{\omega}\right) = \frac{1}{2\pi\chi} \exp\left\{-\frac{\left[\frac{1}{\omega}(\omega - \omega_1)\right]^2}{2\chi^2}\right\},$$

$$f_v\left(\frac{\omega}{\omega}\right) = 2\left(\frac{\omega}{\omega}\right)^{-5} \exp\left[-1,34\left(\frac{\omega}{\omega}\right)^{-8}\right];$$

спектр JONSWAP (Joint North Sea Wave Project, 1973 г.)

$$S_{\infty}(\omega) = \alpha g^2 \omega^{-5} \exp\left[-\frac{5}{4}\left(\frac{\omega}{\omega_{\max}}\right)^4\right] \gamma \exp\left[-\frac{(\omega - \omega_{\max})^2}{2\sigma^2 \omega_{\max}^2}\right], \quad (6.20)$$

$$\sigma = 0,07 \quad \text{для } \omega \leq \omega_{\max}; \quad \sigma = 0,09 \quad \text{для } \omega > \omega_{\max}.$$

Аппроксимативные выражения для двухмерного спектра берутся в виде произведения частотного спектра $S(\omega)$ на функцию углового распределения волновой энергии $Q(\omega, \theta)$. Ниже приве-

дены выражения для функции углового спектра, полученные различными авторами:

спектр Артура (1951 г.)

$$Q(\theta) = \frac{2}{\pi} \cos^2 \theta; \quad (6.21)$$

спектр SWOP (Stereo Wave Observation Project, 1960 г.)

$$Q(\omega, \theta) = \frac{1}{\pi} \left\{ 0,50 \left[1 - \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{\omega W}{g} \right)^4 \right] \cos^2 \theta \right] + \right. \\ \left. + \left[1 - 0,92 \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{\omega W}{g} \right)^4 \right] \right] + 2,56 \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{\omega W}{g} \right)^4 \right] \cos^4 \theta \right\}; \quad (6.22)$$

спектр ЛО ГОИНа (1971 г.)

$$Q(\omega, \theta) = \frac{0,5k \left[\frac{\tilde{\omega}}{(\omega + 1)^2} \right] \exp \left[-k \left| \theta \right| \frac{\tilde{\omega}}{(\omega + 1)^2} \right]}{1 - \exp \left[-\frac{k\pi}{2} \frac{\tilde{\omega}}{(\omega + 1)^2} \right]}, \quad (6.23)$$

где $0 < \omega < \omega_{\pi}$; $\tilde{\omega} = \omega/\omega_{\max}$; $k = 3, \dots, 8$.

В вышеприведенных формулах применены следующие обозначения: ω — круговая частота; $\omega_{\max}$ — частота основного максимума спектра; ω_p, ω_{π} — частоты, соответствующие верхней и нижней границе переходного интервала гравитационной области спектра; m_0 — нулевой момент спектра, усеченный на частоте $\omega = \omega_{\pi}$; W — скорость ветра; h — высота волны; T — период волны; $\bar{T}$ — средний период волны; P_1 — коэффициент пропорциональности.

Приведенные выше формулы относятся к чисто ветровому волнению.

6.2. Физические основы методов расчета и прогноза морского волнения

Современные представления о механизме зарождения, развития, распространения и затухания волн, которые лежат в основе методов прогнозов ветровых волн, вытекают из анализа результатов решения уравнения энергетического баланса волн, записанного либо в форме Маккавеева для регулярных волн

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (EU_x) = M_W - E_{\mu}, \quad (6.24)$$

либо в спектральной форме для нерегулярного волнения

$$dS/dt \equiv \partial S/\partial t + \mathbf{V} \cdot \nabla S + k \partial S/\partial k = G, \quad (6.25)$$

где E — энергия волны; U_x — скорость переноса волновой энергии, численно равная групповой скорости волн; M_W и E_{μ} — члены,

описывающие механизмы питания регулярных волн энергией ветра и диссипацию энергии в результате сил турбулентной вязкости и трения о дно; $S=S(\omega, \theta, x, y, t)$ — пространственно-временная функция спектральной плотности волнового процесса, зависящая от частоты ω , направления распространения θ спектральных составляющих и координат пространства x, y и времени t ; $\mathbf{V}$ — вектор групповой скорости переноса спектральной энергии; $\mathbf{k}$ — вектор волнового числа; $\nabla=\partial/\partial x, \partial/\partial y$. Функция G включает в себя все процессы, изменяющие локальную энергию волн. Член $\partial S/\partial t$ представляет локальное изменение спектральной энергии во времени; член $\mathbf{V} \cdot \nabla S$ определяет адвективный перенос спектральной энергии; $\mathbf{k} \partial S/\partial \mathbf{k}$ определяет адвективный перенос спектральной энергии на мелководье с учетом рефракции волн, обусловленной влиянием топографии дна.

Если рассматривать условия развития волн на глубоком море, то в уравнении (6.15) член $\mathbf{k} \partial S/\partial \mathbf{k}$ исчезает. При $G=0$ и отсутствии члена $\mathbf{k} \partial S/\partial \mathbf{k}$ уравнение (6.25) описывает распространение мертвой зыби на глубокой воде. Если в уравнениях (6.24) и (6.25) известны выражения для членов в правой части M_w, E_μ, G , то они могут быть проинтегрированы, что дает возможность построить метод прогноза ветрового волнения.

Чтобы решить уравнение Маккавеева (6.24), необходимо его дополнить вторым соотношением, связывающим между собой две неизвестные величины h и λ , неявно входящие в уравнение. В качестве второго уравнения обычно используют статистическую связь между крутизной волны $\varepsilon=h/\lambda$ и возрастом волны $\beta=c/V$. Тогда, исключив из системы одно из неизвестных, получают одно дифференциальное уравнение в частных производных относительно высоты или длины волны. Решение в конечном счете приводит к простым зависимостям элементов регулярных волн от скорости ветра, продолжительности его действия и длины разгона.

Наиболее полное исследование механизма питания волн энергией ветра выполнил В. В. Шулейкин по данным экспериментов в штормовом бассейне, в котором создавались волны, по размерам близкие к природным. По Шулейкину, питание волн энергией ветра происходит за счет неравномерного распределения давления на наветренный и подветренный склоны волны. На наветренной стороне волны давление воздуха больше, чем на подветренной, что обусловлено непотенциальным (ламинарным) движением потока воздуха. Частицы воды на наветренной стороне волны находятся в нисходящей фазе, а частицы воды на подветренной стороне волны — в восходящей фазе. На нисходящей фазе давление P будет больше, на восходящей фазе — меньше, в результате чего будет наблюдаться некоторый прирост энергии, равный

$$\Delta E = \frac{1}{T} \int_0^h (P'' - P') \cos \varphi dy, \quad (6.26)$$

где ϕ — угол между точкой на поверхности волны и горизонтальной плоскостью; dy — превышение вершины волны над средним волновым уровнем. Таким образом, ветер заставляет частицы воды совершать все большие колебания. При этом часть энергии идет на увеличение кинетической и потенциальной энергии масс воды, а другая ее часть затрачивается на внутреннее турбулентное трение. Вместе с образованием волн возникает и дрейфовое течение. Однако последнее создается за счет тангенциального напряжения ветра, возникающего в результате трения при движении воздушного потока над поверхностью воды. По Шулейкину, полная энергия, передаваемая ветром волне на единицу взволнованной поверхности моря, пропорциональна высоте волны и скорости ветра, взятой относительно скорости волны:

$$M_V = \kappa \frac{h^2}{T} \rho_a (W - c)^2, \quad (6.27)$$

где κ — аэродинамический коэффициент, характеризующий асимметрию поля нормальных давлений при обтекании волн ветром; ρ_a — плотность воздуха. Рост волн при данной скорости прекращается при $c_\infty/W = 0,82$ (c_∞ — предельная скорость волны при заданной скорости ветра). Согласно исследованиям В. В. Шулейкина, предельные высота и период волны для волн 5 %-ной обеспеченности выражаются соотношениями

$$h_\infty = 0,0206 W^2; \quad (6.28)$$

$$T_\infty = 0,526 W. \quad (6.29)$$

Исследование механизма питания волн энергией ветра применительно к регулярным волнам представляет трудную задачу. Еще более трудная задача — найти точные выражения для описания развития спектра волн. В спектральных методах расчета и прогноза ветрового волнения используются главным образом результаты исследований Филлипса, Майлза и Хассельмана. Согласно теории Филлипса, рост спектральных составляющих на начальной стадии их развития происходит под действием нормальных флуктуаций давления, обусловленных турбулентным характером ветра. При этом предполагается, что на начальной стадии волны не изменяют поля флуктуаций давления, которые их вызывают. По Филлипсу, атмосферная турбулентность представляется случайным распределением вихрей с радиусом r , временем их существования t , движущихся со скоростью u_* . Эти вихри, скользящие над водной поверхностью, непрерывно взаимодействуют, то усиливаясь, то ослабевая. Реакция водной поверхности на распределение поля давления зависит от размеров этих флуктуаций, а также от времени, в течение которого флуктуации давления и волновые составляющие остаются когерентными. Очевидно, что это время будет максимальным, когда скорость вихрей станет равной

скорости волн C с тем же волновым числом. При этом вынуждающее возмущение давления достаточно продолжительное время остается в резонансе с вынужденным движением волн, пока взаимодействие между турбулентными вихрями не изменит распределения давления на водную поверхность. Для волновых составляющих, находящихся под углом φ к направлению ветра, условие резонанса следующее:

$$c/W = \cos \varphi. \quad (6.30)$$

Если это условие выполняется, то передача энергии от ветра к волнам происходит наиболее эффективно. При этом энергия спектральных составляющих растет линейно во времени и пропорционально спектру флуктуаций давления.

Теория Филлипса объясняет механизм зарождения волн под действием ветра на самой начальной стадии волнообразования, когда влияние волн на флуктуации давления воздуха, по-видимому, еще несущественно.

Однако при дальнейшем развитии волны начинают влиять на характер движения воздуха над поверхностью воды; движения воды и воздуха становятся взаимосвязанными и неустойчивыми. Это обстоятельство учитывается в теории Майлза, являющейся непосредственным развитием теории Филлипса. Теория Майлза рассматривает развитие волн как следствие неустойчивости потока воздуха в сопряженной системе вода—воздух. Этот сопряженный механизм ведет к экспоненциальному росту энергии спектральных составляющих. Переход от линейного увеличения энергии к экспоненциальному определяется отношением фазовой скорости компонента волны C к скорости ветра W . Майлз связал рост данной спектральной составляющей с профилем ветра и показал, что интенсивность роста волн зависит от профиля ветра на той высоте, на которой скорость ветра равна фазовой скорости спектральной составляющей. Другими словами, питание волн энергией ветра происходит из некоторого критического слоя, на котором средняя скорость ветра равна скорости распространения возмущений, вызванных волновыми движениями поверхности моря. Для сравнительно медленно движущихся волн этот критический слой близок к поверхности, где кривизна профиля ветра большая, что определяет большую скорость передачи энергии волнам. Однако, когда $c \approx W$, критический слой будет достаточно высоко над водой, на котором кривизна профиля ветра небольшая, что определяет меньшую скорость передачи энергии ветра волнам.

Когда устойчивый ветер дует достаточно долго, рост волн не может продолжаться бесконечно. Рано или поздно спектральные составляющие достигают состояния энергетического насыщения и выходят на участок спектра, где энергия, поступающая от ветра, уравнивается потерей энергии, обусловленной обрушением гребней волн и внутренним турбулентным трением. Физический

механизм, ограничивающий рост волн на участке равновесия, заключается в том, что ускорение частиц воды на гребне волны не может превышать ускорения свободно падающего тела g . Как только скорость частиц воды на гребне волны начинает превышать значение g , создается локальный избышек энергии, приводящий к обрушению гребней волн и диссипации волновой энергии. При этом участка равновесия достигают сначала очень короткие волны, так как на их развитие требуется меньше времени. По мере действия ветра на участок равновесия выходят все новые более низкочастотные спектральные составляющие. Филлипс, исследуя этот механизм на основе применения теории размерностей, вывел выражение для равновесного участка спектра волн:

$$S_{\infty}(\omega) = \alpha g^2 \omega^{-5}, \quad (6.31)$$

где $\alpha = 7,8 \cdot 10^{-3}$.

Линейные теории Филлипса и Майлза достаточно хорошо описывают физический механизм развития волнения на начальных стадиях. При дальнейшем росте волн сильно возрастает роль нелинейных эффектов. Мерой нелинейности волн является крутизна волны. Чем больше крутизна волны, тем большую роль играют нелинейные члены в уравнениях движения. Главные нелинейные эффекты сводятся к двум независимым процессам: а) обрушению волн, обусловленному неустойчивостью гребней волн; б) переносу энергии по спектру. Первый процесс — один из основных факторов, обуславливающих диссипацию энергии. Второй процесс является определяющим при перераспределении энергии ветра по спектру волн, т. е. при формировании вида спектра. Вопросы распределения энергии между спектральными составляющими вследствие нелинейных взаимодействий детально исследованы Хассельманом. В соответствии с теорией Хассельмана, перераспределение энергии по спектру происходит в результате резонансных взаимодействий компонентов волн. Резонансные взаимодействия сами по себе не могут служить основой для теории развития или диссипации волн, поскольку они не изменяют общей энергии в спектре, а только перераспределяют ее внутри спектра. Резонансные взаимодействия могут иметь существенное значение при переносе энергии волн в область низких частот из высокочастотной области, в которой происходит основное питание волн энергией ветра. Если ветер непрерывно сообщает энергию волнам, а резонансные взаимодействия не в состоянии перераспределить энергию достаточно быстро, то волны будут обрушиваться.

По мере развития волн увеличивается и диссипация энергии. В настоящее время сравнительно слабо исследованы закономерности диссипации энергии в волновом спектре, хотя основные факторы, обуславливающие ее, хорошо известны. Это молекулярная и турбулентная вязкость, обрушение гребней волн вследствие нелинейных взаимодействий и трения о дно, взаимодействия

поверхностных волн с течениями и внутренними волнами, встречные ветры и т. д. При этом роль каждого из перечисленных факторов на различных стадиях развития волн различна.

6.3. Методы расчета элементов ветровых волн

Практическим результатом теоретических и экспериментальных исследований процесса ветрового волнения является метод предвычисления элементов волн. Как в СССР, так и за рубежом разработано большое количество эмпирических и полуэмпирических методов. В СССР наиболее широко используются полуэмпирические методы, разработанные В. В. Шулейкиным и Ю. М. Крыловым, и эмпирический метод, разработанный группой сотрудников Государственного океанографического института (ГОИН) и Всесоюзного научно-исследовательского и проектного института морского флота (Союзморниипроекта).

При расчете элементов волн на глубокой воде и мелководье по этим методам исходными данными являются: ветер (скорость и направление), продолжительность непрерывного действия ветра над водной поверхностью τ , длина разгона ветра x , размеры и конфигурация охваченной ветром акватории, рельеф дна и глубина моря H с учетом колебаний уровня воды.

Ниже описывается метод В. В. Шулейкина. Он основан на решении уравнения баланса энергии волн в форме, предложенной В. М. Маккавеевым. Второе замыкающее уравнение Шулейкин нашел, применив к частицам воды теорему о моменте количества движения. В результате он вывел закон нарастания длины волны и уменьшения ее крутизны под действием ветра. Решая систему уравнений, Шулейкин получил для развивающегося волнения безразмерное соотношение

$$\eta = 1 - e^{-\tau^*}, \quad (6.32)$$

а для установившегося волнения

$$\xi = 2 \operatorname{arctg} \eta^{1/2} - 2\eta^{1/2}, \quad (6.33)$$

где $\eta = h/h_\infty$ — безразмерная высота волны; $\tau^* = t/T_\infty$ — безразмерное время действия ветра; $\xi = x/(WT_\infty)$ — безразмерная длина разгона; h_∞ и T_∞ — предельные высота и период волны при данной скорости ветра; $\bar{h}$ — высота волны; x — длина разгона; W — скорость ветра, м/с.

Для мелководья эти соотношения принимают вид

$$\eta = \operatorname{th} \tau^*; \quad (6.34)$$

$$\eta = \operatorname{th} \xi. \quad (6.35)$$

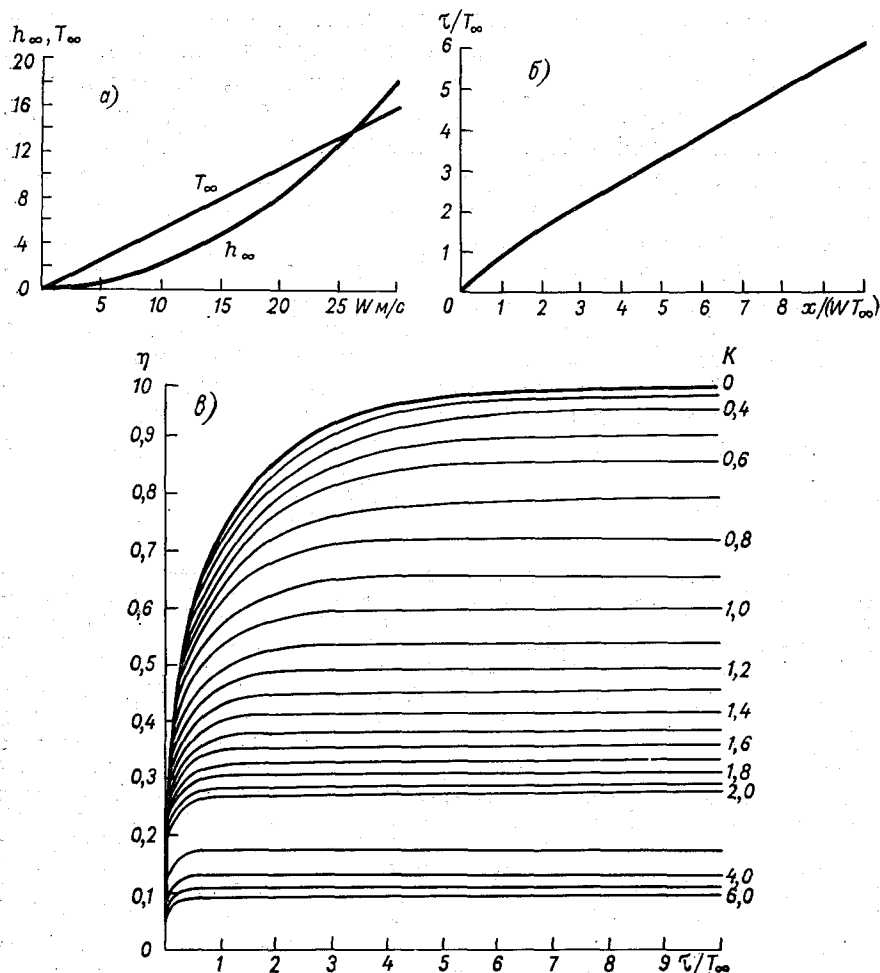
Для удобства расчетов формулы даны в виде номограмм (рис. 6.3). Номограмма рис. 6.3 а используется для определения предельной высоты h_∞ и предельного периода T_∞ волны при данной скорости ветра. По номограмме рис. 6.3 б определяется стадия развития волнения. При заданных аргументах t/T_∞ и $x/(WT_\infty)$, если точка ложится ниже кривой, то волнение развивающееся, если выше — то волнение установившееся. В зависимости от этого используется либо номограмма рис. 6.3 в, либо номограмма рис. 6.3 г. По номограмме рис. 6.3 д по известному значению параметра η определяют период и длину волны.

Для расчета элементов волн на мелководье используются те же номограммы, только в данном случае на номограммах рис. 6.3 в и 6.3 г используются линии, лежащие ниже самой верхней кривой, предназначенной для расчета волн на глубокой воде. На этих номограммах семейство кривых соответствует различным значениям критерия мелководности $W/\sqrt{gH}$.

Пример. Пусть в точке Р, для которой необходимо произвести расчет элементов волн, определены исходные данные: скорость ветра 15 м/с, продолжительность его действия 10 ч, длина разгона 100 км, глубина моря 10 м. По номограмме (рис. 6.3 а) определяют предельно возможные высоту и период волн при скорости ветра 15 м/с. Они равны соответственно 4,6 м и 7,9 с. По известным значениям T_∞ , t , x и W определяют параметры $x/(WT_\infty)$ и t/T_∞ . Они равны соответственно 0,84 и 1,27. С этими значениями входят в номограмму рис. 6.3 б. Оказалось, что точка легла выше «рубежной» кривой. Следовательно, волнение установившееся и необходимо следующим шагом использовать номограмму рис. 6.3 г, предварительно определив критерий мелководья $W/\sqrt{gH}$. Он равен 1,52. На горизонтальной оси номограммы фиксируем точку со значением 0,84, затем от нее поднимаемся вертикально вверх до кривой, соответствующей критерию мелководности 1,52, и по левой шкале определяем безразмерное значение высоты волны. Оно равно 0,37. Искомая высота волны определяется путем умножения η на h_∞ , т. е. $h = \eta h_\infty = 0,37 \cdot 4,6 = 1,7$. Далее со значением $\eta = 0,37$ входим в номограмму рис. 6.3 д и определяем отношения $\lambda/h = 17,7$ и $T/T_\infty = 0,56$. Тогда длина волны будет равна $\lambda = h\lambda/h = 17,7 \cdot 1,7 = 30$ м, а период $T = T_\infty T/T_\infty = 7,9 \cdot 0,56 = 4,4$ с.

Номограммы рис. 6.3 а—д позволяют также предвычислять элементы волн при усиливающемся ветре. Для этого кривая хода скорости ветра во времени или по разгону разбивается на отрезки, в пределах которых средняя скорость и направление ветра считаются неизменными, т. е. непрерывная кривая заменяется ступенчатой. Расчет ведется «шагами» последовательно от ступеньки к ступеньке. На каждом новом «шаге» учитываются значения элементов волн, рассчитанные на предыдущем «шаге».

Для расчета затухания элементов волн во времени при ослаблении скорости ветра В. В. Шулейкин разработал номограмму,



представленную на рис. 6.4. Входными аргументами являются параметры η и n . При этом

$$n = \pm \left(\frac{W_0/W - 0,82T_0/T_\infty}{1 - 0,82T_0/T_\infty} \right), \quad (6.36)$$

где T_∞ — предельный период волн, соответствующий скорости ветра W в начале затухания; W_0 — скорость ветра на этапе ослабления; T_0 — период волн на начальном этапе затухания волн. Знак «плюс» (+) принимается, когда скорость ослабевающего ветра W_0 еще превышает фазовую скорость волны c_0 в начале затухания; знак «минус» (—) принимается, когда скорость ветра W_0 стано-

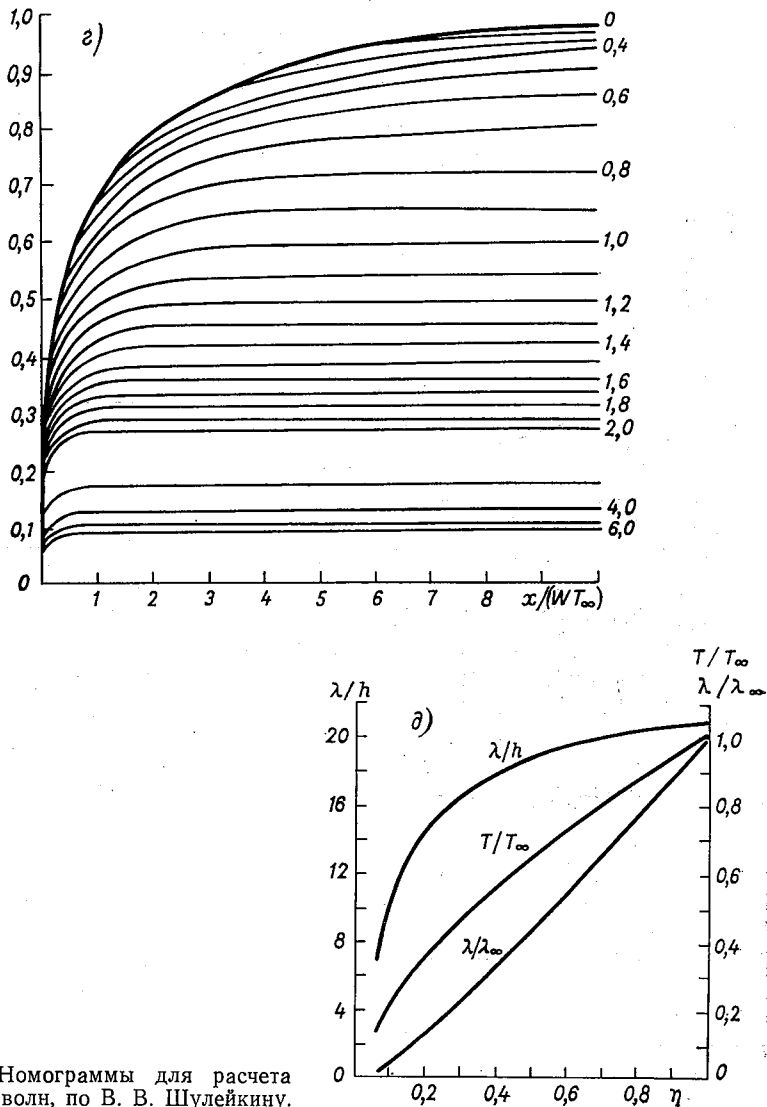


Рис. 6.3. Номограммы для расчета элементов волн, по В. В. Шулейкину.

вится меньше c_0 . Расчет производится следующим образом. По номограмме (рис. 6.3 а) определяются предельная высота h_∞ и предельный период T_∞ волн в начале затухания. Затем определяется безразмерная высота волны η . По формуле (6.36) определяется значение параметра n . С полученными значениями η и n входят в номограмму (рис. 6.4) и определяют Ψ_0 в начале затухания.

Приращение $\Delta\Psi$ определяется по формуле

$$\Delta\Psi = \frac{47k^2}{T_0} \left(\frac{\lambda_\infty}{\lambda_0} \right)^2 \Delta t, \quad (6.37)$$

где k — коэффициент, характеризующий турбулентную вязкость воды при волнении; Δt — отрезок времени затухания.

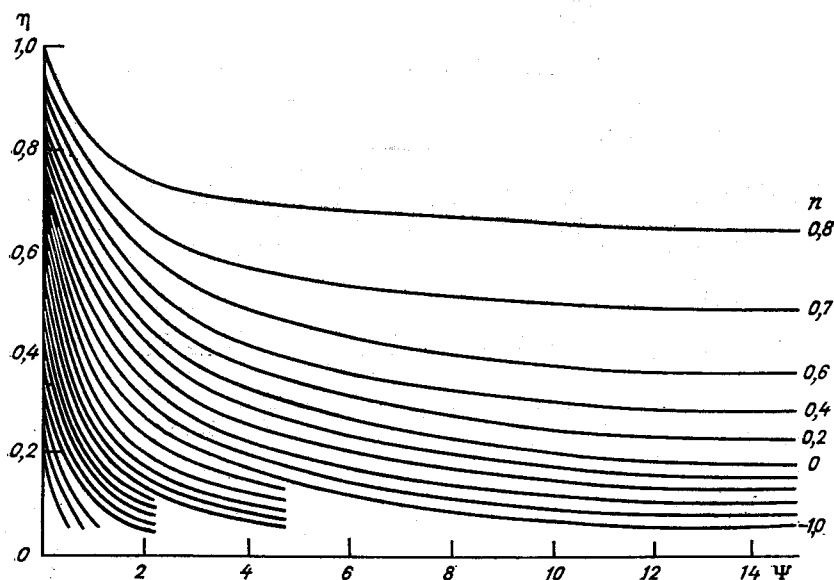


Рис. 6.4. Номограмма для расчета элементов волн зыби при ослаблении скорости ветра, по В. В. Шулейкину.

Таким образом, параметр затухания будет

$$\Psi_K = \Psi_0 + \Delta\Psi.$$

С полученным значением Ψ_K и значением n снова входят в номограмму (рис. 6.4) и определяют значение η в конце промежутка затухания. Тогда искомая высота волны будет $h_K = \eta h_\infty$.

З. К. Абузаров расчетную схему В. В. Шулейкина запрограммировал для ЭВМ, несколько модифицировав ее. Основные расчетные формулы В. В. Шулейкина представлены в форме, удобной для программирования:

$$h_t = 0,0206W^2 \left\{ 1 - \exp \left[-1,30 \left(\frac{\tau}{0,526W} \right)^{0,6} \right] \right\}; \quad (6.38)$$

$$h_x = 0,0206W^2 \left\{ 1 - \exp \left[-1,18 \left(\frac{x}{0,526W^2} \right)^{0,5} \right] \right\}, \quad (6.39)$$

где W — скорость ветра, м/с; τ — продолжительность действия ветра, ч; x — длина разгона, км.

Уменьшение высоты волны при ослаблении скорости ветра рассчитывается по формуле Е. М. Сиротова

$$h_k = 1,6h_0 \exp \left(- \frac{\tau}{14,7 + \frac{3,78}{|-\Delta W/\Delta t|}} \right), \quad (6.40)$$

где h_k — высота волны в конце отрезка затухания; h_0 — высота волны в начале затухания; $|-\Delta W/\Delta t|$ — абсолютное значение отрицательного ускорения ветра; t — время, ч.

Время, необходимое для создания высоты волны, наблюдаемой в момент прогноза, так называемая *эквивалентная продолжительность действия* ветра, рассчитывалась по формуле

$$\tau_{\text{эkv}} = 0,526W \left[-0,769 \ln \left(1 - \frac{h_t}{0,0206W^2} \right) \right]^{1/0,6}, \quad (6.41)$$

а соответствующая *эквивалентная длина разгона* — по формуле

$$x_{\text{эkv}} = 0,526W \left[-0,847 \ln \left(1 - \frac{h_x}{0,0206W^2} \right) \right]^2. \quad (6.42)$$

Тогда *эффективная продолжительность действия ветра* и *эффективная длина разгона*, значения которых подставляются в формулы (6.38), (6.39), определяются как

$$\tau_{\text{эф}} = \tau_{\text{эkv}} + \Delta\tau; \quad x_{\text{эф}} = x_{\text{эkv}} + \Delta x,$$

где $\Delta t = 12$ и $\Delta x = 300$ км на широте 60° с.

Вышеизложенный алгоритм положен в основу автоматизированной системы прогноза полей волнения в океане. Эта система использует оперативный численный полусферный объективный анализ и прогноз атмосферного давления на уровне поверхности 1000 гПа. Данные объективного анализа и прогноза полей атмосферного давления через 12 ч выдаются в узлах сетки размером 57×57 (3249 узлов). Шаг сетки равен 300 км на широте 60° с. Эта информация накапливается через систему «банка данных» (БД) в специальном 10-суточном архиве. Доступ к этой информации осуществляется с помощью системы управления банком данных (СУБД) автоматизированной системы обработки оперативной гидрометеорологической информации (АССОИ).

Таким образом, общая технологическая линия анализа и прогноза гидрометеорологических полей включает в себя:

- 1) автоматизированную обработку и контроль гидрометеорологической информации, поступающей в ЭВМ из каналов связи;
- 2) объективный анализ полей давления;
- 3) численный прогноз полей давления;
- 4) объективный анализ полей высот волн;
- 5) расчет полей векторов ветра;
- 6) расчет характеристик ветрового волнения.

К моменту составления прогноза волнения результаты расчетов по пунктам 1—4 бывают уже готовы и находятся в памяти ЭВМ.

Скорость ветра в приводном слое атмосферы в каждом узле сетки рассчитывается по формуле

$$W_3 = \frac{1}{2\rho_a \omega \sin \varphi} \frac{\partial P}{\partial n} K_r K_T, \quad (6.43)$$

а направление ветра — по формуле

$$\psi = \arctg(V/U), \quad (6.44)$$

где W_3 — скорость ветра на высоте 10 м над уровнем моря; $\partial P / \partial n$ — горизонтальный градиент атмосферного давления; ρ_a — плотность воздуха; ω — угловая скорость вращения Земли; φ — географическая широта; K_r и K_T — параметры, учитывающие эффекты центробежной силы и силы трения; ψ — направление ветра. Составляющие вектора ветра на оси координат x и y рассчитываются по формулам

$$V = \frac{4,8}{\sin \varphi} \frac{\partial P}{\partial x}; \quad (6.45)$$

$$U = \frac{4,8}{\sin \varphi} \frac{\partial P}{\partial y}. \quad (6.46)$$

Для того чтобы рассчитать элементы ветровых волн и зыби в каждом узле расчетной сетки, алгоритм предусматривает выполнение четырех этапов:

1) оценка эффекта ветра на уже существующие волны и расчет новой системы волн, соответствующей параметрам прогнозируемого ветра (скорости и направления, продолжительности его действия и длины разгона);

2) расчет зыби, пришедшей в расчетную точку от удаленных районов;

3) расчет элементов волн при ослаблении скорости ветра в точке;

4) определение высоты результирующей волны, т. е. высоты смешанного волнения, по формуле

$$h_{св} = \sqrt{h_{вв}^2 + h_3^2}, \quad (6.47)$$

где $h_{вв}$ — высота ветровых волн; h_3 — высота волн зыби.

На каждом временном шаге ($\Delta t = 12$ ч) в качестве исходных данных используются:

— скорость и направление ветра в момент составления прогноза W_t и за 12 ч до прогноза $W_{t-\Delta t}$;

— высота волны h_0 на предыдущем шаге;

— предельная высота волны h_∞ , соответствующая скорости ветра W_t и $W_{t-\Delta t}$.

На каждом временном шаге и в каждом узле сеточной области анализируются следующие ситуации, в зависимости от которых используются те или иные расчетные формулы.

Так, если $W_{t-\Delta t} < W_t$, а $|\psi_{t-\Delta t} - \psi_t| > 45^\circ$, расчеты высоты волн выполняются по формулам (6.38) и (6.39). В качестве прогнозируемой высоты волны принимается меньшее значение h .

Если $W_{t-\Delta t} < W_t$, а $|\psi_{t-\Delta t} - \psi_t| < 45^\circ$, то сначала по формулам (6.41) и (6.42) рассчитываются эквивалентная продолжительность действия ветра $\tau_{\text{экв}}$ и эквивалентная длина разгона $x_{\text{экв}}$, значения которых подставляются в формулы (6.38) и (6.39) вместо t и x . Как и в предыдущем случае, в качестве прогнозируемой высоты волны принимается меньшее значение h .

Если $W_{t-\Delta t} > W_t$ и высота волны при этом уменьшается, то ее значение на момент прогноза вычисляется по формуле (6.40).

Уменьшение высоты волны при ее распространении за пределами шторма вычисляется по формуле

$$h_k = \frac{h_0}{\sqrt{1 + 0,0172 h_0 \Delta x / L_0^3}}, \quad (6.48)$$

где h_k — высота волны в конце расстояния затухания; h_0 — высота волны в начале затухания; Δx — расстояние, на котором происходит уменьшение высоты волны; L_0 — длина волны в начале затухания.

Физико-статистические методы прогноза волнения. З. К. Абузоровым разработан физико-статистический метод прогноза полей высот волн применительно к Северной Атлантике для выбора наимыгоднейших курсов плавания судов. В основу метода положена связь между полями ветрового волнения и атмосферного давления на уровне моря в виде

$$h_{x,y}(t + \Delta t) = a_0 + \sum_{k=1}^{10} a_k (B_{ij})_t + a_{11} h_{xy}(t), \quad (6.49)$$

где a_0 , a_k и a_{11} — коэффициенты регрессии; B_{ij} — коэффициенты ряда разложения полей атмосферного давления по ортогональным функциям, взятые в момент составления прогноза t ; $h_{x,y}(t + \Delta t)$ — высота волны на момент составления прогноза; Δt — шаг по времени, равный 12 ч.

Исходными данными при установлении прогностических связей послужили карты волнения, проанализированные по данным массовых судовых наблюдений, и синоптические карты погоды для северного полушария, взятые из архива Гидрометцентра СССР. Значения высот волн и давления снимались в узлах сетки, покрывающей акваторию Северной Атлантики. Для того чтобы, кроме высоты можно было прогнозировать и направление распространения волн, в каждом узле сетки рассматривался вектор, условно

откладываемый в направлении распространения волны. В качестве длины вектора условно принималось значение высоты волны. Затем вычислялись проекции векторов h_x , h_y на оси координат. Прогнозируемая высота волны h и направление ее распространения Ψ вычисляются по формулам

$$h = \sqrt{h_x^2 + h_y^2}; \quad (6.50)$$

$$\Psi = \arctg(h_x/h_y). \quad (6.51)$$

Заблаговременность прогноза составляет 12 ч. Однако если расчет вести шагами по времени и рассчитанное поле волн после каждого шага принимать за исходное для следующего шага, то заблаговременность можно увеличить до 2 сут. Точность прогноза в значительной степени зависит от точности прогноза барических полей.

За последние годы благодаря созданию волноизмерительной аппаратуры накоплен значительный материал инструментальных наблюдений за волнением. Разработаны принципиально новые возможности обработки данных наблюдений. Это обстоятельство побудило группу специалистов ГОИНа и Союзморниипроекта построить эмпирические формулы для расчета характеристик волн путем применения к анализу данных выводов теории размерностей, выборочного метода математической статистики и закона больших чисел. Эти формулы легли в основу практического пособия по расчету характеристик волн как на глубокой воде, так и на мелководье.

Для глубокого моря формулы имеют вид

$$gh_x/W^2 = 0,0042 (gx/W^2)^{1/3}; \quad (6.52)$$

$$gh_\tau/W^2 = 0,0013 (g\tau/W)^{5/12}; \quad (6.53)$$

$$g\bar{T}_x/W = 0,70 (gx/W^2)^{1/3}; \quad (6.54)$$

$$g\bar{T}_\tau/W = 0,34 (g\tau/W)^{1/4}; \quad (6.55)$$

для мелководья

$$gh_H/W^2 = 0,07 (gH/W^2)^{3/5}. \quad (6.56)$$

Эти формулы представлены в виде номограммы (рис. 6.5). Характеристики волн на глубокой воде определяются по верхней огибающей кривой. По значениям безразмерных величин $g\tau/W$ и gx/W^2 определяются безразмерные значения gh_x/W^2 и $g\bar{T}/W$ и по меньшей из этих двух величин находят среднюю высоту и средний период волн. Средняя длина волн $\bar{\lambda}$ определяется по формуле

$$\bar{\lambda} = g\bar{T}^2/(2\pi). \quad (6.57)$$

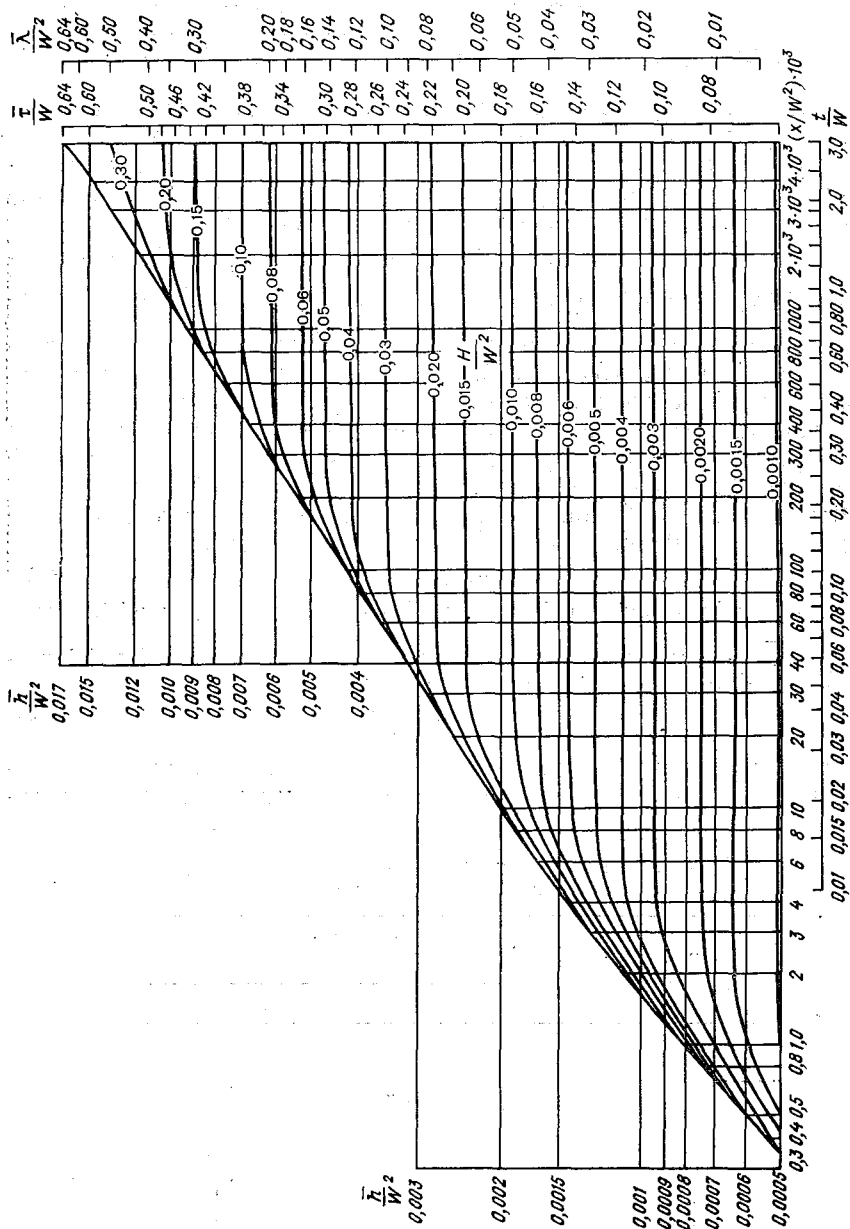


Рис. 6.5. Номограмма для расчета элементов волн по методу ГОИНА и Союзморнипроекта.

При сложной конфигурации береговой черты (при условии глубокого моря) среднюю высоту волн можно определить по формуле

$$\bar{h} = 0,1 \sqrt{25\bar{h}_1^2 + 21(\bar{h}_2^2 + \bar{h}_{-2}^2) + 13(\bar{h}_3^2 + \bar{h}_{-3}^2) + 3,5(\bar{h}_4^2 - \bar{h}_{-4}^2)}, \quad (6.58)$$

где $\bar{h}$ (м) под корнем — средние высоты волн, которые находятся по номограмме (рис. 6.5) при заданной скорости ветра и проекциям лучей на направление главного луча, совпадающего с направлением ветра. Лучи проводятся из расчетной точки до пересечения с линией берега с интервалом $\pm 22,5$ от главного луча. Средний период волн определяется по безразмерной величине

$g\bar{T}/W$, которая определяется по номограмме (рис. 6.5) при извест-

ной безразмерной величине $g\bar{h}/W^2$. Тогда средняя длина определяется по формуле (6.57). Конфигурация береговой черты считается сложной, если величина $L_{\max}/L_{\min} \geq 2$ ($L_{\max}$ и $L_{\min}$ — кривые, лежащие ниже верхней огибающей кривой, — предназначены для определения характеристик волн на мелководье по заданной безразмерной величине gH/W^2).

Высоту волн i %-ной обеспеченности h_i в мелководной зоне с уклонами дна 0,002 и более определяют по формуле

$$h_i = k_r k_l \bar{h}_T, \quad (6.59)$$

где k_r — коэффициент рефракции; k_l — обобщенный коэффициент потерь; $\bar{h}_T$ — средняя высота волны на глубокой воде. Коэффициент рефракции определяется по формуле

$$k_r = \sqrt{a_r/a_m}, \quad (6.60)$$

где a_r — расстояние между смежными волновыми лучами в глубоководной зоне, м; a_m — расстояние между теми же лучами по ли-

Таблица 6.1

Обобщенные коэффициенты потерь k_l при различных значениях уклона дна

Относительная глубина	Значение коэффициента k_l при уклонах дна i	
	0,025	0,02—0,002
0,01	0,82	0,66
0,02	0,85	0,72
0,03	0,87	0,76
0,04	0,89	0,78
0,06	0,90	0,81
0,08	0,92	0,84
0,10	0,93	0,86
0,20	0,96	0,92
0,30	0,98	0,95
0,40	0,99	0,98
0,50 и более	1,00	1,00

нии, проходящей через заданную точку мелководной зоны, м. Обобщенный коэффициент потерь k_l определяется по заданным значениям величины $H/\bar{\lambda}$ и уклону дна i (табл. 6.1); при уклонах $i \geq 0,03$ следует принимать $k_l = 1$.

6.4. Методы предвычисления характеристик морского волнения, основанные на решении уравнения баланса спектральной энергии волн

В последние годы как в СССР, так и за рубежом интенсивно разрабатываются и внедряются в практику спектральные методы расчета и прогноза характеристик ветрового волнения. Один из первых таких методов был разработан в США Пирсоном, Нейманом и Джеймсом. Все расчеты выполнялись вручную, что делало метод весьма трудоемким.

В 60-х годах с появлением ЭВМ стали разрабатываться численные модели волнения, основанные на решении уравнения Макавеева, но записанные в спектральной форме (6.25). В 1975 г. в Ленинградском отделении ГОИНа был предложен метод численного интегрирования уравнения (6.25) с правой частью, записанной в виде

$$G = (\alpha + \beta S)(1 - \mu) + \Gamma - \tau S, \quad (6.61)$$

где параметры α , β , μ , Γ и τ записываются в виде

$$\alpha = \frac{\Phi(\omega)}{\pi^2} \left[\frac{m_1}{m_1^2 + (k_x - k)^2} \right] \left[\frac{m_2}{m_2^2 + k_y^2} \right]; \quad (6.62)$$

$$\beta = \begin{cases} \frac{5}{2\pi} \frac{\rho_a}{\rho_w} \left(\frac{W \cos \varphi}{C} - 0,9 \right) & \text{для } W \cos \varphi > 0,9C; \\ 0 & \text{для } W \cos \varphi < 0,9C \end{cases} \quad (6.63)$$

$$\mu = 0,8 \exp [0,5 (S_\infty - S)/S]; \quad (6.64)$$

$$\Gamma = \begin{cases} \frac{4,4 \cdot 10^8 E^3 \omega_0^8}{(2\pi)^9 g^4} \cos^4 (\theta - \theta_0) \left(\frac{\omega - 0,42\omega_0}{\omega} \right)^3 \exp \left[-4 \left(1 - \frac{\omega_0}{\omega} \right)^2 + \right. \\ \left. + 0,1 \left(\frac{\omega_0}{\omega} \right)^5 \right] & \text{для } |\theta - \theta_0| < \frac{\pi}{2} \text{ и } \omega > 0,42\omega_0; \\ 0 & \text{в остальных случаях;} \end{cases} \quad (6.65)$$

$$\tau = \begin{cases} \frac{7,5 \cdot 10^7 E^2}{(2\pi)^2 g^4 \omega} (1 + 16 |\cos (\theta - \theta_0)|) \omega_0^7 (\omega - 0,53\omega_0)^3 & \text{для } \omega > 0,53\omega_0; \\ 0 & \text{в остальных случаях;} \end{cases} \quad (6.66)$$

где

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

φ — угол между направлением распространения спектральной составляющей и ветром;

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

Ω — масштабный коэффициент, зависящий от скорости ветра и стратификации атмосферы;

$$E(x, y, t) = \iint S(\omega, \theta, x, y, t) d\omega d\theta; \quad (6.67)$$

$$\omega_0(x, y, t) = \frac{1}{E} \iint S(\omega, \theta, x, y, t) \omega d\omega d\theta; \quad (6.68)$$

$$\theta_0(x, y, t) = \frac{1}{E} \iint S(\omega, \theta, x, y, t) \theta d\omega d\theta. \quad (6.69)$$

Для описания процесса развития, распространения и затухания волн решается система уравнений (6.25), соответствующих фиксированным значениям частоты ω и направления распространения спектральных составляющих θ , путем аппроксимации двухслойной разностной схемой с весами, которые выбираются (при конкретных граничных условиях) в зависимости от направления распространения θ спектральных составляющих, величины и знака проекций групповой скорости волн V_x и V_y и условий устойчивости. Разностная схема устойчива при выполнении условия

$$\min(\Delta x, \Delta y) \geq g \Delta t / (2\omega_{\min}), \quad (6.70)$$

где $\omega_{\min}$ — наименьшее значение частоты, для которой рассчитывается спектральная плотность. Это условие выполняется для всех компонентов спектра, если принимаются значения $\Delta t = 0,5$ ч и $\Delta x = 200$ км. Алгоритм реализует следующие этапы решения задачи:

1) ввод данных о поле ветра (скорость и направление) в узлах сеточной области;

2) расчет изменения энергии спектральных составляющих, учитывающих рост спектральных составляющих $(\alpha + \beta S)$, их распространение (V_x, V_y) , диссипацию энергии волн μ и нелинейный перенос энергии по спектру $(\Gamma - \tau S)$;

3) суммирование компонентов спектра в каждом узле сетки по частотам и направлениям и расчет средней высоты и периода волн по формулам

$$\bar{h}(x, y, t) = \sqrt{2\pi \sum_{i=1}^l \sum_{j=1}^s S(\omega_i, \theta_j, x, y, t) \Delta\omega_i \Delta\theta_j}; \quad (6.71)$$

$$\bar{T}(x, y, t) = \sqrt{\frac{2\pi \sum_{i=1}^l \sum_{j=1}^s S(\omega_i, \theta_j, x, y, t) \Delta\omega_i \Delta\theta_j}{\sum_{i=1}^l \sum_{j=1}^s S(\omega_i, \theta_j, x, y, t) \omega_i^2 \Delta\omega_i \Delta\theta_j}}, \quad (6.72)$$

где l — количество выбранных частот; s — количество направлений;

4) печать результатов в форме, удобной для использования. Особенности расчета характеристик волн по уравнению (6.25) связаны с постановкой начальных и граничных условий. В общем случае на начальный момент расчета должны быть заданы значения спектральной плотности во всех точках расчетной области. Постановка граничных условий не вызывает затруднений, если все внешние узлы расчетной сетки совпадают с берегом. В этих узлах спектральная плотность принимается равной нулю. На открытых границах значения спектральной плотности задаются. Описываемая модель проверялась на восточной части Финского залива и в северной части Атлантического океана и дала удовлетворительные результаты.

Пример расчета спектральных характеристик волн для шторма 15—20 декабря 1959 г. в северо-восточной части Северной Атлантики. Синоптическая ситуация за время шторма определялась быстро перемещающимся (со средней скоростью 50 узлов) в восточном направлении циклоном.

Атмосферное давление в центре циклона за сутки с 18 ч 15 декабря до 18 ч 16 декабря упало на 30 гПа. Область сильных ветров со скоростями до 30 м/с была связана с холодным атмосферным фронтом и располагалась юго-западнее центра циклона. Высота волн в районе судна погоды J достигала 12 м. В табл. 6.2 приведены результаты расчета высот волн по выше описанному алгоритму и их оценки.

Как видно из табл. 6.2, хорошее согласие фактических и вычисленных высот волн наблюдается на стадии развития шторма. На стадии его затухания погрешности больше, что, по-видимому, связано с недостаточным учетом механизмов диссипации спектральной энергии волн.

При сопоставлении фактических и вычисленных частотных спектров оказалось, что результаты расчетов хорошо согласуются с фактическими на высокочастотном участке спектра и хуже в области низких частот.

Анализ рассчитанных для данного шторма двухмерных спектров показывает, что энергия волн распространяется в достаточно широком диапазоне углов

Таблица 6.2

Оценка точности расчетов высоты волн в районе судна погоды J

	16/XII 1959 г.						17/XII 1959 г.								18/XII 1959 г.			
							Сроки, ч											
	12	15	18	21	00	03	06	09	12	15	18	21	00	03	06			
Скорость ветра, м/с	12	16	25	22	31	31	26	23	25	25	25	21	18	13	10			
Высота волн, м	4,1	4,5	4,8	6,0	7,5	9,0	10,5	10,3	9,9	10,3	12,0	9,7	10,8	8,0	6,3			
Рассчитанная высота волн, м	4,5	4,5	5,0	6,6	8,2	9,3	10,1	10,8	10,9	11,3	11,6	11,6	11,4	11,2	11,0			
Относительная ошибка, %	10	0	4	10	9	3	4	5	10	10	3	20	6	40	75			

по отношению к преобладающему направлению волн, которое близко совпадает с направлением ветра. При ослаблении ветра процесс развития волн прекращается. В этом случае эффекты частотной и угловой дисперсии начинают перераспределять энергию в двухмерном спектре.

Наиболее энергонесущим компонентом спектра явился компонент с частотой 0,055 Гц. Характерно, что при ослаблении шторма на этой частоте появляются два энергетических максимума, соответствующих направлениям 0 и 90°. Это указывает на присутствие двух систем волн: ветровых волн и волн зыби, распространяющихся почти перпендикулярно друг к другу.

6.5. Практика оперативной работы по составлению прогнозов полей волнения

Подготовка исходных данных. В настоящее время основу информации об условиях волнения в океанах и морях составляют данные визуальных наблюдений за волнением, выполняемых штурманским составом торговых и промысловых судов по инструкции Всемирной метеорологической организации (ВМО). Данные об элементах волн вместе с метеорологическими данными наносятся на специальные карты-бланки. На этих картах анализируются поля высот волн с учетом синоптической обстановки, выделяются области сильного и слабого волнения путем проведения изолиний равных высот волн с интервалом через 1 м. Поскольку визуальные наблюдения содержат значительные ошибки, требуется повышенный контроль этих наблюдений с привлечением критериев, позволяющих достаточно надежно оценить достоверность наблюдений. Для этого привлекаются данные о характере распределения атмосферного давления, скорости и направления ветра. Если в районах, где осуществляется мореплавание, данные о волнении отсутствуют или их мало, недостающие данные рассчитываются по существующим формулам и номограммам. После того как карта пополнена расчетными данными и проведен их контроль, проводятся изолинии равных высот волн. Направления распространения преобладающих систем волн отмечаются на карте стрелками. Полученные таким образом карты волнения служат основой для прогноза волнения. Карты волнения готовятся 4 раза в сутки: за 00, 06, 12 и 18 ч по гринвичскому времени. Исходной информацией, необходимой при составлении прогнозов волнения, являются также фактические и прогностические карты полей атмосферного давления на уровне моря, пересчитываемые затем в поля векторов ветра. Приемы расчета полей векторов ветра по барике изложены в «Руководстве по расчету параметров ветровых волн» (1969). Практика оперативной работы показывает, что существующая точность прогнозов полей барики позволяет рассчитывать на удовлетворительные прогнозы полей волнения на срок не более 2—3 сут. За этим пределом прогнозы волнения становятся ненадежными.

В практике оперативной работы по составлению прогнозов полей волнения применяется также комплексный метод, представ-

ляющий синтез синоптического и расчетных методов. Анализируя последовательность карт волнения за несколько сроков, предшествующих моменту составления прогноза, можно получить достаточно полное представление об эволюции волновых полей. При использовании такого подхода имеется возможность быстрого пере-

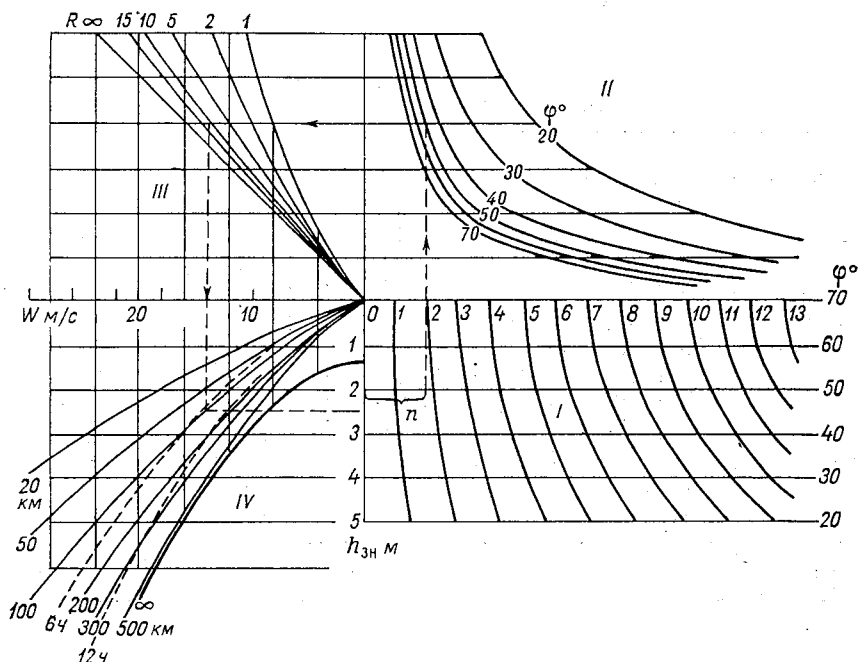


Рис. 6.6. Номограмма для расчета высоты волн, по В. С. Красюку.

хода от анализа процессов волнения к прогнозу. Последний оказывается по существу логическим продолжением диагностического анализа и представляет экстраполяцию развития волновых полей на будущее. Если по метеорологическому прогнозу ожидается резкое усиление или ослабление ветра, то прогнозируемые значения высот волн определяются расчетным методом с помощью формул и номограмм. Для ускорения расчетов ветра и волн В. С. Красюк построил специальную номограмму (рис. 6.6). Скорость ветра и высота волн по этой номограмме определяются следующим образом:

- 1) на прогностической карте атмосферного давления отмечаются точки, для которых необходимо произвести расчет;
- 2) для каждой из этих точек определяют радиус кривизны изобар R , градиент давления ΔP и длину разгона x . Продолжительность действия ветра определяется по серии прогностических карт;

3) с этими аргументами входят в номограмму (рис. 6.6) и определяют высоту волны отдельно для продолжительности действия ветра и длины разгона. В качестве прогноза принимается меньшее значение высоты волны.

Возможность прихода зыби в расчетную точку от удаленных штормов определяется по табл. 6.3, а зыбь, образовавшуюся в ре-

Таблица 6.3

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

Начальная высота волн, 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	—	—

зультате ослабления локального ветра, можно определить по табл. 6.4. Тогда высоту смешанного волнения определяют по формуле (6.47). Пример прогностической карты волнения показан на рис. 6.7.

Таблица 6.4

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

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

Когда не требуется высокая точность, прогноз волнения можно составить на основе типовых карт волнения, заранее рассчитан-

ных для определенных барических или ветровых ситуаций. Типовые карты полей ветра и ветрового волнения в настоящее время разработаны для всех морей СССР и северных частей Атлантического и Тихого океанов. Для некоторых морей и акваторий океа-

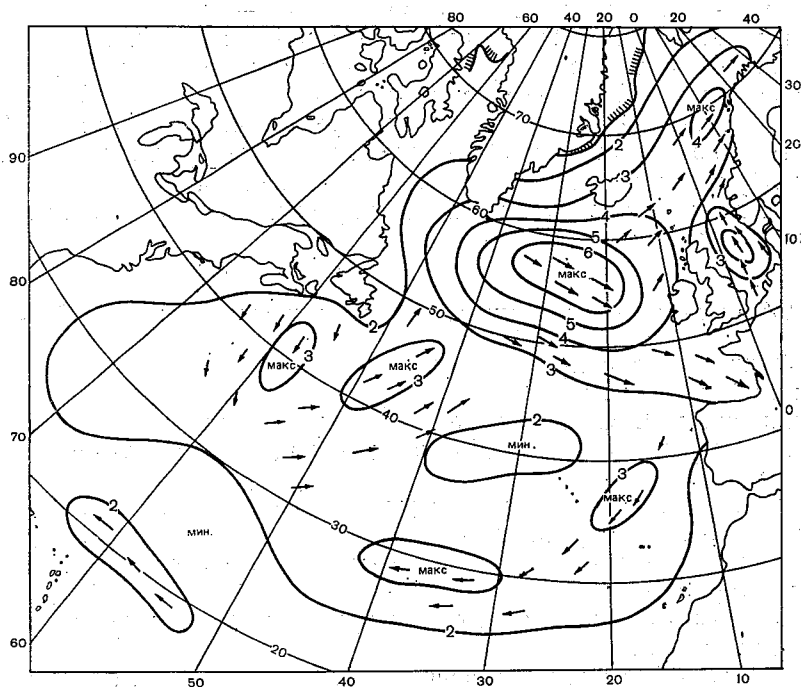


Рис. 6.7. Пример прогностической карты волнения.

