

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ (РОСГИДРОМЕТ)

ГОСУДАРСТВЕННОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ «ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ»
(ГУ «ГИДРОМЕТЦЕНТР РОССИИ»)

З. К. АБУЗЯРОВ, И. О. ДУМАНСКАЯ, Е. С. НЕСТЕРОВ

ОПЕРАТИВНОЕ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКОЕ
ОБСЛУЖИВАНИЕ

Под редакцией

д-ра геогр. наук Е. С. Нестерова

Москва

2009

Оперативное океанографическое обслуживание / З. К. Абузяров, И. О. Думанская, Е. С. Нестеров. — М.; Обнинск: «ИГ–СОЦИН», 2009.

Целью настоящего пособия является изложение современных способов оперативного океанографического обслуживания различных групп потребителей информацией о фактическом и ожидаемом гидрометеорологическом состоянии морей России и Мирового океана. В пособии в сжатом виде излагаются вопросы организации оперативной работы по обеспечению потребителей морской гидрометеорологической информацией, описаны исходные данные и способы их обработки, а также методы составления морских гидрологических прогнозов.

Описаны основные программы и проекты, действующие в рамках международного сотрудничества в оперативной океанографии. Дается представление о Российской единой системе информации об обстановке в Мировом океане (ЕСИМО) и об европейских морских прогностических системах.

Пособие рассчитано на прогнозистов-океанологов, работающих в системе Росгидромета, а также на специалистов других ведомств и министерств, имеющих отношение к вопросам гидрометеорологического обеспечения морской деятельности. Оно может быть полезным для студентов, аспирантов и специалистов в области океанологии и морской гидрометеорологии.

The description of modern methods of operational oceanographic service of consumers with the information on an actual and expected hydrometeorological condition of the Russia seas and the World ocean is the purpose of the present manual. Organization of operational service of consumers with the sea hydrometeorological information, initial data and ways of their processing, and also methods of sea hydrological forecasts are described.

The basic programs and the projects of the international cooperation in operational oceanography are described. Representation about the Russian uniform system on conditions in the World ocean and about European sea forecast systems is given.

The book is addressed to the ocean forecasters in the system of Federal Hydrometeorology and Environmental Monitoring Service, and also on experts of other departments and the ministries connected with hydrometeorological maintenance of sea activity. It can be useful to students, post-graduate students and experts in the oceanology and sea hydrometeorology.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	7
Глава 1. Цели и задачи оперативного океанографического обслуживания	11
1.1. <i>Международное сотрудничество в оперативной океанографии</i>	11
1.1.1. Основные программы и проекты	11
1.1.2. Система ГМССБ	15
1.1.3. Система МПЕРСС	17
1.2. <i>Наблюдательные системы в Мировом океане</i>	18
1.2.1. Потребности различных групп пользователей в морской информации	18
1.2.2. Прибрежные, островные и устьевые гидрометеорологические станции	21
1.2.3. Добровольные наблюдательные суда	22
1.2.4. Системы буйковых наблюдений	22
1.2.5. Экспедиционные наблюдения	23
1.2.6. Спутниковые наблюдения	24
1.2.7. Организация приема, сбора и передачи данных	26
1.2.8. Обработка поступающей информации	26
1.3. <i>Организация океанографического обслуживания в России</i>	28
1.3.1. Общие положения	28
1.3.2. Состав и содержание информационных материалов	29
1.3.3. Порядок подготовки и выпуска предупреждений об опасных гидрометеорологических явлениях	32
1.3.4. Организация системы предупреждения о цунами на Дальнем Востоке	33
1.3.5. Организация обеспечения прогностических органов спутниковой информацией	36
1.3.6. Порядок взаимодействия прогностических органов Росгидромета с потребителями	37
1.3.7. Международное сотрудничество в области МГМО и обмена данными	38
Глава 2. Морские гидрологические прогнозы	41
2.1. <i>Значение морских гидрологических прогнозов</i>	41
2.2. <i>Краткая история развития морских гидрологических прогнозов</i>	44
2.3. <i>Методологические основы морских гидрологических прогнозов</i>	51
2.3.1. Общие положения	51
2.3.2. Взаимодействие океана и атмосферы	51
2.3.3. Тепловой баланс	52
2.3.4. Водный баланс	53
2.3.5. Космо-гелиогеофизические факторы	53