нов составлены и типовые карты полей зыби. Прогноз полей ветровых волн и зыби основан на принципе аналогичности, который заключается в следующем. Устанавливается соответствие прогностической карты атмосферного давления на уровне моря или ветра какой-либо из типовых ситуаций. В качестве прогноза принимается типовая карта волнения, соответствующая выбранной типовой карте барической или поля ветра. Недостаток такого способа прогноза в том, что прогнозируемые поля барической и ветра не всегда укладываются в приведенную в атласах типизацию.

Оценка оправдываемости прогнозов волнения. Оценка оправдываемости прогнозов волнения производится в соответствии с «Наставлением по службе прогнозов», раздел 3, часть III в специально выбранных контрольных точках, которые должны равномерно покрывать акваторию океана или моря. Прогноз высоты

волны считается оправдавшимся, если относительная ошибка не превышает 30 %, т. е. должно удовлетворяться условие

$$\frac{h_{\text{ф}} - h_{\text{пр}}}{h_{\text{ф}}} \cdot 100 \leq 30,$$

где $h_{\text{ф}}$ — фактическая высота волны; $h_{\text{пр}}$ — прогностическая высота волны. Для морей прогноз высоты волн до 1,0 м считается оправдавшимся, если фактическая высота волн от 0 до 1,0 м включительно. Для океанов прогноз высоты волн до 2,0 м считается оправдавшимся при любой фактической высоте от 0 до 2,0 м включительно. Общая оправдываемость прогноза по океану или морю определяется процентным отношением числа точек, в которых прогноз оправдался, к общему числу точек, принятых для оценки прогноза.

6.6. Рекомендуемые курсы плавания судов в океане

Фактические и прогностические карты волнения используются для расчета экономически выгодных и безопасных маршрутов плавания судов. В СССР такие расчеты стали выполнять с 1964 г. в Гидрометцентре СССР. Для этого необходимы следующие материалы:

- а) зависимости скорости судов различных типов от высоты волны и курсового угла волны;
- б) карты фактического и прогнозируемого волнения;
- в) карты погоды;
- г) климатические данные о ветре, волнении, течениях, туманах, льдах и т. д.

На рис. 6.8 приведен график зависимости скорости судна типа «Архангельск» от высоты волны и угла между курсом и направлением распространения волн (курсового угла) q . Аналитически эта зависимость записывается в виде

$$v = 15,5 - (0,61h + 0,05h^2) + 0,26hq. \quad (6.73)$$

Экономичность рейса во многих случаях связывают с его длительностью: чем быстрее выполнен рейс, тем он экономичнее. Поэтому в практике обеспечения судов рекомендуемыми курсами чаще всего в качестве показателя экономичности применяют критерий минимального времени перехода судна между портами. Разрабатываются численные и графические методы расчета рекомендуемых курсов.

В основу численного метода расчета положены уравнения движения судна с учетом волнения и течения:

$$dx/dt = v \sin \psi + v_{\tau} \sin \psi_{\tau};$$

$$dy/dt = v \cos \psi + v_{\tau} \cos \psi_{\tau}, \quad (6.74)$$

и функция потерь скорости хода судна на волнении

$$v = v_0 - (ah + bh^2) + c qh, \quad (6.75)$$

где x, y — декартовы координаты; v — рассчитанная скорость судна; v_0 — скорость хода судна на спокойной воде; ψ — курс судна; ψ_T — направление течения; v_T — скорость течения; q — курсовой угол; h — высота волны; t — время; a, b, c — эмпирические коэффициенты.

Данные прогноза волнения и течения наносятся на координатную сетку и затем интерполируются в любую точку. Прогностические поля волнения сменяются через 6, 12 или 24 ч в зависимости от частоты составления прогноза волнения. Так как прогнозы течения оперативно не составляются, то поле течения считается неизменным в течение всего рейса и совпадает со среднестатистическим на рассматриваемый период.

Принципиальная схема расчета оптимального курса плавания состоит в следующем. Начальный (P_0) и конечный (P_K) порты плавания соединяются на карте дугой большого круга (ДБК), представляющей кратчайшее расстояние между портами. Это расстояние разбивается на отрезки, равные суточному переходу судна. В конце отрезков проводятся вертикали, на которых намечаются по три точки с шагом 3° к северу и к югу от ДБК. Таким образом подготавливается сеточная область, в пределах которой рассчитывается оптимальный курс судна. Алгоритм расчета состоит в следующем. По первой прогностической карте волнения и с помощью функций потерь скорости хода соответствующего типа судна вычисляется время перехода из начального пункта P_0 в каждую точку первой вертикали и запоминается в ЭВМ. Затем выбирается вторая прогностическая карта волнения, вычисляется время перехода судна в каждую точку второй вертикали и запоминается минимальное время перехода из начальной точки в точку второй вертикали. Этот процесс повторяется для всех вертикалей, и для каждой из них запоминается минимальное время в часах и номер точки предыдущей вертикали, путь через которую из P_0 в точку данной вертикали оказался

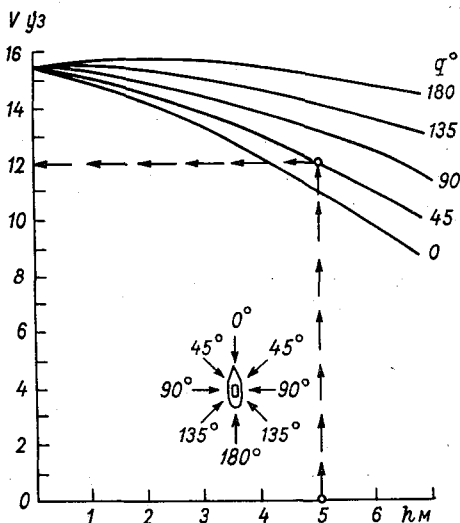


Рис. 6.8. График зависимости скорости хода судов типа «Архангельск» от высоты волны h и курсового угла q .

самым коротким по времени. На последней вертикали все точки соединяются с конечной точкой P_K и ищется $T_{\min}$ для точки P_K . Точки вертикалей, для которых суммарное время перехода из P_0 в P_K получилось минимальным, и определяют оптимальный курс. Эта процедура повторяется после деления шага по вертикали пополам и замены ДБК первым приближением оптимального пути и, если разность $T_1 - T_2$ между первым и вторым приближе-

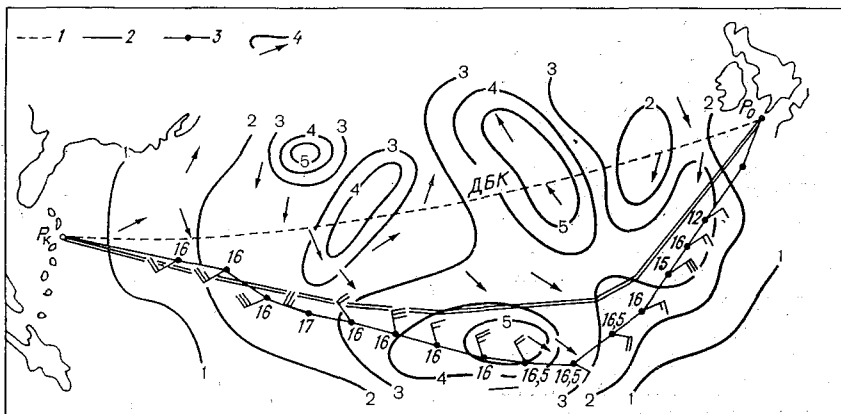


Рис. 6.9. Пример расчета оптимального курса на ЭВМ для судна типа «Красноград».

1 — дуга большого круга; 2 — оптимальный курс; 3 — фактический маршрут судна и скорость его хода; 4 — изолинии равных высот волн и направление их распространения.

нием не превышает 2 ч (точность расчета), на печать выдаются минимальное время перехода и координаты оптимального пути второго приближения. Если это условие не выполняется, производится очередное деление шага по вертикали пополам, и процедура расчета повторяется. Программа предусматривает обход зон опасного волнения, туманов, сгущения айсбергов, а также опасных курсовых углов (бортовая качка). В случае необходимости обхода указанных зон в исходной информации задается заведомо большее время перехода и такой курс будет автоматически исключен. Пример расчета оптимального курса судна на ЭВМ показан на рис. 6.9.

Графический метод расчета оптимального пути (метод изохрон) состоит в следующем. Лист кальки накладывают на первую карту из серии прогностических карт волнения. На ней отмечают начальный P_0 и конечный P_K порты плавания, которые соединяют дугой большого круга. Для того чтобы ДБК представляла прямую линию, удобно работать с картами гномонической проекции. Далее из начальной точки P_0 проводят веер прямых линий с более или менее одинаковыми углами между ними, которые представляют возможные пути плавания судна на первый день. С прогно-

стической карты снимают значения высоты волны и курсовой угол волнения для каждого возможного курса. Затем, используя график потерь скорости для судна данного типа (график типа рис. 6.8), определяют скорость судна при данной высоте волны и курсовом угле. Полученную скорость умножают на шаг по вре-

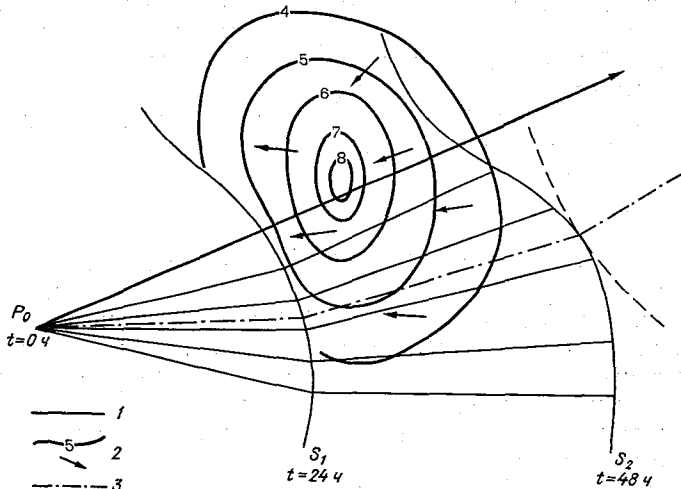


Рис. 6.10. Схема расчета оптимального курса графическим методом.

1 — дуга большого круга; 2 — изолинии равных высот волн и направление их распространения; 3 — оптимальный курс.

мени и таким образом получают расстояние, пройденное судном за первые сутки на каждом курсе. Эти расстояния откладывают на карте и их концы соединяют плавной линией S_1 , представляющей геометрическое место точек возможного положения судна к концу первых суток. Затем под кальку подкладывают прогностическую карту волнения вторых суток, и всю процедуру расчета повторяют. Таким образом, будет построено столько изохрон, на сколько суток составлен прогноз волнения. Оптимальный курс будет проходить через точки касания окружности с центром в точке P_K с изохронами S_1 , S_2 и т. д. (рис. 6.10). Обычно прогноз волнения составляется не более чем на 3 сут. Поэтому для корректировки первоначально рекомендованного курса расчет необходимо повторить на следующий день по новой серии прогностических карт волнения, с учетом дополнительной информации с самого судна, а также метеорологических данных в районе плавания судна. Такая корректировка производится вплоть до прихода судна в порт назначения.

Глава 7

Краткосрочные прогнозы неперiodических колебаний уровня

Прогноз уровня в прибрежных и мелководных районах имеет большое значение для многих отраслей народного хозяйства: судостроения, добычи полезных ископаемых на шельфе, гидротехнического строительства. Штормовые нагоны представляют большую опасность для ряда прибрежных городов и поселков. Они наносят материальный ущерб, а иногда приводят к человеческим жертвам. Жестокий ураган в Бенгальском заливе 13 ноября 1970 г. вызвал катастрофический нагон, приведший к гибели около 200 тысяч человек.

Большой материальный ущерб и гибель людей вызывают цунами. Цунами образуются вследствие подводных землетрясений или извержений вулканов, когда деформации океанского дна достигают значительных размеров. Возникают цунами и при надводных землетрясениях в результате сброса в океан огромных масс грунта и льда или при подводных оползнях.

Все явления, носящие название «неперiodические колебания уровня», делят на три группы:

- 1) *анемобарические колебания*;
- 2) *сейсмические колебания (цунами)*;
- 3) *инерционные колебания (сейши)*.

Кроме того, необходимо выделить в третьей группе резонансные колебания уровня в некоторых портах и гаванях, вызываемые проходящими извне волнами, которые получили название *тягуна*. Ритмические движения воды на акваториях портов создают неблагоприятные условия для стоянки судов, вплоть до срыва их со швартовых, наваливания на причалы, столкновения друг с другом. По характеру колебаний явление тягуна близко к сейшам.

В оперативной практике анемобарические колебания подразделяют на *сгонно-нагонные*, под которыми понимают изменение уровня под воздействием ветра, и *барометрические* (изменение уровня за счет колебания атмосферного давления). Колебания уровня, возникающие в результате быстрого перемещения барических систем над морем, называют *штормовыми нагонами*.

7.1. Механизм формирования анемобарических колебаний уровня

Изменения уровня моря вызываются чаще всего действием ветра и атмосферного давления.

Изменение положения уровенной поверхности за счет статического эффекта атмосферного давления описывается законом «об-

ратного барометра», т. е. изменением уровня на 13 мм при изменении атмосферного давления на 1,3 гПа. В реальных условиях при любом распределении атмосферного давления формируется поле ветра. Если атмосферное давление можно рассматривать как силу, действующую вертикально относительно водной поверхности, то ветер вследствие трения между водой и воздухом вызывает горизонтальные усилия — тангенциальное напряжение. В результате действия ветра на водную поверхность возникают дрейфовые течения. Полный поток направлен перпендикулярно к действующему ветру. В мелководных морях угол отклонения течения от ветра зависит от отношения глубины моря к глубине трения, и при $H/D < 0,1$ угол отклонения равен нулю. Таким образом в глубоком море нагон будет наибольшим при ветрах, направленных параллельно береговой черте, а в мелководном — при ветрах, перпендикулярных ей.

Барические образования, перемещающиеся над морем, помимо ветрового и статического воздействия на уровенную поверхность, возбуждают еще и систему длинных волн, влияние которых на уровень может значительно превосходить суммарное действие ветра и атмосферного давления. Наиболее важными для формирования высоких подъемов уровня являются быстро движущиеся циклоны. Если подъем уровня вызывается преимущественно действием длинной волны, то ему предшествует вначале некоторое опускание, вызванное подходом подошвы длинной волны. В дальнейшем уровень быстро растет до максимума при подходе вершины волны.

Механизм формирования сгонно-нагонных колебаний будет иным. Под влиянием дрейфового и градиентного течений у берега устанавливается определенная циркуляция. С уменьшением глубины влияние силы Кориолиса уменьшается, и при некоторой достаточно малой глубине ею можно пренебречь. Напротив, трение о дно возрастает, и для создания компенсирующего потока от берега, равного потоку дрейфового течения в сторону берега, требуются большие наклоны уровня. Это означает, что амплитуда сгонно-нагонных колебаний уровня увеличивается с уменьшением глубины.

В начале рассматриваемого процесса преобладает дрейфовый поток и вода накапливается у берега. Повышение уровня создает градиент давления, вызывающий в свою очередь отток воды. Наступает явление установившегося нагона, которое будет существовать до тех пор, пока сила, вызвавшая нагон, не изменится или действие ее не прекратится. При изменении силы ветра через некоторое время вновь возникнет установившийся нагон, но уже при другом положении уровенной поверхности.

7.2. Градиентный метод прогнозов сгонно-нагонных колебаний уровня

В морях, где колебания уровня формируются под влиянием периодических и непериодических факторов, первой задачей является выделение непериодических колебаний из суммарных колебаний уровня. Наиболее простой способ решения этой задачи сводится к нахождению разности: $h_{\text{общ}} - h_{\text{пер}} = h_{\text{непер}}$. Эту операцию

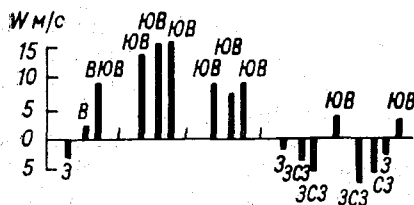
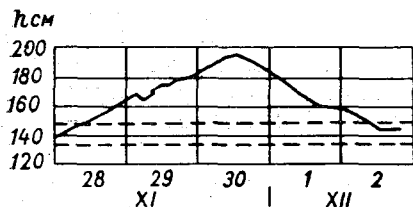


Рис. 7.1. Сопоставление непериодических колебаний уровня моря с направлением и скоростью ветра.

можно выполнить графическим путем, соединяя середины отрезков между малой и полной водой.

Ветер является одной из главных причин непериодических колебаний уровня моря. При изучении его влияния на эти колебания уровня следует учитывать направление, скорость и продолжительность действия ветра (рис. 7.1).

Первые работы в области прогнозирования сгонно-нагонных уровней принадлежат А. Т. Дудсону, Э. Шульце и Т. П. Марютину. В результате их исследований был разработан метод краткосрочного прогноза сгонно-нагонных колебаний уровня, полу-

чивший название *градиентного*. Для составления прогноза по этому методу сначала следует из суммарных колебаний выделить непериодические колебания уровня и сопоставить их с градиентами атмосферного давления на эффективные направления.

Простейший вид уравнения для прогноза уровня по градиенту давления имеет вид

$$h_{\text{пр}} = a\Gamma_{n-1} + c, \quad (7.1)$$

где $h_{\text{пр}}$ — прогнозируемый уровень; Γ_{n-1} — градиент давления в момент составления прогноза; « a », « c » — эмпирические коэффициенты.

Учитывая, что связь между уровнем и градиентом давления зависит от положения уровня в момент составления прогноза, в уравнение вводится инерционный член:

$$h_{\text{п}} = a\Gamma_{n-1} + bh_{n-1}, \quad (7.2)$$

где h_{n-1} — уровень в момент составления прогноза. Прогностическая зависимость, учитывающая тенденцию уровня и градиента

атмосферного давления

$$\Delta h = a \Delta \Gamma + b h_{n-1},$$

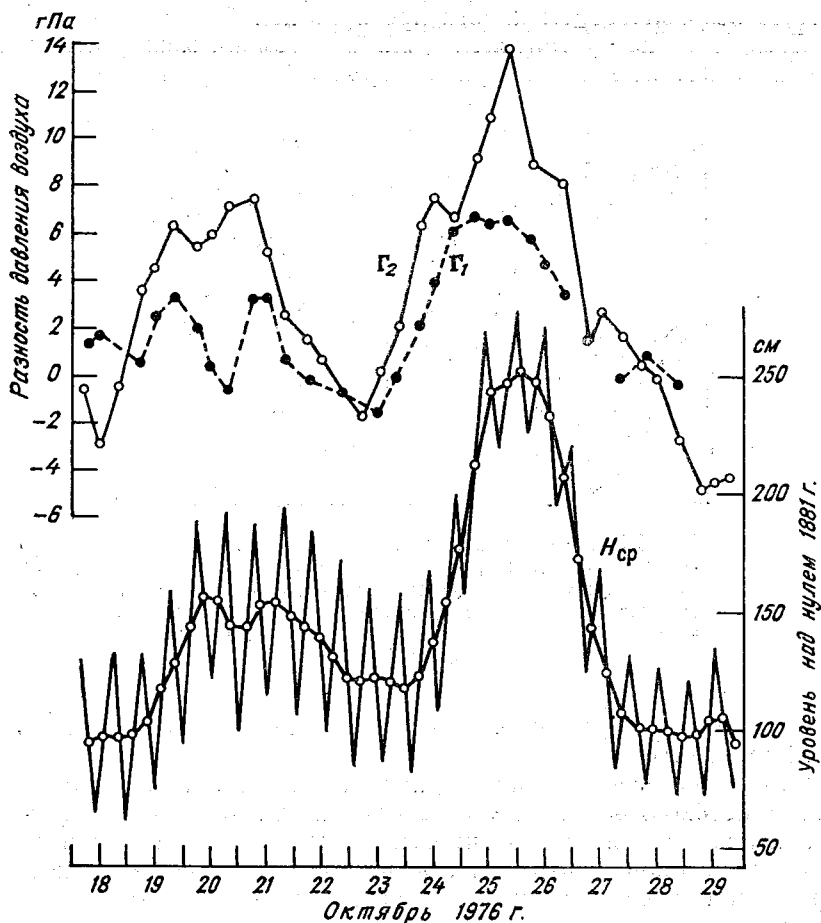


Рис. 7.2. Изменения эффективных градиентов Γ_1 (Цып-Наволоки — Канин Нос), Γ_2 (Соловецкие острова — Зимнегорский маяк) во время штормового нагона воды в Архангельске.

является лучшим вариантом градиентного метода. Особого внимания заслуживает выбор пунктов для расчета градиента давления (рис. 7.2, 7.3).

Удаленность пунктов линии, по которой вычисляются эффективные градиенты, определяет заблаговременность анемобарических воздействий для пункта прогноза уровня. При сравнении кривых эффективного градиента давления воздуха с кривой уровня можно заметить, что увеличение эффективного градиента соответствует

повышению уровня, при уменьшении этого градиента уровень падает (рис. 7.2). Кривая эффективных градиентов давления опережает в своем изменении кривую хода уровня. Это используется в качестве заблаговременности прогноза колебаний уровня.

После того как установлен сдвиг по времени между атмосферным воздействием на водную поверхность и реакцией водной

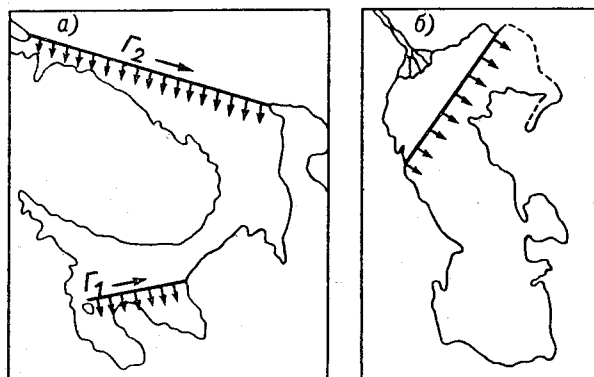


Рис. 7.3. Эффективные градиенты давления воздуха, используемые для прогноза уровня в вершине Двинского залива (а); эффективный градиент давления воздуха, применяемый для прогноза сгонно-нагонных колебаний уровня в северной части Каспийского моря (б).

массы, появляется возможность сопоставления численных значений этих величин.

Итак, для использования градиентного метода в оперативной работе необходимо выделить непериодическую часть из суммарного колебания, выяснить типовые анемобарические условия для сгонов и нагонов, найти область, ветровые потоки над которой определяют сгонно-нагонные явления, и время запаздывания уровня относительно изменений градиента.

При использовании градиентного метода в оперативной работе необходимо учитывать следующие обстоятельства:

1) рабочая гипотеза метода состоит в том, что какие бы синоптические ситуации не возникали, $h = f(\sum \Gamma)$ всегда должны существовать. Однако разность давления в двух точках иногда может оказаться величиной случайной и совсем не характеризовать градиент поля атмосферного давления;

2) градиенты давления не описывают сильные фронтальные ветры;

3) метод не позволяет учесть длинные волны, играющие большую роль в штормовых нагонах;

4) недостаточно корректно задаются начальные условия уровня поверхности.

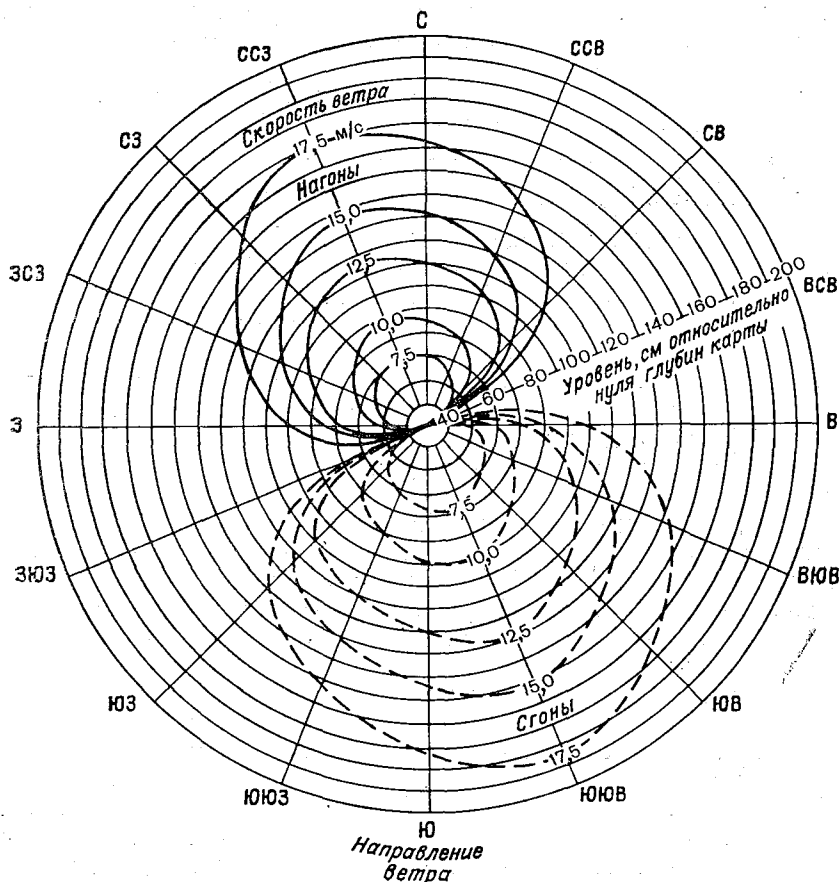


Рис. 7.4. Диаграмма Мустафина для приближенного расчета сгонно-нагонных колебаний уровня на одном из участков арктического побережья в зависимости от скорости и направления устойчивого регионального ветра.

7.3. Особенности методики прогнозов сгонно-нагонных колебаний уровня в арктических морях

Специфика уровня режима арктических морей заключается в преобладании сгонно-нагонных колебаний уровня над приливными. Методы прогноза сгонно-нагонных колебаний в арктических морях разрабатывались путем установления локальных закономерностей изменчивости уровня и определяющих их синоптических процессов. Прогностические уравнения выводились для каждого

пункта в отдельности; при этом учитывались направленность и интенсивность атмосферной циркуляции, выраженные в виде градиентов давления или проекций ветра на эффективное направление, и отклонения уровня моря от его среднего значения на пути движения барических систем.

Опыт оперативного обслуживания прогнозами уровня моря показал, что удовлетворительных результатов удастся добиться при использовании методик, которые учитывают физико-географические условия отдельных районов и индивидуальные особенности развивающихся синоптических ситуаций. В качестве примера может служить методика, предложенная Н. В. Мустафиным (рис. 7.4).

На основании анализа синоптических карт и материалов наблюдений за уровнем в море Лаптевых и западной части Восточно-Сибирского моря этот автор установил, что значительные колебания уровня в 80 % случаев вызываются барическими образованиями, перемещающимися с запада на восток. Было обнаружено также запаздывание хода уровня по сравнению с соответствующим ходом эффективных градиентов атмосферного давления. На основе этого была предложена методика прогноза колебаний уровня с заблаговременностью 24—27 ч, основанная на использовании фактических исходных данных. Подобные методы прогноза непериодических колебаний уровня получены и для других районов. В последние годы в ААНИИ созданы и внедрены методы прогноза непериодических колебаний уровня с заблаговременностью до 3 сут и проводятся исследования по разработке 4—6-суточных прогнозов уровня.

Установление естественных гидрологических процессов и естественных гидрологических периодов в арктических морях позволило Б. А. Крутских создать основу разработки комплексных прогнозов фона уровневой поверхности и генерального направления дрейфа льдов на 6—7 сут вперед. Для увеличения заблаговременности прогнозов сгонно-нагонных колебаний уровня А. Ю. Прощутинским разработан гидродинамический метод прогноза уровня в арктических морях. Он может быть использован при наличии надежного прогноза давления или ветра.

7.4. Прогноз сгонно-нагонных колебаний уровня, основанный на разложении полей в ряды

В Гидрометцентре СССР разработаны методы прогноза сгонно-нагонных колебаний уровня, основанные на разложении полей по полиномам Чебышева или естественным составляющим. Значение каждого коэффициента разложения выражает интенсивность, а знак — направление переноса воздушной массы.

Сумма коэффициентов разложения дает поле давления, близкое к фактическому. Задачу можно упростить, используя лишь коэффициенты, которые в каждом конкретном случае дают наибо-

лее тесные связи между предиктором и прогнозируемой величиной.

На этой основе С. И. Кан получила зависимости для прогноза уровня в портах Черного и Азовского морей вида

$$h = f\left(\sum A_{ij}^p\right).$$

Лучшие результаты для этих портов дают коэффициенты разложения, характеризующие меридиональные потоки (A_{10} и A_{20}). Для Азовского моря ветры северной четверти являются наиболее сильными и часто повторяющимися. Сдвиг во времени между воздействием барического поля и реакцией уровня определяется эмпирически. В среднем запаздывание уровня составляет около 6 ч.

О. И. Шереметевской разработан метод прогноза уровня Каспийского моря, позволяющий по фактическому полю атмосферного давления рассчитывать ход уровня на гидрометеорологических станциях. В основе этого метода лежит положение, что непериодические колебания уровня определяются течением, вызываемым ветром.

Зависимость, используемая для прогноза уровня на побережье Каспийского моря, учитывает влияние поля атмосферного давления, заданного в 25 точках через 2° по широте и $2,5^\circ$ по долготе, уклоны водной поверхности и инерцию в ходе уровня:

$$h_{\text{пр}} = f\left(\bar{h}_{\text{ср. дек}}, \Delta h_{n-1}, \sum A_{ij}^p\right), \quad (7.3)$$

где $\bar{h}_{\text{ср. дек}}$ — среднедекадный уровень за прошедшую декаду; Δh_{n-1} — превышение уровня на данной станции над уровнем открытого моря; $\sum A_{ij}^p$ — разложение поля атмосферного давления в ряды по полиномам Чебышева до 6-го члена.

Для всех станций побережья Каспийского моря, по которым имелись уровенные наблюдения, были получены уравнения регрессии вида

$$h_{\text{п}} = \bar{h}_{\text{ср. дек}} + a_1 A_{10} + a_2 A_{01} + a_3 A_{20} + a_4 A_{02} + a_5 A_{11} + \\ + a_6 A_{00} + a_7 (h - \bar{h})_{n-1} + a_8 \Delta h_{n-1} + b. \quad (7.4)$$

Заблаговременность прогноза от 6 до 24 ч.

Данный подход был применен О. И. Шереметевской и к прогнозу непериодических колебаний уровня Балтийского моря. Она исходила из того, что непериодические изменения уровня в центральной части этого моря и Рижском заливе складываются из колебаний, обусловленных деформацией уровенной поверхности под влиянием дрейфовых и градиентных течений, собственных периодических колебаний (сейш), а также водообменом с Северным морем:

$$h_{\text{пр}} = f(h_{n-1}, \Delta h_{\text{сейши}}, \Delta h_{\text{теч}}, \Delta h_{\text{баланс}}), \quad (7.5)$$

где $\Delta h_{\text{сейши}}$ — изменение уровня, обусловленное колебаниями массы воды в море; $\Delta h_{\text{теч}}$ — изменение уровня под влиянием дрейфовых и градиентных течений; $\Delta h_{\text{баланс}}$ — изменение уровня вследствие изменений водного баланса.

Так как выделение отдельных составляющих из суммарных колебаний представляет большие трудности, то в прогностической работе влияние течений, водообмена и статического эффекта атмосферного давления на уровеньную поверхность заменяется учетом поля давления воздуха, представленного аналитически по естественным составляющим. В методике О. И. Шереметевской более точно, чем в других методах, задается положение уровеньной поверхности в начальный момент времени ($\bar{h}_{n-1}$), которое вычисляется по 9 пунктам побережья Балтийского моря. Прогностическую зависимость можно представить в таком виде:

$$h_{\text{пр}} = f(h_{n-1}, \bar{h}_{n-1}, \sum B_{ij_{n-1}}^P), \quad (7.6)$$

где $\bar{h}_{n-1}$ — средний уровень по 9 пунктам; $\sum B_{ij_{n-1}}^P$ — сумма шести коэффициентов разложения поля давления воздуха в предшествующий момент времени.

7.5. Метод спектральной регрессии, используемый для прогнозов уровня

В последние годы в работах В. Х. Германа, П. Б. Фирсова, А. В. Савельева при расчете штормовых подъемов уровня нашел применение метод спектральной регрессии. По сравнению с методом линейной множественной регрессии этот метод имеет ряд преимуществ. Он позволяет учесть внутреннюю структуру процесса и определить связь между исследуемыми элементами в заданном диапазоне частот. Коэффициенты уравнения при этом определяются по спектральным характеристикам процессов и представляют собой значения действительной части передаточной функции на частотах с максимальным отношением сигнал/шум и максимальными значениями функции множественной когерентности.

Для модели спектральной регрессии с двумя входными процессами вида

$$y(\tau) = a + b_{zy}Z(\tau) + b_{vy}V(\tau) \quad (7.7)$$

значения угловых коэффициентов могут быть получены на основе соотношений

$$b_{zy} = \frac{1}{(v_{zz}v_{vv} - v_{zv}^2)} (w_{zz}v_{vv} - w_{vv}v_{zv}); \quad (7.8)$$

$$b_{vy} = \frac{1}{(v_{zz}v_{vv} - v_{zv}^2)} (w_{zz}v_{zv} + w_{vv}v_{zz}). \quad (7.9)$$

В формуле (7.7) $Z(\tau)$ и $V(\tau)$ — значения входных процессов; b_{zy} и b_{vy} — угловые коэффициенты; a — свободный член. В формулах (7.8) и (7.9) параметры, стоящие в правой части, рассчитываются по зависимостям вида

$$v_{zv} = \sum_{k=0}^m \delta(k) C_{zv}(k) / C_{je}(k); \quad (7.10)$$

$$w_{zz} = \sum_{k=0}^m \delta(k) C_{zy}(k) / C_{je}(k); \quad (7.11)$$

$$w_{vv} = \sum_{k=0}^m \delta(k) C_{vy}(k) / C_{je}(k); \quad (7.12)$$

$$v_{zz} = \sum_{k=0}^m \delta(k) C_{jz}(k) / C_{je}(k); \quad (7.13)$$

$$v_{vv} = \sum_{k=0}^m \delta(k) C_{jv}(k) / C_{je}(k), \quad (7.14)$$

где k — порядковые номера ординат функций спектральной и взаимно спектральной плотности; m — максимальный сдвиг корреляционной функции; C_{zv} , C_{zy} — действительные части функций взаимной спектральной плотности; C_{vy} , C_{jz} , C_{jv} — спектральные плотности входных процессов; C_{je} — спектр шума, который определяется по формуле

$$C_{je}(k) = C_{jy}(k) - b_{yzv}^2 C_{jz}(k) - b_{y vz}^2 C_{jv}(k) - 2b_{yzv} b_{y vz} C_{zv}(k), \quad (7.15)$$

где C_{jy} — спектральная плотность исследуемого процесса $y(\tau)$; b_{yzv} и $b_{y vz}$ — коэффициенты регрессии, определяемые методом наименьших квадратов;

$$\delta(k) \begin{cases} 0,5 & \text{при } k=0 \text{ и } k=m; \\ 1 & \text{в остальных случаях.} \end{cases}$$

На основе метода спектральной регрессии П. Б. Фирсов разработал метод краткосрочного (6—18 ч) прогноза штормовых нагонов, позволяющий рассчитывать параметры колебаний уровня в пунктах Японского моря (высоту и продолжительность нагона, фазы роста и спада уровня, продолжительность стояния уровня на максимуме). В основу метода положено уравнение вида

$$\Delta h(\tau + \tau') = \Delta h(\tau - \tau_1) + \sum_{i=1}^n a_i B_i + b, \quad (7.16)$$

где член $\Delta h(\tau - \tau_1)$ учитывает инерцию уровня на интервале $\tau_1 = 6 \dots 12$ ч; B_i — коэффициенты разложения полей давления по естественным ортогональным функциям, относящимся к моменту τ ; $\Delta h(\tau + \tau')$ — расчетные значения уровня в отклонениях от

среднего уровня за 15 сут; τ' — заблаговременность прогноза (6—18 ч); b — свободный член; коэффициенты a_i рассчитывались по алгоритму спектральной регрессии по формуле (7.16).

7.6. Численные методы прогнозов сгонно-нагонных колебаний уровня

В СССР и за рубежом разработано большое количество численных схем прогноза штормовых нагонов в морях. Это схема Фишера для окраинных морей, Н. А. Лабзовского, Н. Е. Вольцингера и Р. В. Пясковского для ленинградских наводнений, Ю. Филиппова и С. Н. Овсиенко для Азовского, Б. Х. Рыбака для Белого, Черного и Балтийского морей, И. Ф. Гетмана для Каспийского моря.

В большинстве случаев в качестве гидродинамической модели штормовых нагонов используется уравнение мелкой воды:

$$\begin{aligned} \partial u / \partial t &= -g(H + \zeta) \partial \zeta / \partial x + fV + \tau_x^s - \tau_x^b; \\ \partial v / \partial t &= -g(H + \zeta) \partial \zeta / \partial y - fU + \tau_y^s - \tau_y^b; \\ \partial \zeta / \partial \tau &= -(\partial u / \partial x + \partial v / \partial y), \end{aligned} \quad (7.17)$$

где H — глубина моря от невозмущенной поверхности; ζ — отклонение свободной поверхности от спокойного положения; $U = \int_{-H}^{\zeta} u dz$,

$V = \int_{-H}^{\zeta} v dz$ — компоненты горизонтального потока; x, y, z — прямо-

угольные координаты; $f = 2\omega \sin \varphi$ — параметр Кориолиса; τ — время; τ^s и τ^b — сила трения на поверхности и на дне; индексы x и y обозначают соответствующие проекции. Величины τ^s и τ^b определяются в виде нелинейной зависимости соответственно от скорости ветра W и осредненной по вертикали скорости течения:

$$U = \frac{\sqrt{u^2 - v^2}}{h + \zeta}; \quad (7.18)$$

$$\tau^s = \gamma W^2; \quad (7.19)$$

$$\tau^b = \beta U^2, \quad (7.20)$$

где γ и β — эмпирические коэффициенты, равные $\gamma = 3,2 \cdot 10^{-6}$, $\beta = 2,6 \cdot 10^{-3}$. На берегах нормальная составляющая полного потока принимается равной нулю. На жидкой границе $\zeta = \zeta(\tau)$ в качестве начальных условий обычно принимается состояние покоя.

Решение этой системы для конкретных бассейнов и по данным о текущих метеорологических процессах выполняется приближенными численными методами. При этом важным моментом является определение роли касательного напряжения ветра на водную поверхность и градиента атмосферного давления в формировании штормовых нагонов. Б. Х. Рыбак оценил роль того и другого фактора в Белом море и показал, что даже при градиентах 30 гПа на 300 км изменения уровня, вызванного ими, составляют 3—5 см. Таким образом, основной силой, формирующей штормовой нагон, является напряжение ветра на водную поверхность; действием градиента атмосферного давления можно пренебречь.

В численных моделях, разработанных для мелководных районов, существенными факторами являются также сила трения, сила Кориолиса, нелинейность градиента давления, инерционные члены и горизонтальный турбулентный обмен.

Сила трения в моделях обычно принимается пропорциональной средней по глубине скорости течения. Анализ данных показывает, что на мелководьях в большинстве случаев направление течения слабо меняется с глубиной. Выбор пространственного и временного шагов осуществляется, исходя из известных критериев устойчивости конечноразностных схем.

Расчеты по фактическим данным на основе численных схем дают удовлетворительные результаты. К сожалению, прогностические расчеты резко снижают эффективность в связи с недостаточной точностью метеорологического прогноза.

7.7. Методы прогнозов штормовых нагонов (на примере ленинградских наводнений)

Для Ленинграда, расположенного на низких берегах Невской дельты, подъем уровня воды на 130 см выше ординара представляет угрозу затопления отдельных районов города. С 1703 по 1986 г. зарегистрировано 265 подъемов выше 150 см, которые уже считаются наводнениями. За эти же годы наблюдалось 13 случаев, когда уровень воды в р. Неве превышал 250 см и 6 катастрофических подъемов (21 сентября 1777 г. уровень составлял 310 см, 19 ноября 1824 г. — 410 см, 23 сентября 1924 г. — 369 см, 15 октября 1955 г. — 282 см, 29 сентября 1975 г. — 271 см, 6 декабря 1986 г. — 260 см).

Подъем воды в устье р. Невы обусловлен тремя основными причинами: сильным западным ветром, длинной волной, входящей в Финский залив, и сейшеобразными колебаниями вод в Балтийском море. Наиболее значительный подъем воды возникает в результате накатывания в вершину залива прогрессивной длинной волны. Образование этой волны происходит при прохождении глубоких циклонов, при северных ветрах, которые сгоняют воды в южную часть Балтийского моря. После прекращения действия

этих ветров вода распространяется в виде свободной длинной волны. Возникновению высоких подъемов воды в устье Невы благоприятствуют также морфометрические характеристики вершины Финского залива.

Наводнения происходят в среднем 1—2 раза в год, катастрофические же наводнения — явление довольно редкое: за время существования г. Ленинграда их было всего несколько. Процесс развития каждого наводнения неповторим. Относительная роль факторов различна в разных случаях, поэтому надежно оценить эту роль бывает почти невозможно. Стационарные наблюдения ведутся в ограниченном числе пунктов, причем большинство пунктов наблюдений расположены на побережье, что лишает возможности судить о процессе в открытой части залива.

Указанные выше недостатки натурных экспериментов заставили исследователей изучать механизм невских наводнений на гидравлических моделях, а также с помощью математического моделирования. Исследования механизма невских наводнений на гидравлических моделях проводились в Государственном гидрологическом институте В. А. Бергом, В. П. Дубовым, М. С. Грушевым, В. Г. Носковым и др. Лабораторные исследования на модели, в отличие от натурных, привлекают возможностью воспроизводить по желанию экспериментатора явление в самом широком диапазоне начальных и граничных условий. При этом можно исключить факторы, мало влияющие на развитие наводнений (приливные явления, силу Кориолиса и др.). Недостатками лабораторного изучения механизма невских наводнений следует считать невозможность воспроизводства метеорологической обстановки, при которой зарождаются и развиваются наводнения, а также недостаточную надежность моделирования сил сопротивления. Известные трудности представляет создание крупномасштабной модели всего Балтийского моря, моделирование же только части моря приводит к искажению процесса.

Большие возможности для изучения механизма штормовых нагонов и их предсказания открылись с появлением ЭВМ. Так как главной причиной невских наводнений является длинная волна, то целесообразно остановиться на математическом описании этого процесса и результатах численных экспериментов. Длинными волнами называют волны, длина которых превышает глубину. Частицы воды в длинных волнах движутся почти горизонтально и возвратно-поступательно. Причем эти движения не затухают с глубиной.

Н. А. Лабзовский, Н. Е. Вольцингер, Р. В. Пясковский для создания математической модели невских наводнений воспользовались уравнениями мелкой воды.

Гидродинамические уравнения движения содержат нелинейные члены. Однако в данном случае изучаются движения, в которых эти члены не играют существенной роли. Если предположить, что

атмосферное давление однородно, а внешние силы отсутствуют, то уравнения можно записать в таком виде:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial \tau} + g \frac{\partial \zeta}{\partial x} &= 0; \\ \frac{\partial v}{\partial \tau} + g \frac{\partial \zeta}{\partial y} &= 0. \end{aligned} \quad (7.21)$$

Будем рассматривать движение только в одном направлении, например вдоль оси абсцисс x , что отвечает геометрической форме прямого канала с вертикальными стенками. Положим также дно канала горизонтальным ($H = \text{const}$). Тогда движение будет описываться двумя уравнениями:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial \tau} + g \frac{\partial \Phi}{\partial x} &= 0; \\ \frac{\partial \zeta}{\partial \tau} + H \frac{\partial u}{\partial x} &= 0. \end{aligned} \quad (7.22)$$

Отметим, что этим уравнениям удовлетворяют любые постоянные ζ и u , т. е. стационарное течение с горизонтальной свободной поверхностью. Если продифференцировать первое уравнение из (7.22) по x , а второе — по τ и первое уравнение еще умножить на H , затем вычесть первое уравнение из второго, то получим:

$$\frac{\partial^2 \zeta}{\partial \tau^2} - gH \frac{\partial^2 \zeta}{\partial x^2} = 0. \quad (7.23)$$

Поменяв порядок дифференцирования, можно получить точно такое же уравнение для u . Это будет хорошо известное в физике волновое уравнение, которое отвечает длинным гравитационным волнам на поверхности жидкости. Окончательная система уравнений мелкой воды запишется в таком виде:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial \tau} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + g \frac{\partial \zeta}{\partial x} &= \frac{1}{\rho} \frac{\partial P_a}{\partial x} + \frac{\tau_x^x - \tau_H^x}{H + \zeta}; \\ \frac{\partial v}{\partial \tau} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + g \frac{\partial \zeta}{\partial y} &= \frac{1}{\rho} \frac{\partial P_a}{\partial y} + \frac{\tau_y^y - \tau_H^y}{H + \zeta}; \\ \frac{\partial \zeta}{\partial \tau} + \frac{\partial}{\partial x} [u(H + \zeta)] + \frac{\partial}{\partial y} [v(H + \zeta)] &= 0. \end{aligned} \quad (7.24)$$

Краевые условия определяются типом движения и морфологическими характеристиками водоема. Для штормовых нагонов берега представляют непреодолимую преграду, поэтому нормальный к берегу компонент скорости равен нулю. Для линейной системы можно ограничиться заданием высоты уровня. Обычно неизвестно распределение ζ и скорости течений в начальный момент. В этом случае при расчете штормовых нагонов приходится использовать однородные начальные условия: $u = v = \zeta = 0$. В отдельных случаях можно подобрать начальные условия такими, чтобы они не слишком противоречили действительности. Для решения уравнений мелкой воды необходимо знать морфометрию водоема, начальные

и граничные условия, вынуждающие силы. Моделирование нагонов выполняется обычно шагами порядка 10 км и 10 мин. Установлено, что уменьшение шагов не приводит к заметному повышению точности расчета.

В одномерной модели мелкой воды обычно принимается пространственный шаг, равный 7,5 км, на расстоянии 1500 км (от проливов Большой и Малой Бельты и Зунд до устья р. Невы). В каждом из 200 узлов сеточной области задаются площадь поперечного сечения и ширина. Для одномерной модели требуется в начальный момент задать две функции: превышение уровня $\xi_0(x)$ и объемный расход $Q_0(x)$. $\xi_0(x)$ получают по измерениям уровня на побережье, а затем проводят линейную интерполяцию. Начальный расход можно вычислить, если известно значение производной $\partial \xi / \partial t$ в начальный момент, которую можно найти из непрерывных записей самописца уровня:

$$Q_0(x) = - \int_{x_H}^x B(x) \frac{\partial \xi}{\partial t} dx + Q_H, \quad (7.25)$$

где B — ширина; $Q_H = 0$ (расход Невы).

Расход на противоположной границе также принимается равным нулю, но по причине того, что от проливов возмущение достигнет Ленинграда через 20—30 ч, тогда, когда наводнение уже закончится.

В результате решения уравнений мелкой воды получают значения уровня $\xi(x_i, \tau_k)$, расхода $Q(x_i, \tau_k)$ или скорости $U(x_i, \tau_k)$ по всему морю и всему расчетному интервалу времени. Численные эксперименты показали, что по мере развития нагона возрастает вклад начальных условий и убывает влияние вынужденных сил. При заблаговременности 12 ч и более точность расчетов будет определяться ошибками в скорости и направлении ветра. При сокращении размеров сеточной области и уменьшении заблаговременности необходимо более точно задавать начальные данные. Следует отметить важную роль численных экспериментов в оценке роли каждого фактора, влияющего на формирование нагона. Если принять равной нулю правую часть уравнений мелкой воды (7.14), то результаты их решения покажут вклад начальных условий. Принимая начальные условия нулевыми и задавая реальные тангенциальные напряжения ветра, получим в чистом виде вклад вынуждающей силы в подъем уровня.

Численные эксперименты позволили также исследовать трансформацию свободной длинной волны, а именно: увеличение ее высоты по мере движения к устью Невы. В Балтийском море не соблюдается условие справедливости закона Грина: коэффициенты трансформации зависят от длины волны и оказываются больше для коротких, чем для длинных волн. Было также показано, что

систематическая ошибка в скорости ветра, равная 2 м/с, приводит к ошибке максимального уровня почти на 50 см, но если распределение ошибок в скорости ветра случайно, то отклонение расчетного уровня от фактического будет незначительным.

На основе изучения невских наводнений разработаны эмпирические и гидродинамические методы прогноза высоких подъемов уровня в Ленинграде. Изложенная в конце XIX в. М. А. Рыкачевым волновая гипотеза послужила основой для создания службы штормовых предупреждений о наводнении в устье Невы. Экспериментальные данные показывают, что высота длинной волны на пути от Таллина до Ленинграда (около 300 км) увеличивается в среднем в 2,5 раза. Так как средняя скорость перемещения свободной волны, вычисленная по формуле Лагранжа $c = \sqrt{gH}$, составляет около 50 км/ч, заблаговременность прогноза будет равна 5—7 ч.

Однако в подавляющем большинстве случаев волна перемещается вместе с движущимися циклонами и связанными с ними атмосферными фронтами. При этих условиях волну называют вынужденной и увеличение ее амплитуды оказывается более интенсивным, чем у свободной волны. Совпадение скорости перемещения циклона со скоростью свободной волны вызывает явление резонанса. Это приводит к увеличению высоты длинной волны. Особенно опасны эти подъемы уровня, если в тылу циклона дуют сильные ветры западной четверти.

Наибольшую известность в прогнозировании невских наводнений получила формула Н. И. Бельского

$$h_{\text{Л}} = 2,5h_{\text{Т}} + \Delta h_{\text{в}}, \quad (7.26)$$

где $h_{\text{Л}}$ — уровень в Ленинграде; $h_{\text{Т}}$ — уровень в Таллине; $\Delta h_{\text{в}}$ — повышение уровня за счет действия ветра в Финском заливе. Для определения ветрового нагона нужно определить разность между западными составляющими ветра над центральной частью Финского залива для двух моментов времени: когда фронт находится в районе Таллина и когда тот же фронт будет по линии о. Мощный — Усть-Нарва. Изменение западной составляющей ветра ΔW можно вычислить по формуле

$$\Delta W = W_3 \cos \alpha_3 - W_0 \cos \alpha_0, \quad (7.27)$$

где W_0 — скорость ветра в момент прохождения фронта через Таллин; α_0 — угол между направлением ветра и параллелью 60°; W_3 и α_3 — те же характеристики ветра в том же районе через 3 ч.

Формула Бельского дает вполне удовлетворительные результаты, но заблаговременность прогноза высоких подъемов уровня составляет всего 5—7 ч.

С целью увеличения заблаговременности предупреждений о наводнениях в Ленинграде А. А. Попковым и А. И. Фрейдзоном

сделана попытка установить зависимость нарастания длинной волны в Финском заливе от параметров, относящихся к моменту времени, когда циклон или атмосферный фронт находится западнее Таллина. Эмпирическая формула имеет вид

$$h_{\text{д}} = m(k \Delta P_{\text{а}} + h_{\text{пр}})(1 + W_{\text{ц}}/450) \cos \alpha, \quad (7.28)$$

где $m = \lambda/L$ (λ — длина волны, обусловленная анемобарическими условиями, L — расстояние между изаллобарическими очагами); k — эмпирический коэффициент ($k = 3,75$ при отсутствии льда в Финском заливе, $k = 3,0$ при наличии льда в восточной части залива); $h_{\text{пр}}$ — уровень в Ленинграде накануне; $\Delta P_{\text{а}}$ — разность давления воздуха на линии Калининград—Ханко; $W_{\text{ц}}$ — скорость перемещения циклона, м/с; α — угол между направлением движения фронта или циклона и направлением запад—восток.

Применение формулы (7.28) обеспечивает точность прогноза уровня в Ленинграде ± 30 см с заблаговременностью 8—10 ч.

Как уже отмечалось ранее, на основе уравнений мелкой воды выполнены диагностические расчеты и прогнозы высоких подъемов воды в Ленинграде. В табл. 7.1 приведена обеспеченность невыхода ошибок расчетов и прогнозов уровня.

Таблица 7.1

Обеспеченность (%) невыхода ошибок различных интервалов
при диагностических расчетах и численных прогнозах
штормовых нагонов в вершине Финского залива

	δ_h см				
	0—30	30—60	60—90	90—120	120—150
Расчет	77	17	94	4,5	1,5
Прогноз	35	39	74	10	16

Ошибки прогноза уровня гидродинамическим методом в значительной мере зависят от точности метеорологического прогноза. Как правило, этот прогноз дает более сглаженные поля и более слабые ветры. Поэтому повышение точности прогноза наводнений зависит от совершенства методики прогноза ветра.

Заблаговременные предупреждения населения и производственных организаций г. Ленинграда о высоких подъемах уровня воды не могут полностью избавить от материального ущерба, наносимого наводнением. В 1979 г. ЦК КПСС и Совет Министров СССР приняли постановление «О строительстве сооружений защиты Ленинграда от наводнений», по которому к 1990 г. предусматривается строительство защитного комплекса с двумя судопропускными, шестью водопропускными сооружениями и дамбой длиною

25,4 км по трассе Горская — о. Котлин — г. Ломоносов. Проектом предусмотрена защита от подъема уровня воды на 5,4 м, который по расчетам возможен с повторяемостью 1 раз в 1000 лет.

Завершение строительства дамбы несколько не уменьшает важность прогноза наводнений в Ленинграде. Этот прогноз необходим для своевременного управления затворными механизмами защитных сооружений. При получении прогноза о высоком подъеме уровня воды в вершине Финского залива Центральный пост управления на о. Котлин даст команду привести в действие автоматическое устройство по перекрытию судопропускных и водопропускных сооружений.

Глава 8

Краткосрочные прогнозы температуры воды в море

8.1. Причины, обуславливающие изменения температуры воды

Изменения температуры воды в море (t_w) можно определить из решения уравнения:

$$\frac{\partial t_w}{\partial \tau} = -u \frac{\partial t_w}{\partial x} - v \frac{\partial t_w}{\partial y} - w \frac{\partial t_w}{\partial z} + K_l (\frac{\partial^2 t_w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 t_w}{\partial y^2}) + K_z \frac{\partial^2 t_w}{\partial z^2} + Q_{\pi}, \quad (8.1)$$

где τ — время; u , v , w — составляющие скорости течения по осям x , y , z ; K_l , K_z — коэффициенты турбулентного обмена в горизонтальном и вертикальном направлении; Q_{π} — поток тепла через поверхность моря.

Первые три члена правой части уравнения характеризуют изменение температуры за счет адвекции тепла течениями, четвертый и пятый члены — процессы турбулентного перемешивания в горизонтальном и вертикальном направлении. Последний член Q_{π} представляет собой сумму поглощенной радиации, эффективного излучения, турбулентного теплообмена с атмосферой и потерь тепла на испарение.

Кратковременные изменения температуры воды происходят под влиянием всех указанных процессов, наиболее значительные изменения являются результатом определенного их сочетания.

Поток тепла через поверхность вызывает резкие изменения температуры воды в тех случаях, когда толщина верхнего квазигомогенного слоя невелика. Летом, при слабых ветрах, ветровое перемешивание захватывает слой 5–10 м (а иногда и менее) и тепло, поступающее от Солнца, может привести за сравнительно короткое время к повышению температуры воды на несколько градусов. В этом процессе прогрева верхнего слоя моря большую

роль играет облачность, регулирующая поступление солнечной энергии на водную поверхность. Охлаждение верхнего слоя моря за счет эффективного излучения, турбулентного теплообмена с атмосферой и потерь тепла на испарение значительно также в тех случаях, когда глубина ветрового и конвективного перемешивания

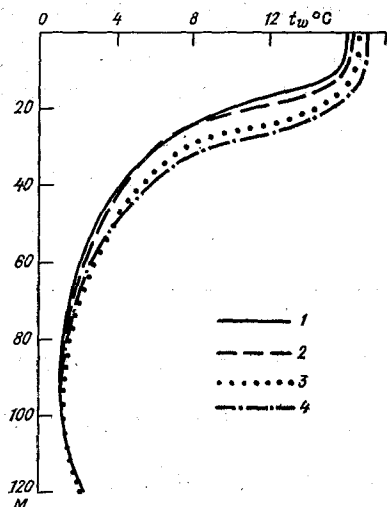


Рис. 8.1. Кривые распределения температуры воды по вертикали.

1 — 9 сентября в 13 ч; 2, 3 — 10 сентября в 0 и 13 ч соответственно; 4 — 11 сентября в 0 ч.

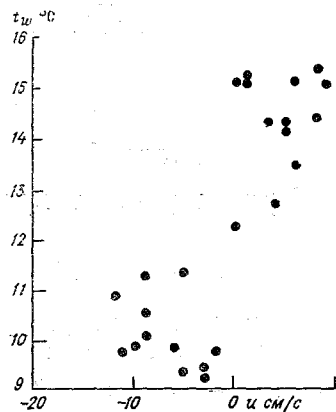


Рис. 8.2. Связь между температурой воды и составляющей скорости течения на меридиан.

невелика. Понижение температуры воды верхнего квазиоднородного слоя моря особенно существенно при сильных штормах.

Большое влияние на кратковременные изменения температуры воды может оказывать перенос тепла течениями в горизонтальном и вертикальном направлениях. Влияние этого фактора исследовано недостаточно, поэтому оценки вклада адвекции в изменения температуры, полученные различными авторами, противоречивы. Часто роль адвекции недооценивается.

На рис. 8.1 и 8.2 представлены изменения температурного профиля в течение 2 сут в зоне смешения вод Курильского течения и Кurociao и показана связь этих изменений с течениями. Можно видеть, что изменения температуры воды за этот небольшой срок значительны; на горизонте 20 м они составили, например, 5°C. Наблюдения над течениями показывают, что изменения температуры воды явились следствием изменения направления течения. На рис. 8.2 по оси абсцисс отложена составляющая скорости те-

чения на меридиан на горизонте 25 м (положительное значение u — на север), а по оси ординат — температура воды на горизонте 20 м. Порядковыми номерами обозначены точки в той последовательности, как проводились наблюдения за температурой воды (через каждые 3—4 ч). В течение первых 3 сут течение имело составляющую на юг. Затем направление течения изменилось, и появилась северная составляющая, что и вызвало заметное повышение температуры воды. После того как установилось течение с составляющей на север, связь между температурой воды и течениями нарушилась. Поскольку изменения температуры произошли через 24—36 ч после изменения направления течения, это запаздывание было использовано в качестве заблаговременности прогноза адвективных изменений температуры воды.

Учет адвекции тепла течениями — одна из сложнейших задач при прогнозировании температуры воды. В большинстве прогностических схем адвекция учитывается введением горизонтальных составляющих течений, рассчитанных по полю ветра, или характеристик поля атмосферного давления (различных индексов, коэффициентов разложения в математические ряды и т. д.).

Использование в прогностических уравнениях характеристик поля атмосферного давления дает возможность учитывать многие процессы, формирующие поле температуры воды. В зависимости от характера циркуляции атмосферы меняются направление и скорость дрейфовых течений, интенсивность ветрового перемешивания, направление и скорость вертикальных движений вод, теплообмен океана с атмосферой и т. д. Поэтому использование характеристик циркуляции атмосферы в качестве аргументов в прогностических уравнениях получило широкое распространение.

8.2. Прогнозы температуры воды в прибрежных районах

Прогноз температуры воды по тепловому балансу. Наиболее простой способ прогноза температуры воды разработан для районов, где адвекцией тепла течениями и теплообменом с нижележащими слоями можно пренебречь. Обычно, этим условиям удовлетворяют прибрежные мелководные районы, в которых изменения температуры воды в основном определяются потоками тепла через поверхность моря (поглощенная радиация, эффективное излучение, потери тепла на испарение и турбулентный теплообмен с атмосферой).

Я. А. Тютнев разработал методику прогноза температуры воды для прибрежных районов Северного Каспия и Азовского моря. Сопоставление среднесуточной температуры поверхностного слоя моря с тепловым балансом поверхности за соответствующие сутки обнаружило довольно тесную связь между ними.

Использование этой связи для прогноза температуры воды предполагает наличие прогноза метеорологических элементов:

температуры воздуха, влажности, облачности и скорости ветра. Кроме этих элементов, в уравнение теплового баланса входит температура поверхностного слоя моря, прогноз которой является конечной целью исследования. Поэтому расчет теплового баланса рекомендуется вести двумя этапами. На первом этапе исследуется температура воды в предшествующий день и вычисляется тепловой баланс следующего дня. По суммарному балансу за эти два дня находится соответствующее ему изменение температуры воды. На

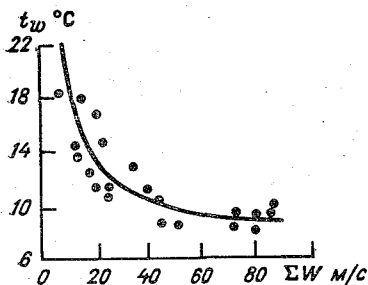


Рис. 8.3. Зависимость температуры воды поверхностного слоя моря у берега от сгонных ветров.

втором этапе в формулы теплового баланса вводятся исправленная температура воды и вновь рассчитывается тепловой баланс. Подобную процедуру последовательно продолжают до последнего дня пятидневки. Такой прием может быть использован только для районов, где температура не меняется с глубиной и отсутствует перенос тепла течениями.

Прогноз колебаний температуры воды, обусловленных сгонно-нагонными явлениями. В прибрежных районах, где наблюдаются сгонно-нагонные явления, следует учитывать их влияние на температуру поверхности моря. Примером такого учета может явиться разработанная Я. А. Тютневым методика прогноза.

У приглубых берегов Крымского полуострова в теплую часть года имеют место значительные вертикальные градиенты температуры воды. Если на поверхности температура в летние месяцы достигает 20°C и более, то на глубинах она $8-9^{\circ}\text{C}$. При сгонах на место теплой поверхностной воды поднимаются глубинные воды с температурой на $10-15^{\circ}\text{C}$ ниже. Сопоставление этих изменений температуры со скоростью и направлением ветра подтверждает, что именно ветер является причиной колебаний температуры воды.

Из рис. 8.3. видно, что чем больше скорость сгонного ветра и чем дольше он действует, тем ниже температура воды. Имея прогноз ветра и связи, приведенные на рис. 8.3, можно составить прогноз температуры воды.

8.3. Прогнозы температуры воды в период осенне-зимнего охлаждения

Изменения температуры воды поверхностного слоя в холодную часть года обусловлены главным образом конвекцией. Потери тепла через поверхность океана приводят к охлаждению верхних слоев воды, увеличению их плотности и возникновению конвекции. Методы прогноза температуры воды, разработанные для холодной части года, основаны на учете конвекции. Для районов моря, где роль адвекции тепла течениями невелика, эти методы дают положительный результат.

В основу метода расчета температуры воды в слое конвективного перемешивания положена схема Н. Н. Зубова. Эта схема позволяет рассчитать изменения температуры воды (Δt_w) в слое конвективного перемешивания и его толщину (H), если известно начальное распределение по вертикали температуры и солёности воды, а также потери тепла через поверхность океана. Чтобы схему расчета можно было использовать для прогноза значений t_w и H , необходим прогноз потерь тепла через поверхность моря.

Поскольку получение этих сведений связано с определенными трудностями, при составлении прогноза температуры воды приходится прибегать к упрощениям.

Поток тепла в атмосферу в холодную часть года рассчитывается по соотношению (4.10), что дает возможность ограничиться прогнозом лишь одного метеорологического элемента — температуры воздуха. В средних широтах изменением плотности морской воды за счет изменения солёности пренебрегают.

При таких допущениях прогнозируемую температуру воды можно представить в виде

$$t_{wn} = t_{w0} - \frac{\Delta Q_1}{c\rho H_1} - \frac{\Delta Q_2}{c\rho H_2} - \frac{\Delta Q_3}{c\rho H_3} - \dots - \frac{\Delta Q_{n-1}}{c\rho H_{n-1}}, \quad (8.2)$$

где t_{wn} — прогнозируемая температура воды на n -й период; t_{w0} — начальная температура воды; $\Delta Q_1, \Delta Q_2, \dots, \Delta Q_{n-1}$ — потери тепла через поверхность моря за 1-й, 2-й, ..., $(n-1)$ -й периоды; $H_1, H_2, H_3, \dots, H_{n-1}$ — глубина конвективного перемешивания за эти же периоды; c и ρ — теплоемкость и плотность морской воды, которые принимаются равными единице.

Для учета влияния стратификации вод на перемешивание предложены разные способы. Одни из них позволяют ограничиваться сведениями о температуре воды на поверхности, при использовании других необходимы сведения о распределении температуры воды по вертикали.

Для учета влияния сезонного изменения глубины конвективного перемешивания (ее увеличения от октября к марту)

Л. И. Скриптунова использовала зависимость H от величины потери тепла океаном (рис. 8.4).

Способ прогноза H , разработанный З. К. Абузьяровым, основан на учете начального теплозапаса и интенсивности его расходования. Значение H рассчитывается по соотношению

$$H = f(t_0 - t_n),$$

где t_0 и t_n — температура поверхностного слоя воды в момент максимального теплонакопления и в момент составления прогноза соответственно.

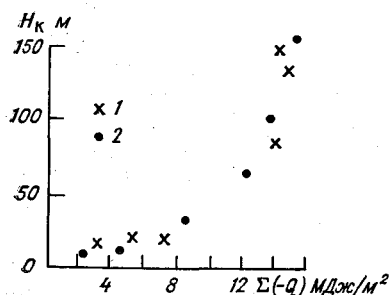


Рис. 8.4. Зависимость глубины конвективного перемешивания от потерь тепла через поверхность океана.

1 — фактическая; 2 — рассчитанная.

Для расчета глубины конвективного перемешивания Р. Джеймс предложил использовать формулу

$$H^2 = H_0^2 + \frac{2Q}{c_p \rho \Delta t_w}, \quad (8.3)$$

где H_0 — начальное значение H ; Δt_w — градиент температуры на глубине, до которой происходит перемешивание.

Т. Левасту и И. Хела рассчитывают изменение толщины слоя конвективного перемешивания (ΔH) по изменению температуры воды поверхностного слоя в период, предшествующий составлению прогноза (Δt_0) и вертикальному градиенту температуры воды в слое 200 м:

$$\Delta H = \frac{\Delta t_0}{t_0 - t_{200}}. \quad (8.4)$$

8.4. Прогнозы распределения температуры воды по вертикали по заданным метеорологическим условиям

Разработка численных моделей расчета распределения температуры воды по вертикали наталкивается на трудности с определением параметров модели. Кроме того, при составлении прогнозов с помощью этих моделей используется метеорологический прогноз, что приводит к дополнительным погрешностям в расчете температуры воды по модели. Поэтому разрабатываются и другие подходы к решению этой задачи.

Н. А. Белинский, М. Г. Глаголева и Л. И. Скриптунова разработали физико-статистический метод краткосрочного прогноза температуры воды в деятельном слое на основе данных наблюдений за температурой воды и воздуха, морскими течениями, распределением атмосферного давления, скоростью ветра, влажностью воздуха и облачностью.

Для характеристики температурного профиля в деятельном слое использовались параметры, которые можно прогнозировать

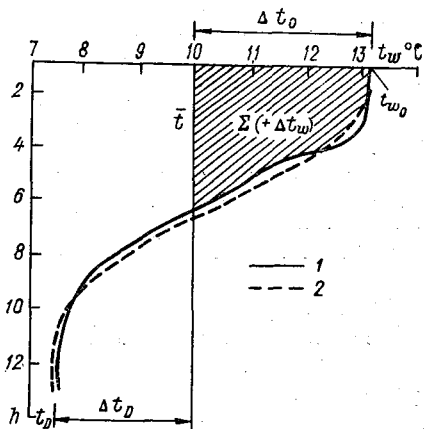


Рис. 8.5. Параметры кривой распределения температуры воды по вертикали (t_{w0} , $\bar{t}$, $\Sigma(+\Delta t_w, t_D)$,
1 — фактическая; 2 — рассчитанная.

по имеющейся гидрометеорологической информации, и, в частности, температура воды на поверхности (t_0), на нижней границе деятельного слоя (t_D), средняя температура слоя ($\bar{t}$) и сумма положительных отклонений температуры на разных горизонтах от среднего значения $\Sigma(+\Delta t)$ (рис. 8.5).

$$\Sigma(+\Delta t) = \Delta t_1 + \Delta t_2 + \Delta t_3 + \dots + \Delta t_n,$$

где Δt — отклонение температуры воды от средней температуры слоя.

Как показано ниже, характеристики t_0 , $\bar{t}$, t_D , $\Sigma(+\Delta t)$ позволяют рассчитать кривую распределения температуры воды по вертикали. Для того, чтобы от расчета кривой перейти к прогнозу, необходим прогноз этих характеристик. При прогнозе учитывается поток тепла через поверхность океана (Q_{Π}) и адвекция тепла течениями. Значения Q_{Π} рассчитываются по формулам (4.3) — (4.8), адвекция тепла течениями — по полю атмосферного давления.

Поскольку потоки тепла через поверхность океана рассчитываются более надежно, чем адвекция тепла течениями, то принята определенная последовательность учета определяющих факторов.

Вначале определяются изменения температуры воды, обусловленные составляющими теплового баланса. Затем выделяют изменения температуры воды, обусловленные адвекцией тепла течениями. И, наконец, разрабатывается способ прогноза адвективных изменений температуры воды.

Изменения $\bar{t}$ и $\sum (+\Delta t)$ за счет потоков тепла через поверхность океана определяются как $\sum Q/(c_p D)$ и $\sum Q(c_p \Delta h)$ соответственно. Здесь Δh — расстояние между соседними горизонтами.

Тогда изменения $\bar{t}$ и $\sum (+\Delta t)$ за счет адвекции

$$\bar{t}_{\text{адв}} = \bar{t}_{\phi} - \sum Q/(c_p D); \quad (8.5)$$

$$\sum (+\Delta t)_{\text{адв}} = \sum (+\Delta t) - \sum Q/(c_p \Delta h). \quad (8.6)$$

При прогнозировании кратковременных изменений температуры воды можно принять, что вертикальный поток тепла, обусловленный $Q_{\text{п}}$, на нижней границе деятельного слоя незначителен, и изменения t_D определяются адвекцией тепла течениями. Для учета адвекции применяется косвенный способ, основанный на связи температуры воды со скоростью течений $[t_{\text{адв}} = f(u, v, w)]$ и течений с полем атмосферного давления $[u, v, w = f(P)]$. Чтобы не использовать в уравнениях для прогноза температуры воды прогностические значения скорости течения, и тем самым не вводить дополнительные погрешности, целесообразно использовать зависимость адвективных изменений температуры воды непосредственно от поля атмосферного давления $[t_{\text{адв}} = f(P)]$. Такой прием дает возможность учесть влияние горизонтальной и вертикальной адвекции.

При аналитическом представлении полей атмосферного давления с помощью математических рядов прогностические уравнения находятся с помощью множественной корреляции в виде:

$$\bar{t}_{\text{адв}} = k_1 A_{00} + k_2 A_{10} + k_3 A_{01} + \dots + k_n A_{ij} + c_1; \quad (8.7)$$

$$\sum (+\Delta t)_{\text{адв}} = l_1 A_{00} + l_2 A_{10} + l_3 A_{01} + \dots + l_n A_{ij} + c_2; \quad (8.8)$$

$$t_D = m_1 A_{00} + m_2 A_{10} + m_3 A_{01} + \dots + m_n A_{ij} + c_3, \quad (8.9)$$

где A_{ij} — коэффициенты разложения в ряд полей атмосферного давления; k_n , l_n , m_n — коэффициенты регрессии; c_1 , c_2 , ..., c_3 — свободные члены.

Для определения заблаговременности прогноза строятся взаимные корреляционные функции, позволяющие найти оптимальный сдвиг во времени, при котором связи наиболее тесные. Этот сдвиг оказался равным 36 ч.

Такой способ позволяет установить лишь некоторую среднюю величину заблаговременности. При более точном анализе необходимо установить, как меняется заблаговременность в зависимости

от начальных условий, интенсивности процессов и других факторов. Например, К. И. Смирновой была установлена связь между временем, необходимым на перестройку поля температуры воды под влиянием течений, и горизонтальными градиентами температуры воды.

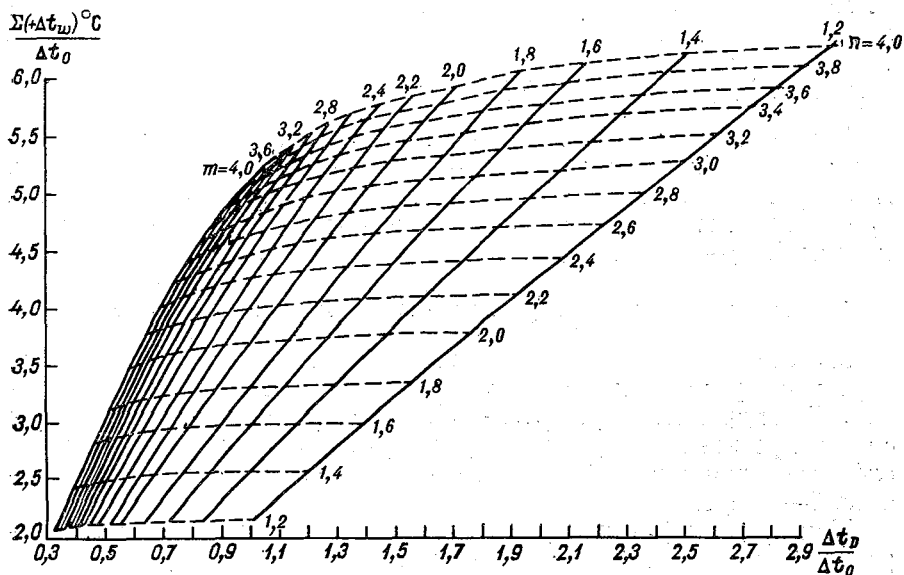


Рис. 8.6. Номограмма для определения параметров m и n .

Для расчета температуры воды поверхностного слоя О. И. Шереметевская предложила использовать соотношение

$$\Delta t_0 = \frac{kQ_0 - \sum (-Q)/(cp)}{0,5\lambda} + bA_{ij}, \quad (8.10)$$

где Q_0 — поглощенная солнечная радиация; $\sum (-Q)$ — потери тепла через поверхность океана; λ — длина ветровой волны; A_{ij} — коэффициенты разложения поля атмосферного давления; b — коэффициент.

Заключительный этап прогноза состоит в том, чтобы по известным значениям t_0 , $\bar{t}$, $\sum (+\Delta t)$, t_D рассчитать кривую распределения температуры воды по вертикали.

Как известно, распределение тепла с глубиной происходит по экспоненциальному закону. Этот закон использовался для выражения хода температуры воды с глубиной:

$$t = \bar{t} + \Delta t_0 e^{-b(h-1)^n} - \Delta t_D e^{-d(D-h)^m}, \quad (8.11)$$

где Δt_0 и Δt_D — отклонение температуры воды на поверхности и на нижней границе деятельного слоя от $\bar{t}$; b, d, m, n — величины, характеризующие распределение температуры воды по вертикали; h — вертикальная координата, отсчитываемая от единицы на поверхности; D — толщина слоя. Отличие температурного профиля от экспоненты в верхней его части при образовании квазиоднородного слоя учитывается параметрами n и m . Для их определения построена номограмма, входными параметрами которой служат величины $\sum (+\Delta t)/\Delta t_0$ и $\Delta t_D/\Delta t_0$ (рис. 8.6).

Таким образом, по значениям $\Delta t_0, \Delta t_D, \bar{t}, \sum (+\Delta t)$ можно рассчитать кривую распределения температуры воды по вертикали. Для прогноза этого распределения в уравнение (8.1) вводятся прогнозируемые значения этих параметров, рассчитанные по уравнениям (8.7) — (8.10).

8.5. Прогнозы температуры поверхностного слоя океана

Материалы наблюдений позволяют составлять регулярно лишь карты распределения температуры воды поверхностного слоя океана. В Гидрометцентре СССР Л. И. Скриптуновой разработан способ прогноза распределения температуры воды поверхностного слоя северной части Атлантического океана с заблаговременностью 5—10 сут.

При прогнозировании учитывается суммарный поток тепла через поверхность океана и адвекция тепла течениями.

Суммарный поток тепла через поверхность океана (Q_{Σ}) включает поглощенную радиацию, эффективное излучение, турбулентный теплообмен с атмосферой и потери тепла на испарение. Из-за отсутствия данных о распределении ряда метеорологических элементов над океаном и надежного их прогноза используется упрощенный способ расчета Q_{Σ} по уравнению (4.18).

Отсутствие данных не позволяет рассчитать также количество тепла, переносимого течениями. Поэтому для учета изменений температуры воды под влиянием динамических факторов используются характеристики поля атмосферного давления над океаном.

Для аналитического представления распределения температуры воды (t_w), атмосферного давления (P) и Q_{Σ} применяется разложение в ряды по естественным составляющим:

$$t_w = B_{00}^t + B_{10}^t X_1^t Y_0^t + B_{01}^t X_0^t Y_1^t + B_{11}^t X_1^t Y_1^t + \dots + B_{ij}^t X_i^t Y_j^t; \quad (8.12)$$

$$P = B_{00}^P + B_{10}^P X_1^P Y_0^P + B_{01}^P X_0^P Y_1^P + B_{11}^P X_1^P Y_1^P + \dots + B_{ij}^P X_i^P Y_j^P; \quad (8.13)$$

$$Q_{\Sigma} = B_{00}^Q + B_{10}^Q X_1^Q Y_0^Q + B_{01}^Q X_0^Q Y_1^Q + B_{11}^Q X_1^Q Y_1^Q + \dots + B_{ij}^Q X_i^Q Y_j^Q. \quad (8.14)$$

Естественные составляющие ($X_i^t Y_j^t, X_i^P Y_j^P, X_i^Q Y_j^Q$), рассчитанные по совокупности полей t_w, P, Q_{Σ} , отображают основные

особенности в распределении этих величин. Коэффициенты разложения B_{ij}^t , B_{ij}^p , B_{ij}^q — особенности каждого конкретного поля.

Например, при представлении поля температуры воды в северной части Атлантического океана ($20-60^\circ$ с. ш.) вектор X_1^t отображает главную особенность в распределении температуры — ее увеличение с севера на юг. Член ряда B_1 , $X_1^t Y_1^t$ отображает дру-

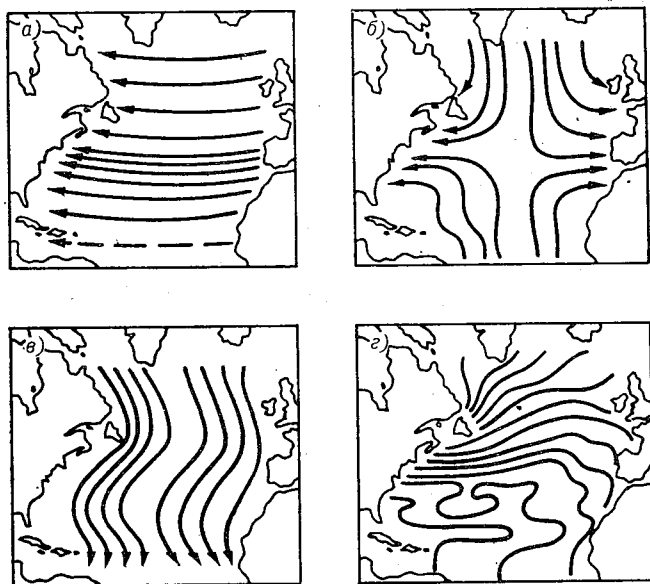


Рис. 8.7. Элементарные поля $B_{01}X_0Y_1$ (а), $B_{10}X_1Y_0$ (б), $B_{11}X_1Y_1$ (в), на которые раскладывается поле температуры воды (г).

гую особенность — контраст между температурой в области теплых течений на юго-западе и северо-востоке района и в области холодных течений на северо-западе и юго-востоке района (рис. 8.7).

При анализе естественных составляющих, рассчитанных по совокупности полей Q_{Π} , также выявляются важные особенности в распределении этой величины. Удастся проследить зависимость X_i^q , Y_j^q от факторов, обуславливающих Q_{Π} , что облегчает задачу прогноза. Коэффициенты разложения в ряд характеризуют особенности конкретного поля, и по их временному ряду можно проследить сезонный ход температуры и непериодические кратковременные изменения.

При представлении полей температуры воды в виде рядов по естественным составляющим прогностические уравнения отыскиваются для коэффициентов ряда. При данном методе коэффици-

енты разложения полей атмосферного давления и потоков тепла через поверхность входят в уравнения (8.13 и 8.14) в качестве аргументов.

В общем виде такое уравнение записывается как

$$B_{ij_n}^t = a_1 B_{ij_{n-2}}^t + a_2 B_{00_{n-2}}^P + a_3 B_{10_{n-2}}^P + \dots + a_n B_{cd}^P + \\ + b_1 B_{00_{n-2}}^Q + b_2 B_{10_{n-2}}^Q + \dots + b_n B_{kl_{n-2}}^Q + c, \quad (8.15)$$

где $B_{ij_n}^t$ и $B_{ij_{n-2}}^t$ — значения коэффициентов разложения прогнозируемого на n -ю пятидневку поля температуры воды и на момент составления прогноза; $B_{00_{n-2}}^P - B_{cd_{n-2}}^P$ и $B_{00_{n-2}}^Q - B_{kl_{n-2}}^Q$ — коэффициенты разложения поля атмосферного давления и Q_n на момент составления прогноза.

Подобного вида уравнения составляются для каждого коэффициента B_{ij}^t . Число коэффициентов, необходимых для аппроксимации реального температурного поля, определяется в основном его сложностью. Из опыта известно, что для аппроксимации температурного поля, заданного в 100—150 точках, достаточно использовать 10—12 членов разложения.

Отдельные члены ряда представляют собой элементы реального поля температуры воды и их изменения обусловлены теми же факторами, которые формируют и фактическое распределение температуры воды. Поэтому в уравнения вида (8.15) входят те же факторы, от которых зависит реальное поле. Но целесообразность разложения в ряд в том и заключается, что можно сложный процесс разложить на сумму элементарных и прогнозировать каждый из них. Совершенно очевидно, что при этом облегчается задача прогноза. Например, первый член ряда B_{00}^t , характеризующий общий фон температурного поля, довольно тесно связан с B_{00}^Q , и прогностическое уравнение (8.15) упрощается до вида

$$B_{00}^t = f(B_{00}^Q). \quad (8.16)$$

Рассчитанные значения B_{ij_n} подставляют в формулу (8.12) и таким образом восстанавливают значения температуры воды в узлах сетки и затем проводят изотермы. Средняя обеспеченность метода 80 %.

Наибольшие ошибки прогноза характерны для районов сильных течений. Поэтому М. Г. Глаголевой и Л. И. Скриптуновой для этих районов разработан способ прогноза температуры воды с учетом глубины ветрового перемешивания и скорости течений.

Изменения температуры воды прогнозируются с помощью уравнения

$$\partial t_w / \partial t = Q_n / c_p H + u \partial t_w / \partial x + v \partial t_w / \partial y; \quad (8.17)$$

$Q_{\text{п}}$ — поток тепла через поверхность — рассчитывается по формуле (4.18); H — толщина верхнего квазигомогенного слоя. По методу, предложенному З. К. Абузаровым, H определяется по формуле

$$H = 0,26h + c, \quad (8.18)$$

где h — высота ветровых волн.

Карты прогноза высоты волн выпускаются регулярно и могут быть использованы для прогноза H . Составляющие скорости дрейфовых течений рассчитываются по методу, предложенному В. С. Красюком и Е. М. Саускан (см. рис. 5.4). Горизонтальные градиенты температуры воды снимаются с карт распределения температуры воды.

8.6. Адаптивная регрессионная модель

Адаптивная регрессионная система позволяет уточнять свои статистические характеристики путем изменения временного ряда, используемого для нахождения прогностических зависимостей.

Известно, что в прогностических уравнениях учитывается лишь часть факторов, обуславливающих поведение прогнозируемого элемента. Кроме того, закономерности, положенные в основу конкретных прогностических уравнений, со временем могут изменяться. Поэтому прогностические уравнения должны давать надежный результат лишь при условии стационарности процесса. Но поскольку колебания температуры воды, как правило, представляют собой нестационарный процесс, то при построении прогностических схем необходимо учитывать эволюцию связей температуры воды с определяющими факторами.

А. Ф. Ломакин и Ю. А. Рассадников разработали метод краткосрочного прогноза температуры поверхностного слоя Тихого океана с использованием регрессионной схемы, параметры которой обладают способностью адаптации к изменяющимся условиям. При разработке таких схем часть старой информации исключается и добавляется новая для того, чтобы параметры прогностических уравнений наилучшим образом соответствовали промежутку времени, который непосредственно предшествует составлению прогноза, и тому, на который составляется прогноз. При разработке этого метода учитывались потоки тепла через поверхность океана, адвекция тепла течениями, конвективное и турбулентное перемешивание.

При определении объема выборки, в которой обновляется информация (обучающейся выборки), выполняется требование, чтобы объем выборки отражал характерный масштаб временных возмущений прогнозируемого процесса. После определения объема

выборки методом наименьших квадратов находят коэффициенты регрессии в уравнении вида

$$t_{w, i+\tau} = \sum_{j=1}^m b_{ij} X_{ij} + a_i, \quad (8.19)$$

где $t_{w, i+\tau}$ — прогнозируемая температура воды; $i=1, 2, \dots, N$, N — объем обучающейся выборки; τ — заблаговременность прогноза; X_{ij} — предикторы; a_i — свободный член уравнения; b_{ij} — коэффициенты регрессии; m — количество предикторов.

Предполагается, что на интервале заблаговременности (24 ч) коэффициенты в уравнении (8.19) не изменяются, и это уравнение используется для составления прогноза. Затем производится обновление информации в обучающейся выборке: исключается первый и добавляется $(n+1)$ -й член.

Распределение температуры воды и определяющих факторов представлялось аналитически путем разложения в ряды по естественным составляющим, и в уравнении (8.19) значения $t_{w, i+\tau}$ и X_{ij} представляют собой соответствующие собственные функции. Обеспеченность разработанного метода 80 %.

8.7. Численные методы прогноза температуры воды в океане

Большинство математических моделей, разрабатывавшихся ранее было предназначено для описания сезонного хода температуры воды. Поэтому их использование ограничивалось долгосрочным прогнозом температуры воды. Лишь в последние годы появились методы прогноза кратковременных изменений температуры, основанные на использовании гидродинамических моделей.

Метод прогноза температуры и толщины верхнего квазиоднородного слоя. В Гидрометцентре СССР В. И. Калацким и Е. С. Нестеровым был разработан метод расчета толщины квазиоднородного слоя океана и его температуры на основе решения уравнения теплопроводности для квазиоднородного слоя и сезонного термоклина:

$$\frac{\partial t_{w_1}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_1 \frac{\partial t_{w_1}}{\partial z} + R(z, t) \right); \quad (8.20)$$

$$\frac{\partial t_{w_2}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_2 \frac{\partial t_{w_2}}{\partial z} \right). \quad (8.21)$$

Здесь: t_w — температура воды; k — коэффициент вертикального турбулентного обмена; R — радиационный поток тепла, быстро затухающий с глубиной; индексы «1» и «2» относятся соответственно к квазиоднородному слою и сезонному термоклину.

В качестве граничных и начальных условий принимается:

$$\text{при } z=0 \quad k_1 \partial t_{w1} / \partial z = -Q_n; \quad (8.22)$$

$$\text{при } z=H \quad k_{1,2} \partial t_{w1,2} / \partial z = -q_H; \quad (8.23)$$

$$\text{при } z=D \quad t_2 = t_D; \quad (8.24)$$

$$\text{при } t_0 \quad t_{w1} = t_{w_0} \quad t_{w2} = t_2(z); \quad (8.25)$$

здесь H — толщина квазиоднородного слоя; Q_n — поток тепла через поверхность океана; q_H — поток тепла на нижней границе квазиоднородного слоя; D — толщина деятельного слоя океана; t_D — температура воды на уровне D .

На границе между квазиоднородным слоем и сезонным термоклином $z=H(t)$ ставятся условия:

$$t_{w1} = t_{w2}; \quad k_1 \partial t_{w1} / \partial z = k_2 \partial t_{w2} / \partial z; \quad (8.26)$$

$$\alpha_\Theta g \gamma \partial t_w / \partial z + (\partial u / \partial z)^2 + (\partial v / \partial z)^2 = 0, \quad (8.27)$$

где $\alpha_\Theta = k_\Theta / k$ — отношение коэффициента турбулентного теплообмена k_Θ к коэффициенту турбулентной вязкости k ; g — ускорение свободного падения; γ — коэффициент термического расширения воды; u , v — составляющие скорости течения в верхнем слое океана.

Условие (8.27) означает, что на уровне $z=H$ турбулентная энергия обращается в нуль. Значительные градиенты температуры и плотности в слое скачка служат препятствием для проникновения энергии турбулентности, обусловленной ветровым перемешиванием, в более глубокие слои.

Из решения уравнений (8.20) — (8.21) с начальными и граничными условиями (8.22) — (8.27) получены уравнения для расчета толщины квазиоднородного слоя (H) и его температуры (t_{w1}):

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{1}{H} \left[k_2 - \frac{Q_n}{\rho c_p \Phi(W, H)} \right]; \quad (8.28)$$

$$\frac{\partial t_w}{\partial t} = \frac{1}{H} \left[\frac{Q_n}{\rho c_p} - \varepsilon \Phi(W, H) \right]; \quad (8.29)$$

$$\Phi(W, H) = \alpha + \beta \exp(-0,8 \sqrt{\sin \varphi} H/W), \quad (8.30)$$

где ρ и c_p — плотность и теплоемкость морской воды; φ — широта; α , β , ε — размерные коэффициенты; W — скорость ветра. Функция $\Phi(W, H)$ параметризует вертикальный градиент температуры в сезонном термоклине.

Эта модель используется в течение нескольких лет для составления долгосрочного прогноза температуры воды. Для того чтобы сделать модель применимой для краткосрочных прогнозов значений H и t_w , Е. С. Нестеров усовершенствовал ее, представив некоторые коэффициенты модели в виде функций от гидрометеорологи-

ческих характеристик. Для долгосрочного прогноза средних месячных значений температуры воды они принимались постоянными. При использовании модели для расчетов за короткие промежутки времени (несколько дней) выяснилось, что значения толщины квазиоднородного слоя и его температуры наиболее чувствительны к выбору значений коэффициента турбулентного теплообмена в сезонном термоклизе (k_2) и коэффициента (ε), который характеризует интенсивность турбулентного теплообмена между квазиоднородным слоем и сезонным термоклизом.

Поскольку турбулентное перемешивание интенсифицируется с усилением ветра, для определения значений k_2 была найдена зависимость от скорости ветра:

$$k_2 = 3,5 \cdot 10^{-3} W^3;$$

здесь W в м/с, k_2 — в $\text{см}^2/\text{с}$.

Коэффициент ε рассчитывается в зависимости от предшествующей толщины квазиоднородного слоя:

$$\varepsilon = 4,5 \cdot 10^{-3} H^2,$$

где H — в м, ε — в $\text{см}^2/\text{с}$.

Наиболее резкие кратковременные изменения температуры воды за счет ветрового перемешивания происходят при штормах. В штормовых условиях возрастают потери тепла за счет испарения и турбулентного теплообмена. В теплую часть года увеличение толщины верхнего квазиоднородного слоя приводит к тому, что тепло, поступающее через поверхность океана, распределяется в слое большей толщины, т. е. приводит к меньшему повышению температуры воды квазиоднородного слоя. Кроме того, вовлекаются в перемешивание слои с более низкими температурами, что также приводит к понижению температуры воды. Применение данной модели для прогноза температуры воды для штормовых условий, а также при прохождении глубоких циклонов дало положительный результат.

Помимо этих факторов, существенное влияние на термическую структуру верхнего слоя океана оказывают испарение и осадки. Эти процессы приводят к изменению солености приповерхностного слоя, а значит, и плотностной стратификации вод. Превышение осадков над испарением приводит к уменьшению плотности поверхностных вод и созданию устойчивой стратификации, препятствующей перемешиванию. При таких условиях толщина верхнего перемешанного слоя уменьшается. В районах интенсивного испарения соленость, а следовательно, и плотность поверхностного слоя увеличиваются, возникает плотностная конвекция и, следовательно, толщина верхнего перемешанного слоя увеличивается.

А. А. Круглов использовал модификацию рассмотренной модели, учитывающую характеристики массообмена океана с атмосферой. Для этой цели были изменены граничные условия и вве-

дено дополнительное уравнение для учета изменения солёности деятельного слоя океана.

В качестве граничного условия на поверхности океана задан поток соли в виде

$$k_1 \partial S / \partial z = -(E - L) S, \quad (8.31)$$

где E — скорость испарения воды с поверхности; L — интенсивность осадков; S — солёность морской воды.

Модификация модели сделана в предположении, что плотность морской воды линейным образом зависит от температуры и солёности. При этом предположении расчетные формулы (8.28) и (8.29) для локальных изменений температуры и толщины верхнего квазиоднородного слоя с учетом характеристик массообмена через поверхность океана принимают вид

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{1}{H} \left(k_2 - \frac{\gamma_g Q / c_p - \gamma_s S (E - L)}{\rho \Phi(v, H)} \right); \quad (8.32)$$

$$\frac{\partial t_w}{\partial t} = \frac{1}{H} \left(\frac{Q}{\rho c_p} - \frac{\Phi(v, H)}{\gamma \gamma} \right), \quad (8.33)$$

где γ_s — коэффициент солёностного уплотнения.

Непосредственные измерения испарения и осадков в океане проводятся редко, поэтому применение модифицированной модели для больших акваторий ограничено. Для расчета баланса влаги на поверхности используются полуэмпирические формулы, широко распространенные в численных методах прогноза погоды. В эти формулы входят данные аэрологического зондирования атмосферы над океаном.

Численная модель краткосрочного прогноза характеристик перемешанного слоя океана в северном полушарии. Эта модель была разработана в США в Вычислительном океанографическом центре морского флота (Р. М. Кланси и Р. И. Мартин). Она основана на учете потоков тепла через поверхность океана и вертикального перемешивания. Адвекция тепла течениями не учитывается.

После соответствующих упрощений основные уравнения принимают вид:

$$\frac{\partial \bar{t}_w}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(-\overline{w' t'_w} + \nu \frac{\partial \bar{t}_w}{\partial z} \right) + \frac{1}{\rho_w c_p} \frac{\partial \bar{Q}_\odot}{\partial z}; \quad (8.34)$$

$$\frac{\partial \bar{S}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(-\overline{w' S'} + \nu \frac{\partial \bar{S}}{\partial z} \right); \quad (8.35)$$

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = \bar{f} \bar{v} + \frac{\partial}{\partial z} \left(-\overline{w' u'} + \nu \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right) - D \bar{u}; \quad (8.36)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} = -\bar{f} \bar{u} + \frac{\partial}{\partial z} \left(-\overline{w' v'} + \nu \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \right) - D \bar{v}, \quad (8.37)$$

где t_w — температура; S — соленость; u, v, w — составляющие скорости течения; $Q_\odot$ — поток солнечной радиации; ρ_w и c_p — плотность и теплоемкость воды; D и ν — коэффициенты затухания и диффузии; f — параметр Кориолиса. Чертой обозначены средние значения, штрихом — отклонения от этих средних.

Вертикальные потоки тепла, солей и количества движения параметризуются в виде:

$$\overline{w' t'_w} = l q S_H \partial \bar{t}_w / \partial z = -k_H \partial \bar{t}_w / \partial z; \quad (8.38)$$

$$\overline{w' S'} = l q S_H \partial \bar{S} / \partial z = -k_H \partial \bar{S} / \partial z; \quad (8.39)$$

$$\overline{w' u'} = l q S_M \partial \bar{u} / \partial z = -k_M \partial \bar{u} / \partial z; \quad (8.40)$$

$$\overline{w' v'} = -l q S_M \partial \bar{v} / \partial z = -k_M \partial \bar{v} / \partial z, \quad (8.41)$$

где k_H и k_M — коэффициенты диффузии, l — масштаб турбулентности; S_H и S_M выражаются через число Ричардсона. Величина q вычисляется из уравнения турбулентности кинетической энергии

$$l q S_M \left[\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \right)^2 \right] + l q S_H \left(\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \right) - \frac{q^3}{15l} = 0. \quad (8.42)$$

Величина l определяется из уравнения

$$l = \frac{0,1 \int_0^\infty |z| q dz}{\int_0^\infty q dz}. \quad (8.43)$$

Модель используется для прогноза температуры воды в северном полушарии.

В качестве исходной информации используются судовые наблюдения за температурой воды поверхностного слоя (1500 наблюдений в сутки) и в слое 500 м (150 профилей в сутки). В качестве граничных условий задаются: приток тепла от Солнца, турбулентный теплообмен с атмосферой, потери тепла на испарение, количество осадков, соленость, скорость ветра, по которой рассчитывается тангенциальное напряжение ветра.

Прогнозы термической структуры океана с заблаговременностью 24, 48 и 72 ч проверялись по материалам наблюдений за температурой воды поверхностного слоя. Максимальные коэффициенты корреляции, характеризующие связь между значениями температуры воды, полученными при анализе и прогнозе на 72 ч, составляют для района Тихого океана с большим количеством наблюдений 0,74, для полосы 20—50° с. ш. — 0,33, для района 165° в. д. — 170° з. д., 30—50° с. ш. — 0,66. Средние значения коэффициентов корреляции составляют соответственно 0,50, 0,26 и 0,46.

Глава 9

Краткосрочные прогнозы ледовых явлений

9.1. Общие положения

Краткосрочные прогнозы имеют большое значение для районов со значительной изменчивостью ледовых явлений. Например, прогнозы осенних ледовых явлений — появления льда и замерзания моря — важны в первую очередь для мелководных районов морей, где резкое понижение температуры воздуха в течение нескольких суток и даже часов может привести к появлению льда и замерзанию моря. В результате прекращается путина, закрываются бухты для малых рыболовных судов, прекращаются многие другие виды хозяйственной деятельности на морях.

За короткие промежутки времени может значительно меняться сплошность льда за счет дрейфа и перераспределения плавучих льдов под действием ветра и течений. Прогноз сжатий льда и разрежений необходим для обеспечения безопасности движения судов во льдах. Важный показатель для плавания во льдах — граница между чистой водой и льдом. Поэтому прогноз перемещения кромки льда — один из наиболее важных в ледовых прогнозах.

Взлом припая под действием динамических факторов может произойти в короткие сроки, и краткосрочный прогноз этого явления также необходим для обслуживания судоходства и отраслей, связанных с перевозкой грузов по припаю.

Следует отметить, что краткосрочные ледовые прогнозы уточняют долгосрочные прогнозы, поэтому к их точности предъявляются повышенные требования.

Важным вопросом, решение которого связано с прогнозами многих характеристик ледяного покрова, является разработка обобщенных показателей влияния льдов на судоходство.

Большая кратковременная изменчивость прогнозируемых явлений обусловила соответствующий подход к решению задачи их прогноза. Большинство методов прогноза связано с использованием метеорологического прогноза.

Время наступления осенних ледовых явлений — появления льда и замерзания моря — зависит от целого ряда причин: теплозапаса деятельного слоя, его толщины, стратификации вод, интенсивности охлаждения за счет испарения, турбулентного теплообмена с атмосферой и эффективного излучения, адвекции тепла течениями, приноса льда с соседних участков моря, волнения, колебания уровня моря и др.

Даты наступления весенних ледовых явлений — взлома припая, очищения моря — определяются толщиной льда, образовавшегося за зиму, макро- и микроструктурой льда, его загрязненностью,

высотой и плотностью снежного покрова на льду, суммой составляющих теплового баланса на поверхности льда, колебаниями уровня моря, адвекцией тепла течениями, выносом льда, действием приливных явлений и др. Большое влияние на процессы разрушения припая оказывают ветровые условия.

При прогнозе динамики льдов — дрейфа и перераспределения льдов — необходимо учитывать в первую очередь поле ветра или поле атмосферного давления, скорость подледных течений. Помимо учета динамических факторов, необходимо принимать во внимание и термические факторы — теплообмен с атмосферой и с водной средой. Учет этих факторов — сложная задача, так как необходимо рассматривать теплообмен между тремя средами — водой, льдом и воздухом. Известно, что составляющие теплового баланса меняются довольно сильно в зависимости от того, на границе каких сред они рассматриваются. На участках чистой воды велики испарение и турбулентный теплообмен с атмосферой. Испарение с поверхности льда и снега значительно меньше. Потоки лучистого тепла также зависят от свойств среды. Например, весной большую роль в тепловом балансе на границе лед — воздух играет процесс отражения солнечной радиации, в то время как на границе вода — воздух влияние его гораздо меньше. Трудную задачу представляет учет тепла, поглощаемого разводьями и затрачиваемого на таяние льдин с нижней и боковой поверхности. В динамике льдов важен учет взаимодействия льдин, которое оказывает существенное влияние на их перераспределение.

9.2. Прогнозы осенних ледовых явлений

Учет всех факторов, обуславливающих появление льда и замерзание моря, при составлении прогнозов даже с небольшой заблаговременностью практически невозможен. Поэтому чаще всего выделяют главные факторы и ограничиваются их учетом.

Прогнозы осенних ледовых фаз в мелководных прибрежных районах. Наиболее простой случай — прогноз появления льда в мелководном районе, где в период, предшествующий ледообразованию, перемешивание достигает дна, перенос тепла течениями незначителен, роль волнения и колебаний уровня невелика. Такие условия характерны для прибрежных районов, особенно закрытых бухт. Ледовые прогнозы для бухт, в которых находятся порты, представляют особый интерес для народного хозяйства, так как часто именно замерзание портов ограничивает сроки навигации.

Для прибрежных районов прогноз появления льда строится на учете теплозапаса моря (энтальпии) и интенсивности охлаждения моря. Многочисленными эмпирическими исследованиями показано, что в холодную часть года, в том числе и в период, предшествующий ледообразованию, потери тепла через поверхность

существенно зависят от температуры воздуха. Поэтому в прогностические уравнения в качестве аргумента вводится сумма отрицательных средних суточных температур воздуха (сумма градусо-дней мороза).

К таким методам краткосрочного прогноза появления льда в море может быть отнесен метод, разработанный Я. А. Тютневым. Он показал, что между суммой градусо-дней мороза $\sum (-t_a)$, необходимой для появления льда, и температурой поверхностного слоя моря в момент перехода температуры воздуха через 0° существует тесная связь. Чем выше $t_w^{(0)}$, тем больше должна быть сумма градусо-дней мороза, чтобы появился лед.

Существование этой связи подтверждено следующими эмпирическими зависимостями. Как было показано в главе 4, потери тепла через поверхность моря могут быть оценены по разности температур воды и воздуха:

$$\sum (-Q) = a(t_w - t_a). \quad (9.1)$$

В этом выражении основную роль играет t_a , так как изменчивость t_w значительно меньше. Поэтому допустимо считать

$$\sum (-Q) = f[\sum (-t_a)]. \quad (9.2)$$

Изменение энтальпии моря с момента перехода температуры воздуха через 0° и до появления льда определяется из соотношения

$$Q_H = c_w \rho_w H (t_w^{(0)} - t_3), \quad (9.3)$$

где c_w и ρ_w — теплоемкость и плотность морской воды; H — глубина моря, t_3 — температура заморзания.

Если соленость морской воды в данном районе меняется мало, температуру заморзания можно принять постоянной. Тогда

$$Q_H = f(t_w^{(0)}) \quad (9.4)$$

для конкретного района с глубиной H .

Для районов с разными глубинами

$$Q_H = f(H t_w^{(0)}). \quad (9.5)$$

Температура воды станет равной температуре заморзания, если

$$\sum (-Q) = Q_H,$$

т. е.

$$\sum (-t_a) = f(H t_w^{(0)}). \quad (9.6)$$

На рис. 9.1 представлена графическая зависимость суммы градусо-дней мороза от энтальпии моря в момент перехода температуры воздуха через 0° , полученная Я. А. Тютневым для прибрежных районов Каспийского моря.

Пользуясь графическим (рис. 9.1) или аналитическим выражением связи (9.6), по величине $Ht_w^{(0)}$ определяется сумма градусо-дней мороза $\sum (-t_a)$, необходимая для появления льда, а по прогнозу температуры воздуха—дата, к которой накопится $\sum (-t_a)$.

Метод, разработанный Я. А. Тютневым, получил распространение на многих морях СССР. Но так как условия на них отличаются от тех, которые существуют в Каспийском море, то необходимы соответствующие региональные поправки и дополнения.

$\sum (-t_a)^\circ\text{C}$

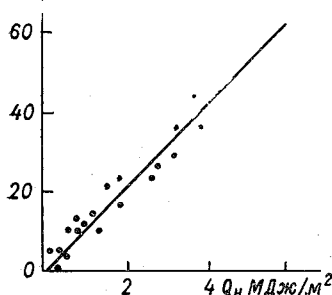


Рис. 9.1. Зависимость суммы градусо-дней мороза от энтальпии.

В одних районах следует учитывать тепловой сток рек и изменение солености (а следовательно, и температуры замерзания) в результате опреснения, в других—приток теплых вод из глубоководных районов моря, в третьих—влияние приливных явлений и т. д.

Например, на появление льда в Рижском заливе значительное влияние оказывают поступающие сюда воды Балтийского моря, стратификация вод в заливе, а также частые оттепели. Для этого района Я. А. Тютнев предложил следующую зависимость для определения $\sum (-t_a)$:

$$\sum (-t_a) = f(Ht_w^{(0)}), \quad \sum (+t_a), \quad \sum \Delta h, \quad (9.7)$$

где $\sum (+t_a)$ —сумма градусо-дней тепла, накопившаяся после устойчивого перехода температуры воздуха через 0° ; Δh —арифметическая сумма отклонений уровня моря от среднего значения за период от перехода температуры воздуха через 0° до момента появления льда.

Здесь за дату устойчивого перехода температуры воздуха через 0° принимается дата, начиная с которой сумма градусо-дней мороза, рассчитанная за период после первого понижения температуры воздуха ниже 0° , больше суммы градусо-дней тепла, рассчитанной за то же время.

Значение Δh служит косвенным показателем адвекции тепла течениями из Балтийского моря через Ирбенский пролив, поскольку между колебаниями уровня и течениями в прибрежных районах существует тесная связь.

Прогноз сроков замерзания моря является более сложной задачей, чем прогноз появления льда. Для ее решения необходимо знать количество тепла $Q_{л.о.}$, которое выделится при ледообразовании в случае замерзания:

$$Q_{л.о.} = \lambda m, \quad (9.8)$$

где λ — скрытая теплота ледообразования, m — масса льда.

Главная трудность заключается в определении массы льда при образовании сплошного ледяного покрова. Процесс замерзания протекает настолько сложно, что толщины льда на разных участках моря сильно отличаются друг от друга.

При процессе замерзания роль динамических факторов возрастает. Осенние штормовые ветры усиливают ветровое перемешивание, которое вместе с конвективным перемешиванием приводит к интенсивному теплообмену с нижними слоями. Кроме того, чисто механическое воздействие колебаний уровня моря, волнения, течений препятствует образованию сплошного ледяного покрова. Как правило, участки моря, покрытые льдом первичных форм, чередуются с участками чистой воды. При дальнейшем росте потерь тепла через поверхность моря происходит смерзание плавающего льда, увеличивается ширина заберегов и, наконец, наступает замерзание.

Если для исследуемых районов моря можно хотя бы приближенно установить, при каких средних величинах толщины льда образуется сплошной покров, то задача упрощается и сводится лишь к определению суммы градусо-дней мороза, необходимой для образования льда заданной толщины.

П. П. Никифоров на примере Таганрогского залива предложил рассчитывать сроки замерзания в зависимости от величины потерь тепла через поверхность моря за период от момента появления льда до момента замерзания и приращения толщины льда за тот же период. 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 моря. Приращение льда Δh рассчитывается как функция $\sum (-t_a)$:

$$\Delta h = k (-t_a), \quad (9.9)$$

где k — эмпирический коэффициент.

По материалам наблюдений определены средние толщины льда, при которых происходит полное замерзание Таганрогского залива. По формуле (9.8) прогноз даты замерзания составляется в соответствии с метеорологическим прогнозом температуры воздуха с учетом величины $\sum (-t_a)$.

При разработке метода прогноза замерзания Рижского залива в качестве основных факторов А. А. Пасторс принимал темпера-

туру воздуха и скорость ветра. Причем оказалось, что на процесс ледообразования существенное влияние оказывает ветер со скоростью более 5 м/с. Формула для прогноза даты замерзания имеет вид

$$n = a \sum W - b\bar{t}_a - c, \quad (9.10)$$

где n — количество дней между устойчивым появлением льда и замерзанием; $\sum W$ — сумма скоростей ветра, превышающих 5 м/с, за 5 дней от момента появления устойчивого льда до момента, предшествующего замерзанию; $\bar{t}_a$ — средняя за рассматриваемый период температура воздуха.

Прогнозы появления льда в стратифицированном море. При прогнозировании появления льда в глубоководных районах моря, где воды стратифицированы, необходимо знать глубину конвекции к началу ледообразования, названную Н. Н. Зубовым *критической глубиной вертикальной зимней циркуляции*.

Количество тепла, которое море должно отдать атмосфере, чтобы температура поверхностного слоя понизилась до температуры замерзания, Н. Н. Зубов назвал показателем замерзания:

$$Q_{t_3} = c_w \rho_w H_{t_3} (t_m - t_3), \quad (9.11)$$

где c_w — теплоемкость морской воды; ρ_w — плотность воды; H_{t_3} — критическая глубина вертикальной зимней циркуляции; t_m — средняя температура перемешанного слоя; t_3 — температура замерзания.

При отсутствии глубоководных наблюдений иногда для характеристики энthalпии используют температуру поверхностного слоя моря. Однако к этому приему следует относиться с некоторой осторожностью. Так, 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 объясняется тем, что обычно более высокие температуры поверхностного слоя моря наблюдаются при малой толщине этого слоя и больших вертикальных градиентах температуры в приповерхностном слое. При таких условиях осенью происходит быстрое охлаждение верхнего слоя и наблюдается раннее появление льда.

Н. Н. Зубов и Н. А. Белинский разработали схемы расчета появления льда в стратифицированном море.

Пример. Расчет изменения энthalпии с учетом конвективного перемешивания приведен в табл. 9.1.

В период, предшествующий появлению льда, проводят глубоководные наблюдения за t_w и S , которые принимаются за начальные условия. По начальным значениям температуры и солёности рассчитывается условный удельный объем V_1 и находится температура замерзания t_{i3} , соответствующая значениям солёности на каждом горизонте. Затем находятся средние значения температуры $\bar{t}$

Таблица 9.1

Расчет изменения энтальпии

Горизонт, м	w	S	V_1	t_{13}	$\bar{t}$	$\bar{S}$
0	8,05	28,70	78,43	-1,39		
5	7,60	29,40	77,09	-1,79	7,82	29,05
10	7,15	30,10	77,03	-1,63	7,38	29,72
15	6,35	31,65	75,94	-1,72	6,75	30,88
20	5,90	31,90	75,41	-1,73	6,12	31,78
25	5,10	32,80	74,55	-1,79	5,50	32,35
30	1,75	34,10	73,44	-1,86	3,42	33,45
35	0,26	35,40	72,35	-1,93	1,00	34,75
40	0,04	35,60	72,19	-1,94	0,15	34,85
45	0,01	35,60	72,19	-1,94	0,02	35,60
50	0,00	35,80	72,03	-1,96	0,00	35,70
60	-0,45	36,90	71,94	-1,95	-0,22	35,85
70	-0,50	36,00	71,86	-1,97	-0,48	35,95

Горизонт, м	$t_{\text{пер}}$	$S_{\text{пер}}$	t_{23}	V_2	t_p	$t_{\text{ср}} - t_p$
0					-1,68	9,73
5	7,82	29,05	-1,59	72,22	-1,68	9,28
10	7,60	29,39	-1,58	77,02	-1,68	8,83
15	7,31	29,88	-1,62	76,46	-1,68	8,03
20	7,01	30,35	-1,65	76,09	-1,68	7,58
25	6,71	30,75	-1,67	75,68	-1,68	6,78
30	6,16	31,20	-1,70	75,66	1,75	0,00
35	5,43	31,71	-1,73	74,90	0,26	0,00
40	4,77	32,10	-1,75	74,88	0,04	0,00
45	4,22	32,49	-1,77	74,52	0,01	0,00
50	3,82	32,81	-1,79	74,12	0,00	0,00
60	3,60	33,31	-1,80	74,10	-0,45	0,00
70	2,37	33,40	-1,82	74,09	-0,50	0,00

и солёности $\bar{S}$ для каждого слоя, ограниченного горизонтами H . Далее определяются средневзвешенные значения температуры $t_{\text{пер}}$ и солёности $S_{\text{пер}}$, температура замерзания t_{23} , соответствующая значениям $S_{\text{пер}}$, и условный удельный объем V_2 , вычисленный по $S_{\text{пер}}$ и t_{23} .

Из сравнения распределения начальных значений условного удельного объема V_1 и значений V_2 видно, что если температура поверхностного слоя понизится до температуры замерзания, то перемешивание за счет конвекции достигнет глубины 25 м и распределение температуры воды по вертикали будет t_p .

Для определения изменения энтальпии необходимо найти разность между начальной температурой воды t_w и распределением температуры воды t_p .

Изменение энтальпии, которое приведет к появлению льда, рассчитывают по формуле

$$Q_H = c_w \rho_w H (t_w - t_3), \quad (9.12)$$

где t_w — средняя температура слоя перемешивания толщиной H ; t_z — температура замерзающего слоя H .

Чтобы узнать, к какому времени израсходуется энтальпия и появится лед, необходимо рассчитать потери тепла морем и определить момент, когда они станут равными энтальпии. Для этого, используя данные прогноза погоды, по приведенным в главе 4 формулам рассчитывается за каждый день количество тепла, которое будет отдано морем. Если исходные глубоководные данные были получены не в момент составления прогноза, а ранее, то предварительно по фактическим данным рассчитывается количество тепла, которое море потеряло за этот период. Уравнение для определения сроков появления льда в открытом море, основанное на расчетах изменения энтальпии, в общем виде записывается

$$Q_H + \sum (-Q) + \sum (-q_1) + \sum (-q_2) + \dots + \sum (-q_n) = 0, \quad (9.13)$$

где Q_H — запас тепла в начальный момент; $\sum (-Q)$ — потери тепла морем с момента производства глубоководных наблюдений до момента составления прогноза; $\sum (-q_1)$, $\sum (-q_2)$,, $\sum (-q_n)$ — потери тепла за каждые сутки с момента составления прогноза до момента появления льда.

Рассмотренный способ дает наилучшие результаты в тех случаях, когда адвекция тепла и солей течениями незначительная и глубина конвективного перемешивания превышает глубину ветрового перемешивания. Для учета влияния течений необходимо проводить специальные наблюдения над течениями или располагать надежными расчетными схемами.

В осенний период происходит усиление штормовой деятельности над морями, и в некоторых случаях глубина распространения ветрового перемешивания может превосходить глубину конвективного перемешивания. Поэтому необходимо параллельно с расчетами глубины конвективного перемешивания вести расчеты глубины ветрового перемешивания.

При расчетах необходимо также принимать во внимание возможность выхода с глубин вод с положительными температурами. В этом случае сроки появления льда сдвигаются на более позднее время.

9.3. Прогнозы динамики льдов

Прогноз положения кромки льда. При краткосрочном прогнозе положения кромки льда так же, как и прогнозе дат ледовых явлений из нескольких факторов выбирают главные. Для мелководных районов прогноз положения кромки льда в осенне-зимний период основан на учете потерь тепла через поверхность моря.

Метод прогноза положения кромки льда в северной части Каспийского моря, разработанный О. И. Шереметевской, основан на определении положения в море изотермы, соответствующей температуре замерзания воды. Изменения температуры воды от суток к суткам определяются в зависимости от интенсивности потерь тепла:

$$\Delta t_w = \sum (-Q)/(c_p H), \quad (9.14)$$

где $\sum (-Q)$ — потери тепла за сутки; H — глубина перемешивания.

В осенний период в мелководных районах Каспийского моря волновое перемешивание достигает дна, поэтому глубина перемешивания принимается равной глубине места. Расчеты ведутся последовательно от суток к суткам до тех пор, пока температура воды не станет равной температуре замерзания. Потери тепла морем рассчитываются по разности температур воды и воздуха. Расчет ведется по схеме

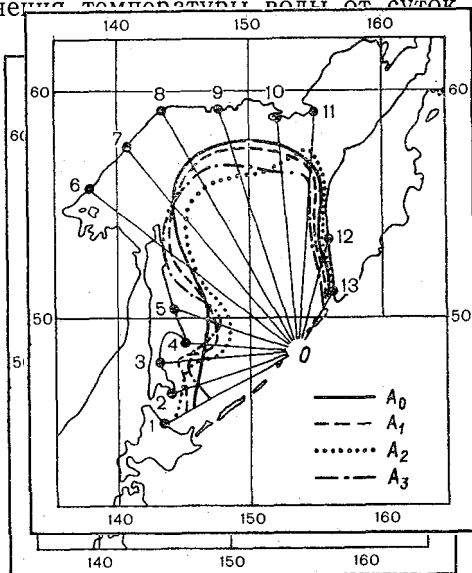


Рис. 9.2. Аналитическое представление кромки льда.

$$t_{\text{нач}} - \Delta t_1 - \Delta t_2 - \dots - \Delta t_n = t_3, \quad (9.15)$$

где $t_{\text{нач}}$ — начальное значение температуры воды; $\Delta t_1, \Delta t_2, \dots, \Delta t_n$ — изменения температуры воды за 1-е, 2-е, ..., n -е сутки; t_3 — температура замерзания.

Значения t_3 , полученные в узлах расчетной сетки, дают возможность определить положение изотермы, соответствующей температуре замерзания, а следовательно, и положение кромки льда. Для того чтобы от расчета перейти к прогнозу, необходим прогноз температуры воздуха.

Если метод для Каспийского моря основан на учете локальных факторов, то метод прогноза для Охотского моря, разработанный В. Н. Яковлевым, предусматривает учет атмосферных процессов на больших пространствах. Изменение ледовитости и перемещение кромки льда в море обусловлены потерями тепла через поверхность моря, ветровыми условиями, влиянием течений. Для оценки теплообмена моря с атмосферой и учета влияния течений используются поля давления и температуры воздуха над морем.

представленные аналитически в виде рядов Чебышева. Коэффициенты ряда используются в качестве аргументов в прогнозе положения среднедекадных кромок льда (рис. 9.2).

Для получения количественной оценки суровости зимы термические показатели суммируют, начиная с первой декады декабря. Градиентные течения учитываются за период с начала установления зимнего муссона (с первой декады декабря). Дрейф льда определяется ветровыми условиями за период расчета положения кромок льда (или за период, непосредственно предшествующий расчетному).

Поля атмосферного давления, температуры воды и кривые, соответствующие положению кромки льда, выражались аналитически в виде рядов по полиномам Чебышева.

Прогноз первых коэффициентов разложения $A_0^L - A_6^L$ представляет самостоятельный интерес: каждый из них характеризует важные особенности распределения льда. Коэффициент A_0^L характеризует, например, общий запас льда в море.

Уравнения для прогноза коэффициентов разложения, характеризующих положение границы льда, имеют вид:

$$A_0^L = f_1\left(\sum A_{ij_{n-1}}^p; \sum A_{ij_{n-1}}^t; A_0^L_{n-1}\right);$$

$$A_{l_n}^L = f_2\left(\sum A_{ij_{n-1}}^P; \sum A_{ij_{n-1}}^t; A_{l_{n-1}}^L\right);$$

$$A_{6_n}^L = f_7(A_{ij_{n-1}}^P; \sum A_{ij_{n-1}}^t; A_{6_{n-1}}^L), \quad (9.16)$$

производился для типовых циклонических систем. Особенность использованной типизации заключается в том, что осреднение барических систем производилось не в географических координатах, а относительно центров циклонических систем. Критерием при типизации служили давление в центре циклона, барический градиент и число изобар в циклоне. Для каждого типа циклонов вычислялись статистические характеристики: скорость и направление движения, повторяемость определенных значений скорости, продолжительность пребывания циклона в разных районах и др. Эти характеристики позволяют вычислить изменение гидрологических элементов. По ветровым полям различных типов циклонов по уравнению для расчета дрейфа льда рассчитываются векторы дрейфа льда.

Численная модель ветрового дрейфа льда в Каспийском море. Лед, образовавшийся в северной части Каспийского моря, под действием ветра и течений дрейфует в южном направлении. Наиболее интенсивный дрейф наблюдается вдоль западного побережья, где лед в виде узкой полосы (шириной 15—40 км) проникает далеко на юг. Прогноз этого явления важен для народного хозяйства, так как дрейфующий лед представляет угрозу для ряда его отраслей.

Е. С. Каракаш показала большую роль меридиональных воздушных переносов в дрейфе льдов на юг. Ею разработан физико-статистический метод прогноза положения кромки льда, в котором в качестве аргументов использованы коэффициенты разложения поля атмосферного давления по полиномам Чебышева, характеризующие направление и интенсивность меридионального переноса (A_{10}, A_{20}).

Численная модель ветрового дрейфа льда в Каспийском море была разработана С. Н. Овсиенко. Для описания нестационарного ветрового дрейфа им предложена замкнутая система, включающая уравнение сохранения массы льда, уравнения движения и определяющее соотношение.

При условии, что лед занимает часть площади $\Omega(t, x)$ области $Z(x)$, уравнения записываются

$$\partial s / \partial t + \partial (su) / \partial x + \partial (sv) / \partial y = 0; \quad (9.18)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - fv = \frac{1}{\rho h s} (\tau_x^a + \tau_x^w) - \frac{1}{\rho h s} \frac{\partial P}{\partial x}; \quad (9.19)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + fu = \frac{1}{\rho h s} (\tau_y^a + \tau_y^w) - \frac{1}{\rho h s} \frac{\partial P}{\partial y}; \quad (9.20)$$

$$P = P_0 (s/s_0)^{\alpha} \theta(ds/dt), \quad (9.21)$$

где u, v — компоненты скорости дрейфа льда; ρ — плотность льда; h — толщина льда ($h = \text{const}$); s — функция сплоченности (s_0 соответствует плотной упаковке льдин); f — параметр Кориолиса; P — давление; $\tau_x^a, \tau_y^a, \tau_x^w, \tau_y^w$ — компоненты касательного напря-

жения на границе раздела соответственно лед—атмосфера и лед—вода, $\kappa = \text{const}$;

$$\theta = \frac{ds}{dt} = \begin{cases} 1 & \text{при } ds/dt > 0; \\ 0 & \text{при } ds/dt \leq 0. \end{cases} \quad (9.22)$$

Касательные напряжения заданы выражениями

$$\tau_x^a = s\gamma^2 U_x |U|; \quad (9.23)$$

$$\tau_y^a = s\gamma^2 U_y |U|; \quad (9.24)$$

$$\tau_x^w = ks(v - u); \quad (9.25)$$

$$\tau_y^w = -ks(v + u); \quad (9.26)$$

где U — скорость приводного ветра; $\gamma = \text{const}$;

$$k = \rho_w \sqrt{f A_z / 2}, \quad (9.27)$$

ρ_w — плотность воды; A_z — коэффициент вертикальной турбулентной вязкости.

Задача решается для ледяного массива, на свободной границе которого $s(t, x)$ давление отсутствует;

$$s(t); \quad P = 0;$$

а также задается кинематическое условие

$$s(t); \quad \partial R / \partial t + (u, \nabla R) = 0, \quad (9.28)$$

где $R(t, x)$ — уравнение свободной границы.

На границе $\Gamma(t, x)$, соприкасающейся с берегом, задано условие

$$\Gamma(t): \begin{cases} u_n = 0 & \text{при } P > 0; \\ \partial R / \partial t + (u, \nabla R) = 0 & \text{при } P = 0. \end{cases} \quad (9.29)$$

Начальные условия заданы в виде

$$\Omega(0, x) = \Omega_0(x); \quad u(0, x) = 0; \quad s(0, x) = s_0(x); \\ x \in \Omega_0(x). \quad (9.30)$$

Задача состоит в том, чтобы найти область $\Omega(t, x)$ и функции $u(t, x)$, $P(t, x)$, $s(t, x)$, которые удовлетворяют уравнениям (9.18) — (9.30) при $t \geq 0$.

Для численного решения задачи С. Н. Овсиенко использовал метод частиц в ячейках, предложенный Харлоу. Область $Z(x)$ разбивается на прямоугольные ячейки, которые в процессе решения задачи остаются неподвижными. Рассматривается набор частиц, моделирующих собой элементы жидкости, перемещающиеся через неподвижную сетку ячеек.

Эта модель применялась для расчета дрейфа льда в Каспийском море и на некоторых других морях. Для расчета дрейфа льда вдоль западного берега Каспийского моря использовалась сетка с квадратными ячейками в основной части области (со стороны 30 км). Размер и форма граничных ячеек брались переменными.

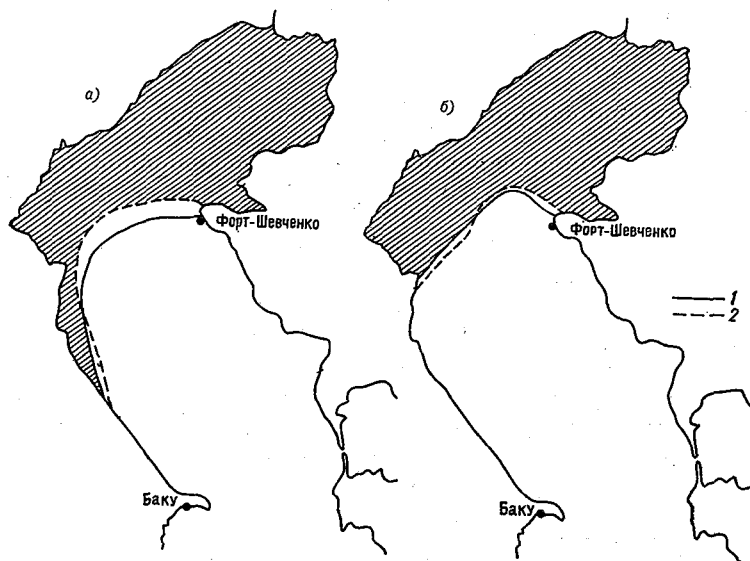


Рис. 9.3. Положение кромки льда в Каспийском море в феврале (а) и марте (б) 1964 г.

1 — фактическая кромка; 2 — рассчитанная кромка.

Плотной упаковке льдин соответствовало 100 частиц в ячейке. Численные эксперименты показали, что данная модель позволяет описывать перемещение ледяного массива со свободной границей. На рис. 9.3 представлено фактическое и расчетное (через 15 дней) положение границы льда. Расчетная ширина полосы льдов оказалась завышенной. Это объясняется, по-видимому, тем, что в модели не учитываются термические факторы, воздействующие на лед. Для более точных расчетов необходима прогностическая модель, учитывающая как динамические, так и термические факторы.

Прогноз распределения льда в арктических морях. Методика краткосрочного прогноза распределения льда в арктических морях с заблаговременностью до 10 сут была разработана в ААНИИ А. Л. Соколовым и Ю. А. Горбуновым. Анализ ледовых условий в летний период показал, что изменения в распределении льдов происходят главным образом под влиянием ветра. Основываясь на этом, они выделили для конкретных районов типовые схемы атмосферных процессов, каждая из которых характеризуется

переносами определенных направлений. Для каждого из этих типов получены схемы дрейфа льда.

Эти схемы дают, однако, только общее представление о дрейфе льда. Для их детализации в конкретных районах уточнялись углы отклонения дрейфа от изобарического и значения ветровых коэффициентов. Особое внимание уделялось прибрежным районам, где существенное влияние на дрейф оказывают глубина моря и очертания берегов.

Учет влияния таяния и течений на состояние льда производился косвенно: фактические смещения в каждом из 8 румбов сопоставлялись с изобарическим дрейфом и определялись поправочные коэффициенты.

Составление прогноза по этой методике производится следующим образом.

В качестве исходной информации используют прогнозы погоды на 8—10 суток и карту фактического распределения льда в день составления прогноза. По прогностической карте распределения атмосферного давления определяет тип процесса. Затем подбирают соответствующую этому типу схему дрейфа льда, и по ней определяют преобладающее направление движения льда и возможные изменения его границ. Сравнивая карту фактической ледовой обстановки с набором ледовых карт данного типа, подбирают наиболее близкий аналог. По аналогу определяют детали возможного изменения в распространении льдов, которые наиболее вероятны при данной фактической ледовой обстановке.

По прогностической карте распределения атмосферного давления рассчитывают дрейф льда в узлах расчетной сетки с учетом соответствующих поправок. Затем по исходной карте ледовой обстановки определяют положение границ массивов и кромок льда и выбирают соответствующие схемы преобладающего направления смещения кромок льда и границ при определенном направлении изобарического дрейфа. По этим схемам определяют направление смещения границ массивов и кромок льда, находят поправочный коэффициент к значению изобарического смещения границ льда, а по нему рассчитывают смещение границ.

Таким образом, краткосрочный прогноз распределения льда основан на учете ветровых условий с использованием типизации, аналогов и косвенного учета влияния термических факторов.

При расчете дрейфа льда важным является определение ветрового коэффициента, выявление зависимости этого коэффициента от характеристик ледяного покрова. Известно, что ветровой коэффициент и угол отклонения дрейфа льда от изобары зависят от сплоченности льда. С увеличением сплоченности значение ветрового коэффициента меняется неоднозначно. Максимальные значения ветрового коэффициента (k) и угла отклонения дрейфа льда от вектора ветра (α), как показала А. Я. Николаева, характерны для льда сплоченностью 4—6 баллов. Средние ветровые коэффи-

циенты при сплоченности 4—6 баллов больше, чем при сплоченности 1—3 и 7—10 баллов, соответственно в 1,24 и 1,65 раза (табл. 9.2).

Таблица 9.2

Средние отношения k и α при различной сплоченности льда

Отношение параметров	Отношение сплоченности льда разных градаций, баллы				
	$\frac{4-6}{1-3}$	$\frac{4-6}{7-10}$	$\frac{4-6}{1-10}$	$\frac{1-3}{7-10}$	$\frac{1-3}{1-10}$
k	1,24	1,65	1,40	1,32	1,12
α	1,28	1,44	1,35	1,12	1,05

9.4. Прогнозы весенних ледовых явлений

Сроки разрушения ледяного покрова и очищения моря ото льда зависят от его состояния к началу таяния, от высоты снега на льду, метеорологических условий и динамических факторов. Наиболее важными из них являются: толщина льда, снега и тепловой баланс на поверхности льда, складывающийся из поглощенной солнечной радиации, эффективного излучения, турбулентного теплообмена с атмосферой, потерь тепла на испарение. Из многочисленных наблюдений известно, что толщина льда значительно изменяется по площади и при ограниченном числе измерений трудно получить правильную среднюю толщину льда. При отсутствии достаточного количества измерений о средней толщине льда судят по сумме отрицательных температур воздуха с начала ледообразования.

Е. М. Саускан при разработке метода прогноза вскрытия и очищения моря от льда для определения толщины льда использовала уравнение

$$\sum (-t_a) = 18 \Delta h, \quad (9.31)$$

где $\sum (-t_a)$ — сумма градусо-дней мороза; h — толщина льда.

При составлении прогнозов весенних ледовых явлений необходимо установить момент, когда лед достигает максимальной толщины и начнется его таяние. Е. М. Сускан за начало таяния льда принимает момент устойчивого перехода температуры воздуха через 0° в 13 ч. За устойчивый переход через 0° принимается момент, после которого не было значительных похолоданий и сумма отрицательных температур в 13 ч каждого из таких похолоданий была меньше накопившейся к началу похолодания суммы положительных температур.

На рис. 9.4 приведена связь между датами достижения максимальных толщин льда и перехода температуры воздуха через 0° в 13 ч. Существование связи такого рода объясняется тем, что смена знака суммы потоков тепла через поверхность ледяного покрова с отрицательного на положительный происходит при положительных дневных температурах воздуха, даже если среднесуточные значения температуры еще остаются отрицательными. Дневные положительные температуры воздуха приводят к тому,

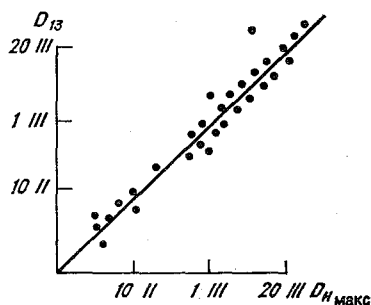


Рис. 9.4. Связь между датами перехода температуры воздуха через 0° в 13 ч (D_{13}) и датами максимальной толщины льда ($D_{H макс}$).

что поверхность льда становится рыхлой, углубления заполняются талой водой. Отрицательные ночные температуры приводят к образованию тонкой ледяной корки, которая создает так называемый парниковый эффект. Этот эффект заключается в том, что ледяная корка пропускает коротковолновую радиацию и не пропускает длинноволновую, иными словами, температура льда и температура воды подо льдом постепенно повышаются. Поэтому достаточно обоснованным можно считать, что момент перехода температуры воздуха через 0° в 13 ч совпадает с моментом достижения льдом максимальной толщины и начала таяния.

Сроки вскрытия и очищения моря ото льда в зависимости от толщины льда и времени начала ледотаяния можно определить с помощью прогностических связей.

$$\begin{aligned} D_{\text{вскр}} &= f_1(\sum (-t_a), D_{13}); \\ D_{\text{оч}} &= f_2(\sum (-t_a), D_{13}), \end{aligned} \quad (9.32)$$

где $D_{\text{вскр}}$ и $D_{\text{оч}}$ — даты вскрытия и очищения моря ото льда; $\sum (-t_a)$ — сумма градусо-дней мороза, отражающая максимальную толщину льда; D_{13} — дата перехода температуры воздуха в 13 ч через 0° весной.

Этот способ прогноза позволяет обойтись фактическими данными и не прибегать к использованию метеорологического прогноза. Такой подход дает удовлетворительный результат лишь в случае, когда метеорологические условия мало меняются от года к году и остаются близкими к средним условиям. В действитель

ности атмосферные процессы в разные годы развиваются по-разному. Соотношение между отдельными составляющими теплового баланса поверхности льда, от которого в значительной мере зависит интенсивность ледотаяния, меняется в больших пределах.

Для того чтобы оценить суммарный поток тепла, поступающий на поверхность льда, необходимо располагать прогнозом составляющих теплового баланса. Как уже отмечалось, такой прогноз в настоящее время дать невозможно. Учет тепловых факторов решается приближенным способом. Приток тепла на поверхность льда можно характеризовать приближенно суммой положительных среднесуточных температур воздуха (суммой градусо-дней тепла). Сопоставляя толщину стаявшего льда с суммой положительных температур воздуха с момента достижения льдом максимальной толщины до момента его исчезновения, Саускан получила уравнение

$$\Delta \sum (+t_a) = 1,4 \Delta h + c, \quad (9.33)$$

где $\sum (+t_a)$ — сумма положительных среднесуточных температур; h — толщина стаявшего льда; c — свободный член.

Зная сумму градусо-дней мороза за зиму, можно определить сумму градусо-дней тепла, необходимую для таяния льда. По прогнозу температуры воздуха можно затем установить дату очищения моря.

Несколько иной подход к прогнозу сроков весенних ледовых явлений применил П. П. Никифоров. Кузьминым и Никифоровым исследована связь между температурой воздуха и толщиной стаявшего льда. Температура воздуха t_a рассматривается ими как показатель суммы основных составляющих теплового баланса поверхности льда $\sum Q$

$$\sum Q = kt_a. \quad (9.34)$$

Если известно количество тепла, поступившего на поверхность льда, то толщину стаявшего льда можно рассчитывать по формуле:

$$\Delta h = \sum Q / (\lambda \rho) = kt_a / (\lambda \rho), \quad (9.35)$$

где λ — удельная теплота плавления; ρ — плотность льда.

Располагая прогнозом температуры воздуха, эту зависимость можно использовать для прогнозов стаивания льда сверху и дат вскрытия и очищения.

Рассмотренные методы дают наилучшие результаты в тех случаях, когда динамические факторы не играют существенной роли в разрушении льда. Однако сильные ветры, значительные колебания уровня, адвекция тепла течениями существенно влияют на наступление сроков ледовых явлений. Ветер и течения, например, в одних случаях выносят лед и приводят к раннему очищению

моря ото льда, в других — приносят лед и задерживают сроки очищения.

Особую трудность представляет прогноз сроков вскрытия. Помимо трудности учета влияния динамических факторов, нелегко оценить и количество тепла, необходимое для уменьшения толщины льда до критической, при которой произойдет вскрытие. Известно, что даже в одном и том же районе вскрытие в разные годы происходит при разных толщинах льда. Обнаружено, что чем толще лед к концу зимы, тем при большей толщине происходит и его вскрытие. Прямая связь между этими величинами, по видимому, объясняется тем, что при большей толщине льда процесс стаивания льда продолжается дольше; температура льда повышается во всей толще, и в какой-то момент она становится близкой к температуре таяния. При этом изменяется структура льда, в результате чего происходит его разрушение.

При прогнозировании вскрытия Рижского залива в качестве основных факторов А. А. Пасторс использует толщину льда, температуру воздуха, показатель интенсивности потепления (показатель интенсивности — частное от деления суммы положительных температур воздуха за период от перехода через 0° до момента вскрытия на число дней и скорость ветра). Пасторс построил графики для определения количества тепла, которое должно накопиться, чтобы произошло вскрытие залива (в виде сумм положительных температур), в зависимости от толщины льда и интенсивности потепления. Было установлено также, что, помимо тепловых процессов, на взлом припая существенное влияние оказывает ветер. Между толщиной льда и скоростью ветра, при которой лед взламывается, существует определенное соответствие.

Роль ветра в процессе разрушения припая в арктических морях показана Ю. В. Тарбеевым. При анализе ветровых и ледовых условий на полярных станциях им выявлено, что разрушению припая предшествует усиление ветра в течение предшествующих 8 дней. Причем разрушение припая чаще всего происходит при отжимных ветрах, которые вызывают в ледяном покрове напряжения на разрыв.

Взлом припая происходит при условии равенства между предельным сопротивлением льда и касательным напряжением ветра:

$$k\rho_a W_p^2 = \int_0^h \varepsilon_{\text{сопр}} dh, \quad (9.36)$$

где k — коэффициент трения между воздухом и льдом; ρ_a — плотность воздуха; W_p — скорость ветра, при которой происходит разрушение льда; $\varepsilon_{\text{сопр}}$ — предельное сопротивление столбика льда высотой 1 см; h — толщина льда в момент разрушения.

Зная толщину льда, можно определить, при какой скорости ветра может он разрушиться.

9.5. Учет влияния ледяного покрова на судоходство

На движение судов влияют многие характеристики ледяного покрова: толщина, сплоченность, прочность, торосистость, разрушенность, сжатие. Причем влияние каждой из перечисленных характеристик неодинаково для разных типов судов. Зависимость скорости их движения от разных факторов выражается сложными законами. Например, с увеличением толщины льда скорость движения судов уменьшается, причем связь эта нелинейна и зависит от сезона. При одной и той же толщине льда скорость летом почти вдвое выше, чем зимой.

Торосистость льда приводит к снижению скорости движения судна, влияние торосистости зависит от толщины льда; характер связи нелинейный.

Разрушенность льда приводит к увеличению скорости движения. Скорость движения ледокола в сплошных льдах увеличивается примерно на 20 % с увеличением разрушенности на 1 балл.

Совокупное влияние всех характеристик ледяного покрова на скорость движения судна зависит от их сочетания и роли каждой характеристики в конкретных условиях. Поэтому важно было найти показатель, выражающий зависимость условий плавания во льдах от свойств ледяного покрова.

Исследования, выполненные в ААНИИ П. А. Гордиенко, А. Я. Бузуевым, В. И. Смирновым и другими исследователями, позволили найти обобщенные показатели влияния льда на судоходство.

Один из таких показателей назван *мощностью льда*. Он учитывает толщину льда, его торосистость, разрушенность, прочность и сплоченность. Второй показатель, названный *коэффициентом трудности плавания* (k_T), представляет собой отношение затрат времени на прохождение пути во льдах к затратам на прохождение его по чистой воде. В развернутом виде этот коэффициент может быть получен из выражения

$$k_T = \frac{\sum T_{\text{л}}}{\sum T_{\text{ч. в}}} = \frac{S_{\text{пр}}/V_{\text{пр}} + S_{9-10}/V_{9-10} + \dots + S_{\text{ч. в}}/V_{\text{ч. в}}}{L_T/V_{\text{ч. в}}} =$$

$$= \frac{\bar{v}_{\text{ч. в}}}{L_T} \sum_{i=1}^n \frac{S_i}{V_i}; \quad (9.37)$$

здесь $S_{\text{пр}}$, S_{9-10} , ..., S_i — протяженность участков с относительно однородными ледовыми условиями (припай, дрейфующий лед сплоченностью 9—10 баллов и т. д.); $V_{\text{пр}}$, V_{9-10} , ..., V_i — техническая ледовая скорость движения судна на участках с однородным льдом; n — число таких участков; L_T — протяженность данного участка трассы в милях; $\sum T_{\text{л}}$ — суммарные затраты

времени на движение по этому участку трассы; $\sum T_{ч.в}$ — затраты времени на прохождение по чистой воде.

Чистая эксплуатационная скорость движения судна во льдах (без учета задержек в пути, вызванных организационными и техническими причинами) $V_{э.ч}$ определяется как

$$V_{э.ч} = \frac{Z_{\tau}}{\sum T_{л}} = L_{\tau} \sum \frac{V_i}{S_i}, \quad (9.38)$$

тогда
$$k_{\tau} = \frac{V_{ч.в}}{V_{э.ч}}. \quad (9.39)$$

Использование коэффициента k_{τ} удобно для определения сроков возможного начала и окончания навигации, типизации условий плавания, сопоставления трудности плавания по различным ледовым трассам, представления сезонного хода изменения сложности плавания во льдах. Коэффициент k_{τ} следует рассматривать для каждого вида плавания: автономное движение ледокола, проводка каравана судов определенных категорий и т. д. Поскольку k_{τ} зависит от параметров ледяного покрова, имеющих годовой ход, то значения k_{τ} также меняются от сезона к сезону. Использование k_{τ} в качестве обобщенной характеристики влияния ледяного покрова на судоходство удобно в практических расчетах и научных исследованиях.

Глава 10

Прогнозы стихийных гидрометеорологических явлений на морях и океанах

В данной главе излагаются методы прогноза цунами, тягуна и обледенения, так как методы прогнозов уровня моря, волнения, ледовых условий излагались в предшествующих главах.

10.1. Прогнозы цунами

Цунами — название волн, формирующихся в море под воздействием быстро протекающих крупномасштабных возмущений свободной поверхности. Цунами чаще всего возникают в результате подводных землетрясений силой более 6,5 балла (по шкале Рихтера) с эпицентрами на глубинах менее 50 км. Причиной возникновения цунами могут быть также обвалы, оползни и вулканические извержения. Установлено, что 90—95 % всех цунами на Тихом океане имеют сейсмическое происхождение. Крупные цунами, как правило, вызывают значительные разрушения вдоль побережий морей и океанов. Механизм их образования может быть раз-

личным, и в настоящее время, несмотря на большое количество работ, нет строгой теории, позволяющей адекватно описать механизмы возникновения, распространения и затухания волн цунами.

Научное исследование цунами начато в конце XIX в. Первые специальные работы были поставлены в Японии после катастрофического цунами в Санрику в 1923 г., в США после Алеутского цунами 1946 г., в СССР после Камчатского цунами 1952 г.

Основной причиной возникновения цунами считают тектонические землетрясения, связанные с внезапным перемещением огромных масс земной толщи. В результате резких поднятий и опусканий океанического ложа, охватывающих значительные по площади участки дна океана, в водной среде создаются почти мгновенные изменения объема и давления (волны сжатия и разряжения), которые, распространяясь в водной толще, создают на поверхности длинные волны. Причем из очага землетрясения волны цунами распространяются радиально симметрично (по окружности) во все стороны. Однако энергия волн распределяется неравномерно. Большая часть этой энергии сконцентрирована вдоль нормали к линии разломов земной коры. Скорость волн цунами зависит от глубины. Поэтому она изменяется при прохождении волны над участками океана с различными глубинами. В глубоководных районах она может достигать 500—1000 км/ч. Расстояние между последовательными гребнями волн при этом может достигать 500—700 км. Высота волн в очаге формирования не превышает 0,5—1 м, поэтому в открытом океане они незаметны. Однако, как только эти волны приближаются к берегу, высота их быстро растет. У побережья при выходе волн с больших глубин на мелководье часть энергии волн переходит в потенциальную, в результате чего сильно возрастает их высота и крутизна переднего склона. Затем происходит разрушение волн с последующим скатыванием огромных масс воды обратно в океан.

Явление цунами — это серия гравитационных волн, распространяющихся на большие расстояния с незначительной потерей энергии. Период этих волн лежит в диапазоне от 10 до 45 мин. Колесания обычно наблюдаются в течение нескольких часов, а иногда и нескольких дней.

Наибольшие по высоте цунами наблюдаются на сравнительно небольших участках побережья в узких бухтах и заливах, имеющих суживающуюся к вершине форму. Наиболее опустошительным было цунами 4—5 ноября 1952 г., принесшее значительный ущерб г. Северокурильску и прибрежным пунктам на 600-километровом участке побережья от мыса Шипунского до о. Шикотан.

Для тихоокеанского побережья СССР главную опасность представляют цунами от сейсмических очагов под континентальным склоном глубоководной Курило-Камчатской впадины. Для этих цунами время добегания до ближайшего берега составляет всего 20—30 мин.

В настоящее время не существует надежных методов прогноза возникновения цунами. Обычно, когда говорят о прогнозе цунами, имеют в виду лишь предупреждение об уже возникшем цунами, приближающемся к тому или иному участку побережья.

Меры защиты от цунами сводятся к выносу из затопляемой полосы строений; инженерным мерам защиты отдельных населенных пунктов и сооружений и, наконец, к организации служб предупреждения о приближении цунами к побережью. Такие службы были созданы в США (1946—1949 гг.), Японии (1952—1957 гг.) и СССР (1952—1959 гг.). Основой этих служб являются сейсмические станции, персонал которых объявляет тревогу об угрозе цунами.

Чтобы система предупреждения цунами была эффективной, она должна быть способной в течение нескольких минут определить все необходимые параметры землетрясения (положение эпицентра, время, магнитуду, глубину фокуса, расстояние от источника до побережья, цунамигенность) и цунами.

Для определения цунамигенности землетрясения используются специальные карты-схемы, на которых выделены сейсмически активные центры Курило-Камчатского региона и участки побережья, подверженные воздействию цунами. Такие карты-схемы имеют важное значение не только для разработки прогноза цунами, но и для рационального размещения и строительства прибрежных сооружений.

Если установлено, что землетрясение цунамигенно, приступают к расчету параметров самого цунами (время прибытия волн в пункты побережья, их магнитуда и высота). Для этой цели используются специально построенные карты времени распространения цунами от эпицентра землетрясения до пункта побережья с учетом рефракции. Для построения этих карт применяются методы, основанные на теории распространения длинных волн в океане с изменяющимися глубинами. Расстояние от эпицентра до пункта прогноза разбивается на равные отрезки, на которых производится осреднение глубин. Расчет времени распространения цунами через заданный отрезок производится по формуле

$$\tau = S/C, \quad (10.1)$$

где S — длина отрезка, на котором глубина моря принимается неизменной; C — скорость распространения волны. На глубокой воде для ее расчета используется формула Лагранжа—Эри

$$C = \sqrt{gH} \quad (10.2)$$

(где g — ускорение свободного падения тела; H — глубина моря), на мелководье — формула Скотта—Рассела

$$C = \sqrt{g(H \pm h)}, \quad (10.3)$$

где h — высота волны.

Общее время пробега волны получается путем сложения времен, полученных для каждого отрезка.

Учет рефракции волн на мелководье рассчитывается в соответствии с рекомендациями, вытекающими из теории В. В. Шулейкина.

Карты распространения цунами строятся для различных положений эпицентров землетрясений. Они показывают, что если волна распространяется над впадиной, то наблюдается расходимость волновых лучей, если же она проходит над возвышенностью, волновые лучи сходятся, а высота волны увеличивается.

Расчет высоты цунами на побережье можно произвести по методу Л. Н. Иконниковой. Для этого необходимо знать высоту волны в очаге землетрясения, которая затем служит исходной величиной для определения ее параметров при выходе на мелководье. Расчет высоты для открытых побережий производится по формуле И. С. Бровикова, имеющей вид

$$\frac{1}{h} = \operatorname{ctg} \alpha \left\{ \frac{16\gamma_1}{5\pi^3} \left[\frac{1}{H} - \frac{\sqrt[3]{H}}{H_0 \sqrt{H_0}} \right] + \frac{2\gamma_2}{3 \sqrt{gT}} \left[\frac{1}{\sqrt{H}} - \frac{\sqrt[4]{H}}{\sqrt[4]{H_0^3}} \right] \right\} + \frac{1}{h_0} \sqrt[4]{\frac{H}{H_0}}, \quad (10.4)$$

где H_0 — глубина океана в начале расчетного отрезка; H — глубина океана в конце отрезка; h_0 — начальная высота волны; h — конечная высота волны; T — период волны; γ_1 — коэффициент трения; γ_2 — коэффициент деформации; α — угол наклона дна к линии горизонта; g — ускорение свободного падения тела.

Для расчета высоты волн цунами в бухтах любой формы используется эмпирическая зависимость

$$h_0/\bar{h} = 0,6 (b_0/b)^{0,7}, \quad (10.5)$$

где $h_0/\bar{h}$ — отношение искомой высоты цунами к средней высоте ее у входа в бухту; b_0/b — отношение поперечного сечения у входа в бухту к поперечному сечению бухты в заданном районе (определяется по батиметрическим картам). Средняя высота цунами рассчитывается по формуле (10.4).

Применяемый в настоящее время сейсмический метод в службах предупреждения цунами имеет пока еще недостаточную оправдываемость и нередко приводит к ложным тревогам. Поэтому проводятся активные работы по внедрению гидрофизического метода прогноза цунами, который должен дополнить метод сейсмический. Он заключается в регистрации цунами с помощью донной гидрофизической установки, размещаемой на краю шельфа и соединенной кабелем с береговой цунамистанцией.

10.2. Прогнозы тягуна

Тягун — опасное и пока малоизученное явление природы — наблюдается во многих портах мира, в том числе и портах СССР: в Батуми, Туапсе, Корсакове, Холмске и др. Тягун выражается в своеобразных колебаниях уровня, при которых суда, пришвартованные у причала или стоящие на якоре, начинают совершать возвратно-поступательные движения при сильной качке беспорядочного характера. При этом может произойти обрыв швартовых, навал и столкновение судов, посадка их на мель, повреждение корпуса судна и причалов. В таких условиях погрузочно-разгрузочные работы прекращаются. Суда отводят от причалов на внешний рейд.

Тягун, как и другие опасные гидрометеорологические явления, нельзя предотвратить. Однако ущерб, причиняемый им, можно свести к минимуму, если заблаговременно предсказать это явление. Изучение тягуна ведется давно, но до сих пор не создано единой физической теории, объясняющей причины и механизм этого явления. Одни исследователи считают, что такой причиной являются ветровые волны, заходящие в порт, и флуктуации ветра. Другие видят ее в двойном резонансе, т. е. в совпадении собственных колебаний воды в бассейне порта и колебаний пришвартованных судов, вызванных длиннопериодными волнами.

Одна из наиболее вероятных гипотез (С. С. Стрекалов, Б. А. Дугинов) предполагает, что при совпадении центра тяжести судна с узлом стоячих колебаний массы воды в бассейне порта на судно периодически действуют знакопеременные сильные течения. Под воздействием этих течений судно начинает двигаться параллельно причалу, когда узловая линия перпендикулярна к нему. Если эта линия располагается под углом к причалу, судно описывает более сложные движения. С. С. Стрекалов и Б. А. Дугинов предложили метод расчета параметров длинноволновых колебаний в порту. Расчет выполняется в два этапа. На первом из них определяются высота и период длинноволновых колебаний, возникающих в открытом море, по методу, разработанному Ю. М. Крыловым и др. (1976). Высота определяется по формуле

$$h_{дл} = 2\pi^2 h_1 h_2 / (gT_2^2), \quad (10.6)$$

а период — по формуле

$$T_{дл} = T_1 T_2 / (T_2 - T_1), \quad (10.7)$$

где h_1 — высота волн с частотой ω_1 ; h_2 — высота волн с частотой ω_2 ; T_1 — период волн, соответствующий частоте ω_1 , а T_2 — частоте ω_2 .

Для нерегулярных волн расчетные формулы имеют вид

$$\bar{h}_{\text{дл}} = 2\pi^{3/2} \bar{h}^2 / (g\bar{T}^2); \quad (10.8)$$

$$\bar{T}_{\text{дл}} = 10\bar{T}, \quad (10.9)$$

где $\bar{h}_{\text{дл}}$ — средняя высота длиннопериодных волн; $\bar{h}$ — средняя высота ветровых волн; $\bar{T}_{\text{дл}}$ — средний период длинной волны; $\bar{T}$ — средний период ветровых волн.

Для мелководных морей с горизонтальным дном формула (10.8) принимает вид

$$\bar{h}_{\text{дл}} = \frac{11\bar{h}^2}{g\bar{T}^2} f \left(\frac{H}{g\bar{T}^2} \right), \quad (10.10)$$

где H — глубина моря; f — редукиционная поправка, определяемая по табл. 10.1.

Таблица 10.1

Редукиционная поправка f								
$H/(g\bar{T}^2) \cdot 10^2 \dots 3$	4	5	6	7	8	9	10	11
$f(H/g\bar{T}^2) \dots 0$	0,30	0,55	0,69	0,80	0,90	0,97	0,99	1,00

Среднюю высоту колебания массы воды в бассейне порта $\bar{h}_{\text{п}}$ можно определить из уравнения

$$\bar{h}_{\text{п}} = R_{\text{н}} \bar{h}_{\text{дл}}, \quad (10.11)$$

где $R_{\text{н}}$ — коэффициент усиления исходных длиннопериодных колебаний, который определяется по графику (рис. 10.1) по отношению $R_{\text{н}}/R_r$, R_r — коэффициент резонансного усиления по отношению к резонансному периоду T_r и среднему периоду длиннопериодной волны $\bar{T}_{\text{дл}}$. При этом

$$T_r = \frac{2\pi}{K_r \sqrt{gH}}, \quad (10.12)$$

где K_r — резонансное волновое число.

Резонансное волновое число K_r и резонансный коэффициент усиления R_r для бассейна порта, имеющего очертания, близкие к прямоугольным, определяют по графику (рис. 10.2).

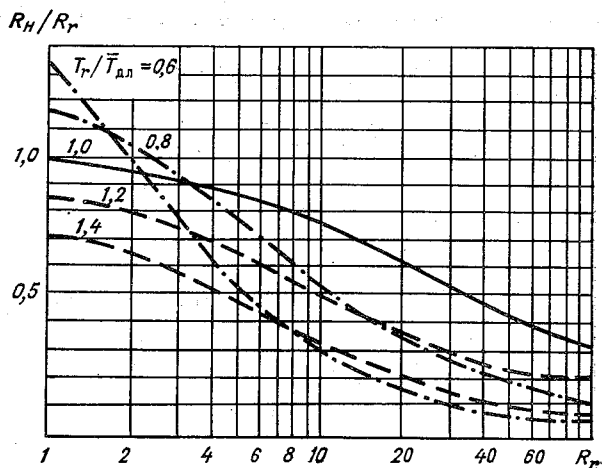


Рис. 10.1. Зависимость R_H/R_T от резонансного коэффициента усиления R_T при различных значениях отношения резонансного периода порта T_T к среднему периоду $\bar{T}_{дл}$.

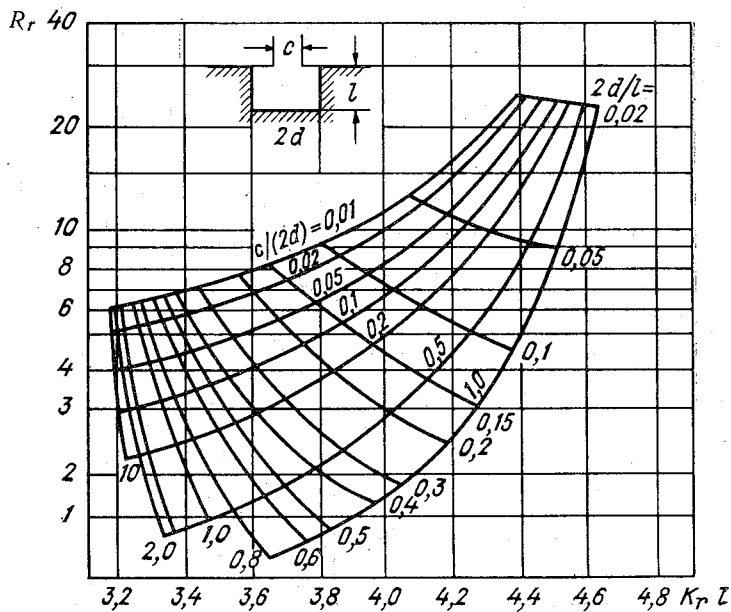


Рис. 10.2. Номограмма для определения резонансного коэффициента усиления R_T и резонансного волнового числа K_T .

Пример расчета параметров длиннопериодных волн для порта Батуми по вышеописанному методу. Размеры порта: длина $d=975$ м, ширина $l=250$ м, ширина входа в порт $c=300$ м, средняя глубина $H=10$ м, уклон дна $\alpha=0,02$ град/м. Синоптические условия: ветер северо-западный, $W=15$ м/с, длина разгона $D=600$ км.

Требуется определить среднюю высоту h_n и средний период T_n колебания массы воды в бассейне порта.

При заданных синоптических условиях на глубокой воде при подходе к порту Батуми средняя высота $\bar{h}$ и средний период $\bar{T}$ ветровых волн будут соответственно равны 4 м и 8 с.

По формулам (10.8) и (10.9) определяем среднюю высоту $\bar{h}_{дл}$ и период $\bar{T}_{дл}$ длиннопериодной волны перед входом в порт, которые равны соответственно 0,28 и 96. Далее по номограмме (рис. 10.2) определяем, что при $2d/l=7,8$ и $c/(2d)=0,15$ резонансный коэффициент усиления будет равен $R_r=2,6$, а произведение $K_r l=3,23$. Отсюда $K_r=0,013$. Тогда $T_r=49$ с.

Для определения средней высоты колебаний массы воды в порту $\bar{h}_n$ сначала по номограмме (рис. 10.1) определяем R_n . Зная, что $R_r=2,6$, а отношение $T_r/\bar{T}_{дл}=0,51$, определяем $R_n/R_r=0,88$. Отсюда $R_n=2,3$. По формуле (10.11) определяем $h_n=R_n \bar{h}_{дл}=0,48$ м. Средний период колебания массы воды в бассейне порта определяем из условия

$$T_n = T_r = 49 \text{ с.}$$

Синоптический способ прогноза тягуна (на примере порта Батуми). Установлено, что синоптические условия, при которых возникает тягун в порту Батуми, могут быть выражены двумя типами атмосферных процессов. Первый тип связан с выходом на акваторию Черного моря южных циклонов, а второй — с распространением ложбины глубокого циклона на Черное море, центр которого расположен над северо-восточными районами Европейской территории СССР (ЕТС). Эти атмосферные процессы формируют на Черном море соответствующие поля волн.

Анализ 203 случаев тягуна и предшествующих им синоптических ситуаций показал, что эти ситуации характеризуются перемещением циклона со Средиземного моря на северо-восток ЕТС; перемещением циклона с северо-запада на юго-восток ЕТС; прохождением ныряющего циклона с севера ЕТС на юг и юго-восток.

Для определения начала, интенсивности и продолжительности тягуна в порту необходимо определить по фактическим или прогностическим аэросиноптическим картам следующие величины:

а) ΔP — разность средних значений атмосферного давления между пунктами Одесса (P_1), Стамбул (P_2), Синоп (P_3), Батуми (P_4), Сухуми (P_5) и Тбилиси (P_6), т. е.

$$\Delta P = (P_1 + P_2 + P_3)/3 - (P_4 + P_5 + P_6)/3;$$

б) L_1 — расстояние от порта Батуми до оси ложбины циклона;

в) h_2 — расстояние между осями ложбины на картах АТ₇₀₀ и АТ₅₀₀, совпадающие с шириной зоны максимальных скоростей ветра;

г) G — барический градиент в гПа на 1° меридиана;

д) D — длина разгона.

Далее, по значениям ΔP и L_1 по рис. 10.3 определяем время возникновения умеренного тягуна в порту. Затем по значениям L_1 и L_2 и рис. 10.4 определяем время развития тягуна от умеренного до сильного. После чего по значению ΔP и табл. 10.2 определяем общую продолжительность тягуна в порту в зависимости от сохранения значения барического градиента в штормовой зоне. Интенсивность тягуна определяем по положению центра циклона.

Продолжительность тягуна (ч) в зависимости от барического градиента
(таблица составлена В. А. Митиной)

Сохранение среднего барического градиента ΔP	Средний барический градиент ΔP гПа			
	1—2	2—3	3—4	4—6
6—8	6—12	9—14	—	—
8—12	9—12	10—14	15—18	—
12—15	9—14	10—14	16—24	16—24
15—18	12—18	12—18	18—24	18—24
18—21	12—18	18—24	24—30	36—44
21—24	12—18	18—24	24—30	36—44
24—27	18—24	24—30	36—44	>48
27—30	—	24—30	>48	>48
>30	—	>48	>48	>48

При составлении прогноза тягуна в порту Батуми следует иметь в виду следующее:

1) при значительном градиенте атмосферного давления над Черным морем и вторжении холодных масс воздуха на Кавказское побережье, а также при условии, что атмосферное давление в Тбилиси выше, чем на черноморском побережье Грузии, направление ветра в районе Батуми переходит от западного на юго-западное, а в районе Поти—Сухуми от западного на юго-восточное, интенсивность тягуна ослабевает;

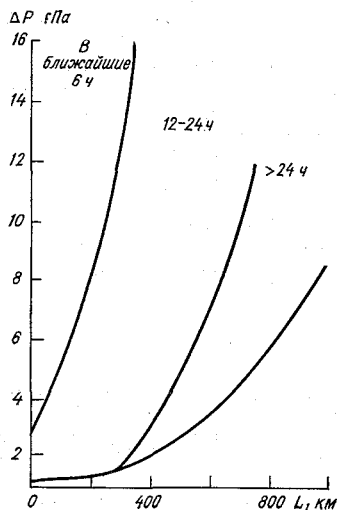


Рис. 10.3. График для определения времени возникновения умеренного тягуна в порту Батуми.

- 2) слабый северный или северо-западный ветер способствует быстрому развитию тягуна и повышает его интенсивность на 1 балл;
- 3) сильный или умеренный юго-западный или западный ветер благоприятствует возникновению тягуна в порту;
- 4) сильные юго-восточные, восточные или южные ветры способствуют ослаблению тягуна в порту и быстрому его прекращению;
- 5) слабый восточный ветер приводит к кратковременному усилению тягуна в порту (за счет отражения волн от причалов);
- 6) при оценке прогноза рекомендуется использовать шкалу интенсивности тягуна в порту Батуми.

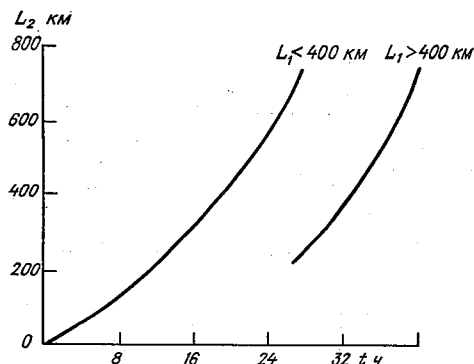


Рис. 10.4. График для определения продолжительности умеренного до сильного тягуна в порту Батуми.

10.3. Прогнозы обледенения судов

В высоких и умеренных широтах при отрицательных температурах воздуха и сильных ветрах, сопровождающихся волнением, происходит обледенение судов. Во время движения от ударов корпуса судна о волны образуются брызги, которые оседают на нем и замерзают. Одновременно с забрызгиванием судна может происходить также заливание палубы водой, часть которой остается на палубе и замерзает. При обледенении происходит отложение льда на бортах судна, палубе, такелаже, рангоуте, лобовых и боковых стенках надстроек. Распределение льда на различных частях судна при брызговом обледенении крайне неравномерно. Опасности обледенения в той или иной степени подвергаются суда почти всех типов, независимо от их размеров, водоизмещения и конструкции. Однако особую опасность представляет это явление для малотоннажных рыболовных судов с низким надводным бортом. Опасность обледенения этих судов состоит в том, что отложение льда происходит на высоких частях судна: вантах, мачтах, антеннах и др., в результате чего повышается центр тяжести судна и оно теряет остойчивость.

Различают три вида обледенения:

— обледенение при забрызгивании и заливании судна заборной водой в результате сильного ветра и волнения моря;

— обледенение при выпадении переохлажденных осадков — дождя, мороси или мокрого снега, а также частиц воды во время тумана или парения моря;

— смешанное обледенение, которое образуется при сочетании первого и второго видов обледенения.

Синоптический анализ свыше 3000 случаев обледенения рыбопромысловых судов показывает, что его основной причиной является забрызгивание морской водой (90 % случаев). При этом быстрое обледенение происходит при встречном и боковом ветре (88 % случаев). Повторяемость обледенений и период, благоприятный для их проявления, для различных акваторий Мирового океана приведены в табл. 10.3.

Таблица 10.3

Сроки начала и окончания возможного обледенения судов
и его повторяемость

Район	Число случаев обледенения	Период обледенения	Повторяемость, %
Северная часть Атлантического океана	63	15/XII—15/IV	92
Норвежское и Гренландское моря	109	15/XII—31/III	77
Северо-западная часть Атлантического океана	85	15/XII—15/III	92
Баренцево море	390	1/I—15/III	78
Балтийское море	21	15/XII—29/II	85
Море Баффина, Гудзонов пролив	7	1/XI—31/III	96
Район Ньюфаундлендской банки	15	1/I—15/III	79
Берингово море	185	1/XII—31/III	70
Охотское море	337	1/XII—31/III	70
Японское море	226	1/XII—29/II	85
Северо-западная часть Тихого океана	183	15/XII—31/III	79
Арктические моря	71	15/VI—15/XI	100

Для оценки степени опасности обледенения судов в зависимости от его продолжительности рекомендуется табл. 10.4.

В табл. 10.5 приведены данные об интенсивности обледенения судов в зависимости от степени опасности обледенения.

Таблица 10.4

**Качественная характеристика степени опасности обледенения судов
в зависимости от времени нахождения в зоне обледенения**

Обледенение	Характеристика обледенений
Слабое	Судно находится в зоне обледенения, команда не ведет борьбу с ним, критическое состояние может наступить не ранее чем через 24 ч
Умеренное	На судне, находящемся в зоне обледенения, команда не производит сколку льда, критическое состояние наступает не ранее чем через 12 ч
Сильное	При тех же условиях судно окажется в критическом положении менее чем за 12 ч

Таблица 10.5

**Степень обледенения промысловых судов в зависимости от интенсивности
обледенения (т/ч)**

Тип судна	Обледенение		
	слабое	умеренное	сильное
РС	$<0,7$	$0,7-1,8$	$>1,8$
СРТ	$<1,5$	$1,5-4,0$	$>4,0$
СРТМ	$<3,5$	$3,5-8,0$	$>8,0$

В свою очередь в табл. 10.6 приведена интенсивность (скорость) обледенения судов в зависимости от гидрометеорологических факторов.

Синоптические условия обледенения судов подробно изучали многие авторы (Е. П. Борисенков, Г. В. Васильева, А. П. Тюрин, Л. Г. Качурин, И. А. Смирнов и др.).

Таблица 10.6

**Интенсивность обледенения судов типа СРТ в зависимости
от гидрометеорологических факторов**

Интенсивность обледенения	Скорость ветра	Температура воздуха
Медленное обледенение	От 0 до 9 м/с	От -1 до -3°C
Быстрое обледенение	От 9 до 15 м/с	От -3 до -8°C
Очень быстрое обледенение	>15 м/с От 9 до 15 м/с	-3°C -8°C

Данные о повторяемости обледенения судов для конкретных синоптических условий, обобщенные за 1967—1970 гг., приведены в табл. 10.7.

Таблица 10.7

Повторяемость обледенения судов при различных синоптических условиях

Район	Повторяемость обледенения, %			
	в тылу циклона	в передней части циклона	при прочих условиях	число случаев
Берингово море	57	32	11	442
Охотское море	70	23	7	312
Японское море	93	3	4	140
(Татарский пролив)				
Западная часть Тихого океана	75	19	6	182
Баренцево и Норвежское моря	40	50	10	596
Балтийское море	4	66	30	44
Черное и Азовское моря	79	16	5	18

Расчет интенсивности обледенения судов удобно вести с помощью номограммы, разработанной Л. Г. Кацуриным, Л. И. Гашиним и И. А. Смирновым (рис. 10.5).

Кривые в квадранте I выражают зависимость критерия интенсивности обледенения N от скорости ветра и температуры воздуха при температуре воды $t_w = 1^\circ\text{C}$, солёности $S = 35\text{‰}$ и высоте волны $h = 4$ м.

Во втором квадранте учитывается поправка на отличие температуры воды от опорной. Каждая кривая соответствует определенному значению температуры воды.

В третьем квадранте учитывается поправка на высоту волны. Каждая кривая соответствует определенному значению высоты волны.

В четвертом квадранте учитывается поправка на солёность. Здесь же показаны линии между фактической интенсивностью обледенения судов $P_{об}$ и критерием интенсивности обледенения N для трех типов судов: РС, СРТ и СРТМ. Критерий интенсивности обледенения (в см/с) рассчитывается по формуле

$$N = \frac{\frac{W\lambda}{\nu} \frac{Nu}{Re} \left[a + \frac{L_u}{C_a} \frac{\mu}{M} \left(\frac{e_n - e_a}{P} \right) \right] + C_w (a - bZ) W \xi h E (1 - \alpha)}{P\lambda L - \alpha C_w \rho_w (a - bZ)},$$

где

$$a = t_\phi - t_a; \quad b = t_w - t_a;$$

$$Z = \exp \left(- \frac{4X}{C_w \rho_w f_k} \frac{\lambda_a}{\nu} \frac{Nu_k}{Re_k} \right);$$

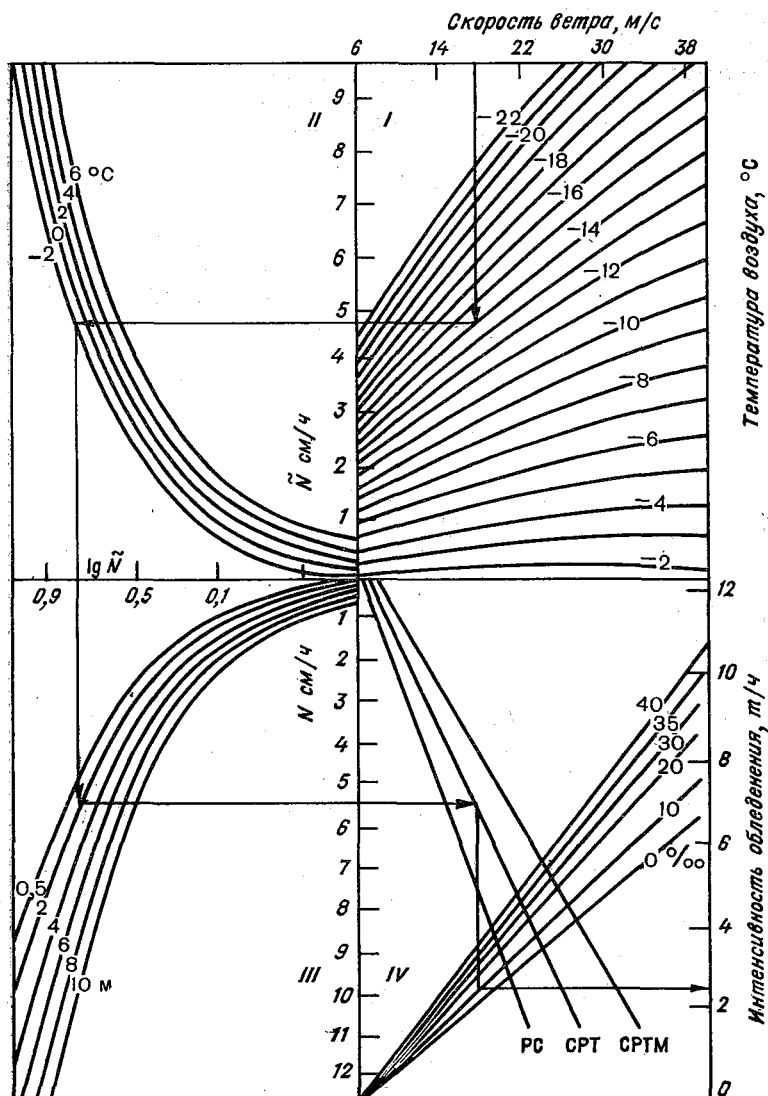


Рис. 10.5. График зависимости интенсивности обледенения судов типа СРТ (j) и близких к ним по размерам от числа N .

t_a , t_w — температуры воздуха и воды; W — скорость ветра; h — высота волны; ξ — коэффициент пропорциональности; ρ_w , ρ_l — плотность воды и льда; Re , Re_k — числа Рейнольдса для цилиндра и капли; t_{ϕ} — температура на фронте кристаллизации; Nu , Nu_k — числа Нуссельта для цилиндра и капли; ν — кинематическая вязкость воды; λ_a — теплопроводность воздуха; e_a , e_n — упругость пара в воздухе и у поверхности пленки; L_n — теплота испарения воды; μ , M — молекулярные массы водяного пара и воздуха; C_w , C_a — удельные теплоемкости воды и воздуха; P — атмосферное давление; L — теплота кристаллизации воды; E — коэффициент захвата каплей обледеневающим объектом; α — коэффициент, показывающий, какая часть тепла, приносимого брызгами, уносится сливающейся водой; X — характерное расстояние, пролетаемое каплями до поверхности судна; r_k — средний радиус капли. При расчетах $E=1$, $\alpha=0,7$, $r_k=0,5$ мм, $x=10$ м.

Прогноз обледенения судов состоит из двух этапов. На первом этапе готовятся исходные данные: прогнозируемых направление и скорость ветра, высота волн, температура воздуха и воды. На втором этапе путем использования расчетной номограммы (рис. 10.5) и соответствующих рекомендаций составляется сам прогноз обледенения. Такими рекомендациями служат:

- угроза обледенения судов чаще возникает в тыловой части циклона и реже — в передней. В обоих случаях должны наблюдаться заток холодного воздуха на высотах 1,5—3,0 км, сильный ветер и отрицательные температуры воздуха;

- забрызгивание судна происходит при сильном ветре, дующем 6 ч и более в одном направлении. Поля блинчатого и битого льда препятствуют забрызгиванию судов. При ветре, дующем с берега, в прибрежной зоне шириной 1—3 мили обледенение судов не будет наблюдаться. Чем выше берег, тем шире зона отсутствия обледенения;

- основным фактором обледенения судов является адвекция холодного воздуха в тыловой части циклона, сопровождающаяся сильными ветрами северной четверти. Реже обледенение наблюдается в циклонах при ветрах восточных, юго-восточных и южных направлений;

- зона обледенения в тылу циклона обычно располагается на некотором удалении от холодного фронта;

- зона сильного обледенения судов возникает в области ложбины холода на уровне поверхности 850 гПа;

- в дальневосточных морях сильное обледенение наблюдается после прохождения глубоких циклонов. При вторжении холодных масс воздуха по восточной периферии сибирского антициклона обледенение часто наблюдается при ясной и малооблачной погоде.

Прогноз обледенения судов составляется на срок от 6 до 36 ч и зависит от заблаговременности краткосрочных прогнозов по-

годы. Прогноз представляется в виде карты или текста с указанием ожидаемой интенсивности и степени обледенения и составляется отдельно для судов водоизмещением 150—300, 300—500 и 500—1200 т.

Предупреждения об угрозе обледенения составляются оперативными подразделениями морских управлений Госкомгидромета, обслуживающих суда морского и рыбопромыслового флотов. В предупреждении об угрозе обледенения судов указывается:

- время начала обледенения;
- район обледенения;
- его интенсивность;
- ожидаемые направление и скорость ветра, высота волн, температура воздуха;
- рекомендуемый курс судна для выхода из зоны обледенения.

Пример предупреждения об обледенении: «Сегодня, 17 декабря 1985 г., в 15—17 ч в Охотском море у юго-восточного побережья Камчатки в районе от мыса Лопатка до Усть-Большерецка ожидается сильное обледенение судов типа СРТ. Ветер северо-западный 20—25 м/с, температура воздуха минус 10—15 °С, высота волн 5 м. Судам, находящимся в указанном районе, рекомендуется уйти в укрытие под берег».

Часть III

Особенности долгосрочных и сверхдолгосрочных морских прогнозов

Глава 11

Физические основы долгосрочных и сверхдолгосрочных морских прогнозов

11.1. Закономерности, используемые в прогнозах большой заблаговременности

Как отмечено во второй части учебника, методы краткосрочных морских гидрологических прогнозов базируются на запаздывании процессов в океане относительно полей метеорологических характеристик, а также на использовании прогнозов погоды при составлении морских прогнозов. Научно-оперативный опыт показал, что из-за слабой оправдываемости долгосрочных прогнозов погоды их использование в морских гидрологических прогнозах большой заблаговременности не приводит к положительным результатам. Наиболее широкое применение при прогнозировании ледовитости арктических морей, ледовых фаз в замерзающих морях, температуры воды и колебаний уровня в замкнутых водоемах нашли следующие закономерности:

- 1) инерция гидрологических процессов;
- 2) преемственность в развитии гидрометеорологических явлений;
- 3) цикличность в ходе океанологических элементов;
- 4) автоколебания в системе океан—атмосфера—материки.

В зависимости от сложности явлений и степени изученности режимных характеристик вышеуказанные физические закономерности и механизмы используются в прогностических схемах по-разному. В одних случаях основой методики долгосрочного прогноза служат уравнения регрессии, основанные на учете инерции тепловых или динамических процессов и позволяющие достаточно надежно количественно определить будущее состояние прогнозируемого элемента. Большая роль инерции в энтропии деятель-

ного слоя океана, в колебаниях ледовитости арктических морей и некоторых других океанологических элементов хорошо известна и не вызывает сомнений.

В. Ю. Визе придавал большое значение роли начальных условий для последующей ледовитости арктических морей. Инерционные методы отличаются простотой, и их применение в оперативной работе требует минимального количества исходных данных. До настоящего времени инерционные методы долгосрочного прогноза среднемесячной температуры воды деятельного слоя на стандартных океанографических разрезах Баренцева моря, прогнозы положения кромки льда и ледовитости морей имеют достаточно высокую оправдываемость. Однако на учете одной инерции не удастся прогнозировать резкие изменения в развитии гидрометеорологических процессов.

Преемственность в атмосфере и гидросфере проявляется в закономерной смене процессов во времени. Так как будущие преобразования прогнозируемого явления подготавливаются совокупностью различных определяющих факторов в предшествующий период времени, то изучаются изменчивость прогнозируемого явления и закономерности развития во времени. Установлено, например, что если в октябре—ноябре на Европейской территории СССР (ЕТС) наблюдается преобладание меридиональных типов циркуляции атмосферы, то существует большая вероятность их повторения в январе—феврале следующего года. Эта преемственность в преобразованиях атмосферной циркуляции на ЕТС используется при составлении долгосрочных ледовых прогнозов на морях.

Преемственность в смене типов атмосферной циркуляции в северном полушарии лежит в основе макроциркуляционного метода ААНИИ, разработанного для Арктики. Ледовые явления, наблюдаемые в окраинных арктических морях, необходимо анализировать и прогнозировать с учетом процессов на больших акваториях.

В Гидрометцентре СССР Д. А. Дрогайцев предложил метод долгосрочного прогноза температуры воды в деятельном слое южной части Баренцева моря, основанный на асинхронной связи меридиональных переносов тепла и холода в средней тропосфере в октябре—декабре предыдущего года и теплового состояния вод в южной части Баренцева моря с января по сентябрь следующего года (рис. 11.1).

Итак, использование преемственности в развитии гидрометеорологических процессов оказывается полезным при составлении долгосрочных прогнозов. Однако следует заметить, что преемственность некоторых гидрометеорологических процессов не всегда четко выражена.

Исследования, посвященные анализу временной изменчивости океанологических элементов, показали, что в межгодовых

изменениях гидрометеорологического режима морей и океанов определенную роль играют 2—3, 4—5, 6—7, 11 и 18—19-летние

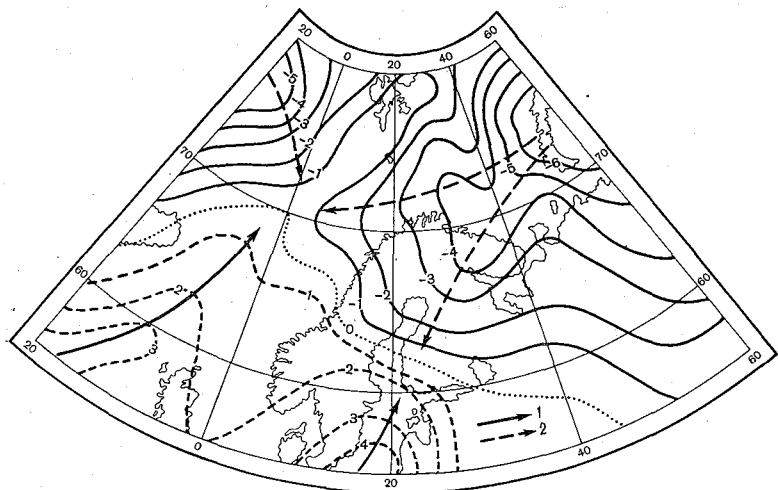


Рис. 11.1. Поле индексов меридионального переноса тепла (1) и холода (2) в средней тропосфере за предзимье 1959 г.

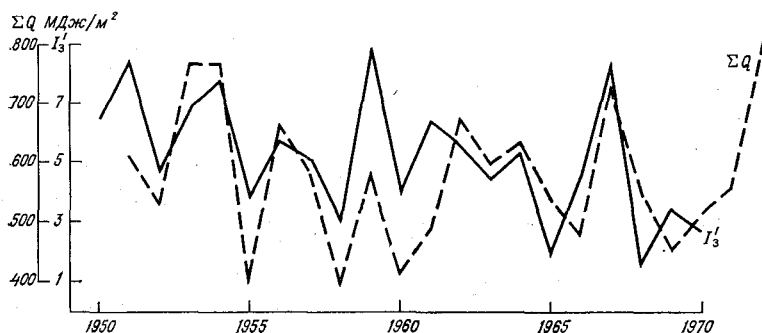


Рис. 11.2. Межгодовые колебания суммарной теплоотдачи в Северной Атлантике ΣQ и индексов зональной циркуляции в данном регионе I'_3 .

циклы (рис. 11.2). В отдельных явлениях гидросферы прослеживается цикличность в 35—40 и 80—90 лет. Однако мнения ученых о реальности перечисленных циклов и использования их в морских прогнозах различны.

Ряд прогнозистов считают цикличность гидрометеорологических процессов бесспорной и предлагают на этой основе составлять гидрометеорологические прогнозы большой заблаговремен-

развитию длинных волн, усилению меридионального воздухообмена, в частности развитию мощных блокирующих ситуаций. Оценки вклада положительных аномалий потоков тепла из

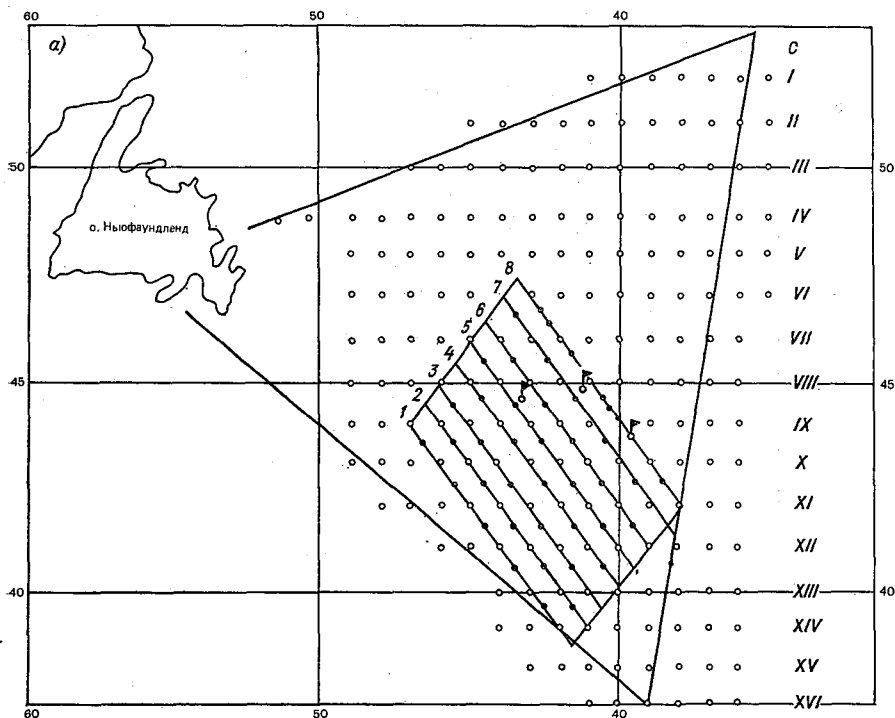


Рис. 11.4. Расположение океанографических разрезов и мезомасштабных полигонов, выполняемых по программе «Разрезы».

а — Ньюфаундлендский полигон.

океана в потенциальную энергию столба атмосферы показали, что они составляют 60—90 %. Это свидетельствует о том, что аномалии потоков тепла из океана во многом определяют развитие последующей атмосферной циркуляции (рис. 11.5).

Весьма важным результатом исследований Ю. В. Николаева следует считать выявление временного сдвига между усилением потоков тепла из океана и максимальной повторяемостью меридиональных форм циркуляции над Северной Атлантикой. Повышенная теплоотдача из океана на 2 мес опережает развитие в атмосфере.

Механизм влияния потоков тепла на циркуляцию атмосферы представляется в следующем виде. В результате теплообмена между океаном и атмосферой происходит прогрев воздуха. Из-за неравномерности этого прогрева в атмосфере возрастают

потенциальной энергии в кинетическую не возникают, а следовательно, не наблюдаются процессы неустойчивости барической волны. Таким образом, переход доступной потенциальной энергии в вихревую кинетическую энергию приводит к неустойчивым погодным условиям, а возрастание меридиональной кинетической энергии сопровождается стационарированием барических волн, про-

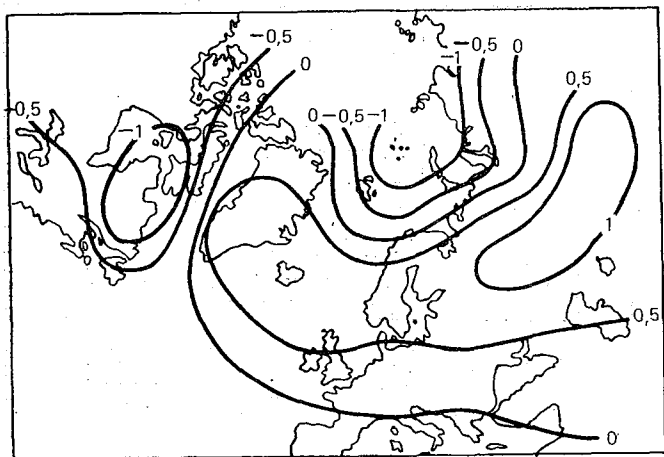


Рис. 11.5. Распределение среднемесячных аномалий температуры воздуха в моменты интенсивного теплообмена между Северной Атлантикой и атмосферой.

цессами блокировки зонального переноса и формированием крупных аномалий погоды. Следовательно, в зависимости от направления перехода доступной потенциальной энергии в кинетическую интенсивный теплообмен между океаном и атмосферой может вызвать разные погодные условия (рис. 11.6).

Итак, выяснение механизма крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы открывает возможности более правильного выбора предикторов в различных схемах долгосрочных гидрометеорологических прогнозов.

Физическая модель крупномасштабного взаимодействия вод Северной Атлантики с атмосферной циркуляцией, предложенная В. Г. Кортм, представляет интерес для прогнозистов, занимающихся разработкой методов прогноза температуры воды. В этой модели рассматривается взаимодействие антициклонического в субтропиках и субполярного циклонического круговоротов вод в Атлантическом океане с атмосферной циркуляцией и теплообмен между ними. Субполярный океанологический фронт является чувствительным индикатором взаимодействия как между системами океанических течений в Атлантическом океане, так и между этими течениями и атмосферой.

Важным звеном в модели Корта является изменение температурного градиента на субполярном фронте и влияние этого изменения на интенсивность западного переноса воздушных масс. При переносе Гольфстримом положительной температурной аномалии

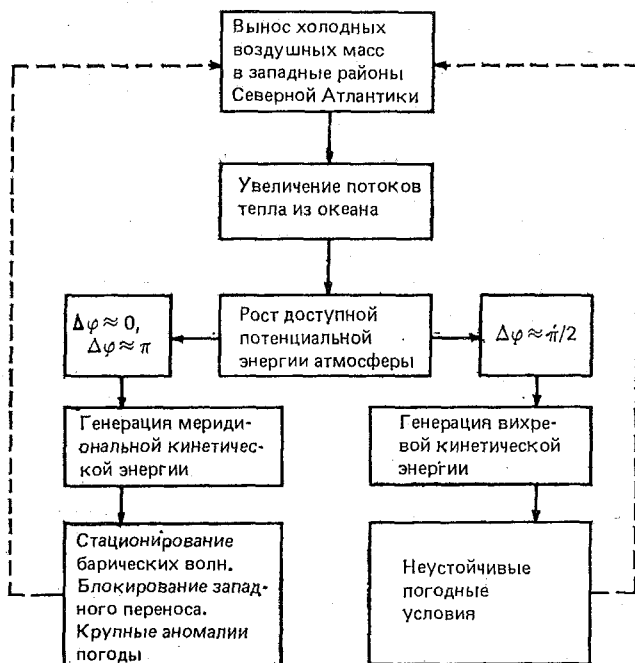


Рис. 11.6. Схема влияния потоков тепла из океана на формирование аномалий погоды (по Ю. В. Николаеву).

происходит обострение субполярного океанологического фронта. Благодаря увеличению зональных градиентов температуры воды обостряется атмосферный фронт и усиливается западный перенос воздушных масс. Усиление западного переноса в атмосфере благодаря возрастанию турбулентного теплообмена и дрейфовой составляющей течения уменьшает поступление тепла в Арктический бассейн и увеличивает вынос холодных вод с Канарским течением. В результате этих процессов в восточной части Северной Атлантики начинает формироваться отрицательная аномалия температуры воды, которая Северным Пассатным течением переносится к истокам Гольфстрима.

При переносе Гольфстримом отрицательной аномалии на север происходит ослабление субполярного океанологического фронта. В этом случае зональные градиенты температуры воды и воздуха уменьшаются и в Северной Атлантике создаются благоприятные

ятные условия для развития меридионального переноса в атмосфере. Меридиональная циркуляция вызывает усиление южного переноса воздушных масс и теплых вод Гольфстрима, что снова приводит к обострению субполярного океанологического фронта, и на этом цикл термодинамического взаимодействия Северной Атлантики с атмосферой возобновляется.

При уточнении параметров взаимодействующих в модели Корта систем, возможно, удастся разработать методику сверхдолгосрочных прогнозов тепловых процессов в Северной Атлантике.

11.4. Возможности прогноза межгодовых колебаний гидрометеорологических процессов

Для решения некоторых задач, связанных с перспективами развития некоторых морских отраслей народного хозяйства, кроме знания режимных характеристик и их изменчивости за длительный ряд лет, нужны сверхдолгосрочные прогнозы океанологических характеристик. Так, для удовлетворения запросов рыбохозяйственных организаций необходимо с большой заблаговременностью предсказать абиотические условия в различных промысловых районах Мирового океана. В проблеме Каспийского и Аральского морей главной задачей является разработка прогнозов уровня этих морей с заблаговременностью в несколько лет. От тенденции изменения уровня замкнутых водоемов зависят многие практические мероприятия в морских отраслях народного хозяйства, связанных с этими бассейнами. Прогнозировать тенденцию в изменчивости ледовитости арктических морей и Арктического бассейна важно как для строительства гидротехнических сооружений, так и для перспективного планирования работы морского флота.

Проблему колебания климата нашей планеты следует отнести к центральной задаче наук о Земле, над решением которых сейчас работают некоторые научные коллективы. От потепления или похолодания на земном шаре в ближайшие десятилетия зависят колебания уровня Мирового океана, изменчивость температуры воды поверхностного слоя и количество морских полярных льдов.

В. Ю. Визе объяснял эпоху «потепления Арктики» (1920—1940 гг.) усилением общей циркуляции атмосферы. Некоторые исследователи периоды потепления или похолодания связывают с астрономическими факторами, колебаниями прозрачности атмосферы, изменениями в солнечной активности и другими воздействиями на атмосферу и гидросферу. В настоящее время крайне остро стоит вопрос разработки надежных сверхдолгосрочных морских прогнозов для Каспийского, Аральского и Азовского морей. Согласно опубликованным прогнозам климатологов на ближайшие 100 лет предполагается существенное уменьшение площади

морских полярных льдов в высоких широтах, а в результате таяния ледников ожидается существенное повышение уровня Мирового океана.

В работах А. И. Воейкова впервые отмечены двухлетние колебания в изменении метеорологических явлений. Изучению двухлетней цикличности в ходе температуры воды поверхностного слоя Атлантического океана посвятили свои работы Э. Ф. Лесгафт и В. Мейнардус. Э. Ф. Лесгафт отмечал, что тяготение к двухлетней цикличности должно проявляться вследствие крупномасштабного взаимодействия полей температуры воды в Северной Атлантике и атмосферной циркуляции. Обнаружение квазидвухлетней цикличности стратосферных ветров в экваториальной зоне с помощью аэрологического и ракетного зондирования атмосферы относится к наиболее крупным открытиям в метеорологии за последние годы. Хотя природа квазидвухлетнего цикла и многих других циклов твердо не установлена, тем не менее существование квазидвухлетнего цикла в ходе гидрометеорологических элементов открывает возможности его использования в сверхдолгосрочных морских прогнозах.

Кроме двухлетней цикличности, в многолетних изменениях океанологических процессов некоторые исследователи обнаруживают циклы продолжительностью 4—5, 8—10, 18—20 лет (рис. 11.7). Гипотезы о природе 4—5-летних циклов изложены в работах В. В. Шулейкина, В. Ю. Визе, В. Г. Корта и др.

Более длительные циклы в колебаниях термического режима Северной Атлантики можно объяснить изменчивостью положения исландского центра действия атмосферы. При северной локализации этого центра действия атмосферы на северо-западе Атлантического океана происходит увеличение энтальпии, а при южном положении — уменьшение. Исландский центр атмосферного давления вследствие общепланетарных причин стремится к перемещению в южном направлении, но смещаясь к югу, он постепенно заполняется, потому что его южная локализация вызывает падение энтальпии в северо-западном районе. Для возобновления энергии исландский минимум вынужден подняться в более высокие широты, где наблюдаются большие температурные контрасты. Смещение его происходит к северо-востоку, так как здесь во время южной локализации произошло повышение температуры воды. Такие смещения центра исландского минимума, по мнению Е. И. Серякова и О. А. Гулова, вызывают изменения температуры воды в отдельных районах Северной Атлантики с циклом 18—20 лет.

Смещение исландского центра действия атмосферы к югу совпадает с усилением меридиональной циркуляции атмосферы, приводящим к потеплению в высоких широтах. Так, например, с 1900 по 1960 г. наблюдалось смещение центра исландской депрессии по широте на 4° . В те же годы преобладал «северный

дрейф» азорского антициклона, который в итоге составил по широте $2,5^\circ$. Одновременно со смещением к северу в азорском антициклоне происходило падение давления в его центре, тогда как в центре исландского минимума отмечался рост атмосферного давления.

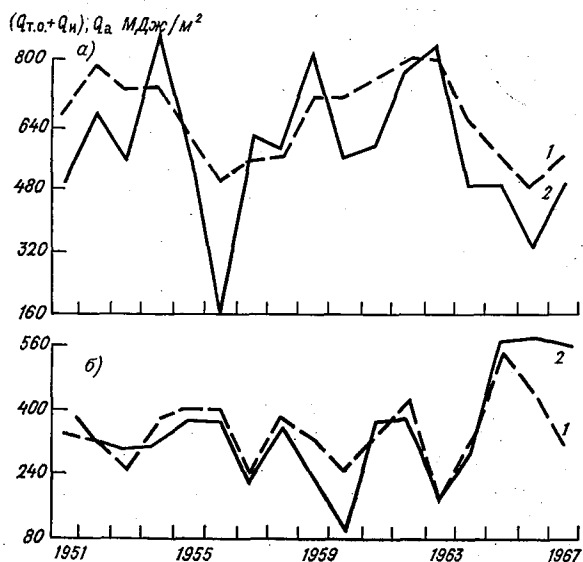


Рис. 11.7. Межгодовые колебания суммарной теплоотдачи (1) и адвекции тепла течениями (2).

а — в районе судна погоды D, б — в районе судна погоды М.

Таким образом, интенсивность обоих центров действия атмосферы ослабевала, что привело к уменьшению интенсивности зональной циркуляции и усилению меридиональных переносов в умеренных широтах Атлантического океана. Причины резкого потепления в 20—30-х годах текущего столетия в Северной Атлантике и в Северном Ледовитом океане следует искать в изменении гидрометеорологических процессов северо-западного района Атлантического океана, где потепление атмосферы и повышение температуры воды проявились прежде всего. Как известно, локальный очаг потепления наблюдался в районе Гренландии, а затем он распространился на восток.

Вековые изменения циркуляции атмосферы и океана, наиболее отчетливо проявившиеся в Приатлантической Арктике, являются лишь отражением состояния и развития общепланетарной циркуляции атмосферы. Акцентация исландского центра действия атмосферы обусловлена главным образом воздействием высотного циркумполярного циклона, а тепловое состояние и циркуляция

вод Северной Атлантики лишь способствовали ее развитию, что и привело к потеплению в западном секторе Арктики. Пока еще не выяснены причины, приводящие к длительным колебаниям циркулярного барического вихря северного полушария.

Для перспектив развития сверхдолгосрочных морских прогнозов большое значение имеет изучение главных колебательных

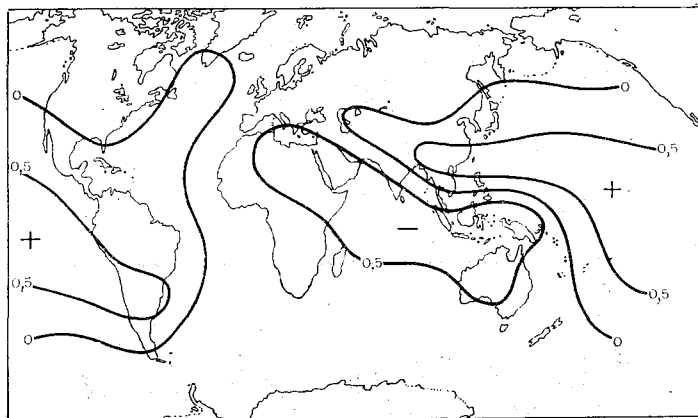


Рис. 11.8. Связь между индексом южного колебания и полем атмосферного давления за зиму южного полушария.

систем: североатлантической, северотихоокеанской и южной. Особой устойчивостью во времени и громадными пространственными масштабами отличается южное колебание. Так, при хорошо развитом колебании происходит обмен воздухом тропических и субтропических широт, а также между восточным и западным полушариями.

На рис. 11.8 приведена статистическая зависимость между индексом южного колебания и давлением воздуха зимой южного полушария, которая наглядно демонстрирует влияние южного колебания на другие районы земного шара. В работах В. Ю. Визе и Уокера предпринимались попытки использовать южное колебание в прогностических целях. В последние годы в связи с необычным развитием явления Эль-Ниньо в юго-восточной части Тихого океана предпринимаются попытки учесть его в численных моделях и в долгосрочных прогнозах полей атмосферного давления и температуры воздуха над Северной Америкой и Европой.

В решении проблемы колебаний климата и режима морей важное место принадлежит изучению устойчивости морских полярных льдов. В работах М. И. Будыко обсуждался вопрос о возможности уничтожения морских полярных льдов и отмечалась неустойчивость современного ледяного покрова Северного Ледовитого океана.

Устойчивость ледяного покрова Арктического бассейна связана с особенностями халинной структуры верхнего слоя Северного Ледовитого океана. Лишь изменив эту структуру, т. е. удалив опресненный поверхностный слой и тем самым обеспечив беспрепятственный поток тепла из глубин к поверхности, можно создать условия, которые приведут к существенному изменению ледяного покрова в Арктике.

Как показали исследования Ю. П. Доронина и В. Ф. Захарова, существующий ледовый режим в Арктическом бассейне в современную эпоху отличается большой устойчивостью. Большой положительный пресноводный баланс Северного Ледовитого океана определяет специфику режима его вод, заключающуюся в повышенной гидростатической устойчивости верхнего слоя. Положительный пресноводный баланс является также одной из причин водообмена Северного Ледовитого океана с другими океанами. Материковый сток и осадки выступают и как активный динамический фактор, поддерживающий стоковое движение поверхностных вод и льдов из Арктического бассейна. Если бы не было источников распреснения вод, то в арктических морях наблюдалось бы осолонение на $0,6\text{‰}$ в год.

Поверхностные арктические воды занимают сравнительно тонкий слой и существенно отличаются от атлантических вод. Толщина поверхностного опресненного слоя зависит от географического положения района, причем максимальных значений она достигает в притихоокеанской части (около 240 м), что связано с опусканием вод в центре антициклонического круговорота. В притлантической части толщина поверхностного слоя значительно меньше и убывает по направлению к кромке льда. В Гренландском море, проливе Дейвиса и в районе к северу от Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа изохалина 34‰ располагается на поверхности. О границах распространения поверхностных арктических вод по площади достаточно точно можно судить по положению изохалины 34‰ . Районы, занятые поверхностными арктическими водами, в холодную часть года покрываются дрейфующими или неподвижными льдами. Как видно из рис. 11.9, положение кромок льдов хорошо совпадает с изохалиной 34‰ .

Увеличение размеров площади распространения опресненных поверхностных вод неизбежно должно сопровождаться разрастанием ледяного покрова. Для того чтобы ответить на вопрос, какой процесс наблюдается в современную эпоху (осолонение или опреснение), нужны достаточно точные данные по водному балансу. Таким образом, устойчивость и распространение ледяного покрова Арктического бассейна в значительной мере определяются наличием на его поверхности этой площади опресненных вод и изменениями во времени ее горизонтальных размеров.

Конвективное перемешивание, развивающееся в процессе ледообразования, в Северном Ледовитом океане ограничено глуби-

ной 50 м, а в морях, подверженных большому влиянию материкового стока, конвекция развивается всего лишь до 10—20 м. Если бы не существовало препятствий для передачи тепла от глубинных атлантических вод в поверхностные слои, то не только исчез бы ледяной покров, но и создались бы условия, препятствующие его восстановлению. При современной стратификации вод Арктического бассейна атлантические воды отдают тепло в вышележащие слои, причем большая часть его поступает в зимние

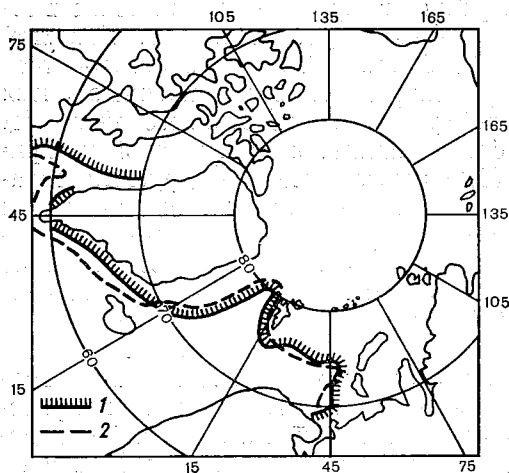


Рис. 11.9. Положение кромки дрейфующих льдов и изохаины 34 ‰ в Северо-Европейском бассейне по средним многолетним данным.

1 — кромка льдов на конец зимы;
2 — изохаина 34 ‰ летом.

месяцы, в результате чего уменьшаются интенсивность ледообразования и скорость нарастания льда.

В связи с проблемой территориального перераспределения вод и изъятия части стока сибирских рек привело бы к уменьшению выноса течениями распресненных вод, а это вызвало бы ослабление притока атлантических вод, что сказалось бы на интенсивности нарастания льда. Так, по расчетам ААНИИ уменьшение стока рек, впадающих в Карское море, на 10 %, привело бы к увеличению ледовитости этого моря в августе на 10—15 %, в сентябре — на 10 %. В то же время в результате сокращения речного стока в Евразийском суббассейне частично был бы уничтожен слой скачка плотности и тогда конвекция проникла бы на большие глубины. По-видимому, интенсивный приток тепла от атлантических вод был бы только в западной части Евразийского суббассейна, а в Американо-Евразийский суббассейн атлантические воды в этом случае пришли бы с более низкой температурой воды. Следовательно, в данном районе уменьшилась бы теплоотдача в атмосферу, а это привело бы к перестройке барического поля. Возможно, что арктический антициклон усилился бы и сместился на запад, а стержень Трансарктического течения сместился в сторону советских арктических морей. Как следствие этого мог бы

усилиться приток холодных вод из Северного Ледовитого океана в арктические моря, что привело бы к увеличению ледовитости в этих морях. Таким образом, осуществление проекта территориального перераспределения водных ресурсов могло бы привести к изменению гидрологического и ледового режимов арктических морей и сделало необходимым изучение его последствий и учета в ледовых прогнозах.

Итак, для разработки морских прогнозов большой заблаговременности необходимо знание глобальных процессов и механизмов их влияния на прогнозируемый элемент. Некоторые гидрометеорологические процессы, от которых зависят будущие условия, к моменту составления прогноза уже свершились и их можно учесть. Другую их часть необходимо предвидеть. Следовательно, рациональный подход к долгосрочному прогнозированию предполагает учет всей совокупности действующих факторов и изменения их роли во времени.

Глава 12

Долгосрочные и сверхдолгосрочные прогнозы температуры воды

Крупномасштабные изменения температуры воды в морях и океанах происходят под воздействием многих факторов. Изменения потоков тепла через поверхность раздела вода—воздух вызывают перестройку полей температуры, солёности и плотности воды в деятельном слое. Внутренние волны, возникающие на поверхностях раздела различных водных масс, могут передавать колебания температуры воды в толщу воды.

Существенное влияние на формирование полей температуры воды оказывают адвекция тепла или холода морскими течениями, апвеллинг и макротурбулентность. К сожалению, из-за недостатка систематических наблюдений за температурой воды и течениями прямые методы расчета адвекции применяются сравнительно редко.

Наши знания о крупномасштабном взаимодействии океана и атмосферы не позволяют пока создать физически обоснованные методы долгосрочных прогнозов тепловых процессов в морях и океанах. Для разработки совместной модели системы океан—атмосфера нужны хорошие экспериментальные данные по Мировому океану, увеличение мощностей вычислительных машин и решение ряда других вопросов.

12.1. Прогнозы температуры воды, основанные на учете взаимодействия атмосферы и океана

В. Ю. Визе указывал, что положительным и отрицательным аномалиям температуры воды в южной части Баренцева моря в теплую часть года предшествуют зимы с различным распределением атмосферного давления над Северной Атлантикой. Положительные аномалии температуры воды летом наблюдаются

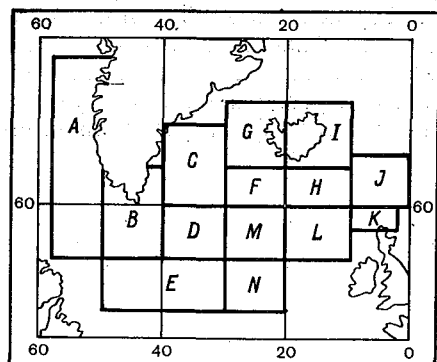


Рис. 12.1. Квадраты Смеда.

после сильного развития исландского минимума зимой и повышенных градиентов атмосферного давления над Норвежским морем, приводящих к интенсивному притоку атлантических вод в Баренцево море. В те годы, когда исландский минимум в зимнее время ослаблен, интенсивность переноса вод с Атлантики уменьшена. Это приводит к отрицательным аномалиям температуры воды в Баренцевом море.

Оказалось возможным получить тесные статистические связи между градиентом давления по линии Ленинград—Стиккисхоульмур (Исландия) в ноябре—апреле и температурой воды в Баренцевом море в последующее лето.

Используя физическую гипотезу о преобладающем влиянии зимних атмосферных процессов на формирование температурного режима в теплую часть года, Н. А. Белинский предложил метод прогноза средней температуры воды для восьми квадратов Смеда в Атлантическом океане (рис. 12.1). В качестве аргументов использовались индексы циклонической и антициклонической циркуляции (по Белинскому) за холодный сезон над Северной Америкой (J) и температура воздуха на юге Гренландии—ст. Нанрталик (t_a). В ряде случаев оказалось целесообразным использовать предшествующую температуру воды поверхностного слоя в том же квадрате. Прогностические зависимости имеют следующий вид:

$$t_w^{IV-IX} = f(t_a, J, t_w)_{X-III}. \quad (12.1)$$

Следует отметить, что усилению антициклонической циркуляции над Северной Америкой соответствует понижение температуры воды во всех квадратах Смеда и, наоборот, усилению циклонической циркуляции—повышение теплового состояния вод.

Это вполне объяснимо. Когда преобладает антициклоническая циркуляция, на акваторию Северной Атлантики поступает холодный и сухой воздух, усиливаются потери тепла океаном на испарение, турбулентный теплообмен и длинноволновое излучение. К тому же усиление антициклонической циркуляции ведет к интенсификации холодных Восточно-Гренландского и Лабрадорского течений. При усилении циклонической циркуляции над Северной Атлантикой на ее акваторию поступает теплый и влажный воздух из низких широт и потери тепла с поверхности океана вследствие этого уменьшаются. Кроме того, воздушные переносы с юга ослабляют интенсивность холодных течений, что также благоприятствует повышению температуры воды.

Сопоставление вычисленных и фактических аномалий температуры воды показывает возможность разработки прогнозов температуры воды поверхностного слоя на теплое полугодие по методу Белинского.

Аналогичный подход к разработке метода прогноза температуры воды в Баренцевом море в теплое полугодие использовал А. И. Каракаш. Анализ материалов обнаружил, что положительная или отрицательная аномалия температуры воды наблюдается, как правило, на значительной акватории и по всему деятельному слою моря. Это свидетельствует о том, что тепловой режим Баренцева моря определяется процессами большого масштаба. А. И. Каракаш разработал прогностические уравнения на основе учета теплопотерь поверхности моря в осенне-зимние месяцы и адвекции тепла атлантическими водами в этот же период. В качестве показателя суммарных теплопотерь через поверхность моря им использовалась температура воздуха за холодное полугодие на о. Шпицберген (ст. Баренцбург), а интенсивность цикло- и антициклонической циркуляции над Северной Атлантикой и Баренцевым морем принималась за показатель адвекции тепла течениями ($J_{1,2}$).

Прогностическое уравнение имеет вид

$$t_w = a \sum_{IX}^{III} t_a + b \sum_{IX}^{III} J_{1,2} + c, \quad (12.2)$$

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 за летний сезон; $J_{1,2}$ — индекс Белинского в районах № 1 и 2 по каталогу Вительса.

Заблаговременность прогнозов температуры воды по методике Каракаша от 2 до 6 мес; при допустимой ошибке $\pm 0,5^\circ\text{C}$ обеспеченность прогностических связей 80—90 %.

Д. А. Дрогайцев установил, что атмосферные осадки, сток рек на Европейской территории Советского Союза, температура воды в деятельном слое Баренцева моря предопределяются в основном атмосферной циркуляцией предшествующего предзимья

(октябрь—декабрь). В зависимости от типа и интенсивности атмосферной циркуляции интенсивность выхолаживания моря в период предзимья бывает существенно разной. При большой теплоотдаче формируется отрицательная аномалия температуры деятельного слоя, а при слабой — положительная. По гипотезе В. Ю. Визе,

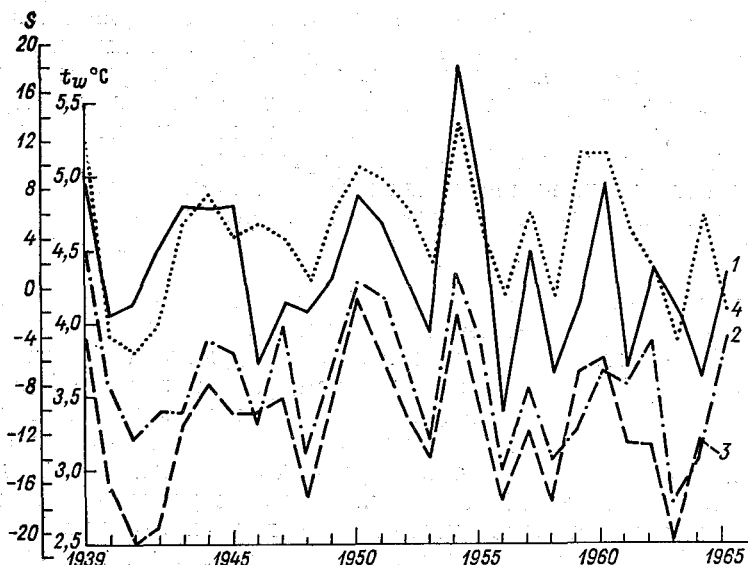


Рис. 12.2. Асинхронный ход индексов меридионального переноса тепла и холода в средней тропосфере за предшествующие предзимья (1) и сезонной температуры воды t_w °C деятельного слоя Баренцева моря в январе—марте (2), апреле—июне (3), июле—сентябре (4).

в предзимье и зимой в процессе взаимодействия двух сред определяющей является атмосфера, а весной и летом более активным становится океан. От степени выхолаживания в предзимье и сформировавшейся в связи с этим положительной или отрицательной аномалии температуры воды зависит характер развития атмосферных процессов в теплую часть года.

Для количественной оценки атмосферной циркуляции Дрогайцев предложил использовать карты аномалий OT_{1000}^{500} , осредненные по естественным синоптическим периодам (есп). Причем в прогностические уравнения он закладывал полусумму наибольших и наименьших аномалий OT_{1000}^{500} за каждый месяц предзимья. Эта величина названа Дрогайцевым индексом меридионального переноса тепла и холода в средней тропосфере. На картах индексов меридионального переноса четко вырисовываются очаги тепла и холода, позволяющие определить пути переноса тепла из

тропиков и холода из Арктики (рис. 12.2). Вычисленные этим способом индексы меридионального переноса тепла и холода в средней тропосфере за предшествующее предзимье использовались в качестве предиктора при составлении прогноза среднесезонной температуры воды деятельного слоя на стандартных океанографических разрезах Баренцева моря.

Метод Дрогайцева открывает возможности прогнозирования среднесезонных температур воды в море или океане. После некоторых изменений и проверки на независимых рядах наблюдений, проведенных В. В. Крыловой и Е. И. Серяковым, он используется для составления прогнозов температуры воды в промысловых районах Баренцева моря с заблаговременностью 3 мес. Уравнения регрессии для прогнозов температуры воды в слое 0—200 м на разрезе «Кольский меридиан» имеют вид

$$t_w^{I-III} = 0,60 t_w^{X-XII} + 0,03 S_*^{X-XII} + 0,72; \quad (12.3)$$

$$t_w^{IV-VI} = 0,91 t_w^{I-III} + 0,02 S_*^{X-XII} + 0,01; \quad (12.4)$$

$$t_w^{VII-XI} = 0,87 t_w^{IV-VI} + 0,01 S_*^{X-XII} + 1,8, \quad (12.5)$$

где S_*^{X-XII} — индекс меридиональной циркуляции над акваторией Баренцева моря за период предзимья.

Средняя оправдываемость прогнозов температуры воды деятельного слоя для четырех стандартных разрезов Баренцева моря за период с 1965 по 1986 г. составила свыше 80 %.

Рассмотрим метод долгосрочного прогноза зимней температуры воды для южной части пролива Дейвиса. При анализе факторов, влияющих на изменение температуры воды в районе судна погоды *B* в зимние месяцы, было установлено, что эта температура наиболее тесно связана с характеристиками атмосферной циркуляции в осенние месяцы.

Удалось также обнаружить, что теплозапас вод в районе судна погоды *B* в весенние месяцы имеют обратную связь с температурой воды поверхностного слоя в ноябре в этом же районе.

Значительное временное запаздывание изменений температуры воды поверхностного слоя в районе судна погоды *B* по отношению к атмосферным процессам позволило разработать метод ее прогноза без использования долгосрочного метеорологического прогноза. Выявленные статистические связи термического состояния в северо-западной Атлантике с характером атмосферной циркуляции, колебаниями системы течений, полугодовыми и двухлетними циклическими колебаниями позволили В. М. Булаевой для района судна погоды *B* разработать прогностические зависимости следующего вида:

$$t_w^{XII} = 0,05 [P_a(3) - P_a(2)] + 0,24 t_a(C)_{VII} - 0,07 \Delta Q(K)_{IV} + \\ + 0,35 t_w(A)_{XII}^{n-1} - 1,20; \quad (12.6)$$

$$t_w^I = 0,07P_a(I) - 0,13\Delta t_w(B)^{n-1} - 0,04P_a(I)_{IV-VI}^{n-1} + 0,58t_w(K)_I^{n-2} - 2,75; \quad (12.7)$$

$$t_w^{II} = 0,18t_a(C)_{XI}^{n-1} + 0,06[P_a(3) - P_a(I)]_{IX}^{n-1} + 0,60t_w(A)_I^{n-1} - 2,36, \quad (12.8)$$

где $P_a(1)$, $P_a(2)$, $P_a(3)$ — средние месячные отклонения атмосферного давления от 1000 гПа в следующих точках: 1 — 65° с. ш., 80° з. д.; 2 — 65° с. ш., 45° з. д.; 3 — 45° с. ш., 80° з. д.; $\Delta Q(K)$ — изменение энthalпии деятельного слоя в районе судна погоды K [в МДж/м² · мес)]; C и A — суда погоды.

Уравнения регрессии (12.6)–(12.8) характеризуются достаточно высоким коэффициентом множественной корреляции, равным 0,86–0,88; стандартная ошибка прогноза не превышает 0,3–0,4 °С, заблаговременность составляет для декабря и января 4 мес, а для февраля — 2 мес. В табл. 12.1 приведены результаты

Таблица 12.1

Обеспеченность уравнений регрессии (12.6)–(12.8), эффективность прогноза по сравнению с природной обеспеченностью и критерий надежности метода (S/σ)

Прогнозируемая температура воды в районе судна погоды B	Обеспеченность, %	Эффективность, %	S/σ
t_w^{XII}	90	28	0,52
t_w^I	95	33	0,50
t_w^{II}	85	16	0,50

проверки прогноза температуры воды поверхностного слоя, составленного по методике Булаевой.

Как видно из табл. 12.1, эффективность метода достаточно высокая, а критерий надежности прогностических уравнений (12.6)–(12.8) везде выполняется.

В связи с тем, что с 1974 г. некоторые суда погоды в Северной Атлантике прекратили наблюдения, возникли трудности с подготовкой исходных данных, необходимых для составления прогноза по формулам (12.6)–(12.8). Однако проведенные исследования показали, что карты распределения среднепентадной температуры воды поверхностного слоя Северной Атлантики, выпускаемые Гидрометцентром СССР, позволяют обойти эти трудности и продолжить выпуск прогнозов. Опыт составления прогнозов температуры воды в районе судна погоды B показал достаточно высокую их оправдываемость (85–92 %) (рис. 12.3).

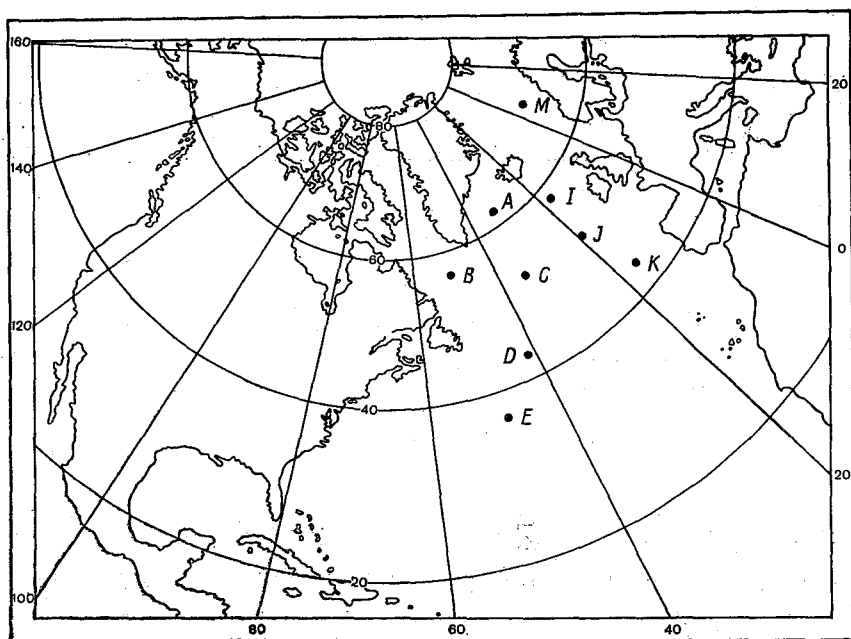


Рис. 12.3. Расположение судов погоды в Северной Атлантике.

При разработке методики прогноза температуры воды в Японском море В. Ф. Шапкина использовала материалы глубоководных наблюдений на гидрологических разрезах Японского моря и в северо-западной части Тихого океана (рис. 12.4). Оказалось, что аномалии температуры воды в слое 50—200 м, где изменения теплового состояния обусловлены адвекцией тепла течениями, более значительны, чем в слое 0—50 м.

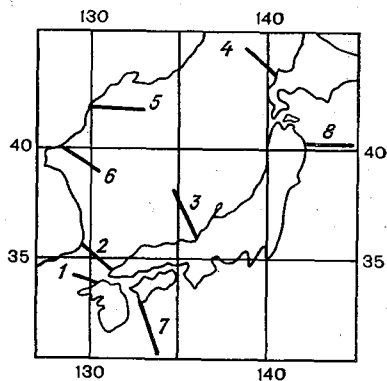


Рис. 12.4. Схема стандартных океанографических разрезов в Японском море и в северо-западной части Тихого океана.

Поскольку зимнее выхолаживание, интенсивность течений и смещение их осей во многом определяются атмосферными процессами, В. Ф. Шапкина рассмотрела влияние сибирского антициклона, алеутского минимума и тихоокеанского максимума давления на изменения температуры воды в Японском море и в северо-западной части Тихого океана. Атмосферная циркуляция учитывалась в виде аномалий индексов Белинского, вычисленных по квадратам 5° по широте и 10° по долготе. Коэффициенты разложения цикло- и антициклонической циркуляции служат аргументами в прогностических уравнениях. В качестве второго предиктора В. Ф. Шапкина использовала сумму аномалий температуры воздуха по береговым станциям за предыдущую зиму (с октября по март). Уравнение для прогноза температуры воды имеет следующий вид:

$$\Delta t_w = a \sum A_{ij}^p + b \sum_{\text{III}} \Delta t_a, \quad (12.9)$$

где Δt_w — аномалия температуры воды слоя 0—200 м, средняя по всем станциям разреза; $\sum A_{ij}^p$ — сумма коэффициентов разложения аномалий индекса атмосферной циркуляции в предшествующем месяце; $\sum_{\text{III}} \Delta t_a$ — сумма аномалий средней месячной температуры воздуха по береговым станциям, расположенным вблизи гидрологических разрезов.

В методике В. Ф. Шапкиной для количественной оценки атмосферной циркуляции использовались разложения в ряды по полиномам Чебышева. Эти показатели атмосферной циркуляции характеризуют ее на значительном пространстве, кроме того, они дают возможность использовать одни и те же аргументы в прогностических уравнениях для различных районов моря, что упрощает вычислительные операции при составлении оперативных прогнозов температуры воды различных слоев. Проверка этой методики для различных океанографических разрезов Японского моря показала, что обеспеченность прогнозируемых величин составляет 80 %.

В ряде случаев представляется целесообразным сопоставление поля температуры воды с полями атмосферного давления. М. Г. Глаголева на основании такого сопоставления выявила влияние атмосферных процессов на формирование температурных аномалий в Северной Атлантике в летние месяцы. Предложенная ею методика прогноза основана на гипотезе, что основное влияние на формирование теплового состояния океана в теплый период года оказывают зимние процессы. Общий фон температуры воды летом можно рассчитать по данным о теплотериях с поверхности океана за зиму. В летнее время возрастает роль адвекции тепла или холода морскими течениями. К сожалению, оценить ее влияние на

формирование аномалий температуры воды прямым способом невозможно из-за отсутствия данных о течениях. Адвективная составляющая определяется чаще всего косвенно, по полю атмосферного давления. Поля температуры воды, воздуха, атмосферного давления аналитически представлялись в ряды по естественным составляющим. При этом для исключения годового хода использовались аномалии средних месячных значений этих элементов. Аномалии температуры воды и воздуха представлялись в виде рядов:

$$\Delta t_w = \sum B_i^{\Delta t_w} \cdot Z_i^w(x), \quad (12.10)$$

$$\Delta t_a = \sum B_i^{\Delta t_a} \cdot Z_i^a(x), \quad (12.11)$$

где Z_i^w , Z_i^a — естественные составляющие для Δt_w и Δt_a ; $B_i^{\Delta t_w}$, $B_i^{\Delta t_a}$ — коэффициенты разложения полей аномалии температуры воды и воздуха; x — координата точек, которая принимает значения от 1 до 9; i — порядок члена разложения ($i=1, 2, \dots, 7$).

Поля атмосферного давления представлялись аналогичным образом, при этом аномалии давления задавались в 32 точках, расположенных над Северной Америкой и Северной Атлантикой. Естественные составляющие находились по выборке, состоящей из 100 случаев, а разложение полей давления проводилось до 9-го члена.

Для прогноза аномалий температуры воды аргументами служат коэффициенты разложения аномалий температуры воздуха и атмосферного давления. Коэффициенты разложения поля аномалий температуры воды для каждого месяца теплого полугодия вычисляются по уравнениям регрессии следующего вида:

$$B_i^{\Delta t_w} = \sum a_j B_{j_{XII-III}}^{\Delta t_a} + \sum b_k B_{k_{(n-2)}}^{\Delta P} + c_i B_{i_{(n-2)}}^{\Delta t_w} + d_i, \quad (12.12)$$

где a_j , b_k , c_i , d_i — коэффициенты уравнения регрессии. Вычисленные по уравнению (12.12) $B_i^{\Delta t_w}$ позволяют составлять прогноз аномалий температуры воды с заблаговременностью один месяц. В табл. 12.2 приведена обеспеченность прогнозов, составленных по методике М. Г. Глаголевой, и их эффективность по сравнению с природной обеспеченностью.

Чтобы характеризовать особенности распределения температуры воды в Северной Атлантике наблюдений только в районе судов погоды недостаточно. В поясе между 20 и 60° с. ш. имеются систематизированные данные о средней месячной температуре воды поверхностного слоя океана, осредненные по 5-градусным квадратам. Для аналитического представления аномалий этой температуры была выбрана сетка из 48 точек. Естественные составляющие аномалий температуры воды Глаголева определяла для

Таблица 12.2

Средняя обеспеченность метода прогноза поля аномалий температуры воды для судов погоды (P_m), природная обеспеченность ($P_{пр}$) и эффективность метода ($P_m - P_{пр}$)

Обеспеченность	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь
P_m %	85	80	76	67	76	75
$P_{пр}$ %	64	62	57	52	58	56
$P_m - P_{пр}$ %	21	18	19	15	18	19

каждого месяца. Коэффициенты разложения поля аномалий температуры ($B_{i_w}^t$) сопоставлялись затем с коэффициентами разложения аномалий среднего месячного приземного давления ($B_i^{P_a}$) над Северной Атлантикой и Северной Америкой. М. Г. Глаголева и Л. И. Скриптунова провели корреляционный анализ связи между коэффициентами $B_{i_w}^t$ и $B_i^{P_a}$ со сдвигом, т. е. с опережением событий в атмосфере, от одного месяца до одного года. Оказалось, что коэффициенты $B_2^{P_a}$ и $B_3^{P_a}$ наиболее эффективны при временных сдвигах больше 6 мес, а коэффициенты высоких порядков — при сдвигах, равных 2—4 мес. Элементарные поля, соответствующие наиболее эффективным коэффициентам $B_i^{P_a}$, представляют собой характерные особенности в распределении атмосферного давления над океаном и континентами. Так, $B_2^{P_a}$ отражает контраст в распределении давления над Северной Атлантикой и Североамериканским материком, $B_3^{P_a}$ — среднее положение центров действия атмосферы (исландского минимума и азорского максимума давления). Анализ связи аномалий температуры воды и циркуляции атмосферы показал, что при большой заблаговременности необходимо учитывать влияние макропроцессов над океаном и материком, а при меньшей заблаговременности — больший вес приобретают мелкомасштабные особенности атмосферного давления над океаном. В период наибольшего прогрева океана максимальные коэффициенты корреляции отмечаются при сдвиге в один месяц. Это обстоятельство используется при прогнозе температуры воды в теплую часть года.

Усовершенствование метода долгосрочного прогноза температуры воды в Северной Атлантике шло путем учета влияния облачности над океаном, измеренной с помощью ИСЗ. Для установления прогностических связей Δt_w с температурой воздуха, потоками тепла через поверхность океана использовались наблюдения 8 судов погоды в Северной Атлантике. В качестве исходных данных

об облачности принимались ее значения в 5-градусных квадратах за 1966—1984 гг. Принимая во внимание сложную цепь связей Δt_w с каждым из определяющих факторов, сопоставление этих характеристик производилось не для отдельных точек, а для больших районов.

Крупные аномалии в поле t_w западной части Атлантического океана выражены векторами первого—третьего порядков.

Коэффициенты разложений полей аномалий средней месячной температуры воды сопоставлялись с коэффициентами разложения полей аномалий атмосферного давления, температуры воздуха и облачности. Для большинства месяцев наиболее тесные статистические связи ($r=0,6 \dots 0,7$) получены при сдвиге предикторов по отношению к предиктанту на 2—3 и 6—8 мес.

Так как процессы, обуславливающие колебания Δt_w , подвержены сезонным изменениям, прогностические уравнения находились отдельно для каждого месяца. Для наиболее информативных аргументов использовался метод множественной корреляции с просеиванием. Оказалось, что статистически устойчивые связи были при учете шести аргументов в уравнениях регрессии. При прогнозировании первых четырех коэффициентов разложения полей температуры воды имели место высокие коэффициенты корреляции и допустимые критерии надежности прогностических уравнений.

Наиболее тесные асинхронные связи обнаружены при сопоставлении полей Δt_w за летние месяцы с полями облачности весной. Сдвиг во времени между предиктором и предиктантом составляет 2 мес. Следовательно, при прогнозе Δt_w в летние месяцы необходимо учитывать облачность или поглощенную солнечную радиацию за весенние месяцы в том же районе.

В общем виде уравнения регрессии имеют вид

$$B_{i_{\text{пр}}}^{t_w} = f \left(B_i^{t_w}, \sum B_i^N, \sum B_i^{Pa} \right)_{n-2}, \quad (12.13)$$

где $B_{i_{\text{пр}}}^{t_w}$ — прогнозируемые коэффициенты разложения по ЕОФ;

$B_{i_{n-2}}^{t_w}$ — коэффициенты разложения поля температуры воды, наблюденной за 2 мес до составления прогноза; B_i^N — коэффициенты разложения поля облачности; B_i^{Pa} — коэффициенты разложения поля атмосферного давления; при допустимой ошибке прогноза Δt_w , равной $\pm 0,8 \sigma_{\Delta t_w}$, обеспеченность метода составляет для зимы 82 %, а для лета 80 %.

12.2. Динамико-статистический метод прогнозов температуры воды

Для составления прогнозов температуры воды большой заблаговременности в ряде случаев оказывается целесообразным

использовать динамико-статистический метод прогноза, разработанный Ю. М. Алехиным. Этот метод не учитывает внешние причины, обуславливающие изменения температуры, а основан на учете внутренних закономерностей развития прогнозируемого элемента. Сущность динамико-статистического метода заключается в линейной экстраполяции и выражается зависимостью вида

$$q_{\tau} = f(q_{\tau-1}, q_{\tau-2}, q_{\tau-3}, \dots, q_{\tau-n}), \quad (12.14)$$

в которой прогноз будущего члена рассматриваемого ряда составляется, исходя из предпосылки о существовании обратной связи в данном ряде наблюдений. Возможности применения уравнения (12.14) основаны на теории вероятностных процессов, разработанной А. Н. Колмогоровым, Н. Винером и др. По мнению Ю. М. Алехина, явления природы одновременно и необходимы, так как определяются непосредственно действующими на них факторами, и случайны, поскольку каждое явление есть результат действия нескольких причин. Можно предположить, что естественные макроявления представляют собой сумму большого числа элементов случайностей, накопленных в процессе их развития во взаимодействии всех причинных связей. Гидрометеорологические процессы, по-видимому, обладают внутренней цикличностью, что делает возможным их экстраполяцию. Цикличность лучше выражена и более устойчива для явлений большого пространственного и временного масштабов.

Численная реализация прогноза по рассматриваемому методу сводится к решению систем линейных равенств:

$$q_{\tau} = \sum_{i=1}^n k(\tau) q_{\tau-i} = k_1 q_{\tau-1} + k_2 q_{\tau-2} + \dots + k_n q_{\tau-n}, \quad (12.15)$$

где $k(\tau)$ — функция обратной связи ряда $Q(\tau)$; $q_{\tau-1}, q_{\tau-2}, \dots, q_{\tau-n}$ — отклонения от нормы какой-либо характеристики в предшествующий период. Необходимо определить оптимальное число членов ряда и коэффициенты экстраполяции. Эти величины определяются с помощью корреляционных функций исследуемого ряда. Корреляционная функция может быть представлена следующей формулой:

$$R(\tau) = \frac{\sum_{i=1}^{n-\tau'} q_i q_{i+\tau'}}{(n-\tau) \sigma_1 \sigma_2}, \quad (12.16)$$

где q_i и $q_{i+\tau'}$ — аномалии; τ' — сдвиг; σ_1 — среднее квадратическое отклонение от первого до $(n-\tau')$ -го члена; σ_2 — среднее квадратическое отклонение от τ' до n -го члена (рис. 12.5).

Эффективность прогнозов, составленных по уравнению (12.15), во многом зависит от вида и устойчивости его корреляционной

функции. Для количественной оценки возможности применения динамико-статистического метода Ю. М. Алехиным введен специальный параметр, названный средним периодом корреляционной функции (t_R), который вычисляется по формуле

$$t_R = \frac{2(\tau_{\text{посл}} - \tau_1)}{N_* - 1}, \quad (12.17)$$

где τ_1 и $\tau_{\text{посл}}$ — абсциссы первой и последней точек пересечения корреляционной функции $R(\tau)$ с горизонтальной осью; N_* — число пересечений $R(\tau)$ горизонтальной оси. Достаточно большой параметр t_R свидетельствует о том, что данному ряду присущи долгопериодные колебания. При оперативном испытании динамико-статистического метода составления прогнозов годового стока рек

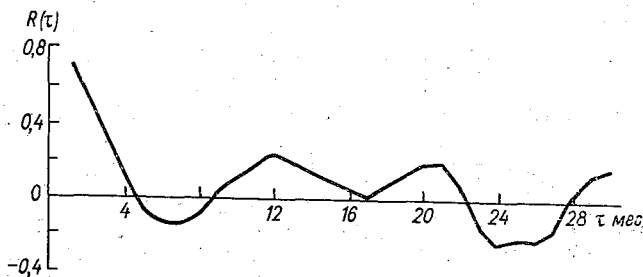


Рис. 12.5. Корреляционные функции среднегодовой температуры воды деятельного слоя на разрезе «Кольский меридиан».

оказалось, что применение метода было успешным в 90 % случаев, если $t_R \geq 8$. Оценка эффективности прогнозирования температуры воды динамико-статистическим методом показала, что средний период корреляционной функции должен быть также достаточно большим ($t_R \geq 5 \dots 6$). Средний период корреляционной функции используется только для предварительной оценки применения динамико-статистического метода.

При выборе длины исходного ряда необходимо установить число членов ряда, при котором корреляционная функция имеет наибольшую устойчивость и максимальный средний период. Так, например, для стандартных разрезов Баренцева моря корреляционная функция среднемесячных и среднеквартальных t_w становится устойчивой при $n=45$ и не меняет своего вида до $n=60$ (рис. 12.5). Математический аппарат, используемый для прогнозирования динамико-статистическим методом, основан на предположении о стационарности рассматриваемых процессов во времени. Если это предположение верно, то точность прогнозов, рассчитанных по корреляционной функции и n предшествующих значений процесса, должна существенно возрастать с увеличением продолжительности имеющегося ряда наблюдений.

Таблица 12.3

Стандартные ошибки прогнозов, составленных динамико-статистическим методом (S), средние квадратические отклонения температуры воды (σ) и критерий надежности метода (S/σ)

	Суда погоды								
	A	B	C	D	E	I	I	K	M
	S	σ	S/σ	S	σ	S/σ	S	σ	S/σ
	0,34	0,35	0,29	0,66	0,44	0,30	0,29	0,34	0,33
	0,52	0,46	0,50	0,83	0,56	0,56	0,42	0,44	0,46
	0,65	0,76	0,58	0,79	0,79	0,71	0,66	0,85	0,72

	Квадраты Смеда						
	D	E	H	I	K	L	M
	S	σ	S/σ	S	σ	S/σ	S
	0,38	0,29	0,29	0,32	0,27	0,31	0,36
	0,50	0,47	0,37	0,42	0,42	0,40	0,49
	0,76	0,62	0,78	0,76	0,64	0,77	0,73

Таблица 12.4

Фактическая средняя годовая температура воды в слое 0—200 м на разрезе «Кольский меридиан» (t_w^{Φ}), прогнозируемая динамико-статистическим методом ($t_w^{\text{пр}}$) и их различие (δ)

Элемент	1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982
t_w^{Φ}	3,52	4,04	4,38	3,97	4,39	4,11	3,58	3,01	2,92	3,63	3,04	3,68
$t_w^{\text{пр}}$	3,87	4,01	3,84	4,18	4,32	4,07	4,03	3,50	3,20	3,70	3,40	3,30
δ	0,35	0,03	0,54	0,27	0,07	0,04	0,45	0,49	0,28	0,07	0,36	0,38

12.3. Компонентно-гармонический и генетический методы сверхдолгосрочных прогнозов

Учет влияния гелиогеофизических факторов на гидрометеорологические процессы выполнялся в работах многих исследователей.

В. Ю. Визе, М. С. Эйгенсон и другие впервые сделали попытку учесть колебания солнечной активности при разработке методики морских прогнозов большой заблаговременности. Рассмотрим гипотезу о совокупном влиянии долгопериодных приливов, нутационных колебаний земной оси и изменений солнечной активности на макромасштабные гидрометеорологические процессы. Первый опыт такого учета факторов сделал И. В. Максимов при разработке методики сверхдолгосрочного прогноза ледовитости Баренцева моря. Этот подход получил название компонентно-гармонического метода. Исходной предпосылкой является предположение о том, что многолетние изменения прогнозируемого элемента определялись совокупностью выявленных циклов и что в будущем именно эти циклы определяют многолетние изменения данного элемента. Ряды наблюдений за отдельными элементами режима моря имеют сложную структуру и, кроме случайных изменений, содержат детерминированную часть. По мнению некоторых исследователей, совокупность воздействий внешних факторов в значительной мере формирует многолетние изменения гидрометеорологических процессов их детерминированную часть. Прогностическая зависимость имеет вид

$$Q_{\tau} = \bar{Q} + \sum_{m=1}^n A_m \sin \left(\frac{2\pi}{\tau_m} \tau + \varphi_m \right), \quad (12.19)$$

где A_m , φ_m — амплитуда и начальная фаза выделенного колебания с периодом τ_m ; n — общее число гармоник, принимаемых для прогноза.

Применимость компонентно-гармонического метода для составления сверхдолгосрочных прогнозов ледовитости морей, температуры воды и других элементов ограничена вследствие ряда принципиальных недостатков. Этот метод не имеет ограничений по заблаговременности прогноза. Кроме того, при выводе прогностических уравнений используются средние периоды, амплитуды и фазы выделенных гармоник. Это создает дополнительные ошибки, так как колебания гидрометеорологических элементов имеют не периодический, а циклический характер. Опыт применения компонентно-гармонического метода в сверхдолгосрочных морских прогнозах показал, что иногда удается отразить общую тенденцию многолетнего хода природных явлений, но в отдельные годы прогнозируемые характеристики могут существенно отличаться от наблюдаемых величин.

И. В. Максимов и Н. П. Смирнов разработали генетический метод сверхдолгосрочных морских прогнозов с целью устранения недостатков компонентно-гармонического метода и попытались придать более ясный физический смысл такому подходу к проблеме сверхдолгосрочных прогнозов. В основе генетического метода

лежит связь между внешней воздействующей силой и той частью колебаний какой-либо гидрометеорологической характеристики, которая создается этой силой. Составляющие прогнозируемого элемента выделяются с помощью фильтрации полосовым фильтром скользящего осреднения, а в качестве предикторов используются различные индексы космогеофизических сил. Для каждой выделенной составляющей вычисляется уравнение регрессии. В этом варианте компонентно-гармонического метода возникают трудности составления сверхдолгосрочного прогноза индексов внешних сил. В отдельных случаях составление прогноза облегчается тем, что обнаруживается сдвиг по фазе между влияющей силой и какой-либо гидрометеорологической характеристикой. Для некоторых рядов наблюдений за гидрометеорологическими элементами сдвиг по фазе составляет три года, что позволяет с заблаговременностью до трех лет разрабатывать прогнозы по наблюдаемым индексам космогеофизических сил. Впервые этот метод применил Н. П. Смирнов к прогнозу июльской температуры воды поверхностного слоя в районе Фареро-Шетландского пролива. Прогностическое уравнение имеет следующий вид:

$$\Delta t_w^{VII} = 0,0188 R_P + 0,0054 \Delta W_{11} + 0,0025 (R_N)_{\tau-3} + \\ + 0,01 \Delta W_{\text{век}} + 0,05, \quad (12.20)$$

где R_P и R_N — нутационный и приливной индексы Максимова; ΔW_{11} и $\Delta W_{\text{век}}$ — аномалии хода солнечной активности в 11-летнем и вековом циклах.

Дальнейшее совершенствование компонентно-гармонического метода связано с разработкой обоснованных гипотез относительно природы циклов, уточнением методики прогноза внешних сил, обуславливающих периодическую составляющую прогнозируемого элемента режима.

Ю. В. Суставов предложил методику долгосрочного прогноза месячной и годовой температуры воды в южной части Баренцева моря на основе компонентной оценки теплового взаимодействия моря с атмосферой и адвекции тепла течениями. Предполагается, что тепловой режим Баренцева моря определяется энтальпией масс, поступающих с Нордкапским течением. С помощью спектрального анализа рядов температуры воды выявлены циклы продолжительностью 3, 6, 12 и 30 мес. Так как в колебаниях температуры воздуха над Баренцевым морем 30-месячная цикличность отсутствует, то Ю. В. Суставов полагает, что колебания температуры воды с циклом 2,5 года обусловлены адвекцией тепла течениями. Косвенным подтверждением такого предположения является то, что в изменениях уровня Баренцева моря, которые тесно связаны с течениями, также был обнаружен 30-месячный цикл.

Если из исходного ряда наблюдаемой температуры воды исключить 30-месячную составляющую, то связь оставшейся части значений температуры воды с температурой воздуха в районе п-ова

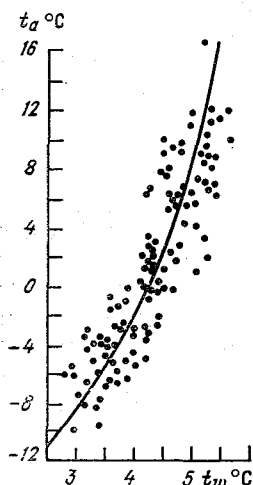


Рис. 12.6. Связь температуры воздуха в районе п-ова Рыбачий с температурой воды в слое 0—200 м на разрезе «Кольский меридиан».

Рыбачий будет характеризоваться высоким коэффициентом корреляции, равным 0,90 (рис. 12.6). Следует отметить, что на рис. 12.6 связи — асинхронны: сдвиг по фазе между температурами воды и

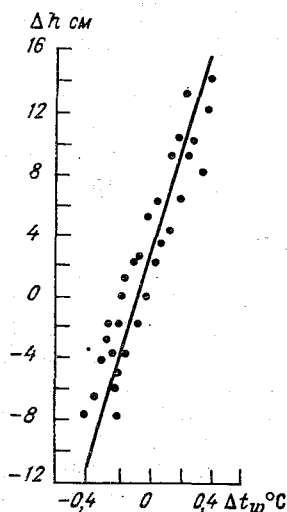


Рис. 12.7. Связь уровня моря в Мурманске и адвективной составляющей температуры воды на разрезе «Кольский меридиан»

воздуха составил 3 мес. Вычисление адвективной составляющей изменений температуры воды в зависимости от уровня в Мурманске выполнялось с помощью графика связи (рис. 12.7). Для всех

компонентов выявлено запаздывание колебаний средней температуры воды относительно колебаний уровня. Так, например, для 30-месячной цикличности запаздывание составило 10 мес, для 12-месячного цикла — 2—3 мес, для 6-месячного — 1,5 мес, для 3- и 4-месячного — менее 1 мес. Результаты проверки данного метода применительно к прогнозу средней месячной температуры воды в Баренцевом море с заблаговременностью до 12 мес показали вполне удовлетворительные результаты.

12.4. Долгосрочные прогнозы теплового состояния моря для промысловых целей

При планировании и организации рыбного промысла в морях и океанах важную роль играют промысловые прогнозы. Для разработки промысловых прогнозов нужно располагать: во-первых, зависимостью урожайности поколений, нереста, миграций и степени концентрации рыбы от гидрометеорологических условий и во-вторых, прогнозом этих условий. Между физиологическим состоянием рыбы и условиями среды обитания связи достаточно сложны и охватывают многие факторы, действующие одновременно. О влиянии абиотических факторов на урожайность поколений, выживаемость, нерест, миграцию и концентрацию отдельно для каждого вида рыбы можно иметь представление на основе эмпирических сведений.

Из всех внешних условий на урожайность поколений и нерест взрослой рыбы наибольшее влияние оказывают тепловые процессы, которые определяют скорость биохимических процессов, развитие половых продуктов и темпы роста рыбы. Кроме того, термический режим вод в промысловых районах определяет условия нагула и зимовки нерестующей рыбы (рис. 12.8).

Длительные и крупномасштабные колебания температуры воды приводят иногда к перераспределению популяций промысловой рыбы. Известно немало примеров массовой гибели рыбы от неблагоприятного воздействия абиотических факторов, когда последние выходили за пределы эволюционного приспособления того или иного вида рыб. Следует также иметь в виду, что на разных этапах развития рыб влияние одних и тех же гидрометеорологических факторов может быть существенно различным, и поэтому это обстоятельство надо учитывать при обеспечении рыбного промысла.

Теоретической основой долгосрочных промысловых прогнозов является зависимость численности и урожайности поколений рыб от гидрометеорологических условий промысловых районов. Роль гидрометеорологических процессов в динамике численности рыб как прямая, так и косвенная. Прямое воздействие тепловых условий наиболее существенно сказывается на ранних стадиях развития промысловых популяций. Косвенное воздействие

проявляется через кормовую базу, условия нагула, воздействие хищников, микробов и болезней. Большое значение для формирования биологической продуктивности имеет стратификация водных масс и положение слоя скачка температуры и плотности, являющегося барьером для развития вертикального обмена в океане.

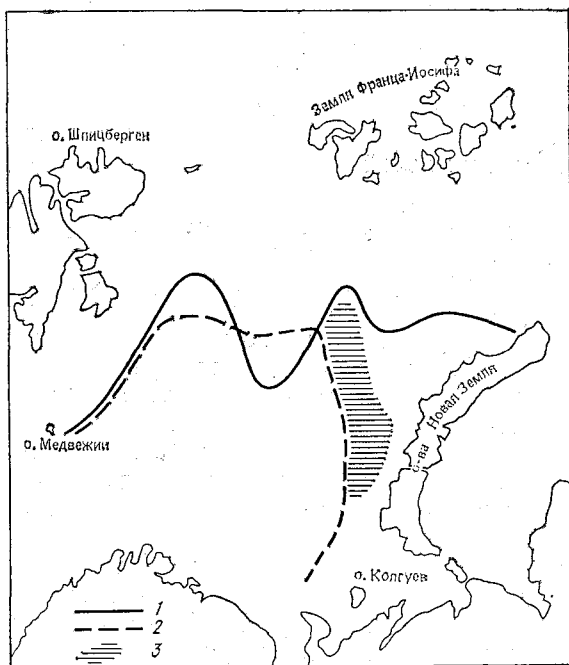


Рис. 12.8. Граница атлантических вод в 1976 г. (1) и в 1977 г. (2) и район скопления зоопланктона зимовального фонда (3).

Хорошо известна приуроченность скоплений рыб к зонам фронтов и большим горизонтальным градиентам температуры воды. По измерениям радиационной температуры поверхности океана с ИСЗ и самолетов можно наблюдать за положением термических фронтов, их возникновением, обострением, перемещением и разрушением. По спутниковым данным предпринимаются попытки установить скорость фронтогенеза или фронтолиза. Для прогнозирования скопления рыб решающее значение имеет знание оптимальной температуры их обитания. Миграция рыб обуславливается изменением либо этой температуры, либо косвенно через ее влияние на запасы корма. Поведение рыбы нередко обуславливается не температурой воды, а иными факторами окружающей среды. Но даже в таких случаях температура воды может исполь-

оваться в качестве весьма полезного индикатора других процессов.

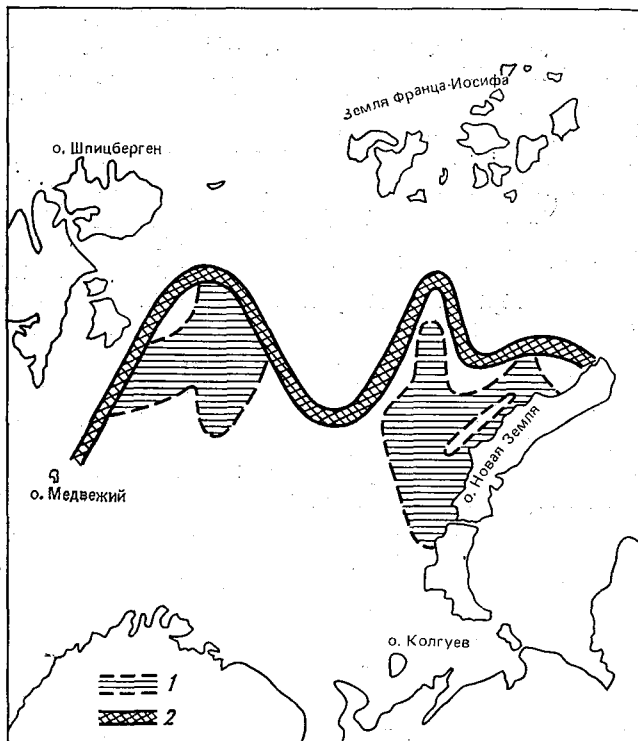


Рис. 12.9. Скопление мойвы (1) и положение границы атлантических вод (2) в сентябре 1976 г.

Итак, при составлении долгосрочных промысловых прогнозов необходимо прогнозировать оптимальные температуры для различных видов рыб, положение критических изотерм, районов с резкими горизонтальными градиентами температуры, положение тероклина и интенсивность осенне-зимней конвекции.

Рассмотрим некоторые рекомендации к прогнозу промысловых скоплений мойвы в Баренцевом море, разработанные А. В. Родиным. В нагульный период промысловые концентрации мойвы всегда отмечаются под скоплениями зоопланктона на границе руй теплых течений. Достигнув границы полярного гидрологического фронта, мойва становится менее активной и в дальнейшем перемещается в поисках пищи вместе со смещениями зоны конвергенции. В этой зоне планктон накапливается и глубже слоя

скачка температуры воды не погружается. Интенсивность развития конвективного перемешивания определяет сроки окончания устойчивой стратификации вод, а следовательно, оказывает влияние на скопления планктона и мойвы. На основе начальных данных по вертикальному распределению температуры воды и солености, а также прогнозируемых метеорологических условий ведется расчет глубины конвекции. Если конвективное перемешивание достигает нижней границы сезонного пикноклина, то это означает разрушение нагульных скоплений мойвы.

В период зимовки мойва переходит из вод холодного промежуточного слоя в теплые атлантические воды, она прекращает питание, предпочитает воду с однородной температурой. Чем больше предыдущим летом был приток атлантических вод в Баренцево море, тем восточнее располагаются районы зимовки мойвы (рис. 12.9). Если термические условия в летние месяцы были холоднее обычных, то основная часть зимовальной мойвы концентрируется в западной половине моря. Согласно рекомендациям А. В. Родина, чем выше температура воды, тем короче время зимовки мойвы, но сумма градусо-дней всегда составляет 130—140. Скорость миграции стаи нерестовой мойвы зависит от темпа охлаждения водных масс, причем чем интенсивнее охлаждение тем выше эта скорость. Скопления мойвы перемещаются в сторону нерестилищ вдоль фронтальной зоны или вдоль зоны с максимальной температурой, вблизи которой проходила зимовка.

Окончание нереста и распад нерестовых скоплений рыбы в многом зависят от начала весеннего прогрева вод. На основе долгосрочного прогноза температуры воды деятельного слоя определяют сроки весеннего прогрева в промысловых районах.

12.5. Численные методы долгосрочных прогнозов температуры воды

Численные методы прогноза температуры воды основаны на решении уравнения теплопроводности

$$\begin{aligned} \frac{dt_w}{d\tau} = u \frac{\partial t_w}{\partial x} + v \frac{\partial t_w}{\partial y} + w \frac{\partial t_w}{\partial z} + K_l \left(\frac{\partial^2 t_w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 t_w}{\partial y^2} \right) + \\ + K_z \frac{\partial^2 t_w}{\partial z^2} + (Q_{\odot} + Q_{т.о} + Q_{и}), \end{aligned} \quad (12.2)$$

где u , v , w — составляющие скорости течения по осям координат x , y , z ; K_l , K_z — коэффициенты турбулентного обмена в горизонтальном и вертикальном направлениях; $(Q_{\odot} + Q_{т.о} + Q_{и})$ — тепловой баланс поверхности. Первые три слагаемых правой части уравнения характеризуют адвективные изменения, четвертое и пятое — процессы горизонтального и вертикального перемешивания, а последний член — поток тепла через поверхность.

Недостаточная изученность процессов распространения тепла в море не позволяет решить это уравнение в полной форме и в оперативной работе прибегают к упрощениям. Большую трудность при решении уравнения (12.21) составляет определение коэффициентов турбулентности перемешивания. Не останавливаясь на математических моделях и численных экспериментах по расчету температуры воды, отметим лишь, что первоначально моделирование термического режима предпринималось в рамках стационарной теории. Однако термическая структура деятельного слоя в морях и океанах в основном формируется нестационарными процессами, поэтому в дальнейшем более широкое распространение получили нестационарные модели деятельного слоя моря. Хорошо выраженная двухслойность термической структуры деятельного слоя океана послужила основой для интегрального подхода к описанию термического режима. Например, в модели Крауса и Тернера предложена система уравнений баланса энергии, проинтегрированных в пределах верхнего квазиоднородного слоя океана. Для замыкания системы использовалось выражение для потока тепла на нижней границе квазиоднородного слоя, вытекающее из разрывного характера распределения температуры воды при переходе от квазиоднородного слоя к сезонному термоклину.

Для прогноза температуры воды на средние сроки в Гидрометцентре СССР используется двухслойная нестационарная модель, разработанная В. И. Калацким и Е. С. Нестеровым. Основные уравнения и результаты применения этой модели в оперативной работе изложены в главе 8.

Идея Н. Н. Зубова и разработанный им метод расчета параметров конвективного перемешивания были развиты в моделях В. А. Цикунова и Ю. П. Доронина. Численные прогнозы температуры воды в холодный период года позволяют перейти к прогнозу ледовых характеристик и в первую очередь положения кромки дрейфующих льдов. Ю. П. Дорониным использована теория конвективного перемешивания, при этом полагалось, что конвекция возникает в результате уплотнения верхних слоев воды за счет выхолаживания, осолонения и адвекции вод, имеющих большую плотность. Возможны случаи, когда эти факторы действуют одновременно. В основе модели Доронина лежат уравнения баланса тепла и солей в однородном слое:

$$\int_0^{h_{n+1}} c \rho t_{w_{n+1}} dz = \int_0^{h_n} c \rho t_{w_n} dz + \int_{h_n}^{h_{n+1}} c \rho t_{w_n} dz + \int_{\tau_n}^{\tau_{n+1}} Q_{\tau, 0} d\tau + \\ + \int_{\tau_n}^{\tau_{n+1}} K_1 \left. \frac{\partial t_w}{\partial z} \right|_{z=h} d\tau + \int_{\tau_n}^{\tau_{n+1}} \int_0^h c \rho u(z) \frac{\partial t_w}{\partial t} dz d\tau; \quad (12.22)$$

$$\int_0^{h_{n+1}} \rho S_{n+1} dz = \int_0^{h_n} \rho S_n dz + \int_{h_n}^{h_{n+1}} \rho S_n dz + \int_{\tau_n}^{\tau_{n+1}} \rho S_n \frac{dh_*}{d\tau} +$$

$$+ \int_{\tau_n}^{\tau_{n+1}} \rho K_2 \frac{\partial S}{\partial z} \Big|_{z=h} d\tau + \int_{\tau_n}^{\tau_{n+1}} \int_0^h \rho U(z) \frac{dS}{dl} dz d\tau, \quad (12.23)$$

где n — момент времени, в который характеристика известна; $n+1$ — момент времени, на который характеристика прогнозируется; h — глубина залегания нижней границы однородного слоя; h_* — толщина испарившегося слоя воды, или выпавших осадков, или поступивших талых и речных вод; K_1 и K_2 — коэффициенты турбулентной теплопроводности и диффузии солей в воде ниже однородного слоя; $\partial t_w / \partial z$, $\partial S / \partial z$ — вертикальные градиенты температуры и солености на глубине $z=h$; $\partial t_w / \partial l$, $\partial S / \partial l$ — горизонтальные градиенты температуры и солености; $U(z)$ — скорость результирующего течения.

Изменения t_w и S ниже однородного слоя описываются уравнениями распространения тепла и солей:

$$\partial t_w / \partial \tau = K_1 \partial^2 t_w / \partial z^2; \quad (12.24)$$

$$\partial S / \partial \tau = K_2 \partial^2 S / \partial z^2. \quad (12.25)$$

Момент времени, когда температура однородного слоя становится равной температуре замерзания при данной солености, считается началом ледообразования, и к уравнениям (12.22) — (12.23) добавляется уравнение баланса тепла на нижней границе льда

$$L \rho_l \frac{dh_l}{d\tau} = \lambda \frac{t_a - t_l}{h_l} - Q_w, \quad (12.26)$$

где L — теплота ледообразования; λ — теплопроводность морского льда; t_a — температура верхней поверхности льда, принимаемая равной температуре воздуха; t_l — температура нижней поверхности льда, принимаемая равной температуре замерзания; h_l — толщина льда; Q_w — поток тепла из воды ко льду.

При решении системы уравнений Ю. П. Доронин предполагал, что слой конвективного перемешивания определяется на основании условия, что плотность воды ниже этой глубины больше плотности в однородном слое.

Если выбрать шаг во времени $\Delta \tau = \tau_{n+1} - \tau_n$ таким, что изменение глубины конвекции $\Delta h = h_{n+1} - h_n$ было достаточно малым, изменение энтальпии за счет увеличения конвекции можно представить в виде

$$\int_{h_n}^{h_{n+1}} \rho t_{w_{n+1}} dz = 0,5 \rho (t_{w_n} + t'_{w_n}) (h_{n+1} - h_n), \quad (12.27)$$

где t'_{w_n} — температура воды на глубине h_{n+1} в момент времени τ_n .

Формула для расчета температуры воды слоя конвекции в момент времени τ_{n+1} без учета адвекции имеет вид

$$t_{w_{n+1}} = 0,5 \left[t_{w_n} + \left(1 + \frac{h_n}{h_{n+1}} \right) + t'_{w_n} \left(1 - \frac{h_n}{h_{n+1}} \right) \right] - \frac{1}{c_p h_{n+1}} \int_{\tau_n}^{\tau_{n+1}} Q d\tau + \frac{1}{h_{n+1}} \int_{\tau_n}^{\tau_{n+1}} K \frac{\partial t_w}{\partial z} d\tau. \quad (12.28)$$

Адвективное изменение температуры воды вычисляется по формуле

$$\Delta t_w^{\text{адв}} = \frac{1}{h_{n+1}} \int_{\tau_n}^{\tau_{n+1}} \int_0^{h(\tau)} U(z) \frac{\partial t_w}{\partial t} dz d\tau. \quad (12.29)$$

При прогнозе по данной модели необходимы начальные данные о распределении температуры и солёности в узлах расчетной сетки. Теплообмен с атмосферой и адвективный член вычисляются на основании долгосрочного метеорологического прогноза. В связи с этим точность прогноза t_w существенно зависит от точности прогноза погоды над морем. Из-за отсутствия синхронных глубоководных съемок к началу периода осенней конвекции возникают также серьезные трудности с заданием начальных условий. Опытные долгосрочные прогнозы температуры воды в слое конвективного перемешивания, составленные по данной модели в Баренцевом море, дали существенные ошибки.

Метод прогноза средней месячной аномалии температуры поверхностного слоя океана предложен Дж. Адемом. В основе разработанной термодинамической модели лежат уравнения теплового баланса для верхнего слоя океана (до глубины 50—100 м), верхнего слоя суши и слоя атмосферы (до 10 км). Дж. Адем составил три уравнения сохранения энергии для каждой из рассматриваемых сред, считая, что толщины слоев постоянны. Для атмосферы уравнение записывается в виде

$$c_a a_0 \frac{\partial t'_a}{\partial \tau} + A_{t_a} - c_v a_0 K_a \nabla^2 t'_a = Q_{\odot}^a + Q_{\text{т.о}} + Q_k, \quad (12.30)$$

где t'_a — отклонение температуры атмосферы на среднем уровне от постоянной величины t_{a_0} (средней по площади), причем $t_{a_0} \gg t'_a$; A_{t_a} — адвекция в атмосфере; K_a — горизонтальный коэффициент обмена в атмосфере; Q_k — тепло, поступающее вследствие конденсации водяного пара в облаках; c_v — удельная теплоемкость воздуха при постоянном объеме.

Уравнение для верхнего слоя океана имеет вид

$$h \frac{\partial t'_w}{\partial \tau} + A_w - K_l \nabla^2 t'_w + Q_n = \frac{1}{\rho_w c_w} (Q_{\odot}^w - Q_{т.о} - Q_k), \quad (12.31)$$

где t'_w — отклонение температуры воды деятельного слоя от среднего по полушарию значения; A_w — адвекция тепла в океане; K_l — коэффициент макротурбулентного обмена в океане; ρ_w — плотность воды; c_w — теплоемкость воды; Q_n — поток тепла через нижнюю границу верхнего слоя.

Для целей долгосрочного прогноза все характеристики, входящие в уравнения (12.30) — (12.31), были линеаризованы по средним многолетним значениям, например $t'_w = \bar{t}_w + \Delta t_w$. Дж. Адем рассматривал несколько вариантов составления прогнозов температуры воды. В первом варианте в уравнении (12.31) учитывалось только горизонтальное перемешивание, и тогда уравнение записывается в виде

$$\partial t_w / \partial \tau = K_l \nabla^2 t_w. \quad (12.32)$$

Решение этого уравнения зависит только от начальной температуры и от коэффициента перемешивания ($K_l = 3 \cdot 10^8$ см²/с). Под действием горизонтального турбулентного перемешивания аномалия температуры воды постепенно исчезает. Выявлено, что чем большую акваторию занимает первоначально Δt_w , тем медленнее она исчезает. Так, Δt_w , занимающая в поперечнике около 800 км (шаг сетки, принятый Дж. Адемом), исчезает через 43 дня.

На следующем этапе испытания этой модели пренебрегалось влиянием адвективных членов и полагалось, что изменения температуры воды происходят за счет теплового баланса поверхности. В процессе решения уравнений (12.30) — (12.31) производные t_a и t_w по времени заменяются на конечные разности: $\partial t_a / \partial \tau$ на $(t'_a - t'_{a_0}) / \Delta \tau$ и $\partial t_w / \partial \tau$ на $(t'_w - t'_{w_0}) / \Delta \tau$, где t'_{a_0} и t'_{w_0} — температура воздуха и воды в предыдущем месяце; $\Delta \tau$ равно 1 мес. Составляющие теплового баланса, входящие в уравнения (12.30) — (12.31), выражаются параметрически через функции t'_w , t'_a , $\partial t'_a / \partial x$, $\partial t'_a / \partial y$. В результате получаются два линейных уравнения для определения t'_a и t'_w . В безадвективном случае уравнение для прогноза t_w становится алгебраическим.

В третьем случае решения модели Адема учитываются горизонтальный и вертикальный переносы тепла в океане. При этом суммарное течение складывается из среднесезонного и аномалии дрейфового течения. Дрейфовое течение вычисляется по формуле Экмана. Вертикальный перенос тепла через термоклин оценивается как произведение вертикальной скорости на нижней границе термоклина на разность температур в термоклине.

Схему прогноза по модели Адема можно представить следующим образом:

1) по начальным данным, соответствующим средним многолетним t_w предыдущего месяца, дается прогноз нормы t_w на последующий месяц;

2) по фактическим t_w предыдущего месяца составляется прогноз на последующий месяц.

В табл. 12.5 показана оправдываемость прогноза знака Δt_w по различным вариантам модели Адема и для сравнения дана природная обеспеченность.

Таблица 12.5

Оправдываемость (%) прогноза знака Δt_w по различным вариантам модели Адема

Вариант модели	Тихий океан	Атлантический океан
Учет горизонтального обмена:		
при шаге 5 сут	65,6	67,0
при шаге 30 сут	64,6	65,7
Полная термодинамическая модель	62,7	63,6
Климатологические прогнозы (природная обеспеченность)	58,7	57,9

Как видно из табл. 12.5, оправдываемость прогноза знака аномалии температуры воды по различным вариантам модели Адема оказалась несколько выше оправдываемости климатологических прогнозов.

Глава 13

Долгосрочные прогнозы ледовых явлений на неарктических морях

Ледообразование в море наступает с момента, когда температура поверхностного слоя становится равной температуре замерзания. Раньше всего это наступает в мелководных, распресненных бухтах и заливах. Почти одновременно с появлением начальных форм льда вдоль берега образуются забереги. Спустя некоторое время льды появляются в открытых частях моря, и количество их быстро увеличивается. На некоторых участках побережья устанавливается неподвижный ледяной покров — припай. В дальней-

шем с наступлением холодов площадь льдов и их толщина непрерывно увеличиваются.

С начала марта на неарктических морях под влиянием теплового воздействия атмосферы начинают все с большей силой проявлять себя процессы весеннего ледоразрушения. В результате поглощения солнечной радиации и тепла из атмосферы лед начинает разрушаться. Процесс разрушения иногда затягивается на несколько месяцев и заканчивается лишь к июню.

Содержание первых ледовых прогнозов сводилось к предсказанию сроков появления и разрушения льда. В последние годы в связи с организацией в некоторых замерзающих портах круглогодичной навигации появилась потребность в прогнозах и ряде других ледовых характеристик. В настоящее время составляются прогнозы ледовитости, положения кромки дрейфующего льда, сплоченности, толщины, зон сжатия и разрежения, взлома припая и окончательного очищения от льда. Составляются также навигационные рекомендации, указывающие возможность плавания на отдельных участках ледовых трасс, без ледоколов и с ледоколами разной мощности.

13.1. Долгосрочные прогнозы осенних ледовых явлений

Основными факторами, определяющими сроки появления льда в районах, где нет постоянной адвекции тепла течениями, являются энтальпия деятельного слоя в море к началу осеннего охлаждения и интенсивность охлаждения моря в осенние месяцы.

Методику долгосрочного прогноза сроков ледообразования целесообразно рассматривать отдельно для прибрежных мелководных районов и для открытого моря. Для прибрежных районов прогноз основывается на учете энтальпии деятельного слоя на момент прогноза, показателем которой может быть средняя температура (t_w), и интенсивность теплоотдачи в предзимье, выражаемой через температуру воздуха осенью (t_a) и показатель атмосферной циркуляции (J).

В этом случае для прогноза сроков появления льда используются зависимости вида

$$D_{\text{п}} = f(t_w, t_a, J). \quad (13.1)$$

Значительно сложнее разработать методику долгосрочного прогноза сроков появления льда в открытом море. Здесь, кроме энтальпии деятельного слоя и интенсивности теплоотдачи в атмосферу в предзимье, следует учитывать адвекцию.

Таким образом, прогноз сроков появления льда в открытом море строится на учете:

- 1) начальной энтальпии деятельного слоя моря;
- 2) адвекции тепла морскими течениями;
- 3) интенсивности осеннего охлаждения вод.

Е. М. Саускан, основываясь на материалах наблюдений э/с «Витязь» в Охотском море, разработала следующую схему прогноза сроков появления льда для этого моря.

Для образования льда на поверхности моря необходимо охлаждение массы воды, принимающей участие в процессах перемешивания, до температуры замерзания. Перемешивание вод в результате осенне-зимней конвекции, стонно-нагонных явлений и штормов достигает в Охотском море 150 м. Поэтому для составления прогноза необходимо знать максимальную глубину, до которой распространяется перемешивание вод к моменту ледообразования. Кроме того, необходимы сведения о средней температуре и солёности этого слоя. При этих условиях может быть вычислена энтальпия по известной формуле

$$Q = c_w \rho_w H (\bar{t}_w - t_3), \quad (13.2)$$

где H — глубина перемешивания; $\bar{t}_w$ — средняя температура в слое от поверхности до глубины H ; t_3 — температура замерзания воды при средней солёности в слое перемешивания.

После определения теплозапаса необходимо определить потери тепла через поверхность моря. Кроме того, необходимы сведения о переносе тепла течениями.

Е. М. Саускан предложила способ прогноза температуры воды в слое перемешивания по данным наблюдений за температурой и солёностью в поверхностном слое моря. Она допустила, что в период, предшествующий ледообразованию, средняя температура перемешанного слоя равна температуре воды поверхностного слоя моря. Определение скорости морских течений в море связано с некоторыми трудностями. Поэтому часто используются в расчетах средние многолетние данные (для условий Охотского моря они колеблются в пределах 5—15 см/с). При составлении прогноза температуры воды для расчета теплообмена с атмосферой, а также для вычисления скорости течения необходим прогноз погоды. Для расчета циркуляции вод в море нужны сведения о скорости и направлении ветра, а также об атмосферном давлении над морем. При составлении прогноза сроков появления льда используются лишь прогностические значения температуры воздуха и атмосферного давления. По этим данным можно рассчитать время охлаждения слоя воды до температуры замерзания, а следовательно, и определить время появления льда.

О. И. Шереметевская разработала методику прогноза скорости охлаждения воды на Белом, Балтийском и Баренцевом морях. Применительно к процессу осеннего охлаждения воды до температуры замерзания можно записать уравнение вида:

$$C = \frac{t_{\text{нач}} - t_3}{\Delta t} = \frac{\sum_{t_1}^{t_2} Q}{c_w \rho_w H} + \Delta t_{\text{адв}}, \quad (13.3)$$

где Δt — промежуток времени от момента максимального прогрева до температуры замерзания (в сутках); $t_{\text{нач}}$ — средняя месячная температура воды в деятельном слое в августе; $\Delta t_{\text{адв}}$ — адвективная составляющая в первом приближении равна нулю; t_3 — в каждом пункте принята постоянной.

На ряде наблюдений с 1944 по 1976 г. для 12 станций получена средняя многолетняя скорость охлаждения, равная 0,25—0,30 °/сутки. О. И. Шереметевской установлены статистические зависимости, позволяющие с помощью данных об атмосферной циркуляции, температуре воды в Атлантическом океане и в Баренцевом море предвычислять скорость охлаждения воды. Под скоростью охлаждения подразумевается зависимость вида

$$C = (t_{\text{нач}} - t_3) / \Delta t. \quad (13.4)$$

За начальную температуру воды принята температура в период максимальной энтальпии. Скорость охлаждения вычислена для семи морских и пяти речных станций. Распределение скорости охлаждения C представлялось с помощью разложения в ряды по естественным составляющим:

$$C = B_0 + B_1 X_1 + B_2 X_2 + \dots + B_i X_i, \quad (13.5)$$

где B_0 — средняя скорость охлаждения воды для района, в котором выбраны пункты; $B_1, B_2, \dots, B_i$ — коэффициенты разложения, характеризующие особенность распределения величины C на разных участках выбранного района; $X_1, X_2, \dots, X_i$ — естественные составляющие.

При этом элементарное поле, соответствующее первой естественной составляющей X_1 , характеризует различия в скорости охлаждения воды на западе и востоке Европейской части Советского Союза. Поле X_2 дает представление о различиях в осеннем выходе из ледяного покрова на севере и юге рассматриваемой области.

Уравнения для прогноза коэффициентов B_i в общем виде можно записать следующим образом:

$$B_i = f(B_{ij}^P, t_w^{\text{Атл}}, t_w^{\text{Бар}}, \text{ПВФЗ}), \quad (13.6)$$

где B_{ij}^P — коэффициенты разложения полей аномалий приземного атмосферного давления над Северной Америкой, Атлантикой, Европой и Азией; $t_w^{\text{Атл}}, t_w^{\text{Бар}}$ — температура воды соответственно в Атлантическом океане и Баренцевом море в период, предшествующий ледообразованию; ПВФЗ — характеристики положения высотной фронтальной зоны в тропосфере.

Оперативные прогнозы сроков появления льда по методике Шереметевской выполняются в три этапа: прогноз коэффициентов B_i , вычисление скорости охлаждения воды в конкретном году и расчет величины Δt . Проверка этой методики показала, что

в среднем обеспеченность составляет 75—80 %, но целесообразно оперативные прогнозы сроков ледообразования составлять с за-
благовременностью 7—10 сут.

13.2. Прогнозы толщины льда

Основными факторами, влияющими на нарастание льда, являются температура воздуха, высота и плотность снежного покрова

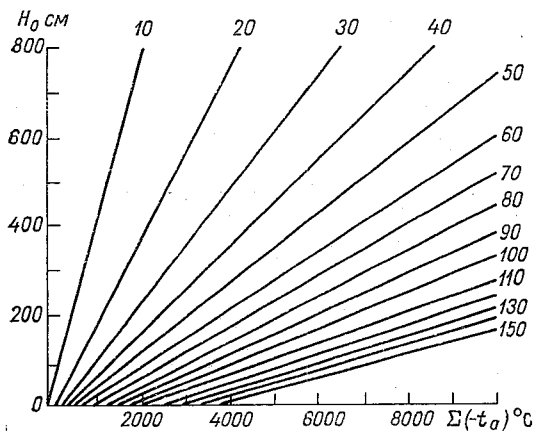


Рис. 13.1. Прирост льда в зависимости от начальной толщины льда и суммы градусо-дней мороза.

на льду и приток тепла из глубины к нижней поверхности. Наибольшее влияние на нарастание льда оказывает температура воздуха в холодный период года (сумма градусо-дней мороза). Естественно, что ее влияние на скорость нарастания льда уменьшается с увеличением толщины льда. Чем лед тоньше, тем быстрее, при прочих равных условиях, будет происходить нарастание льда, и наоборот. Поэтому наиболее простой вид прогностической зависимости толщины от определяющих ее факторов сводится к следующему:

$$h_{\text{пр}} = f \left(h_0, \sum_{n-1}^n (-t_a) \right), \quad (13.7)$$

где $h_{\text{пр}}$ — прогнозируемая толщина льда; h_0 — толщина льда в момент составления прогноза; $\sum_{n-1}^n (-t_a)$ — сумма отрицательных температур воздуха от момента составления прогноза ($n-1$) до момента n .

Такие зависимости, установленные для конкретных пунктов, использовались в оперативной практике (рис. 13.1 и 13.2).

Широкое распространение в долгосрочных прогнозах нарастания льда получила эмпирическая формула Н. Н. Зубова

$$h_{\text{л}} = -25 + \sqrt{(25 + h_0)^2 + 8 \sum (-t_a)}. \quad (13.8)$$

Так как сумма отрицательных температур воздуха во всех эмпирических формулах рассчитывается по метеорологическому прогнозу, точность таких расчетов полностью зависит от точности последнего.

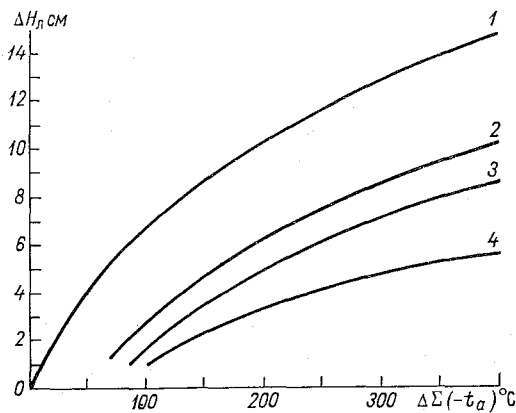


Рис. 13.2. Зависимость приращения толщины льда $\Delta h_{\text{л}}$ от приращения суммы холода $\Delta \Sigma (-t_a)$ при различных высоте снежного покрова $h_{\text{сн}}$ и начальной толщине льда h_0 .
1) $h_{\text{сн}} < 10$ см, $h_{\text{л}} < 60$ см; 2) $h_{\text{сн}} = 10 \dots 20$ см, $h_{\text{л}} < 60$ см; 3) $h_{\text{сн}} > 20$ см, $h_{\text{л}} < 60$ см; 4) $h_{\text{сн}} > 20$ см, $h_{\text{л}} > 60$ см.

Следует отметить, что большинство теоретических формул, полученных в результате учета большого количества влияющих факторов, в упрощенном виде близки к эмпирическим формулам. Так, в исследованиях Ю. П. Доронина довольно подробно рассмотрены условия нарастания толщины льда. После некоторых упрощений он получил соотношение, напоминающее по виду эмпирические формулы Н. Н. Зубова:

$$h(\tau) = - \left(\frac{Q_w \tau}{2L\rho_{\text{л}}} + \frac{\lambda_{\text{л}}}{\lambda_{\text{сн}}} h_{\text{сн}} \right) + \sqrt{\left(\frac{Q_w \tau}{2L\rho_{\text{л}}} + \frac{\lambda_{\text{л}}}{\lambda_{\text{сн}}} h_{\text{сн}} + h_0 \right)^2 + \frac{2\lambda_{\text{л}}}{L\rho_{\text{л}}} \sum (t_{\text{з}} - t_a) + \frac{2Q_w \tau}{L\rho_{\text{л}}} \left(h_0 + \frac{\lambda_{\text{л}}}{\lambda_{\text{сн}}} \rho_{\text{л}} \right)}, \quad (13.9)$$

где Q_w — поток тепла из воды ко льду; L , $\lambda_{\text{л}}$, $\rho_{\text{л}}$ — удельная теплота плавления, теплопроводность и плотность льда соответственно; $\lambda_{\text{сн}}$ и $h_{\text{сн}}$ — теплопроводность и толщина снега на льду; $t_{\text{з}}$ — температура замерзания; τ — время, в течение которого толщина льда меняется от h_0 до $h(\tau)$; t_a — температура воздуха, осредненная за период τ .

Формула (13.9) имеет то преимущество, что в ней учитываются высота снежного покрова и поток тепла от воды. Эта формула позволяет рассчитать толщину ледяного покрова от момента

его образования до момента времени, на который составляется прогноз, по известным сумме градусо-дней мороза, потоку тепла от воды, средней толщине снежного покрова и его плотности.

Применение этого способа прогноза дает возможность предвычислить толщину льда в узлах сетки по всему морю с учетом тепла, поступающего из нижележащих слоев воды.

Для приближенных расчетов толщины льда, когда приток тепла от воды отсутствует, можно воспользоваться формулой

$$\Delta h_{\text{л}} = \frac{a \sum (-t_a)}{h_0 + b h_{\text{сн}} / \rho_{\text{сн}}^2}, \quad (13.10)$$

где $\Delta h_{\text{л}}$ — прирост льда от дня ко дню; $\sum (-t_a)$ — сумма отрицательных температур воздуха, ожидаемая от дня прогноза до данного дня; h_0 — толщина льда в день прогноза; $h_{\text{сн}}$ — средняя толщина снежного покрова; $\rho_{\text{сн}}$ — плотность снега; a и b — постоянные коэффициенты.

13.3. Прогнозы дрейфа льда

Предсказание скорости и направления дрейфа льда имеет большое практическое значение. Большое количество работ посвящено нахождению зависимостей, позволяющих по ветру или по полю атмосферного давления рассчитывать дрейф льдов.

Начало этим работам положил Ф. Нансен, который во время дрейфа судна «Фрам» в 1893—1896 гг. получил обширный материал наблюдений за ветром и дрейфом льдов в центральной части Северного Ледовитого океана. Анализ этих данных показал, что скорость дрейфа льда зависит от скорости ветра. Дрейфующий лед отклоняется вправо от направления ветра. Последующие исследования Х. Свердруп расширили представление о характере дрейфа арктических льдов. Наблюдения проводились им над мелководной материковой отмелью на судне «Мод». Анализируя результаты дрейфа Х. Свердруп дал приближенные эмпирические соотношения между скоростью ветра и скоростью дрейфа.

Несколько позже, с конца 30-х годов, появились многочисленные наблюдения за дрейфом льда в Северном Ледовитом океане и морях Советской Арктики. Среди них центральное место принадлежит исследованиям, посвященным анализу дрейфа станции «Северный полюс-1» и л/п «Г. Седов».

В. В. Шулейкин разработал гидродинамическую теорию дрейфа льда и сопоставил полученные результаты с наблюдениями станции «Северный полюс-1». Несколько позже появились работы Р. Г. Геворкяна и М. Е. Швеца, продолжившие развитие теории дрейфа льда. Однако в оперативной практике наибольшее распространение получили работы Н. Н. Зубова. Анализируя дрейф льда по данным л/п «Г. Седов», Н. Н. Зубов установил два правила дрейфа льда, которые сводятся к следующему: 1) чисто ветровой

дрейф сплоченных льдов направлен по изобарам, оставляя область повышенного давления справа, и 2) скорость дрейфа льда пропорциональна градиенту атмосферного давления.

В реальных условиях дрейф льдов несколько отклоняется от изобарического в ту или другую сторону. Причинами этого отклонения являются: трение между льдинами, влияние рельефа дна и берегов, неравномерность сплоченности льдов, толщины дрейфующего льда и др. Однако влияние всех этих факторов не опро-

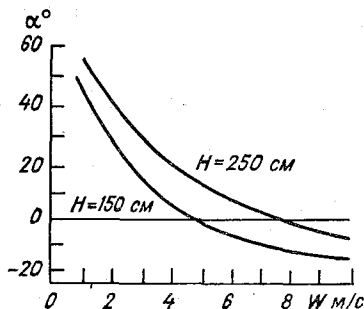


Рис. 13.3. Изменение угла отклонения дрейфа льда от изобары при различной скорости ветра и толщине дрейфующего льда.

вергает теорию изобарического дрейфа. На рис. 13.3 показано, каким образом в зависимости от скорости ветра и толщины дрейфующего льда изменяется угол отклонения траектории дрейфа льда от изобары.

Можно видеть, что с увеличением силы ветра угол отклонения от изобары уменьшается, а с увеличением толщины дрейфующего льда увеличивается.

Скорость дрейфа льда ($C_{\text{л}}$) за сутки, декаду, месяц, по Зубову, можно рассчитать по формуле

$$C_{\text{л}} = A \partial P_{\text{a}} / \partial x, \quad (13.11)$$

где $\partial P_{\text{a}} / \partial x$ — градиент давления воздуха, гПа/км; A — изобарический коэффициент.

Из данных наблюдений следует, что скорость дрейфа зависит от толщины дрейфующего льда. С увеличением толщины льда она уменьшается.

Д. Б. Карелин получил следующую зависимость скорости дрейфа льда от скорости ветра, градиента давления и толщины дрейфующего льда (табл. 13.1). Изобарический коэффициент зависит также от физико-географических условий, сплоченности и торосистости льдов. При наличии постоянных течений возникает необходимость учета их влияния на дрейф. Накладывая вектор дрейфа льда, вычисленный по изобарам, на вектор течения, можно получить результирующую движения двух сил.

Необходимо заметить, что роль течения в дрейфе льдов возрастает с увеличением периода осреднения, за короткие же отрезки

Таблица 13.1

Изменение скорости дрейфа в зависимости от толщины льда,
градиента давления и скорости ветра

	Градиент давления, гПа/км								
	0,003	0,006	0,010	0,023	0,016	0,019	0,022	0,025	0,032
	1	2	3	4	5	6	7	8	10
Скорость ветра, м/с									
Дрейф льда, км/сут:									
толщиной 250 см	0,6	2,4	4,8	7,3	9,5	12	14	17	21
толщиной 150 см	1,6	3,3	6,7	8,0	10	12	15	17	21

времени скорость чисто ветрового дрейфа в несколько раз превышает скорость дрейфа, вызванного течениями.

Многообразие факторов, влияющих на дрейф льда, показывает, что создание прогностической схемы для расчета скорости и направления дрейфа льда встречает большие трудности.

13.4. Прогнозы ледовитости моря

Ледовитость (отношение площади, занятой льдом, к общей площади моря) зависит от крупномасштабных процессов, протекающих в гидросфере и атмосфере. При прогнозе ледовитости в качестве аргументов используются характеристики полей атмосферного давления и температуры воздуха, как правило, над большими районами, значительно превышающими площадь моря, для которого составляется прогноз.

Для прогноза ледовитости неарктических морей используется метод А. И. Каракаша. В основу метода положен учет термического и динамического состояния атмосферы и гидросферы в период, предшествующий и сопутствующий ледовым явлениям. В качестве показателей этого состояния используются атмосферное давление, температура воздуха и воды, уровень моря. Анализ изменений составляющих теплового баланса показывает, что более интенсивно теплообмен между океаном и атмосферой протекает зимой. Следовательно, аномалии гидрологических характеристик формируются в основном зимой и определяют их характер в следующем году. Они могут служить предикторами для разработки метода прогноза ледовитости. Так, например, связь между атмосферным давлением в январе текущего года и средней температурой воздуха с января по апрель следующего года оказалась тесной. А. И. Каракашем проведен статистический анализ данных наблюдений за ледовитостью на различных морях. Показано, что

изменения ледовитости во времени подчиняются закону, близкому к нормальному.

Исследование ледовитости неарктических морей СССР и факторов, ее обуславливающих, позволило установить важные в прогностическом отношении положения. Соответствие между знаком аномалий ледовитости на разных морях свидетельствует о том, что формирование крупных аномалий происходит под влиянием общих макропроцессов. Было выявлено, что в качестве предикторов ледовитости могут быть использованы предшествующая ледовитость, температура воды и воздуха, атмосферное давление, за холодный период на больших пространствах.

Первоначально прогнозируется средняя за зиму ледовитость, а затем вычисляется ледовитость за каждый месяц. Разработан способ прогноза месячных значений ледовитости с учетом ее сезонного хода. Для этого временной ход ледовитости за холодный сезон представляется аналитически путем разложения в ряд по естественным составляющим

$$F(x) = B_0^L + B_1^L X_1^L(x) + B_2^L X_2^L(x) + \dots + B_i^L X_i^L(x), \quad (13.12)$$

где x — номер месяца (за период декабрь—апрель).

В качестве прогнозируемой величины используются коэффициенты разложения ледовитости B_i^L , а в качестве аргументов — коэффициенты разложения полей атмосферного давления, температура воды и воздуха, а также предшествующая ледовитость. Обнаруженная связь между положением кромки льда и ледовитостью дает возможность прогнозировать положение кромки, если известно ее положение в прошлом году и будущая ледовитость. Установлена связь между толщиной льда и ледовитостью, которая используется для долгосрочных прогнозов толщины льда (рис. 13.4). Уравнение для предвычисления ледовитости имеет следующий вид:

$$L = f(B_{ij}^a, t_a, t_w), \quad (13.13)$$

где L — среднемесячная ледовитость; t_w , t_a — среднемесячная температура воды и воздуха; B_{ij} — коэффициенты разложения поля атмосферного давления по естественным составляющим.

Таким образом были построены прогностические уравнения для всех неарктических морей СССР. Зная ледовитость того или иного моря, можно определить положение кромки, толщину льда, протяженность ледовой трассы, продолжительность ледового периода. Изложенный метод прогноза ледовых условий применяется в оперативной работе Гидрометцентра СССР.

Метод прогноза ледовитости Азовского моря, разработанный А. А. Кругловым, также основан на учете гидрометеорологических условий предшествующей зимы. Для учета этих условий весь ряд

наблюдений за ледовитостью был разделен на два класса: к 1-му классу отнесены годы, которым предшествовали относительно легкие ледовые условия, а ко 2-му — годы, которым предшествовали относительно тяжелые условия. Такое разделение для Азовского моря делается, как правило, без трудностей, так как в каждую конкретную зиму значение ледовитости существенно отличается в ту или иную сторону от среднего многолетнего. Внутри

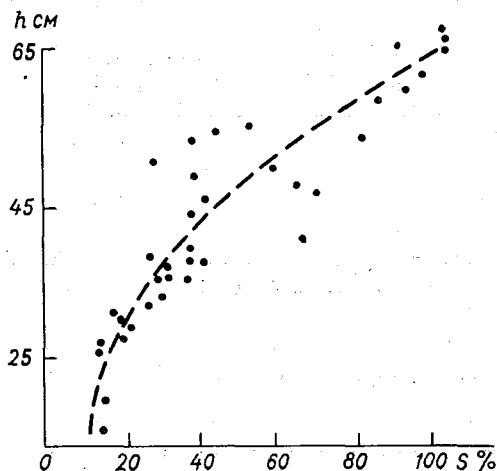


Рис. 13.4. Связь толщины льда с ледовитостью в Балтийском море.

каждого из двух классов распределение значений довольно близко к нормальному, т. е. ледовитость в каждом выделенном классе можно считать самостоятельной выборкой. С физической точки зрения такое предположение означает, что в годы разных классов различается характер гидрометеорологических процессов, формирующих ледовитость Азовского моря. Так, выяснилось, что такой классификации соответствуют определенные особенности в распределении температуры воды в Северной Атлантике. Контраст температуры воды между северо-западной (суда погоды *A* и *B*) и юго-восточной (суда погоды *K* и *J*) частями Северной Атлантики выражается разностью

$$\delta t_w = (t_w^K - t_w^J) - (t_w^A + t_w^B), \quad (13.14)$$

где t_w^K , t_w^J , t_w^A , t_w^B — температура воды в районах вышеуказанных судов погоды.

Анализ этой характеристики показал, что после зим с легкими ледовыми условиями (2-й класс) контраст температуры в августе—октябре между северо-западной и юго-восточной частями Северной Атлантики выражен более резко, чем после суровых зим (1-й класс). Для каждого из этих классов зим получены уравнения

регрессии. В качестве аргументов используются температура воды и воздуха в районах судов погоды за летне-осенние месяцы, коэффициенты разложения полей атмосферного давления и ледовитость Азовского моря в предшествующую зиму.

13.5. Прогнозы весенних ледовых явлений

В задачу долгосрочного прогноза весенних ледовых явлений входит предсказание сроков взлома припая и окончательного очищения моря от льда. Для разработки методики долгосрочных прогнозов этих явлений наиболее важными факторами являются: толщина льда в конце зимы, сроки начала таяния его весной, ледовитость и скорость стаивания. Таким образом, прогностическую зависимость можно представить в следующем виде:

$$D = f(x, y),$$

где D — сроки наступления отдельных весенних фаз; x — показатель количества льда к началу таяния; y — интенсивность таяния льда весной.

При разработке прогностических схем факторы, влияющие на ледообразование, представляются в виде количественных показателей. Так, запас льда в море можно выразить через максимальную толщину льда в конце зимы. При отсутствии измерений вместо толщины льда используются суммы отрицательных температур воздуха за осенне-зимний период. В некоторых случаях таким показателем запаса льда в море может служить площадь дрейфующих льдов в конце зимы или положение кромки припая. Показателем интенсивности таяния является тепловой баланс ледяной поверхности, который определяется пока недостаточно надежно. Поэтому его нередко заменяют суммой положительных температур воздуха в период таяния. Тогда прогностическое уравнение для определения сроков взлома припая и очищения моря от льда (D_{00}) можно представить в виде

$$D_{00} = f(h_{\max}, t_a^{\text{весной}}), \quad (13.15)$$

где $h_{\max}$ — максимальная толщина льда, которая измеряется в конце зимы, $t_a^{\text{весной}}$ — интенсивность таяния ледяного покрова в апреле—мае. Фактор, выражающий интенсивность таяния льда, берется из метеорологического прогноза.

В. В. Тимонов и К. И. Кудрявая предложили составлять прогноз сроков очищения Белого моря по следующей схеме:

$$\Delta D_{00} = f(\Delta t_a^{\text{III}}, \Delta N^{\text{III}}), \quad (13.16)$$

где ΔD_{00} — аномалия сроков очищения от льда; Δt_a^{III} , ΔN^{III} — аномалии температуры воздуха и сплоченности льдов в марте.

Так как очищение Белого моря от льда происходит в среднем в мае, то прогноз имеет заблаговременность около 2 мес. Прогноз основан на использовании данных наблюдений.

Прогноз сроков очищения Белого моря от льда может быть составлен на основе учета температуры воздуха в апреле и мае (Δt_a^{IV} , Δt_a^V) и сплоченности льдов (ΔN^{III}):

$$\Delta D_{00} = f(\Delta N^{III}, \Delta t_a^{IV}, \Delta t_a^V). \quad (13.17)$$

Эта зависимость имеет очень высокий коэффициент корреляции ($R=0,94$) и высокую обеспеченность, равную 95 %, однако она заметно теряет свою ценность ввиду использования прогнозируемой температуры воздуха на апрель и май.

В. В. Тимонов и К. И. Кудрявая также установили связь между сроками очищения Белого моря и переносом воздушных масс над морем и температурой воздуха в марте:

$$\Delta D_{00} = aJ_{WE}^{III} + bJ_{NS}^{III} + c\Delta t_a^{III}, \quad (13.18)$$

где ΔD_{00} — аномалии сроков очищения Белого моря; J^{III} — проекция вектора переноса воздушных масс в меридиональном (NS) и широтном (WE) направлениях в марте; Δt_a — аномалии температуры воздуха в марте.

Для прогноза таяния льда можно использовать численные методы, разработанные на основе модели Ю. П. Доронина. Для этого сначала определяется дата начала устойчивого таяния, т. е. момент, когда температура снежно-ледяной поверхности становится равной 0°C . Температура снежно-ледяной поверхности вычисляется по упрощенной формуле

$$t_0(\tau) = \frac{1}{1,92a + \lambda_{\text{сн}}/h_{\text{сн}}} [R_\odot(\tau) + a(t_s) - 10,7]. \quad (13.19)$$

В этой формуле основными аргументами являются радиационный баланс $R_\odot$, эквивалентная температура t_s , теплопроводность снега $\lambda_{\text{сн}}$, высота снежного покрова $h_{\text{сн}}$. Коэффициент a зависит от скорости ветра W (м/с):

$$a = \frac{5 \cdot 10^{-4} W}{\ln(1 + 1,8 \cdot 10^{-3} W)}. \quad (13.20)$$

С момента начала таяния уменьшение толщины льда за n суток вычисляется по формуле

$$\begin{aligned} \Delta h_n = & 0,0139 \sum_{i=1}^n R_{\odot i} + 0,12 \sum_{i=1}^n (1 + 0,81f_i) k_i t_i - \\ & - 1,13 \sum_{i=1}^n (1 - f_i) k - (h_{\text{сн}} \rho_{\text{сн}}) / \rho_{\text{л}}, \end{aligned} \quad (13.25)$$

где $R_{\odot i}$ — радиационный баланс за i -е сутки; t_i , f_i — температура и влажность воздуха в течение суток; $k=0,4+0,48W$. Последний член формулы (13.25) учитывает расход тепла на таяние снега. Проверка расчета сроков очищения от льда по методике Доронина проводилась на примере Финского и Двинского заливов и показала удовлетворительные результаты.

Методика прогноза сроков очищения от льда Баренцева, Балтийского и Белого морей была разработана в Гидрометцентре СССР О. И. Шереметевской. Она использовала данные ледовых наблюдений на 45 береговых и островных станциях и постах этих морей за период с 1944 по 1977 гг. Средние квадратические отклонения сроков очищения меняются на Баренцевом и Белом морях в пределах 9—20 сут, в Финском и Рижском заливах 7—20 сут, в южной части Балтийского моря — 10—30 сут.

Анализ причин раннего и позднего очищения от льда этих морей показал, что их можно объяснить межгодовыми различиями в количестве льда, образовавшегося зимой, а также особенностями крупномасштабной атмосферной циркуляции. Было установлено, что в годы с ранним очищением на уровне 500 гПа в январе—марте хорошо выражены зональные потоки над акваториями северо-западных морей или высотный гребень над Атлантикой и высотная ложбина над Европой. В годы с поздним очищением высотный гребень располагался над Европой, что обуславливало северный перенос воздушных масс на моря Северо-Запада ЕТС.

При установлении прогностических зависимостей коэффициентов разложения сроков очищения проводилась парная корреляция с различными предикторами и отбирались те из них, которые были выше 0,40. Анализ уравнений для прогноза коэффициентов разложения D_{00} показывает, что 50 % предикторов отражают интенсивность и направленность крупномасштабных воздушных потоков над Европой, Атлантикой, Америкой и Западной Сибирью, 40 % — количество льда к началу таяния и 10 % — температуру воздуха весной.

Причины преобладания положительных или отрицательных аномалий температуры воздуха на ЕТС в весенние месяцы обуславливаются направлениями выхода стратосферных антициклонов, которые связаны с квазидвухлетней цикличностью ветра в экваториальной стратосфере. Так, раннее очищение от льда в 1967, 1973, 1975 гг. наблюдались при преобладании западной формы циркуляции в экваториальной стратосфере с ноября предшествующего года по март текущего. Экстремально позднее очищение от льда северо-западных морей в 1958, 1964, 1969 гг. происходило при преобладании восточных ветров в экваториальной стратосфере.

Результаты прогнозов дат очищения от льда в Нарьян-Маре, Архангельске, Разноволоке, Ленинграде и Пярну дали критерий надежности методики Шереметевской $S/\sigma=0,57 \dots 0,75$. Проверка

метода на независимом ряде лет наблюдений показала, что оправдываемость прогнозов весенних ледовых явлений Баренцева, Белого, Балтийского морей составила 80 % при заблаговременности прогноза от 20 до 60 сут.

Глава 14

Особенности методики долгосрочных ледовых прогнозов в арктических морях

14.1. Научно-оперативное обеспечение мореплавания в советских арктических морях

Исследование Северного Ледовитого океана и его морей имеет большое научное и практическое значение, так как через советские арктические моря пролегает самый короткий, но и очень сложный по ледовым условиям морской путь. Трасса Севморпути служит единственной морской магистралью для грузоперевозок и снабжения населения и народного хозяйства северных районов СССР.

В последние годы проведены большие работы по обеспечению зимних плаваний транспортных судов под проводкой ледоколов в юго-западной части Карского моря и выгрузки грузов на припай. В апреле 1976 г. проведен первый экспериментальный рейс атомохода «Ленин» и дизельэлектрохода «Павел Пономарев» с целью доставки грузов в поселок Харасавэй. Этим рейсом и было положено начало ежегодным зимним плаваниям, получившим название «Ямальские операции».

Необходимым условием разработки плана грузоперевозок по Северному морскому пути является правильный учет ожидаемых природных, в том числе ледовых, условий. В связи с этим содержание долгосрочных ледовых прогнозов определяется навигационным значением тех характеристик ледового режима, изменчивость которых наиболее существенно влияет на плавание судов. Так, например, чтобы использовать припай как разгрузочную площадку, нужны прогнозы развития припая и его толщины. Предсказание состояния заприпайных полыней, разводий и разрежений в ледяном покрове позволяет значительно продлить навигационный период и облегчить проводку судов. Прогнозы состояния ледяных массивов в арктических морях летом позволяют наметить оптимальные маршруты плавания транспортных судов. Для осеннего периода важно предвидеть районы сосредоточения остаточных и многолетних льдов и сроки ледообразования, на открытых ото льда акваториях морей. Итак, основная задача долгосрочного ледового про-

гноза для Арктики сводится к предсказанию тех характеристик ледового режима, которые определяют условия плавания транспортных судов в навигационном сезоне и его продолжительность как в отдельных участках, так и в целом на Северном морском пути.

В долгосрочных ледовых прогнозах и навигационных рекомендациях, разрабатываемых ААНИИ и научно-оперативными группами при штабах морских операций в Арктике, даются:

1) ледовитость арктических морей и площади ледяных массивов на определенные моменты летней навигации;

2) сроки разрушения припая на оперативно важных участках трассы, где припай лимитирует возможность проводки транспортных судов;

3) сроки устойчивого ледообразования и время намерзания льдов до толщины 10, 25, 50 см (лимитирующей проводку судов различного класса);

4) положение ледяных массивов и кромки плавучих льдов;

5) толщина и некоторые другие параметры, характеризующие проходимость льдов;

6) сроки начала и окончания плавания транспортных судов на отдельных участках трассы, наиболее благоприятные маршруты и периоды плавания судов.

14.2. Физические основы долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей

Ледовые явления в морях сибирского шельфа определяются теми же физическими процессами, которые рассмотрены в главе 13. Однако особенности режима арктических морей (остаточная ледовитость, большой положительный пресноводный баланс, интенсивный водо-, ледообмен с океанами) накладывают отпечаток на развитие этих процессов и делают необходимым их учет. Конвекция в морях высоких широт выражена настолько ярко, что ей дано название вертикальной зимней циркуляции.

Способ расчета элементов конвекции разработан Н. Н. Zubовым и рассмотрен в главе 12. Идея Н. Н. Zubова в дальнейшем были развиты В. А. Цикуновым и Ю. П. Дорониным, которые более точно учли теплообмен с атмосферой, горизонтальную адвекцию и теплоты и солей, диффузию тепла и солей между слоями конвекции и нижележащими слоями. Конвективное перемешивание во многом зависит от начального поля плотности в летний период. Распределение поверхностного слоя в арктических морях сильно меняется от года к году, поэтому межгодовая и пространственная изменчивость толщины слоя конвекции достаточно велика.

Кроме теплозапаса к концу лета и интенсивности осеннего выхолаживания, определенную роль в прогнозировании сроков ледообразования играет плотностная стратификация в верхнем слое, поскольку она во многом определяет глубину конвективного

перемешивания. Установлено, что при малой толщине слоя конвективного перемешивания наблюдается более раннее ледообразование, чем в случае, когда конвекция распространяется до больших глубин (рис. 14.1). Выявленная зависимость между глубиной конвекции и сроками замерзания дает возможность использовать ее в методике ледовых прогнозов. Так, например, при значительной распресненности поверхностного слоя к концу лета можно ожидать более ранних сроков ледообразования. Образование ле-

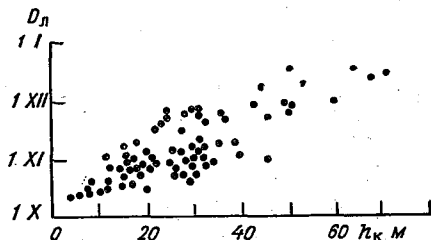


Рис. 14.1. Зависимость сроков устойчивого ледообразования от глубины распространения конвекции.

дяного покрова существенно меняет характер теплового взаимодействия с атмосферой: уменьшаются потери тепла на испарение и турбулентный теплообмен с нижними слоями атмосферы и резко возрастает роль эффективного излучения подстилающей поверхности в суммарной теплоотдаче. Потери тепла поверхностью моря в этот период компенсируются теплом, выделяемым в результате кристаллизации при нарастании льда и поступающим из глубин моря к нижней поверхности льда.

Дрейф льда в Северном Ледовитом океане и его окраинных морях оказывает существенное влияние на формирование ледовой обстановки на навигационных трассах. В соответствии с характером ледообмена советские арктические моря разделены на две группы. К первой группе относятся моря Баренцево, Карское и Лаптевых, в которых зимой преобладает вынос льдов. Ко второй группе можно отнести Восточно-Сибирское и Чукотское моря, куда льды поступают из Арктического бассейна. Вследствие выноса дрейфа на западном участке Северного морского пути в течение зимы происходит «омоложение» льдов и за припаем формируются зоны чистой воды и молодых льдов. В результате выноса объем льдов в морях Карском и Лаптевых меньше в среднем на 25—30 %, чем был бы при его отсутствии. Это обстоятельство используется в ледовых прогнозах: чем больше площадь молодых льдов в конце зимы, тем при прочих равных условиях меньше должна быть ледовитость в навигационный период. Иная картина характерна для морей, в которых поступление льдов преобладает над их выносом.

Отмеченные особенности дрейфа льдов используются при разработке методики долгосрочных ледовых прогнозов. Для составле-

ния прогнозов ледовитости в восточном секторе Арктики необходимо предвидеть крупные аномалии дрейфа летом, а это возможно только на основе долгосрочного прогноза поля атмосферного давления.

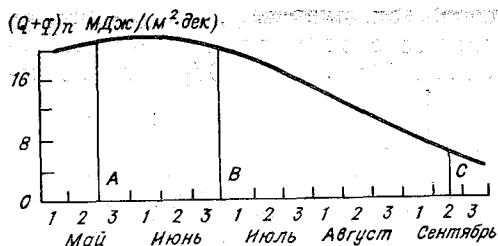


Рис. 14.2. Сезонный ход солнечной радиации в арктических морях и сроки таяния льда: А — раннее, В — позднее, С — окончание таяния.

Существенное значение в формировании летней ледовой обстановки в арктических морях имеет интенсивность таяния. Основным источником энергии при тепловом разрушении ледяного по-

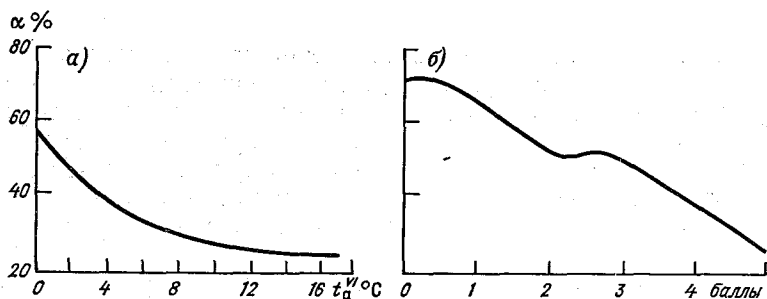


Рис. 14.3. Изменение альбедо снежно-ледяной поверхности в весенне-летние месяцы в зависимости от температуры воздуха (а) и от балла разрушенности ледяного покрова (б).

крова является приток солнечной радиации. Важная особенность радиационного режима арктических морей заключается в том, что при небольшой межгодовой изменчивости суммарной солнечной радиации чрезвычайно велики ее сезонные изменения. На основании актинометрических наблюдений установлено, что в мае—июне поступает 63 МДж/(м²·мес), в августе приток солнечной радиации вдвое меньше, а в сентябре примерно в 5 раз меньше, чем в мае (рис. 14.2). Изменчивость поглощенной солнечной радиации почти полностью определяется изменениями альбедо снежно-ледового покрова. Потемнение снега, образование снежинок или появления разводий приводят к резкому уменьшению альбедо (рис. 14.3). В этих условиях большое значение приобретает время начала таяния, которое во многом определяется адвекцией тепла в атмосфере, обусловленной выходом южных циклонов. Раннее

таяние снежно-ледяного покрова, сопровождающееся уменьшением альбедо подстилающей поверхности, интенсифицирует поглощение тепла от Солнца, и создаются благоприятные условия для быстрого разрушения ледяного покрова. При поздних сроках начала таяния и большим альбедо снежно-ледяной поверхности поглощение радиационного тепла в мае—июне идет медленнее. По имеющимся оценкам количество суммарной солнечной радиации, которое поглощается снежно-ледяным покровом, при поздних сроках начала таяния примерно вдвое меньше, чем при ранних. Разница в толщине стаявшего льда в зависимости от сроков начала таяния может достигать 80 см. Скорость разрушения ледяного покрова зависит также от начальной толщины льда, его сплоченности и заснеженности к началу таяния. Так, изменение сплоченности к началу таяния на 1 балл может в дальнейшем привести к изменению сроков очищения примерно на две декады.

Анализ материалов наблюдений показывает, что при благоприятных условиях однолетние льды в южных районах арктических морей вытаивают к середине июля, а при неблагоприятных условиях значительные массы остаточных льдов сплоченностью 7—10 баллов и толщиной 100—150 см сохраняются до начала нового ледообразования.

Водообмен и теплообмен Арктического бассейна с Атлантическим и Тихим океанами определяют некоторые особенности его режима. Колебания в притоке атлантических и тихоокеанских вод в значительной мере обуславливают межгодовые изменения гидрологического и ледового режима Северного Ледовитого океана и арктических морей.

Положительный пресноводный баланс, а также характер атмосферной циркуляции вызывают водообмен Арктического бассейна с Северо-Европейским бассейном и Атлантическим океаном. Распресненные воды из арктических морей системами холодных течений вытекают сначала в Северо-Европейский бассейн, а затем в Северную Атлантику. В дальнейшем эти воды, перемешиваясь с более солеными и значительно прогреваясь, опускаются на глубину и распространяются к югу в виде прослойки промежуточных вод (рис. 14.4).

Установление асинхронных связей между колебаниями в поступлении атлантических вод в Северный Ледовитый океан и изменениями того или иного элемента ледового режима имеет большое значение для разработки ледовых прогнозов арктических морей. Так, колебания расходов атлантических вод на разрезе по 78° с. ш. в Гренландском море сказываются спустя 2 года на солености поверхностных вод северо-восточной части Карского моря ($r=0,68$) и спустя 3 года—на солености моря Лаптевых ($r=0,78$).

Результаты исследования водообмена между океанами и изучения теплового баланса Арктического бассейна свидетельствуют

о том, что тепловой бюджет водообмена Арктического бассейна положительный. Однако выявить механизм передачи тепла и солиности атлантических вод к поверхностным слоям оказывается сложно. Высказывается предположение, что тепло от атлантических вод передается к поверхности посредством турбулентной теп-

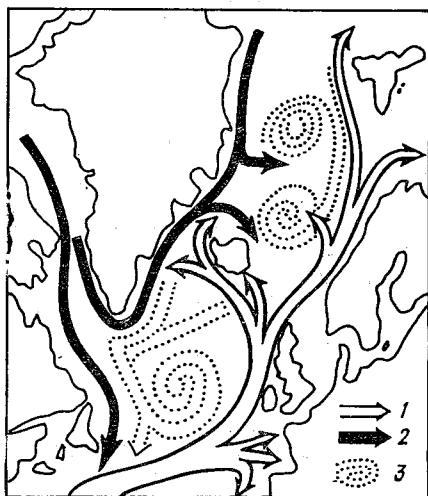


Рис. 14.4. Схема водообмена Северо-Европейского бассейна с Северным Ледовитым океаном.

1 — теплые течения; 2 — холодные течения; 3 — круговороты.

лопроводности на всей акватории Арктического бассейна. По существующим в настоящее время представлениям о циркуляции вод, лежащих выше атлантической прослойки, они либо образуют замкнутые антициклональные циркуляции и тогда воды собираются к центрам этих систем, либо выносятся Трансарктическим течением. Следовательно, тепло, полученное поверхностными водами от атлантических, передается нижней поверхности льда и далее в атмосферу. Это тепло может передаваться также и за счет конвективного перемешивания. При этом не имеет значения, достигает ли конвекция верхней границы атлантических вод, важно лишь то обстоятельство, что тепловой поток снизу вверх порождает теплые атлантические воды.

Иногда проникновение тепла атлантических вод к поверхности не происходит из-за образования выше атлантической прослойки «экранирующих» слоев, являющихся «непроницаемыми» для тепла, идущего из глубины. Поэтому важно учитывать вероятность возникновения «экранирующих» слоев. Их спорадическое появление и сохранение в течение нескольких лет подряд может привести к нарушению ранее установленных эмпирических связей между притоком атлантического тепла и ледовитостью.

Анализ наблюдений в Северном Ледовитом океане показал, что распределение плотности воды и других элементов

формируется в течение нескольких лет и почти не реагирует даже на крупные аномалии атмосферной циркуляции продолжительностью до одного сезона. Так как изменение фоновых гидрологических процессов происходит обычно за 1—2 года, причем чаще всего летом, то несомненно огромное влияние на режим Арктического бассейна оказывают процессы водообмена с соседними океанами.

14.3. Прогнозы ледовитости

Прогноз состояния ледяного покрова на Северном морском пути и его изменений в течение навигационного периода является важной частью научно-оперативного обеспечения мореплавания. Одним из показателей этого состояния может быть относительная площадь, занятая льдом в море, т. е. ледовитость. Ледовитость в свою очередь может служить, в известной степени, показателем объема льда.

Объем льда до начала таяния может быть найден расчетным путем или определен по данным ледовой авиаразведки и расчетов толщины льда по формуле

$$V = S_1 h_1 + S_2 h_2 + \dots + S_n h_n, \quad (14.1)$$

где S_i , h_i — площадь и толщина льдов различного возраста. Так как надежные вычисления объемов льда в арктических морях затруднены, то при разработке методов прогноза ледовитости находятся зависимости между ледовитостью моря и показателями процессов накопления, разрушения ледяного покрова и начального его состояния. В качестве показателей процессов накопления и разрушения льда чаще всего используются зимняя температура воздуха, разность давления на выбранных створах, или проекции изобарического дрейфа на эффективное направление.

Для крайних западных и восточных районов Арктики было бы целесообразно использовать в прогностических связях адвекцию атлантических или тихоокеанских вод. Статистическая связь между притоком атлантических и тихоокеанских вод в Северный Ледовитый океан характеризуется коэффициентом корреляции $r = -0,62$. Установлено, что с 1952 по 1980 г. происходило уменьшение притока атлантических и увеличение притока тихоокеанских вод. Ледовитость северо-восточной части Карского моря увеличилась за этот же период на 27 %, а ледовитость юго-западной части Чукотского моря уменьшилась на 12 %.

На межгодовую изменчивость ледовитости арктических морей наиболее существенное влияние оказывают тепловые и динамические процессы, происходящие в пределах рассматриваемых районов. При этом ледообмен в предзимье оказывает существенное влияние на формирование ледовитости в последующий навигационный период в морях Баренцевом, Карском и в юго-западной части Чукотского моря. Они слабо влияют на ледовитость Восточно-

Сибирского моря и моря Лаптевых. Процессы в апреле—мае вносят существенный вклад в формирование летней ледовитости всех арктических морей, за исключением Восточно-Сибирского. Ледообмен в июле—сентябре оказывает заметное влияние на ледовитость арктических морей в летнюю навигацию, кроме юго-западной части Карского и Баренцева морей, для которых роль летних процессов невелика. Общий вид прогностических схем для составления долгосрочных прогнозов ледовитости для юго-западной части Карского моря на июль:

а) январский прогноз

$$L_{VII} = f(L_{n-1}, \Delta P'_{a_{VII-XII}}, t_{a_{IX-XII}}); \quad (14.2)$$

б) мартовский прогноз

$$L_{VII} = f(L_{n-1}, \Delta P'_{a_{VII-II}}, t_{a_{IX-II}}); \quad (14.3)$$

в) июньский прогноз

$$L_{VII} = f(L_{n-1}, \Delta P'_{a_{VII-III}}, t_{a_{IX-III}}, D_{IV-V}); \quad (14.4)$$

г) июльский прогноз

$$L_{VII} = f(L_{n-1}, \Delta P_{a_{XI-III}}, t_{a_{IX-III}}, t_{a_{V-VI}}, D_{IV-VI}), \quad (14.5)$$

где L_{VII} — прогнозируемая ледовитость; L_{n-1} — предшествующая ледовитость; $\Delta P'_a$ — разности давления на эффективных створах, D — проекции изобарического дрейфа.

Средняя оправдываемость долгосрочных прогнозов ледовитости на основе этих зависимостей составляет 76—78 %, тогда как оправдываемость прогнозов ледовитости, разработанных с учетом долгосрочных метеорологических прогнозов, не превышает 60 %.

В ААНИИ разработаны также методы прогноза ледовитости, основанные на закономерностях в развитии крупномасштабных атмосферных и океанических процессов. Принципиальные схемы этих методов для различных районов имеют следующий вид:

1) Баренцево море

$$L_{V-VIII} = f(N_{Z_n}, t_{a_{X-XII}}), \quad (14.6)$$

где N_{Z_n} — средняя годовая повторяемость глубоких циклонов над морем за пять предшествующих лет; $t_{a_{X-XII}}$ — температура воздуха за октябрь—декабрь на ст. Баренцбург;

2) Карское море

$$L_{VII-VIII} = -0,2Q_a^{n-1} - 0,95t_{a_{XII}} - 96, \quad (14.7)$$

где Q_a^{n-1} — расход атлантических вод на разрезе Баренцбург — кромка льда в предшествующем году; $t_{a_{XII}}$ — температура воздуха в декабре на ст. Мыс Желания;

3) западная часть моря Лаптевых

$$L_{VII} = f(L_{n-2}^B, E_{X-XII}, \Delta D), \quad (14.8)$$

где L_{n-2}^B — ледовитость в северо-восточной части Баренцева моря двумя годами раньше; E_{X-XII} — повторяемость процессов восточной формы атмосферной циркуляции в октябре—декабре; ΔD — разность проекций изобарического дрейфа за предшествующий гидрологический год. В зависимости (14.8) используется взаимосвязь между колебаниями ледовитости разных районов Арктики, сезонных и межгодовых изменений атмосферной циркуляции, а также влияния предшествующих гидрометеорологических условий. С повторяемостью восточной формы атмосферной циркуляции в предшествующее предзимье связаны площадь припая в мае и последующие процессы разрушения льда.

14.4. Прогнозы сроков взлома и окончательного разрушения припая

Межгодовые различия в сроках естественного разрушения припая в Арктике составляют 3—4 декады. Согласно исследованиям Д. Б. Карелина центрами вскрытия припая являются устья крупных рек. Ход процесса разрушения припая из года в год остается практически одинаковым (рис. 14.5). На основании материалов наблюдений за ледяным покровом в арктических морях выделены 19 естественных зон, причем в пределах каждой зоны процесс разрушения припая характеризуется примерно одинаковыми распространением волны взлома и интенсивностью, а также близкими сроками взлома. В закрытых бухтах припай разрушается в основном в результате таяния. В мелководных районах с многочисленными островами и банками разрушение припая происходит в сроки более поздние, чем в соседних открытых и приглубых районах. Роль динамических факторов заключается в разломе припая, подготовленного таянием к разрушению. Чем сильнее воздействие динамических факторов, тем при большей толщине льда произойдет разрушение припая. Обычно разрушение припая наблюдается при продолжительных ветрах со скоростью более 10 м/с. В районах с хорошо выраженными приливными явлениями оно может произойти в сизигию. Существенное влияние динамических факторов на взлом припая характерно для припая Чукотского побережья. Разрушение припая под воздей-

«ствием динамических факторов происходит при условии, когда напряжения, возникающие в ледяном покрове ($\tau_{\text{л}}$), превышают его прочность ($\gamma_{\text{л}}$). Минимальным значением механических напряжений, достаточным для разрушения ледяного покрова, можно считать соотношение $\tau_{\text{л}} = \gamma_{\text{л}}$. Напряжения, возникающие под действием механической силы $F_{\text{л}}$, пропорциональны этой силе и обратно пропорциональны площади поперечного сечения. Вероятность разрушения припая должна возрастать по мере увеличения $F_{\text{л}}$, уменьшения $h_{\text{л}}$ и прочности льда.

Срок окончательного разрушения припая зависит от начала таяния, средней скорости стаивания, толщины льда к началу таяния и критической толщины льда, при которой происходит разрушение припая. Сильные динамические воздействия могут вызвать разрушения припая в арктических морях при сравнительно больших толщинах льда и в очень ранние сроки. Так как тепловые факторы действуют односторонне, то их легче прогнозировать по сравнению с динамическими воздействиями, которые трудно поддаются прогнозу.

Проанализируем изменчивость сроков разрушения припая, полагая, что изменчивость сроков начала таяния $\Delta T_1 = \pm 20$ сут, межгодовые колебания толщины льда к началу таяния $\Delta h_0 = \pm 30$ см, средняя скорость стаивания $V_{\text{т}} = 2,5$ см/сут, а ее колебания $\Delta V_{\text{т}} = 0,5 \dots 1,0$ см/сут, межгодовые изменения толщины к моменту разрушения $\Delta h_{\text{р}} = \pm 40$ см.

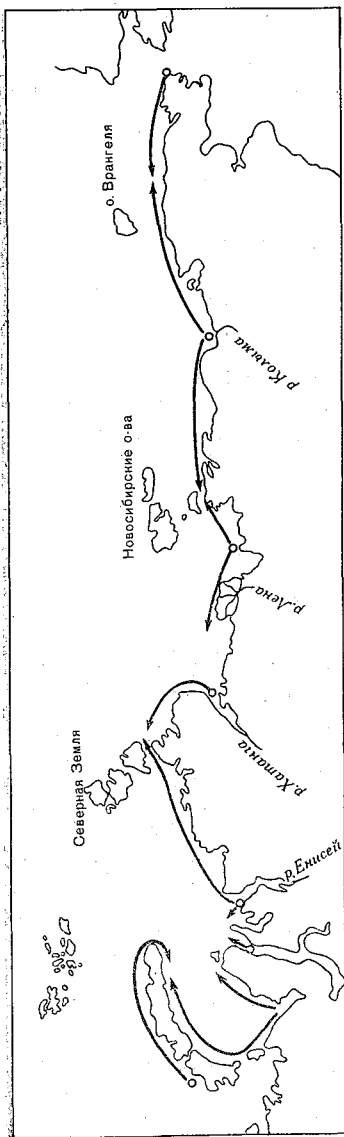


Рис. 14.5. Распространение «волн вскрытия» припая в арктических морях (по Д. Б. Карелину).

Формула для расчета изменчивости сроков разрушения припая имеет вид

$$\Delta T_{\text{пр}} = \Delta T_1 + \frac{1}{V_T} \Delta h_0 - \frac{1}{V_T} \Delta h_p - \frac{T_2}{V_T} \Delta V_T, \quad (14.9)$$

где $T_2 = (h_0 - h_p)/V_T = 35$ сут, тогда получим окончательную формулу для расчета изменчивости сроков разрушения:

$$\Delta T_{\text{пр}} = \pm \Delta T_1 \pm 0,4 \Delta h_0 \pm 0,4 \Delta h_p \pm 14 \Delta V_T. \quad (14.10)$$

На основе формулы (14.10) можно сделать выводы об изменении сроков разрушения припая за счет следующих основных факторов:

- 1) колебаний сроков начала таяния (ΔT_1) = ± 20 сут;
- 2) изменений толщины льда к началу таяния (Δh_0) = ± 12 сут;
- 3) изменений толщины льда к моменту разрушения (Δh_p) = ± 16 сут;
- 4) колебаний скорости стаивания (ΔV_T) = ± 10 сут.

Изменчивость сроков разрушения припая при экстремальных случаях может достигать 2 мес. Однако из материалов наблюдений в арктических морях межгодовая изменчивость сроков разрушения припая составляет около 40 сут, возможно исходные ряды наблюдений сравнительно короткие. Изменчивость в сроках разрушения припая за счет тепловых факторов может достигать 40 сут, а вследствие динамических процессов она составляет всего 15—20 сут. Однако в некоторых районах Арктики динамические воздействия велики и припай взламывается при больших толщинах льда.

Для прогноза разрушения припая достаточно хорошо прогнозируется h_0 , тогда как другие характеристики формулы (14.10) не всегда удается рассчитать, поэтому в прогнозе указывается дата, когда припай готов к разрушению. При составлении оперативных долгосрочных прогнозов необходимо использовать прогноз температуры воздуха и поля давления на май—июнь.

Заблаговременность прогноза больше для тех районов, в которых сроки разрушения определяет продолжительность таяния. Основную роль здесь играет толщина припая к началу таяния. В разрушении припая у Чукотского побережья большую роль играют механические воздействия, предвидеть которые трудно. Поэтому оправдываемость прогнозов в этом районе невелика. Основной задачей в усовершенствовании методики прогноза сроков взлома и разрушения припая следует считать увеличение заблаговременности определения сроков начала таяния. Поиск оптимальных показателей средней скорости таяния и критической толщины разрушения может также повысить качество методов и оправдываемость оперативных прогнозов сроков вскрытия припая.

14.5. Прогнозы положения ледяных массивов

Наблюдениями за распределением льдов в летний период установлено, что очищение от льдов происходит не одновременно по всей площади арктических морей. Вначале оно идет в очагах таяния, а затем распространяется на соседние районы. Очагами

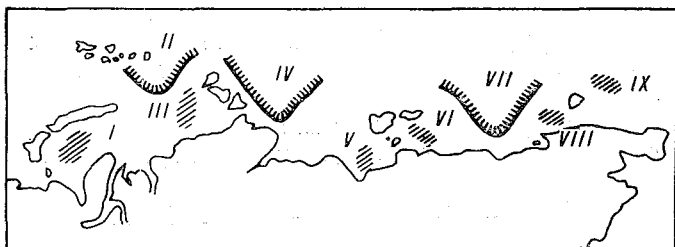


Рис. 14.6. Схема расположения ледяных массивов (по М. М. Сомову).

I — Новоземельский, II — Северный Карский, III — Североземельский, IV — Таймырский, V — Янский, VI — Новосибирский, VII — Айонский, VIII — Врангелевский, IX — Чукотский.

таяния могут быть полыньи за кромкой припая, возникшие к началу интенсивного таяния. Очаги таяния, постепенно расширяясь, сливаются друг с другом, в результате чего ледяной покров оказывается расчлененным на отдельные крупные ледяные массивы. Характерно, что эти очаги таяния располагаются в определенных географических районах, в которых конфигурация берега или кромки припая в сочетании с преобладающими направлениями дрейфа льда благоприятствуют образованию полыней. Следовательно, разделение льдов на отдельные ледяные массивы связано с географическим распределением очагов таяния льда. В течение теплого полугодия ледяные массивы несколько смещаются, меняют свою конфигурацию, но при этом остаются в пределах определенного географического района (рис. 14.6). Несмотря на то, что массивы сохраняют свой внешний контур и местоположение, внутри их непрерывно происходят значительные перемещения льдов. Обычно в летние месяцы сплоченность дрейфующих льдов сохраняется 7—10 баллов. В центре ледяных массивов лед постоянно сплавливается за счет течений, направленных к центру массива.

М. М. Сомов подразделил ледяные массивы по происхождению на остаточные и отроги многолетних льдов Арктического бассейна. В свою очередь остаточные ледяные массивы разделены им на две группы: массивы, образовавшиеся из дрейфующих льдов (Новоземельский и Врангелевский), и массивы, возникшие

из взломанного припая (Янский, Новосибирский). Отроговые массивы (Карский Северный, Таймырский и Айонский) подпитаются многолетними льдами из Арктического бассейна. Площади массивов отрогового происхождения зависят от интенсивности таяния у южных кромок и скорости поступления многолетних льдов из Северного Ледовитого океана. В зависимости от того, какой процесс доминирует, и ветры какого направления господствуют, и будет наблюдаться тот или иной тип положения массива. Остаточные массивы к концу лета, как правило, полностью вытаивают. Так как условия плавания в навигационный период во многом определяются положением и площадью ледяных массивов, их прогноз имеет большое значение. В методике долгосрочного прогноза положения и мощности (средней толщины, возраста и торосистости льда) массивов учитывается их происхождение. Так при разработке методики прогноза площади массивов из припайного льда необходимо учитывать объем зимних и более молодых льдов, образовавшихся весной. Прогнозы положения Новоземельского и Врангелевского массивов базируются на учете осенних и остаточных льдов.

В связи с трудностью предсказания ветровых условий прогноз положения массивов основан на методе типизации. Обобщение всего многообразия ситуаций в распределении льдов до 3—4 типовых схем дает возможность составлять долгосрочные прогнозы положения массивов. Типизация распределения льда в летние месяцы включает выявление условий, вызвавших это распределение и сопоставление выделенных типов с различными показателями гидрометеорологических процессов. Успешность применения этого метода отчасти зависит от того, что положено в основу типизации. Однако трудно добиться такого положения, чтобы типизация одновременно удовлетворяла двум условиям: происхождению типа и присущих ему ледово-навигационных условий, если за основу классификации берутся генетические признаки, то в результате различия условий формирования и синхронных процессов распределение льда оказывается различным. Когда в основу типизации кладется распределение льда, то одному и тому же типу могут соответствовать разные условия его формирования. Важными критериями при типизации распределения льда можно считать дислокацию и взаимное расположение ледяных массивов, а также ледовитость или площади сплоченных льдов.

Для оптимальной типизации положения ледяных массивов используется дискриминантный анализ, в котором сочетается однородность генезиса и ледово-навигационных характеристик, свойственных каждому типу. Рассмотрим типизацию некоторых ледяных массивов в Арктике. Так, для Новоземельского массива выделены 3 типа положения: западный, центральный и восточный. В 70 % всех рассмотренных случаев Новоземельский массив

занимает западное положение. В положении Северного Карского массива выделено два типа распределения: первый тип характеризуется разъединением Североземельского и Карского Северного массивов; второй тип — когда эти массивы соединены. Таймырский ледяной массив характеризуется тремя типами распределения: западным, центральным и южным. При западном типе в течение всего лета Таймырский массив располагается в непосредственной близости от берега, при центральном — льды отходят от побережья, создавая благоприятные условия плавания от пролива Вилькицкого в порты моря Лаптевых.

При составлении долгосрочных прогнозов положения ледяных массивов широко используются как метод типизации, так и расчеты таяния и дрейфа льда. Поскольку летнее распределение льдов в значительной части определяется синхронными процессами, то здесь велика роль долгосрочного метеорологического прогноза.

14.6. Численные модели перераспределения льда

Первая численная модель перераспределения льда предложена Ю. П. Дорониным в 1969 г. для Карского моря. Испытание этой модели дало удовлетворительные результаты в оценке общей ледовитости моря. Чтобы повысить качество прогноза состояния ледяного покрова в летнюю навигацию, необходимо было повысить качество исходных данных и усовершенствовать тепловую и динамическую части модели.

Такая работа выполнена в 1977 г. З. М. Гудковичем и И. Л. Аппелем. В этой модели в качестве начальных условий используются данные о распределении толщины ровных льдов ($h_{\text{л}}$) и мощности торосистых льдов ($h_{\text{т}}$) в конце зимы. В связи с тем, что расчеты дрейфа льда выполняют по средним месячным барическим полям, были приняты следующие допущения:

1) скорость образования разводьев, на которых нарастают молодые льды, постоянна в течение зимы;

2) при максимальной торосистости, равной 5 баллам, молодых льдов нет ($S_{\text{м. л}}=0$);

3) при отсутствии торосистости принимается, что относительная площадь, занятая молодыми льдами, составляет 50 % площади всех льдов. На основе указанных выше допущений, а также учитывая особенности торосистости ледяного покрова арктических морей, формулы для вычисления относительной площади молодых льдов ($N_{\text{м. л}}$) имеют вид

$$N_{\text{м. л}} = 0,26(2 - v) \text{ при } 1 \leq v \leq 2; \quad (14.11)$$

$$N_{\text{м. л}} = 0,84 - 0,68v \text{ при } 0,5 \leq v \leq 1. \quad (14.12)$$

где v — показатель торосистости, $v = h_{\text{т}}/h_{\text{л}}$.

Учет тепловых процессов в данной модели осуществлялся на основе уравнения теплового баланса поверхности льда и открытой воды. В летний период результирующий тепловой поток (q_{π}) положителен и полностью расходуется на таяние льда

$$q_{\pi} = -\rho_{\pi} \lambda \frac{dh_{\pi}}{dt}, \quad (14.13)$$

где ρ_{π} , λ — плотность и теплопроводность льда.

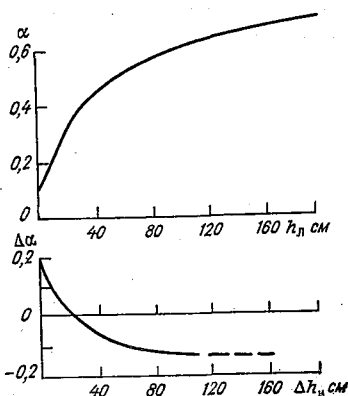


Рис. 14.7. Зависимость альbedo снежно-ледяного покрова от толщины слоя стаявшего льда.

Большое значение в расчетах потоков тепла имеет правильное задание альbedo снежно-ледяной поверхности. Так, в модели Доронина задавался одинаковый для всего моря средний сезонный ход альbedo. Такой подход не учитывает пространственных изменений в таянии льда, связанных с неравномерностью его толщины, не позволяет уловить межгодовые и пространственные колебания интенсивности таяния, связанные со значительными колебаниями сроков начала таяния. В модели Гудковича—Аппеля этот недостаток частично устранен путем введения зависимости альbedo (α) от толщины слоя стаявшего льда (рис. 14.7):

$$\alpha_{n+1} = \alpha_n - k \Delta h_{\pi}, \quad (14.14)$$

где Δh_{π} — толщина стаявшего слоя льда, см; α_n — альbedo в начальный момент.

Зависимость (14.14) не учитывает влияния толщины льда на альbedo. Установлено, что альbedo «сухих» участков однолетнего льда линейно убывает от 70 до 48 % при увеличении разрушенности льда от 0 до 5 баллов. Начало таяния обычно определяют по моменту перехода результирующего значения теплового баланса через нуль. Температура снежно-ледяной поверхности (t_{π}) находится из уравнения теплового баланса, в котором температура воздуха и солнечная радиация на каждый момент времени известны. При этом вначале результирующий поток тепла (q_{π})

приравнивается потоку тепла через лед, выраженному уравнением теплопроводности:

$$q_l = \frac{t_3 - t_n}{h_{сн}/\lambda_{сн} + h_l/\lambda_l}, \quad (14.15)$$

где t_3 — температура замерзания воды данной солености. Допускалось, что таяние снизу отсутствует, а доля поглощенного разводами тепла, пропорциональная сплоченности, идет на таяние льда сбоку.

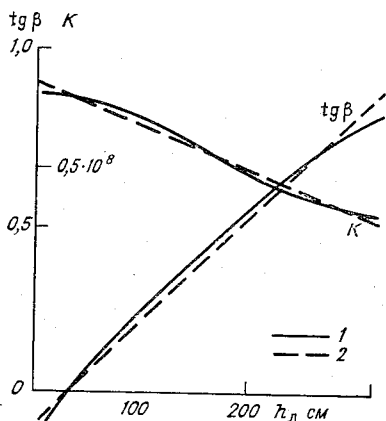


Рис. 14.8. Зависимость теоретических значений (1) углов отклонения свободного дрейфа от изобар (p) и ветровых коэффициентов (K) от толщины льда (h_l) и аппроксимация этих зависимостей (2) (по И. Л. Аппелю и З. М. Гудковичу).

Динамическая часть модели учитывает наиболее важные закономерности движения льдов (связь его с градиентами атмосферного давления, осредненными за некоторый интервал, и тормозящее влияние берегов), а также последствия, вызываемые движением (перенос свойств, разрежение, сплочение и торошение). Для нахождения скорости дрейфа льда использовалось уравнение баланса сил, отнесенных к единице площади льда:

$$\rho_l h_l \partial W_l / \partial \tau = F_a + F_w + F_K + F_{\text{соп}}, \quad (14.16)$$

где W_l — скорость дрейфа льда; F_a — касательное напряжение ветра; F_w — трение на поверхности раздела лед—вода; F_K — сила Кориолиса; $F_{\text{соп}}$ — внутреннее сопротивление, обусловленное взаимодействием ледяных полей.

Так как при расчете дрейфа льда за декаду и более продолжительный период времени используются поля осредненных характеристик, то учет нестационарности нецелесообразен и поэтому левая часть уравнения (14.16) полагалась равной нулю.

При решении уравнения движения, но без учета силы внутреннего сопротивления между ледяными полями авторы рассматриваемой модели получили скорости свободного дрейфа. При этом углы отклонения свободного дрейфа от изобар (β) и ветровые

коэффициенты (k_b) являются функциями лишь $h_{\text{л}}$ и не зависят от скорости геострофического ветра (рис. 14.8). Из этих графических зависимостей выведены следующие формулы:

$$k_b = 10^5 (690 - h_{\text{л}}); \quad (14.17)$$

$$\text{tg } \beta = 0,1 + 0,003 h_{\text{л}}. \quad (14.18)$$

Данная параметризация позволила вычислить составляющие скорости свободного дрейфа льда (u_0, v_0) по формулам Фельзенбаума как функцию градиентов давления воздуха и $h_{\text{л}}$:

$$\begin{aligned} u_0 &= k (-\partial P_a / \partial y + \text{tg } \beta \partial P_a / \partial x); \\ v_0 &= k (\partial P_a / \partial x) + \text{tg } \beta \partial P_a / \partial y. \end{aligned} \quad (14.19)$$

Усовершенствованная модель перераспределения льдов проводилась по Новоземельскому, Североземельскому и Северному Карскому массивам для всех декад отдельных летних навигаций. Результаты оказались удовлетворительными. Таким образом, учтя площадь вытаивания молодых льдов, вклад которой может достигать 20 %, произведя ряд других уточнений в тепловой и динамической частях модели, Гудкович и Аппель довели ее до практического использования.

14.7. Прогнозы сроков ледообразования

Процессы ледообразования в арктических морях во многом аналогичны явлениям, развивающимся в осенние месяцы на неарктических морях. Вместе с тем в арктических морях имеется некоторая специфика в ледообразовании, и методы долгосрочного прогноза сроков появления льда в них будут несколько отличаться от методов, используемых на неарктических морях. Специфика процессов ледообразования в арктических морях заключается в том, что к моменту нового ледообразования нередко в них сохраняются льды. Кроме того, здесь значительно бóльшая роль принадлежит плотностной стратификации вод. Разработка методов долгосрочного прогноза сроков ледообразования, пригодных для оперативной работы, должна основываться на сведениях энтальпии моря к концу лета и интенсивности осеннего выхолаживания. Задачей первостепенной важности следует считать выбор показателей процессов энтальпии и теплоотдачи.

Из существующих методов прогнозов сроков ледообразования в арктических морях целесообразно рассмотреть физико-статистические методы Б. А. Крутских и В. Ф. Захарова, а также метод прогноза, предложенный Ю. П. Дорониным и А. В. Сметанниковой.

✓ *Метод прогноза ледообразования, разработанный Б. А. Крутских.* В основе метода прогноза осеннего ледообразования Б. А. Крутских лежит предпосылка, сущность которой состоит

в том, что основной причиной изменчивости сроков ледообразования в арктических морях во времени и пространстве являются межгодовые различия в распределении и количестве льда к началу охлаждения моря. Б. А. Крутских обратил внимание на принцип избирательности процесса замерзания, состоящий в том, что в районах с однородными гидрологическими условиями теплообмена ледообразование происходит практически в одни и те

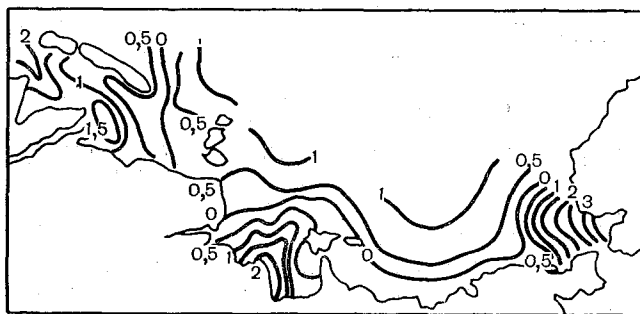


Рис. 14.9. Распределение аномалий продолжительности безледного периода в арктических морях (нормированных по σ).

же сроки (рис. 14.9). Автором метода были выделены следующие три типа районов арктических морей:

- 1) мелководные и подверженные влиянию стока рек;
- 2) глубоководные с большим влиянием адвекции;
- 3) безадвективные глубоководные.

Крутских показал, что распределение льда в арктических морях обуславливает различия в теплозапасе и особенности теплообмена моря с атмосферой. Связь между сплоченностью плавающих льдов и последующими сроками замерзания оказалась достаточно высокой ($r=0,82$).

В зависимости от распределения льда все многообразие гидрологических условий теплообмена с атмосферой было разбито на четыре группы: 1) сплоченный лед; 2) редкий лед; 3) прикромочная зона; 4) чистая вода. При составлении прогнозов для каждого узла сеточной области использовались средние групповые сроки ледообразования. С этой целью для каждой группы были построены карты средних сроков ледообразования. В дальнейшем эти четыре типовые карты изохрон ледообразования использовались в прогнозе.

На характер изохрон ледообразования в арктических морях оказывают влияние климатические и географические факторы. Однако непосредственный учет этих факторов для прогноза сроков ледообразования приведет к увеличению числа аргументов в уравнении регрессии. Для того чтобы косвенно учесть влияние

климатических и географических факторов, Крутских получил зависимость средних многолетних сроков ледообразования $\bar{D}_{\text{пп}}$ от широты места (φ), глубины моря (H) и вероятности наличия ста-рого льда осенью (P):

$$\bar{D}_{\text{пп}} = a_1\varphi + a_2H + a_3P + b, \quad (14.20)$$

где a_1 , a_2 , a_3 и b — эмпирические коэффициенты. Следовательно, средние многолетние сроки можно ввести в качестве одного из аргументов в уравнение регрессии. Это позволит учесть роль постоянных факторов в избирательном процессе замерзания арктических морей.

Следующим аргументом в уравнение регрессии вводилась сплоченность льда к началу охлаждения ($N_{\text{л}}$). Гидрологические условия теплообмена с атмосферой следует характеризовать расстоянием до кромки льда (l) и толщиной деятельного слоя моря ($H_{\text{д}}$) в узлах сеточной области.

Общая зависимость для прогноза сроков ледообразования имеет следующий вид:

$$D_{\text{пп}} = f(\bar{D}_{\text{пп}}, N_{\text{л}}, l, H_{\text{д}}). \quad (14.21)$$

Таким образом, для составления долгосрочного прогноза ледообразования по методике Крутских необходимым условием является знание распределения льда в море к началу периода охлаждения. Обеспеченность типовых уравнений регрессии составила свыше 80 %. Метод Крутских нашел широкое применение при составлении прогнозов сроков ледообразования в научно-оперативных группах, обеспечивающих морские операции в Арктике.

Метод долгосрочного прогноза сроков устойчивого появления льда, предложенный В. Ф. Захаровым. Метод разрабатывался на примере моря Лаптевых для 22 точек сеточной области. В. Ф. Захаров показал, что средние квадратические отклонения сроков появления льда по акватории моря Лаптевых изменяются от 6 до 18 сут, причем южные районы моря замерзают позднее северных на 10—15 сут. Характерной особенностью юго-восточной части моря Лаптевых следует считать чрезвычайно высокую природную обеспеченность, достигающую 90 %. В. Ф. Захаров это объясняет тем обстоятельством, что в этом районе моря ледообразование, как правило, происходит на чистой воде, а энтальпия деятельного слоя и глубина конвективного перемешивания мало изменяются от года к году. Природная обеспеченность сроков появления льда в других районах моря Лаптевых составляет от 40 до 52 %. Анализ 30-летнего ряда наблюдений показал, что вероятность совпадения знака аномалий во всех 22 точках сеточной области составляет всего 26 %, однако связь средней ледовитости моря с ледовитостью в каждой точке оказалась достаточно высокой ($r=0,60 \dots 0,80$).

Интересные исследования проведены этим автором по изучению влияния энthalпии и толщины слоя перемешивания на сроки ледообразования. Оказалось, что чем больше энthalпия к концу лета, тем выше температура воздуха осенью. Таким образом, энthalпия предопределяет скорость последующего выхолаживания и является важным фактором условий замерзания моря. Однако непосредственная роль энthalпии в прогнозах сроков появления льда не всегда кажется такой бесспорной. Значительные различия в энthalпии моря к началу периода выхолаживания не во всех случаях приводят к заметным различиям в сроках $D_{\text{пн}}$. В то же время доказано, что сроки ледообразования существенно зависят от глубины деятельного слоя.

Из-за трудностей сбора глубоководных гидрологических наблюдений к началу периода охлаждения вычисления энthalпии деятельного слоя производятся редко. Предложено использовать в качестве косвенного показателя энthalпии деятельного слоя ледовитость моря. Предварительно проведены статистические сопоставления сроков появления льда ($D_{\text{пн}}$) с ледовитостью (L) в момент составления долгосрочного прогноза. Для центральной части моря Лаптевых получен достаточно высокий коэффициент корреляции ($r_{D_{\text{пн}}L} = 0,80$), однако в южных районах связь становится менее четкой ($r_{D_{\text{пн}}L} = 0,30$).

Итак, ледовитость моря к концу лета определяет фон осеннего замерзания, но чтобы детализировать этот фон, необходимо учитывать энthalпию в каждом районе. Показателем энthalпии может служить продолжительность безледного периода (τ), выраженная числом декад с чистой водой.

Интенсивность теплоотдачи осенью можно косвенно характеризовать прогнозируемой средней месячной температурой воздуха в сентябре. В общем виде прогностическая схема В. Ф. Захарова может быть представлена в следующем виде:

$$D_{\text{пн}} = f(L, t_a^{\text{IX}}, \tau), \quad (14.22)$$

Так как в прибрежных районах условия замерзания определяют явления меньшего масштаба, чем в открытой части моря разработать общий метод долгосрочного прогноза сроков появления льда и замерзания как для открытой части, так и у берегов и того же моря невозможно. К этому нужно добавить важные в практическом отношении выводы о том, что в прибрежных районах заблаговременность прогноза сроков замерзания будет меньше, чем вдали от берегов. В настоящее время долгосрочные ледовые прогнозы на вторую половину навигации составляются в начале августа, поэтому увеличить заблаговременность оперативных прогнозов сроков замерзания пока не удается.

Численный метод долгосрочного прогноза сроков ледообразования. В основе численного метода прогноза сроков появления

льда, впервые разработанного Ю. П. Дорониным и А. В. Сметанниковой, лежат уравнения баланса тепла и соли, приведенные в разделе 12.5. Из-за понижения температуры воды поверхностного слоя при осеннем выхолаживании или вследствие осолонения при испарении происходит повышение плотности поверхностного слоя, что приводит к неустойчивой стратификации и конвективному перемешиванию вод. В этом случае к поверхности моря может поступать из глубины тепло, влияющее на сроки ледообразования. Конвективное перемешивание в осенне-зимний период для условий Арктики и Антарктики выражено настолько ярко и своеобразно, что получило название *вертикальной зимней циркуляции*.

В уравнениях баланса тепла и солей (12.22) и (12.23), предложенных Ю. П. Дорониным, левые части характеризуют энтальпию и содержание солей в слое конвекции толщиной h_{n+1} на момент времени τ_{n+1} . Первые члены правой части характеризуют запасы тепла и солей в предшествующий момент времени и в слое толщиной h_n , вторые слагаемые показывают приток тепла и солей за счет нового вовлечения в слой конвекции от h_n до h_{n+1} . Третьи члены правой части определяют потоки тепла и солей в результате теплообмена с атмосферой, процессов испарения или опреснения поверхностных вод, четвертые — в результате турбулентной диффузии между слоем конвекции и нижележащими слоями за интервал времени $\Delta\tau = \tau_n - \tau_{n-1}$. Коэффициенты турбулентной теплопроводности и диффузии определяются с помощью математического моделирования. Последние слагаемые в уравнениях (12.22) и (12.23) характеризуют адвекцию тепла и солей.

Поток тепла через поверхность моря определяется по данным стандартных измерений с помощью уравнения теплового баланса

$$\sum Q = c_a \rho_a a_z (t_w - t_a) W + L_n \rho_a a_z (q_s - q_a) W + Q_{\odot}, \quad (14.23)$$

где c_a — теплоемкость воздуха при постоянном давлении; ρ_a — плотность воздуха; L_n — удельная теплота испарения воды; a_z — коэффициент пропорциональности, характеризующий условия турбулентности; W — скорость ветра; q_s — упругость насыщения, вычисляемая по температуре воды; q_a — удельная влажность воздуха.

Осолонение поверхностного слоя воды за счет испарения вычисляется по данным о солёности и толщине испарившегося слоя воды (h_n)

$$\Phi = S \rho dh_n / d\tau. \quad (14.24)$$

Если происходит распреснение, то оно зависит от количества выпавших осадков или поступления речных и талых вод (h_0):

$$\Phi = -S \rho dh_0 / d\tau. \quad (14.25)$$

При определении потоков солей между слоем конвекции и нижележащими слоями градиенты солености находятся из уравнения диффузии

$$\partial S / \partial \tau + U \partial S / \partial l = \partial / \partial z (K_w \partial S / \partial z), \quad (14.26)$$

где U — скорость течения; K_w — коэффициент диффузии.

Аналогичный вид имеет уравнение теплопроводности. В качестве начальных данных необходимы глубоководные наблюдения за температурой воды и соленостью, выполненные в конце лета, а также распределение льдов на рассматриваемой акватории моря. Считается, что метеорологическая информация (температура воздуха и атмосферное давление на уровне моря) известны на весь интервал времени, для которого составляется долгосрочный прогноз сроков ледообразования.

Решение уравнений баланса тепла и солей проводится численными методами с помощью ЭВМ. В результате этого решения появляется возможность вычислять температуру, соленость и глубину распространения конвективного перемешивания на любой последующий момент времени. Использование зависимости температуры замерзания морской воды от ее солености позволяет определить дату образования льда.

В большинстве районов арктических морей изменчивость поля плотности зависит главным образом от изменения поля солености, которое меняется в широких пределах. Толщина гомогенного слоя на конец лета довольно однородна и в этот период основным фактором, определяющим эту величину, является ветровое перемешивание.

Со второй половины сентября начинается охлаждение поверхностного слоя, уменьшается приток речного стока и возникает конвекция. Процесс конвективного перемешивания в значительной степени зависит от начального поля плотности в конце лета, а в зависимости от характера атмосферных процессов осенью этот процесс может усиливаться или ослабевать, однако черты начального распределения аномалий в толщине гомогенного слоя сохраняются вплоть до начала ледообразования.

Проверка численного метода прогноза сроков ледообразования в морях Сибирского шельфа показала достаточно высокую обеспеченность. Однако на северной границе сеточной области наблюдались существенные расхождения между наблюдаемыми и вычисленными датами ледообразования, что, очевидно, объясняется грубой интерпретацией исходных данных, а также ошибками в вычислении адвекции тепла и солей. Кроме того, ошибки в прогнозе сроков ледообразования возникают в связи с недостаточной высокой оправдываемостью долгосрочного метеорологического прогноза. Следовательно, оправдываемость численной схемы прогноза осенне-зимних ледовых явлений можно повысить за счет более точного задания вертикального распределения температуры

и солености, дрейфа многолетних льдов, адвекции тепла и солей, а также повышения качества прогнозов погоды. Однако и при существующем уровне организации гидрологических наблюдений в арктических морях методика численного прогноза дат ледообразования и других ледовых характеристик не имеет ограничений, связанных с географическим положением, глубиной или конфигурацией моря, и может более широко использоваться в оперативной практике.

14.8. Прогнозы толщины льда

Начальные формы льда образуют на спокойной воде сплошную тонкую пленку. Нарастание льда происходит за счет разности потоков тепла в атмосферу и из воды к нижней границе льда, которая компенсируется теплотой кристаллизации при замерзании новых порций воды. Поскольку поток тепла вверх через лед пропорционален теплопроводности льда (λ) и градиенту температуры ($\partial t_{\text{л}}/\partial z$), а теплота кристаллизации пропорциональна массе образовавшегося льда, то уравнение теплового баланса можно записать так:

$$L \partial M / \partial \tau = \lambda \partial t_{\text{л}} / \partial z - Q_{\text{глуб}}, \quad (14.27)$$

где $Q_{\text{глуб}}$ — поток тепла из глубин к поверхности; L — теплота кристаллизации.

В природных условиях ледяной покров почти всегда покрыт слоем снега. Являясь плохим проводником тепла, снег оказывает влияние на температуру льда и прирост его толщины, следовательно, при прогнозе нарастания льда необходим учет высоты снежного покрова.

Правильный выбор факторов, определяющих скорость роста льда, имеет большое практическое значение, ибо влияние ледяного покрова на проходимость транспортных судов оценивается в первую очередь по данным о толщине льда.

Разнообразие физико-географических и климатических условий арктических морей обуславливает необходимость разработки таких методов прогноза толщины льда, которые учитывали бы локальные особенности процессов, присущие разным районам. Основные факторы, влияющие на нарастание толщины льда, можно показать следующим образом:

$$\Delta h_{\text{л}} = f \left[\sum (-t_a), h_{\text{сн}}, Q_{\text{глуб}}, S \right]. \quad (14.28)$$

Удовлетворительные результаты при прогнозе толщины льда получены, когда расчет выполнен по формуле Ю. П. Доронина:

$$h_{\text{л}} = -7,7 h_{\text{сн}} + \sqrt{(7,7 h_{\text{сн}} + h_0)^2 + 12 \sum (-t_a)}. \quad (14.29)$$

Широкое распространение в прогнозах толщины льда в арктических морях получили эмпирические формулы И. М. Кузнецова

$$\Delta h_{\text{л}} = 0,65 \Delta \sum (-t_a) h_0^{-0,54}. \quad (14.30)$$

Формула (14.30) используется при отсутствии снежного покрова. Когда лед покрыт снегом, то используется формула вида

$$\Delta h_{\text{л}} = 0,65 \Delta \sum (-t_a) h_{\text{э}}^{-0,54}, \quad (14.31)$$

где $h_{\text{э}} = h_0 + (\lambda_{\text{л}}/\lambda_{\text{сн}}) h_{\text{сн}}$ — толщина льда, эквивалентная по теплопроводности толщине льда и снега на нем.

Из-за недостаточно высокой оправдываемости прогнозов погоды и неполных сведений о высоте снежного покрова наряду с формулами (14.28)–(14.29) применяется метод аналогов. Вероятность сохранения аномалий ледовых явлений тем больше, чем больше эта величина. При составлении прогноза толщины льда аномалию можно использовать постоянной в течение нескольких месяцев. Подбор годов-аналогов осуществляется не только по $h_{\text{л}}$, но и по $\sum (-t_a)$, $h_{\text{сн}}$, атмосферной циркуляции в предшествующий прогнозу период.

14.9. Навигационные рекомендации

В различных районах морей и океанов для обеспечения безопасности мореплавания и выбора оптимального пути плавания широко используются рекомендуемые курсы плавания, разрабатываемые в прогнозистических центрах разных стран. Однако можно утверждать, что ни на одной трассе Мирового океана нет такой тесной связи между судоходством и гидрометеорологической службой, как в морях Северной Арктики. Подготовка к летним и зимним арктическим навигациям начинается с разработки плана грузоперевозок. Необходимым условием составления таких планов следует считать правильный учет ожидаемых ледовых условий. По этой причине содержание и сроки составления долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей определяются навигационным значением тех характеристик ледового режима, изменчивость которых наиболее существенно влияет на плавание судов. Так, например, предсказание заприпайных полыней и разрежений в дрейфующих льдах позволяет значительно продлить на отдельных участках трассы Северного морского пути навигационный период. Толщина припая и другие характеристики ледовых условий определяют возможность выгрузки грузов в зимние навигации в западном секторе Арктики. Следовательно, прогнозы толщины припая и распределения дрейфующих ледяных полей в середине зимы совершенно необходимы. Долгосрочный прогноз положения и площади ледяных массивов для летних месяцев позволяет наиболее целесообразно распределить ледоколы и наметить маршруты плавания судов.

Таким образом, состояние ледяного покрова в данном году, а также технические возможности ледокольного и транспортного флота регламентируют сроки навигации и определяют выбор наиболее оптимальных путей. Навигационные рекомендации, разрабатываемые в ААНИИ, включают следующие характеристики: сроки возможного начала и окончания плавания судов на отдельных участках Северного морского пути с ледоколами и без них, наиболее рациональные пути следования караванов транспортных судов, сроки искусственного взлома припая ледоколами, наиболее благоприятные сроки завоза грузов на полярные станции, гарантийные сроки окончания массовой проводки транспортных судов на лимитирующих участках Северного морского пути, сроки вывода последних судов из Арктики. Поскольку сроки возможного начала и окончания навигации зависят не только от состояния ледяного покрова, но и от технических средств, преодолевающих эти льды, то навигационные рекомендации даются отдельно для различных типов судов.

Навигационные рекомендации базируются на долгосрочном прогнозе большого числа элементов ледового режима. Так, основным препятствием для плавания судов в весенний период следует считать сплоченные однолетние и старые льды, а на отдельных участках — припай. До появления атомных ледоколов летняя навигация в арктических морях начиналась после того, как лед разрежался до 8—9 баллов и происходил естественный взлом припая. Для определения сроков начала прокладки канала в припаяе необходимо предвычислить сроки начала таяния снежно-ледяного покрова, от которых зависит скорость дальнейшего уменьшения толщины льда и его ослабление. Итак, толщина припая льда к концу холодного полугодия, сроки его взлома, его торосистость и разрушенность играют решающую роль при определении сроков возможного начала летней навигации. Современные ледоколы взламывают припай значительно раньше сроков естественного взлома.

Сведения об ожидаемой ледовитости, положении ледяных масс и характеристиках дрейфующего льда позволяют судить об условиях плавания в дрейфующих льдах. При большой ледовитости увеличивается протяженность пути судов в сплоченных льдах и уменьшается скорость их движения. Однако возможность проводки судов на том или ином участке трассы определяется не только количеством льда в море, но и его распределением. Иногда при малой ледовитости моря сплоченные льды блокируют проливы или располагаются на пути движения и вызывают существенные затруднения при движении караванов судов.

С началом устойчивого ледообразования обычно прекращают плавание суда со слабыми корпусами. Даты достижения молодым льдом толщины 5—10 см являются критерием для окончания самостоятельного плавания судов ледового класса (УЛ и

УЛА), а при толщинах 20—25 см заканчивается проводка транспортных судов с помощью ледоколов типа «Красин». Атомные ледоколы и мощные ледоколы типа «Москва» осуществляют проводку судов ледового класса при толщине молодого льда 80 см и выше. Для оценки условий плавания поздней осенью и определения сроков окончания навигации большое значение имеет сплоченность остаточных льдов, а также интенсивность формирования сморозей.

Ввиду сильной межгодовой изменчивости ледовой обстановки использование средних многолетних данных о сроках взлома припая, распределении дрейфующих льдов, сроках ледообразования и других характеристиках ледового режима не может быть основой планирования морских операций в Арктике. Планирование с использованием навигационных рекомендаций увеличивает продолжительность плавания в среднем на 37 сут в год, по сравнению с продолжительностью навигации по средним многолетним данным. За десятилетие это составляет почти три летние арктические навигации.

Оправдываемость навигационных рекомендаций превышает 80 %. Использование ледовых прогнозов различной заблаговременности при проведении морских операций в Арктике дает ежегодно экономический эффект в несколько миллионов рублей.

Глава 15

Долгосрочные и сверхдолгосрочные прогнозы уровня (на примере замкнутых морей)

Для большинства районов Мирового океана межгодовые колебания уровня сравнительно невелики и поэтому прогноз их не имеет большого практического значения. Однако для некоторых задач при выявлении межувековых колебаний климата Земли удобным показателем является уровень океана, положения которого в прошлом могут быть установлены по геоморфологическим и геологическим признакам. Изучение сведений о колебаниях уровня Мирового океана за большие интервалы времени свидетельствует о том, что около 15—18 тысяч лет тому назад уровень располагался на 110 м ниже современного (рис. 15.1). В дальнейшем по косвенным признакам было установлено, что он поднимался со средней скоростью около 2 см в год. Эта скорость более или менее сохранялась до наступления «климатического оптимума» (5—7 тысяч лет тому назад), после чего средняя скорость поднятия уровня снизилась до 1—2 мм в год. С такой же скоростью уровень Мирового океана поднимался в XX в.

Наибольший практический интерес представляют современные колебания уровня в замкнутых морях, где они могут быть весьма значительны. О многолетнем ходе уровня Каспийского моря за последние столетия можно судить по косвенным материалам, полученным Л. С. Бергом (рис. 15.2). Как видно из рис. 15.2, с начала XIX в. среднегодовой уровень Каспийского моря к 1977 г. понизился на 3,5 м. Сокращение стока рек, впадающих в Каспийское море, наблюдавшееся в 1930—1952 гг., вызвало резкое снижение уровня и сокращение акватории моря. Это привело к серьезным последствиям в деятельности многих отраслей народного хозяйства. В результате снижения уровня Каспийского моря экономика прибрежных районов понесла огромные убытки. Резко ухудшились условия обитания и размножения ценных промысловых рыб. Большие убытки нанесены водному хозяйству из-за дополнительных затрат на переустройство фарватеров, каналов и портов.

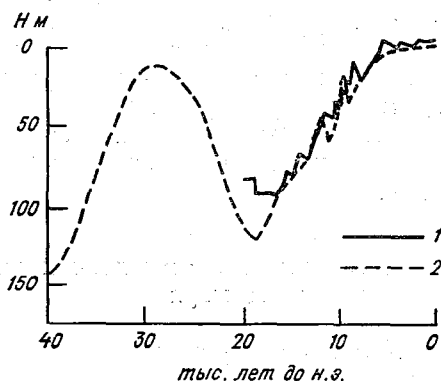


Рис. 15.1. Уровень Мирового океана за последние десятки тысяч лет.
1 — по Фейрбриджу; 2 — по Каррею.

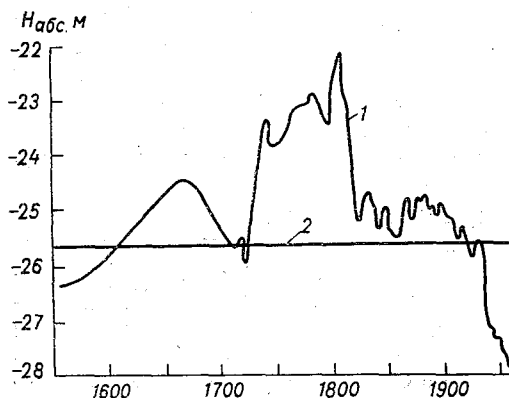


Рис. 15.2. Вековой ход уровня (1) Каспийского моря (по Л. С. Бергу) и средний многолетний уровень (2).

Приспособление отраслей народного хозяйства к современному уровню около отметки —28,0——28,5 м абс. свидетельствует о том, что повышение уровня, которое началось с 1977 г., также приведет к значительным материальным потерям. Следовательно, все отрасли экономики Каспийского водохозяйственного комплекса заинтересованы в стабилизации уровня современных отметок и в максимально возможном сокращении амплитуды многолетних колебаний.

Режим уровня Аральского моря с начала текущего столетия до 1960-х годов был относительно стабилен. Приток речных вод и выпадение осадков на зеркало моря компенсировались поте-

рями воды на испарение и обуславливали незначительные колебания уровня Аральского моря около отметки 53 м абс. В последние 25 лет происходило резкое сокращение притока речных вод в это море из-за безвозвратного изъятия на орошение и некоторого снижения естественной водности Амударьи и Сырдарьи. Скорость падения уровня Аральского моря достигала 0,5—0,8 м в год (!) К 1986 г. уровень понизился уже на 10 м от средней многолетней отметки, объем воды в море уменьшился на 30 %, а площадь водной поверхности сократилась более чем на 20 %.

15.1. Причины многолетних колебаний уровня Каспийского моря

Колебания уровня Каспийского моря от года к году могут происходить в результате изменений в речном и подземном стоке, изменений интенсивности испарения с водной поверхности и изменения морфологических характеристик водоема (площади водного зеркала, протяженности береговой линии, средней крутизны берегового откоса). Усиливающееся антропогенное влияние в известной мере маскируется большой инерционностью уровня моря.

В механизме многолетних колебаний уровня можно выделить два процесса: активный фактор — причина колебаний (изменчивость гидрологических и климатических условий) и реактивный, ограничивающий размах колебаний и зависящий от наполнения водоема и количества теряемой им воды. Повышение уровня сопровождается увеличением зеркала моря, возрастанием потерь на испарение. Понижение уровня поверхности вызывает противоположные последствия.

При изучении многолетних колебаний уровня Каспийского моря большое внимание уделялось исследованию его водного бассейна. Обстоятельные исследования выполнены в Государственном гидрологическом институте под руководством Б. Д. Зайкова, в которых детально изучен водный баланс Каспийского моря за 1880—1940 гг. Анализ изменчивости элементов водного баланса показал, что катастрофическое снижение уровня моря в 1930—1945 гг. обусловлено резким уменьшением водности рек, впадающих в море.

Уравнение водного баланса Каспийского моря имеет следующий вид:

$$V_{\text{пов}}/S_z + V_{\text{под}}/S_z - V_{\text{КБГ}}/S_z - V_{\text{хоз}}/S_z - (E - O_z) = \Delta h_t, \quad (15.1)$$

где $V_{\text{пов}}$ — поверхностный сток рек; S_z — площадь зеркала моря; $V_{\text{под}}$ — подземный сток; $V_{\text{КБГ}}$ — отток воды в залив Кара-Богаз-Гол; E — испарение с поверхности моря; O_z — количество

атмосферных осадков, выпадающих на зеркало Каспийского моря; Δh_{τ} — приращение уровня моря за время τ .

Наиболее надежно оценены составляющие водного баланса И. А. Шикломановым, который вычислил водный баланс Каспийского моря с 1880 по 1972 г. и восстановил его элементы с учетом влияния хозяйственной деятельности в бассейне (табл. 15.1).

Таблица 15.1

Приращения уровня и элементы водного баланса Каспийского моря, по И. А. Шикломанову (уровень в см над отметкой —28,00 м абс.)

Годы	Δh см	$V_{\text{пов}} + V_{\text{под}}$, км ³	$V_{\text{КБГ}}$ км ³	E мм	O_3 мм	$E - O_3$ мм
1880—1910	—56	305	28,4	960	256	704
1910—1932	—18	316	19,3	990	234	756
1932—1940	—168 —163	229 232	10,5	980	214	766
1940—1955	—57 —39	296 304	11,8	1020	222	796
1955—1972	—14 71	276 303	9,3	970	245	725
1972—1985	—45 49	263 303	9,3	970	245	725
1985—2000	—95 37	253 303	—	970	245	725

Примечание. В числителе приводятся фактические, а в знаменателе — восстановленные значения с учетом влияния хозяйственной деятельности.

На основе данных этой таблицы восстановленный приток поверхностных и подземных вод в Каспийском море за 1880—1972 гг. равен 301 км³/год, за счет влияния хозяйственной деятельности в бассейне фактический (бытовой) приток составил 294 км³/год, $O_3 = 240$ мм, $E = 980$ мм, $V_{\text{КБГ}} = 18,5$ км³. Наиболее резкое понижение уровня с 1932 по 1940 г., когда уровень упал на 1,68 м, объясняется резким уменьшением приходной части уравнения водного баланса. В результате изменения климатических факторов $V_{\text{пов}} + V_{\text{под}}$ за 1932—1940 гг. составил всего 77 %, а O_3 — 90 % нормы при E , близких к норме. Все это обусловило падение уровня моря на 1,58 м; остальные 0,1 м снижения уровня можно отнести за счет хозяйственной деятельности в бассейне.

В 1976 г. средний уровень Каспия достиг отметки (—29,04 м) относительно нуля Кронштадтского футштока, а с 1977 по 1986 г. он повысился на 124 см. Известно, что самые большие повышения уровня в XX столетии отмечались с 1924 по 1929 г. и состав-

ляли всего 52 см. Анализ водного баланса Каспийского моря позволяет выявить причину резких изменений уровня. В пятилетие 1972—1976 гг. приток речных вод был на 60 км^3 меньше среднего многолетнего, то в пятилетие с 1977 по 1982 г. ежегодный приток речных вод в море на 30 км^3 превышал норму. Повышенный приток воды в море наблюдался на фоне низкого уровня моря, а значит, и малой его площади.

15.2. Прогнозы сезонного хода и среднегодового уровня Каспийского моря

Метод прогноза сезонного хода уровня Каспийского моря впервые предложен в 1938 г. Г. П. Калинин. Полагая, что основной переменной в уравнении водного баланса является речной сток, более половины которого до 1950-х годов поступало в Каспий в весенне-летние месяцы, Г. П. Калинин установил связь между весенне-летним подъемом уровня моря и весенним стоком р. Волги на створе у г. Волгограда. Затем были установлены статистические связи между атмосферными осадками в бассейне Волги с сентября по март и весенне-летним подъемом уровня моря. Поскольку потери вод на площади водосбора рек, впадающих в Каспий, осенью и весной зависят также от температуры воздуха в эти сезоны, в качестве предикторов им введены суммы среднемесячных температур воздуха за октябрь—ноябрь и март. Прогностическое уравнение для максимального подъема уровня имеет следующий вид:

$$\Delta h = aO_6^{IX-III} + bt_a^{X-XI, III}, \quad (15.2)$$

где Δh — приращение уровня моря от февраля к июлю; O_6^{IX-III} — атмосферные осадки в бассейне р. Волги за холодное полугодие; $t_a^{X-XI, III}$ — среднемесячная температура воздуха за октябрь—ноябрь и март в бассейне р. Волги.

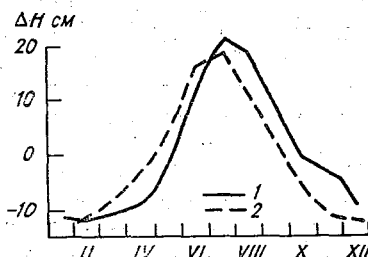
Кроме уравнения (15.2), Г. П. Калинин предложил зависимость между годовым изменением уровня и весенне-летним подъемом, причем годовым изменением уровня моря в данном случае названа разность между минимальными уровнями в двух смежных годах. В дальнейшем на основе этой зависимости и прогноза весенне-летнего подъема уровня, рассчитанного по уравнению (15.2), можно предсказать минимальный уровень моря в следующем году.

Так как сезонные изменения уровня моря происходят плавно, то можно проинтерполировать значения уровня на каждый месяц года. Для этого необходимо знать фактический уровень в феврале—марте в текущем году, прогнозируемые летний максимум и минимальный уровень в будущем году.

В связи с зарегулированностью стока Волги уменьшилась амплитуда годового хода уровня моря и появилась необходимость усовершенствовать методику прогноза его сезонного хода (рис. 15.3). Для этого необходимо выяснить роль каждой составляющей водного баланса и степень ее изменчивости. С апреля

Рис. 15.3. Сезонный ход осредненного уровня Каспийского моря.

1 — до зарегулирования стока рек (1941—1945 гг.), 2 — после зарегулирования (1968—1972 гг.).



по июль решающую роль в ходе уровня играет речной сток. Поэтому точность прогноза уровня моря на этот период в значительной степени зависит от соблюдения графика пуска воды в нижних бьефах гидроэлектростанций. Так, например, изменение стока на 7 км^3 может привести к ошибке в прогнозе среднемесячных значений уровня на 2 см. Интенсивность процессов влагооборота над Каспийским морем заметно сказывается на уровне моря с августа по октябрь, а также в зимние месяцы. Следовательно, для уточнения прогноза годового хода уровня моря необходимо предвычислять испарение за отдельные месяцы.

О. И. Шереметевская получила зависимость для предвычисления аномалий внутреннего влагооборота Каспийского моря с атмосферой над ним:

$$\Delta(E - O_3)_{\text{VII-X}} = f(t_w^{\text{VII}}, \sum A_{ij}^{Pa}, \sum A_{ij}^{\Delta h}), \quad (15.3)$$

где t_w^{VII} — среднемесячная температура воды на станциях Баку, Махачкала, Шевченко, Красноводск в июле; A_{ij}^{Pa} — коэффициенты разложения в ряды по полиномам Чебышева поля атмосферного давления за август—октябрь; $A_{ij}^{\Delta h}$ — коэффициенты разложения кривой спада уровня в июне—октябре.

В 1967 г. в Гидрометцентре СССР разработан метод прогноза годового хода уровня Каспия, основанный на решении уравнения водного баланса моря, учитывающего изменения в притоке речных вод на основе графиков планируемого сброса воды в нижних бьефах водохранилищ, изменения в испарении и атмосферных осадках. Для составления прогнозов месячных и средних годовых уровней Каспийского моря в апреле рассчитываются значения месячных уровней на май—декабрь текущего и январь—март будущего года. Поскольку графики планируемого сброса не

всегда соблюдаются, прогнозы уровня уточняются. Оправдываемость прогнозов уровня по месяцам для экстремальных условий 1972—1981 гг. при допустимой ошибке 12 см колебалась от 82 до 100 %. В период резкого изменения уровня моря в 1972—1986 гг. Гидрометцентр СССР правильно ориентировал народнохозяйственные организации сначала на резкое понижение, а затем на непрерывный в период 1977—1986 гг. подъем уровня Каспийского моря. Таким образом, воднобалансовый метод прогноза уровня можно считать достаточно надежным.

Увеличение заблаговременности прогноза уровня возможно на основе учета атмосферных процессов большого масштаба. Н. А. Белинский и Г. П. Калинин впервые предложили на этой основе метод сверхдолгосрочного прогноза уровня Каспийского моря с заблаговременностью 5—6 лет.

Для характеристики атмосферных процессов над Атлантическим океаном и бассейном Каспийского моря ими были использованы данные распределения атмосферного давления в индексах пятибалльной шкалы Белинского. Алгебраические суммы баллов индекса Белинского для каждого района синоптического каталога Вительса сопоставлялись с гидрометеорологическими элементами. При этом выяснилось, что изменения индексов атмосферной циркуляции в общем отражают характерные черты колебаний уровня Каспийского моря. Это объясняется тем, что количество атмосферных осадков в бассейне Волги зависит от циклонической и антициклонической деятельности над материком. Так, с 1930 по 1946 г. значительно возросла антициклоническая циркуляция над ЕТС и следствием этого явилось существенное уменьшение зимних осадков в бассейне рек Каспийского моря.

В многолетних изменениях атмосферной циркуляции над материком и океаном Н. А. Белинским и Г. П. Калинин выявлены циклические колебания с фазами, различающимися на 180° . Это означает, что когда над Атлантическим океаном развивается циклоническая циркуляция, то в это же время над Европой господствует антициклоническая циркуляция. Н. А. Белинский и Г. П. Калинин установили зависимость среднего стока Волги за пять последующих лет от скользящих пятилетних сумм индекса, характеризующего интенсивность циклогенеза и антициклогенеза в районе азорского центра действия атмосферы (рис. 15.4). Связь индекса циркуляции и стока Волги в последующие пять лет характеризуется коэффициентом корреляции $0,84 \pm 0,05$. Полагая связь между индексом циркуляции и стоком Волги линейной, можно путем последовательного суммирования отклонений индекса циркуляции от нормы (соответствующей неизменному состоянию уровня) получить значения, соответствующие ходу уровня Каспийского моря. Связь интегральных значений индекса циркуляции атмосферы в районе азорского максимума с уровнем моря

с заблаговременностью шесть лет характеризуется $r = -0,95 \pm \pm 0,02$. Прогностическое уравнение имеет следующий вид:

$$h_{\text{пр}} = 352 - 0,083 \sum_{1900}^{n-6} (J_5 + 320), \quad (15.4)$$

где $h_{\text{пр}}$ — уровень в прогнозируемом году; J_5 — индекс циркуляции атмосферы по Белинскому в районе азорского максимума давления (район № 5 по синоптическому каталогу Вительса).

Прогностическое уравнение (15.4) в течение 1946—1966 гг. использовалось в оперативной работе Гидрометцентра СССР и имело оправдываемость 71 %. Однако после 1966 г. прогнозы по этому уравнению давали заниженные значения уровня моря.

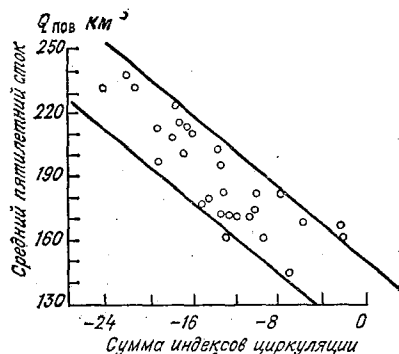


Рис. 15.4. Связь скользящих сумм индексов атмосферной циркуляции Белинского за пять предшествующих лет (сумма индексов уменьшена в 100 раз) и стока р. Волги.

К. И. Смирнова объясняет это занижение тем, что зависимость (15.4) была установлена для неизменного уровня моря и постоянной его площади, равной 398 тыс. км², т. е. для условий, когда «реактивный фактор» в изменении уровня не учитывался. Известно, что при одном и том же объеме поверхностного стока и испарения, но при разном уровне его приращение будет различным, так как площадь Каспийского моря переменна (рис. 15.5). В этом случае при прогнозе уровня необходимо принимать во внимание изменение приращений уровня моря в зависимости от площади моря:

$$\Delta h_i = (S_0/S_i - 1)(E_i - O_3), \quad (15.5)$$

где $S_0 = 398\,000$ км²; S_i — площадь моря в i -й момент времени; E_i — испарение с поверхности моря в i -й год, мм; O_3 — осадки на зеркало моря в i -й год.

Расчеты по формуле (15.5) показали, что сумма приращений уровня, обусловленная переменной площадью моря, с 1900 по 1967 г. составила 127 см. Вероятно, это явилось одной из причин

несовпадения прогнозируемых уровней по уравнению (15.4) с фактическими.

Другой возможной причиной систематического занижения уровня по уравнению (15.4) может быть не вполне корректный учет количества влаги, поступающей в бассейн Волги и Каспийского моря. Учет влаги, поступающей только с Атлантического

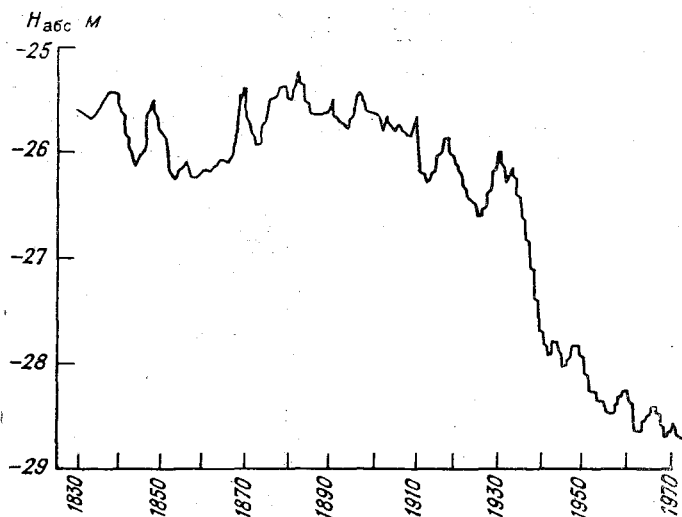


Рис. 15.5. Годовые приращения уровня Каспийского моря по инструментальным данным.

океана, оказывается недостаточным. К. И. Смирнова учла этот недостаток и предложила зависимость

$$\Delta h_{n+5} = -0,634 \Delta J_1 + 0,02 \Delta J_2 - 0,016 \Delta J_3 - 0,0006 \Delta J_4 + \\ + 0,462 \Delta J_5 + 0,628 \Delta J_6 - 0,709 \Delta J_7 + 0,270 \Delta J_8, \quad (15.6)$$

где Δh — изменение уровня моря за период с n по $n+5$; $\Delta J_1, \dots, \Delta J_8$ — изменение атмосферной циркуляции в каждом из восьми районов каталога Вительса за пятилетие, предшествующее прогнозируемому изменению уровня Каспийского моря.

15.3. Сверхдолгосрочные прогнозы уровня Каспийского моря

Для решения ряда перспективных народнохозяйственных задач на Каспийском море необходим прогноз изменений его уровня с заблаговременностью в несколько десятков лет. Большинство методов сверхдолгосрочного прогнозирования уровня Каспийского моря основаны на выявленной цикличности в рядах многолетних колебаний или на учете крупномасштабной атмосферной цирку-

ляции и изменений солнечной активности. Так, Б. А. Шлямин на основе кривой колебаний уровня, построенной Л. С. Бергом (рис. 15.2), выявил скрытую периодичность в колебаниях уровня Каспийского моря и высказал предположение, что положение уровня обусловлено интерференцией четырех волн, имеющих периоды 11, 35, 120 и 480 лет. По его данным, с 1962 до 1975 г. уровень будет находиться в устойчивом положении, не опускаясь ниже абсолютной отметки $-28,75$ м. Для этого периода данный прогноз полностью оправдался. В период с 1977 до 2030 г., по прогнозу Шлямина, уровень моря будет подниматься до отметки $-25,5$ м абс.

М. С. Эйгенсон, сопоставляя кривую колебаний уровня Каспийского моря с вековым циклом солнечной активности, пришел к выводу, что при низкой солнечной активности в 1720—1770 гг. уровень этого моря был высокий. Низкий уровень Каспийского моря в XX в. совпал с эпохой максимума векового цикла солнечной активности. Полагая, что солнечная активность в вековом цикле должна достичь минимума к 1990 г., М. С. Эйгенсон предполагал, что период с 1970 по 2000 г. будет характеризоваться относительно высоким стоянием уровня моря.

И. М. Соскин, сопоставляя интегральные кривые чисел Вольфа и среднего уровня Каспия, пришел к выводу, что с 1965 по 1975 г. следовало ожидать незначительное понижение уровня, а затем должна наступить устойчивая тенденция к повышению уровня.

В. С. Антонов на основе зависимостей уровня от солнечной активности и повторяемости западной формы циркуляции атмосферы дал сверхдолгосрочный прогноз уровня Каспийского моря до конца текущего столетия. По прогнозу Антонова, с 1960 по

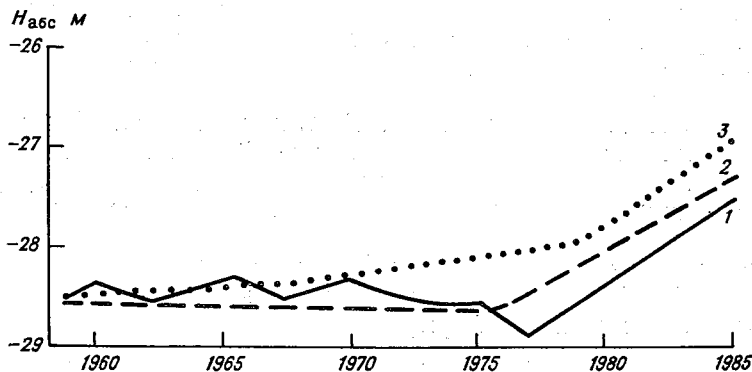


Рис. 15.6. Сопоставление сверхдолгосрочных прогнозов годовых значений уровня Каспийского моря, разработанных некоторыми авторами, с фактическим ходом уровня в последние десятилетия.

1 — наблюдаемый среднегодовой уровень; 2 — прогноз по Б. А. Шлямину; 3 — прогноз по В. С. Антонову.

1973 г. ожидалось небольшое повышение уровня моря (на 0,20—0,25 м), которое затем должно перейти в более интенсивный подъем. К концу XX в. положение уровня должно достигнуть отметки —25,5, —26,0 м абс. Прогноз В. С. Антонова пока оправдывается, если сопоставлять его с восстановленным уровнем с учетом влияния хозяйственной деятельности (рис. 15.6).

Анализируя эти сверхдолгосрочные прогнозы уровня Каспийского моря, можно отметить, что выводы большинства исследователей совпадают в главном, в предстоящем повышении уровня до 2000 г. под влиянием климатических факторов. Этот вывод в общем подтверждает наметившаяся с 1955 г. устойчивая тенденция повышения уровня, восстановленная И. А. Шикломановым с учетом влияния хозяйственной деятельности в бассейне. Следует отметить, что сверхдолгосрочные прогнозы уровня Каспийского моря на период 1980—2000 гг. совпадают с прогнозом общей увлажненности обширных территорий Евразии. Так, по оценке Г. П. Калинина, усиление влагооборота к 2000 г. приведет к увеличению атмосферных осадков на 5—8 % и стока рек на 10—15 %.

15.4. Вероятностные расчеты будущих уровней Каспийского моря

Наиболее полное представление о режиме уровня Каспия с учетом как климатических факторов, так и хозяйственной деятельности можно получить на основе воднобалансовых расчетов. Однако прогнозировать с большой заблаговременностью поверхностный приток, осадки и испарение пока не представляется возможным. Однако уравнение водного баланса моря может быть использовано для вероятностного расчета будущих уровней, задаваясь различными значениями элементов водного баланса и их возможными изменениями под влиянием хозяйственной деятельности.

В 1968 г. Г. П. Калинин, К. И. Смирнова и О. И. Шереметевская вычислили уровни этого моря до 2000 г. с заданной обеспеченностью. Чтобы судить о колебаниях уровня моря в будущем по уравнению водного баланса, надо иметь данные о поверхностном притоке в условиях естественного режима и о потерях материкового стока на хозяйственные нужды. Для оценки стока 5- и 95 %-ной обеспеченности вычислялся коэффициент вариации среднегодового стока по формуле

$$C_v = \sigma / \bar{V}_{\text{пов}}, \quad (15.7)$$

Используя закон нормального распределения, поверхностный сток 5- и 95 %-ной обеспеченности рассчитывался по формуле

$$V_{\text{пов}} = \bar{V}_{\text{пов}} + 2C_v^n \bar{V}_{\text{пов}}. \quad (15.8)$$

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

$$C_v^n = C_v / \sqrt{n}. \quad (15.9)$$

Для трех периодов осреднения получены годовые объемы стока, приведенные в табл. 15.2.

Таблица 15.2

Поверхностный сток различной обеспеченности
для разных периодов осреднения (км³)

Период осреднения, число лет	Обеспеченность, %		
	5	50	95
15	340	314	288
25	332	312	292
35	330	313	296

Необходимо было установить соотношение между основными элементами водного баланса. Статистическая связь между объемом поверхностного стока и видимым испарением характеризуется высоким коэффициентом корреляции. Аналитическое выражение зависимости имеет вид

$$E - O_3 = 2,48V_{\text{пов}} - 1541, \quad (15.10)$$

где $(E - O_3)$ в мм/год, $V_{\text{пов}}$ — в км³.

По формуле (15.10) и заданному $V_{\text{пов}}$ можно выбирать соответствующие ему $(E - O_3)$. Авторы рассматриваемого метода вероятностных расчетов будущих уровней Каспийского моря отмечали приближенность данных об изъятиях стока за счет хозяйственной деятельности. Различные варианты оценки безвозвратных изъятий стока на хозяйственные нужды приводят к расхождениям в прогнозах уровня к концу столетия на 0,5 м.

Расчеты вероятных изменений уровня Каспийского моря на перспективу до 2000 г. выполнялись многими авторами. Следует отметить, что для средних гидрометеорологических условий вероятностные методы расчета дают понижение уровня Каспийского моря (к 1985 г. уровень должен понизиться на 0,5 м, к 2000 г. — на 1,4 м по отношению к отметкам 1972 г.). Если же поверхностный сток увеличить на 10 %, сохранив остальные элементы баланса равными их средним многолетним значениям, то можно ожидать повышения среднего уровня к 2000 г. на 0,2—0,4 м над отметкой —28,5 м абс.

Следует помнить, что прогноз для каждого из последующих лет, основанный на вероятностной теории колебаний уровня замк-

нутаго водоема, исходит из однозначно заданного начального уровня, учитывает ожидаемые изменения приходных и расходных статей его водного баланса, дает положение уровня с той или иной степенью вероятности. Кроме того, в вероятностном прогнозе принято допущение, что связь между наполнением моря и площадью его зеркала подчиняется линейному закону, т. е. что одинаковым приращениям наполнения моря соответствует независимо от высоты стояния его уровня одинаковое приращение объема видимого испарения.

15.5. Регулирование водного баланса и уровня режима Каспийского моря

Анализ причин колебания уровня Каспийского моря показывает, что значительное понижение уровня с 1930 по 1940 г. произошло вследствие изменений естественных составляющих водного баланса. Начиная с 1950-х годов на уровень режим моря заметное влияние оказывала уже хозяйственная деятельность человека. Из-за изъятия части стока рек на заполнение водохранилищ и орошение к 1977 г. произошло понижение уровня Каспийского моря на 0,6 м.

Снижение уровня моря привело к убыткам в народном хозяйстве, исчисляемым сотнями миллионов рублей в год. Отрасли хозяйства, так или иначе связанные с Каспийским морем, заинтересованы в сохранении положения его уровня около отметки —28,5 м абс. Серьезные трудности, связанные с необходимостью переустройства портов, подходных каналов, водозаборов, рыболовных и рыбоперерабатывающих баз при катастрофическом падении уровня в 1930—1940 гг. в последние годы исчезли. По оценкам Гидропроекта, дальнейшее падение уровня до 3 м потребовало бы капитальных вложений в размере 230—250 млн. рублей. С другой стороны, если будет происходить повышение уровня Каспийского моря, то это также приведет к значительным убыткам, ибо многие отрасли народного хозяйства уже приспособились к отметкам —28,5 м абс. Так как хозяйственные организации Каспийского бассейна заинтересованы в максимально возможном сокращении амплитуды многолетних колебаний, то решение проблемы Каспийского моря состоит в стабилизации его уровня. В течение многих лет разрабатывались проекты территориального перераспределения стока рек, отклонения мелководий северо-восточных районов этого моря и другие варианты, направленные на увеличение приходной части водного баланса моря. Наиболее широкую известность получили, как известно, предложения по переброске части стока северных рек в бассейн р. Волги.

Варианты переброски части стока этих рек в настоящее время потеряли свою актуальность, тем более что различные проекты

территориального перераспределения водных ресурсов далеко не безобидны в отношении экологии и возможных ухудшений гидрологического режима самих рек, откуда предполагалось забирать воду.

К тому же в уровнежном режиме Каспийского моря за последнее десятилетие произошли значительные изменения. Начиная с 1977 г. уровень моря неуклонно повышался и к 1986 г. превышение составило 122 см над минимальной отметкой 1977 г. Это последнее по времени повышение уровня Каспийского моря произошло вследствие изменения климатической обстановки на ЕТС, обуславливающей многоводность рек бассейна Каспийского моря.

Проектируя гидротехнические сооружения, следует иметь в виду, что эти сооружения будут работать в будущем, когда не только климатические условия, но и общая технология использования водных ресурсов в промышленности и в сельском хозяйстве могут измениться.

15.6. Многолетние колебания уровня Аральского моря

Гидрологический и гидрохимический режимы, биологическая продуктивность Аральского моря и само его существование зависят от притока вод Амударьи и Сырдарьи. Количество атмосферных осадков, выпадающих на поверхность этого водоема, незначительно, всего 120—140 мм в год, или 8—10 км³. Приток речных вод (52—56 км³) и поступление осадков компенсировали в прошлом потери воды на испарение (62—70 км³/год). В отдельные маловодные годы годовой объем притока речных вод снижался до 8—11 км³, а в 1982 г. упал до 2 км³. Изменение гидрологического режима, сокращение кормовой базы рыб, уменьшение площадей нерестилищ полупроходных рыб привели к уменьшению численности промысловых рыб Аральского моря. Сокращение площади моря привело к изменению микроклиматических условий в прибрежной зоне. Резкое падение уровня моря сопровождается изменением режима грунтовых вод в Приаралье и на осушаемой площади.

В связи с продолжающимся увеличением безвозвратных изъятий стока рек на орошение и водоснабжение приходящая часть водного баланса Аральского моря будет сокращаться и к 2000 г. возможно полное хозяйственное использование вод Амударьи и Сырдарьи. Необходимо отметить, что ветровой вынос солей при усыхании моря представляет для самой сельскохозяйственной деятельности непосредственную угрозу для урожаев хлопчатника и других сельскохозяйственных культур. Как известно, в воде Аральского моря содержится около 10 миллиардов тонн солей.

Постепенное превращение Аральского моря в небольшой остаточный водоем, наполненный рапой, вызывает озабоченность и требует комплексного подхода к решению его проблемы.

Будущее Аральского моря будет зависеть от того, насколько разумно будут использоваться водные ресурсы бассейна, ибо много воды теряется в оросительных каналах на фильтрацию и испарение. Дополнительные резервы могли бы быть получены при ограничении водопотребления промышленными предприятиями и дополнительном привлечении подземных вод. Эти меры могут обеспечить приток речных вод в Аральское море в размере 20—25 км³/год и таким образом позволят сохранить более глубокие районы моря.

По расчетам ГОИНа, снижение уровня в случае непринятия мер будет продолжаться до отметок примерно 33—35 м абс., т. е. до уровня тяготения, при котором объем испаряющейся воды компенсируется притоком речных вод. Не исключено, что Аральское море в недалеком будущем будет представлять ряд водоемов, каждый со своим уровнем тяготения, соленостью, водным и биологическим режимом.

Проблема Аральского моря весьма актуальна и должна решаться с учетом экологической значимости этого моря в регионе, а также социальных последствий обмеления этого крупного водоема. На основе вероятностных расчетов всех статей водного баланса показано, что сохранение Аральского моря в оптимальных размерах возможно.

Заключение

Курс «Морские прогнозы» относится к дисциплинам, завершающим подготовку по океанологической специальности. Основным содержанием этой дисциплины следует считать изложение системы сбора и анализа гидрометеорологической информации о состоянии морской среды, предупреждений об особо опасных гидрологических явлениях, а также рассмотрение физических основ методов морских гидрологических прогнозов и практических способов оперативного прогнозирования.

Уровень гидрометеорологических прогнозов во многом зависит от общего уровня развития гидрометеорологической науки. Большой вклад в изучение фундаментальных проблем физики океана и атмосферы внесли комплексные океанологические исследования океана и атмосферы по международным и национальным научным программам. Особенно следует отметить прогностическую направленность экспериментальных и теоретических исследований по национальной программе «Разрезы», осуществляющейся под руководством академика Г. И. Марчука.

Большое значение для усовершенствования методики морских гидрологических прогнозов и улучшения службы прогнозов на морях и океанах имеет широкое внедрение дистанционных методов измерения океанологических величин с самолетов и искусственных спутников Земли. Так, измерение толщины льда с самолета на морях и в Северном Ледовитом океане открывает некоторые возможности в улучшении методики ледовых прогнозов. Широкие возможности появятся у службы прогнозов вследствие более точного измерения температуры поверхности океанов с помощью аппаратуры, установленной на ИСЗ.

Если удастся создать в Мировом океане стационарную систему автономных буев или платформ с самописцами для измерений течений на различных горизонтах, то внедрение диагностических и прогностических моделей циркуляции вод Мирового океана произойдет очень быстро, так как необходимость в такого рода прогнозах давно назрела.

Развитие службы морских прогнозов непосредственно связано с изучением проблемы пространственной и временной изменчивости гидрометеорологических величин разных масштабов. Необ-

ходимым условием развития и усовершенствования методов морских прогнозов следует считать более полный сбор гидрометеорологической информации с помощью всех совершенных средств (спутников, самолетов-лабораторий, судов погоды и НИС, заякоренных автоматизированных платформ и буев и т. д.). Важной задачей службы морских прогнозов является также своевременная первичная обработка всей поступающей в прогностические центры информации и анализ ее с использованием ЭВМ.

В настоящее время методы морских прогнозов развиваются по двум основным направлениям: физико-статистическому и гидродинамическому, причем оба эти направления нуждаются в дальнейшем усовершенствовании и развитии. Характерной чертой современного состояния морских прогнозов является быстрое развитие численных методов анализа и прогноза гидрометеорологических величин. Широкое использование ЭВМ позволяет решать сложные прогностические задачи, а также вопросы, относящиеся к объективному анализу наблюдаемых гидрологических полей.

Создание прогностических моделей взаимодействия океана и атмосферы позволит прогнозировать эволюцию термодинамических процессов в обеих средах, что будет крупным шагом вперед не только в области морских прогнозов, но и прогнозов погоды. Перспективным направлением в усовершенствовании методов и повышении эффективности прогностической деятельности следует считать разработку комплексных гидрометеорологических прогнозов тепловых и динамических процессов. В результате работы ААНИИ уже появилась возможность одновременно составлять прогнозы на средние сроки сгонно-нагонных колебаний уровня и различных ледовых характеристик на трассе Северного морского пути.

Морские гидрологические прогнозы в настоящее время составляются не по всем элементам, кроме того, недостаточны точность и заблаговременность оперативных прогнозов. Можно полагать, что при разумном сочетании применения физико-статистического и гидродинамического направлений, а также улучшении системы сбора и анализа гидрометеорологических наблюдений на морях и океанах удастся существенно улучшить службу морских прогнозов.

Рекомендуемая литература

1. Абузяров З. К. Морское волнение и его прогнозирование.—Л.: Гидрометеиздат, 1981.—166 с.
2. Багров Н. А., Кондратович К. В., Педь Д. А., Угрюмов А. И. Долгосрочные метеорологические прогнозы.—Л.: Гидрометеиздат, 1985.—с.
3. Васильев К. П., Сиротов К. М. Руководство по расчету наимыгоднейших путей плавания судов на морях и океанах.—Л.: Гидрометеиздат, 1976.—159 с.
4. Визе В. Ю. Основы методов долгосрочных ледовых прогнозов арктических морей.—Труды АНИИ, 1944, т. 190—274 с.
5. Гершанович Д. Е., Муромцев А. М. Океанологические основы биологической продуктивности Мирового океана.—Л.: Гидрометеиздат, 1982.—320 с.
6. Глаголева М. Г., Скриптунова Л. И. Прогноз температуры воды в океане.—Л.: Гидрометеиздат, 1979.—168 с.
7. Джеймс Р. Прогноз термической структуры океана. Пер. с англ.—Л.: Гидрометеиздат, 1971.—159 с.
8. Дрогайцев Д. А. Долгосрочные гидрометеорологические прогнозы на основе учета колебаний температуры.—Л.: Гидрометеиздат, 1959.—91 с.
9. Доронин Ю. П., Хейсин Д. Е. Морской лед.—Л.: Гидрометеиздат, 1975.—317 с.
10. Доронин Ю. П. Взаимодействие атмосферы и океана.—Л.: Гидрометеиздат, 1981.—287 с.
11. Захаров В. Ф. Мировой океан и ледовые эпохи плейстоцена.—Л.: Гидрометеиздат, 1978.—64 с.
12. Захаров В. Ф. Льды Арктики и современные природные процессы.—Л.: Гидрометеиздат, 1981.—136 с.
13. Ижевский Г. К. Системная основа прогнозирования океанологических условий и воспроизводства промысловых рыб.—М.: Изд-во МГУ, 1964.—165 с.
14. Калацкий В. И. Моделирование вертикальной термической структуры деятельного слоя океана.—Л.: Гидрометеиздат, 1978.—213 с.
15. Казакевич Д. И. Основы теории случайных функций и ее применение в гидрометеорологии. Изд. 2-е.—Л.: Гидрометеиздат, 1977.—318 с.
16. Качурин Л. Г., Смирнов И. А., Гашин Л. И. Обледенение судов.—Л.: ЛПИ, 1980.—56 с.
17. Кондратович К. В. Долгосрочные гидрометеорологические прогнозы в Северной Атлантике.—Л.: Гидрометеиздат, 1977.—183 с.
18. Крутских Б. А. Основные закономерности изменчивости режима арктических морей в естественных гидрологических периодах.—Л.: Гидрометеиздат, 1978.—90 с.
19. Крицкий С. Н., Коренистов Д. В., Раткович Д. Я. Колебания уровня Каспийского моря.—М.: Наука, 1975.—157 с.
20. Кудрявая К. И., Серяков Е. И., Скриптунова Л. И. Морские гидрологические прогнозы.—Л.: Гидрометеиздат, 1974.—310 с.

21. Левасту Т., Хела И. Промысловая океанография. Пер. с англ.—Л.: Гидрометеиздат, 1974.—295 с.
22. Максимов И. В. Геофизические силы и воды океана.—Л.: Гидрометеиздат, 1970.—447 с.
23. Марчук Г. И. Численные решения задач динамики атмосферы и океана.—Л.: Гидрометеиздат, 1974.—308 с.
24. Методические рекомендации по прогнозированию температуры воды в Северном рыбопромысловом бассейне. Под ред. Б. П. Кудло и Е. И. Серякова, вып. 1, ПИНРО, М—К, 1979.—172 с.
25. Монин А. С., Каменкович В. М., Корт В. Г. Изменчивость Мирового океана.—Л.: Гидрометеиздат, 1974.—257 с.
26. Наставление по службе прогнозов, раздел 3, часть 3.—Л.: Гидрометеиздат, 1982.—135 с.
27. Никифоров Е. Г., Шпайхер А. О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана.—Л.: Гидрометеиздат, 1980.—268 с.
28. Николаев Ю. В. Роль крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в формировании аномалий погоды.—Л.: Гидрометеиздат, 1981.—50 с.
29. Пяковский Р. В., Померанец К. С. Наводнения.—Л.: Гидрометеиздат, 1982.—175 с.
30. Саркисян А. С. Численный анализ и прогноз морских течений.—Л.: Гидрометеиздат, 1977.—182 с.
31. Серяков Е. И. Долгосрочные прогнозы тепловых процессов в Северной Атлантике.—Л.: Гидрометеиздат, 1979.—165 с.
32. Синоптические вихри в океане. Под ред. Б. А. Нелепо.—Киев: Наукова думка, 1980.—288 с.
33. Скриптунова Л. И. Методы морских гидрологических прогнозов.—Л.: Гидрометеиздат, 1984.—279 с.
34. Смирнова К. И. Водный баланс и долгосрочный прогноз уровня Каспийского моря.—Труды Гидрометцентра СССР, 1972, вып. 94.—123 с.
35. Суховой В. Ф. Изменчивость гидрологических условий Атлантического океана.—Киев: Наукова думка, 1977.—214 с.
36. Теория и оперативный прогноз цунами.—М.: Наука, 1980.—173 с.
37. Угрюмов А. И. Тепловой режим океана и долгосрочные прогнозы погоды.—Л.: Гидрометеиздат, 1981.—176 с.
38. Фукс В. Р. Планетарные волны в океане.—Л.: Изд. ЛГУ.—163 с.
39. Шулейкин В. В. Расчет развития, движения и затухания тропических ураганов и главных волн, создаваемых ураганами.—Л.: Гидрометеиздат, 1978.—95 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
ЧАСТЬ I. ОСНОВЫ МЕТОДОВ МОРСКИХ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОГНОЗОВ	5
Глава 1. Организация службы морских гидрологических прогнозов . .	—
1.1. Краткие сведения о развитии морских гидрологических прогнозов в СССР	—
1.2. Обеспечение информацией и прогнозами морских отраслей народного хозяйства	9
1.3. Морская гидрометеорологическая информация	12
1.4. Предупреждения об опасных и особо опасных гидрологических явлениях	15
1.5. Организация службы прогнозов	18
Глава 2. Методологические основы прогнозирования	19
2.1. Основные принципы разработки методов морских гидрологических прогнозов	—
2.2. Предсказуемость океанологических процессов	22
2.3. Использование в морских прогнозах уравнений баланса . . .	24
2.4. Использование аналогичности и типизации процессов в прогнозах	—
2.5. Учет атмосферной циркуляции в морских гидрологических прогнозах	26
2.6. Некоторые закономерности взаимодействия океана и атмосферы, используемые в морских прогнозах	31
2.7. Возможности использования преемственности и цикличности гидрометеорологических процессов в морских прогнозах . . .	33
2.8. Физико-статистические методы прогнозирования	36
2.9. Гидродинамические методы прогнозирования	38
Глава 3. Методы статистической обработки данных наблюдений с целью построения прогностических зависимостей и оценки их надежности	41
3.1. Общие положения	—
3.2. Статистические характеристики изменчивости временных рядов (выборки)	43

3.3. Парная и множественная корреляция. Уравнения линейной регрессии	46
3.4. Использование корреляционно-спектрального анализа в прогнозах океанологических характеристик	50
3.5. Объективный анализ океанологических полей	59
3.6. Статистический метод дискриминантного анализа	63
3.7. Аналитическое представление распределения гидрометеорологических элементов	66
3.8. Оценка качества методов и оправдываемости прогнозов	73
ЧАСТЬ II. ОСНОВЫ МЕТОДОВ КРАТКОСРОЧНЫХ ПРОГНОЗОВ	79
Глава 4. Общие принципы разработки методов краткосрочных прогнозов	—
4.1. Кратковременная изменчивость гидрологических элементов. Краткосрочные прогнозы	—
4.2. Роль метеорологических прогнозов	81
4.3. Использование в краткосрочных прогнозах уравнения энергетического баланса	83
4.4. Методы расчета потоков тепла через поверхность океана	84
4.5. Аналитическое представление распределения потоков тепла через поверхность океана и возможности их прогноза	88
4.6. Расчет трансформации воздуха над морем	90
Глава 5. Расчеты и прогнозы течений	94
5.1. Общие положения	—
5.2. Методы предвычисления поверхностных течений	95
18 5.3. Расчет полных потоков по В. Б. Штокману	101
5.4. Расчет течений в бароклинном океане	102
5.5. Расчет поверхностных течений в открытом море по заданному полю атмосферного давления	104
Глава 6. Прогноз ветрового волнения	108
И.В. 6.1. Общие положения	—
6.2. Физические основы методов расчета и прогноза морского волнения	115
И.В. 6.3. Методы расчета элементов ветровых волн	120
С.В. 6.4. Методы предвычисления характеристик морского волнения, основанные на решении уравнения баланса спектральной энергии волн	131
6.5. Практика оперативной работы по составлению прогнозов полей волнения	134
И.В. 6.6. Рекомендуемые курсы плавания судов в океане	138
Глава 7. Краткосрочные прогнозы неперидических колебаний уровня	142
7.1. Механизм формирования анемобарических колебаний уровня	—

Д. 10	7.2. Градиентный метод прогнозов сгонно-нагонных колебаний уровня	144
II, 4	7.3. Особенности методики прогнозов сгонно-нагонных колебаний уровня в арктических морях	147
	7.4. Прогноз сгонно-нагонных колебаний уровня, основанный на разложении полей в ряды	148
	7.5. Метод спектральной регрессии, используемый для прогнозов уровня	150
	7.6. Численные методы прогнозов сгонно-нагонных колебаний уровня	152
II, 9	7.7. Методы прогнозов штормовых нагонов (на примере ленинградских наводнений)	153
	Глава 8. Краткосрочные прогнозы температуры воды в море	159
	8.1. Причины, обуславливающие изменения температуры воды	—
	8.2. Прогнозы температуры воды в прибрежных районах	161
II, 3	8.3. Прогнозы температуры воды в период осенне-зимнего охлаждения	163
II, 4	8.4. Прогнозы распределения температуры воды по вертикали по заданным метеорологическим условиям	164
	8.5. Прогнозы температуры поверхностного слоя океана	168
	8.6. Адаптивная регрессионная модель	171
	8.7. Численные методы прогноза температуры воды в океане	172
	Глава 9. Краткосрочные прогнозы ледовых явлений	177
	9.1. Общие положения	—
II, 5	9.2. Прогнозы осенних ледовых явлений	178
II, 3	9.3. Прогнозы динамики льдов	184
II, 3	9.4. Прогнозы весенних ледовых явлений	191
	9.5. Учет влияния ледяного покрова на судоходство	195
	Глава 10. Прогнозы стихийных гидрометеорологических явлений на морях и океанах	196
II, 17	10.1. Прогнозы цунами	—
	10.2. Прогнозы тягуна	200
	10.3. Прогнозы обледенения судов	205
	ЧАСТЬ III. ОСОБЕННОСТИ ДОЛГОСРОЧНЫХ И СВЕРХДОЛГОСРОЧНЫХ МОРСКИХ ПРОГНОЗОВ	212
	Глава 11. Физические основы долгосрочных и сверхдолгосрочных морских прогнозов	—
1	11.1. Закономерности, используемые в прогнозах большой заблаговременности	—
	11.2. Выяснение природы цикличности гидрометеорологических процессов на основе автоколебаний в системе океан—атмосфера	215
	11.3. Использование закономерностей крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в долгосрочных прогнозах	220

11.4. Возможности прогноза межгодовых колебаний гидрометеорологических процессов	225
Глава 12. Долгосрочные и сверхдолгосрочные прогнозы температуры воды	231
12.1. Прогнозы температуры воды, основанные на учете взаимодействия атмосферы и океана	232
12.2. Динамико-статистический метод прогнозов температуры воды	241
12.3. Компонентно-гармонический и генетический методы сверхдолгосрочных прогнозов	245
12.4. Долгосрочные прогнозы теплового состояния моря для промысловых целей	249
7 12.5. Численные методы долгосрочных прогнозов температуры воды	252
Глава 13. Долгосрочные прогнозы ледовых явлений на неарктических морях	257
11 13.1. Долгосрочные прогнозы осенних ледовых явлений	258
13.2. Прогнозы толщины льда	261
13.3. Прогнозы дрейфа льда	263
13.4. Прогнозы ледовитости моря	265
13.5. Прогнозы весенних ледовых явлений	268
Глава 14. Особенности методики долгосрочных ледовых прогнозов в арктических морях	271
14.1. Научно-оперативное обеспечение мореплавания в советских арктических морях	—
14.2. Физические основы долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей	272
14.3. Прогнозы ледовитости	277
14.4. Прогнозы сроков взлома и окончательного разрушения припая	279
14.5. Прогнозы положения ледяных массивов	282
14.6. Численные модели перераспределения льда	284
14.7. Прогнозы сроков ледообразования	287
14.8. Прогнозы толщины льда	293
14.9. Навигационные рекомендации	294
Глава 15. Долгосрочные и сверхдолгосрочные прогнозы уровня (на примере замкнутых морей)	296
15.1. Причины многолетних колебаний уровня Каспийского моря	298
15.2. Прогнозы сезонного хода и среднегодового уровня Каспийского моря	300
15.3. Сверхдолгосрочные прогнозы уровня Каспийского моря . . .	304
15.4. Вероятностные расчеты будущих уровней Каспийского моря	306

15.5. Регулирование водного баланса и уровня Каспийского моря	308
15.6. Многолетние колебания уровня Аральского моря	309
Заключение	311
РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА	313

Учебник

Зыядин Каюмович Абузяров
Ксения Ивановна Кудрявая
Евгений Ильич Серяков
Лариса Ивановна Скриптунова

МОРСКИЕ ПРОГНОЗЫ

Ответственный редактор д-р геогр. наук
В. Ф. Захаров

Редактор **З. И. Мироненко**
Художник **В. В. Бабанов**. Художественный
редактор **Б. А. Денисовский**
Технические редакторы **Н. И. Перлович**,
Н. В. Морозова
Корректор **Л. Б. Лаврова**

ИБ № 1856

Сдано в набор 18.01.88. Подписано в печать 17.05.88. М-27122. Формат 60×90^{1/4}. Бум. тип. № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Печ. л. 20. Кр.-отт. 20. Уч.-изд. л. 21,21. Тираж 1900 экз. Индекс ОЛ-51. Заказ № 31. Цена 1 р. 10 к. Гидрометеониздат. 199226, Ленинград, ул. Беринга, 38.

Ленинградская типография № 4 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.

190000, Ленинград, Прачечный переулок, 6.