2.4. Потребности в информационных услугах и способы их оказания	54
2.4.1. Обслуживание судоходства рекомендуемыми курсами плавания	54
2.4.2. Обслуживание океанического и прибрежного рыболовства	55
2.4.3. Обслуживание судоходства вдоль трассы Северного морского пути	56
2.4.4. Обслуживание морских портов и гаваней	57
2.4.5. Обслуживание буровых работ на шельфе	57
Глава 3. Оперативные прогнозы морских гидрометеорологических элементов	59
3.1. Прогнозы ветра и волнения	60
3.1.1. Анализ полей ветра	62
3.1.2. Модели ветра, используемые при расчетах волн	64
3.1.3. Прогностические модели волн	69
3.1.3.1. Модель WAM	69
3.1.3.2. Модель WAVEWATCH	70
3.1.3.3. Модель ветра и волн PABM	70
3.1.3.4. Модель AARI-PD2	76
3.1.4. Оценка успешности прогностических моделей волнения	81
3.1.5. Синоптический метод прогноза волнения	83
3.2. Прогнозы уровня и течений	84
3.2.1. Краткосрочный прогноз уровня и течений в Каспийском море	86
3.2.2. Оперативная технология прогноза штормовых нагонов на Каспийском море	90
3.2.3. Прогноз колебаний уровня моря в Финском заливе	91
3.2.4. Технология краткосрочного прогноза сгонно-нагонных колебаний уровня на северо-восточном берегу Каспийского моря	95
3.2.5. Краткосрочный прогноз уровня в бухтах и заливах морей Дальнего Востока	98
3.2.6. Сверхдолгосрочные прогнозы изменений уровня Каспийского моря	103
3.2.6.1. Прогноз годового хода уровня Каспийского моря	103
3.2.6.2. Усовершенствованный метод прогноза годового хода уровня Каспийского моря	109
3.2.7. Прогностические оценки фоновых изменений уровня Каспийского моря на сроки 5 лет и более	114
3.3. Система автоматизированного расчета оптимальных курсов плавания судов	123
3.3.1. Постановка задачи	124
3.3.2. Общие сведения о программном комплексе	125
3.3.3. Организация рабочего места «КУРС СУДНА»	127
3.3.4. Краткая инструкция для оператора-проводчика	128
3.3.5. Учет течений при расчете рекомендуемых курсов	136
3.4. Анализ и прогноз температуры воды	139
3.4.1. Гидродинамические и физико-статистические методы прогноза	139

3.4.2. Технология краткосрочного прогноза температуры и толщины верхнего квазиоднородного слоя океана	141
3.4.3. Долгосрочный прогноз температуры и толщины ВКС в Северной Атлантике	144
3.4.4. Долгосрочный прогноз аномалий ТПО в отдельных районах Северной Атлантики	145
3.4.5. Технология построения полей температуры поверхности моря по спутниковым данным в оперативном режиме	147
Глава 4. Прогнозы ледовых условий на морях России	151
4.1. Методы наблюдений ледяного покрова на морях	151
4.1.1. Прибрежные ледовые наблюдения	152
4.1.2. Ледовые авиационные разведки	155
4.1.3. Интерпретация снимков ИСЗ	157
4.1.4. Экспедиционные наблюдения ледовых условий	161
4.2. Методы изучения ледовых условий на морях	164
4.2.1. Статистические характеристики ледового режима	164
4.2.2. Построение вероятностных ледовых карт	166
4.2.3. Моделирование эволюции дрейфующего ледяного покрова	168
4.2.3.1. Физико-статистические методы расчета характеристик дрейфующего ледяного покрова	170
4.2.3.2. Гидродинамические методы расчета дрейфа и перераспределения льда	179
4.3. Физико-статистические методы ледовых прогнозов	182
4.3.1. Краткосрочные и среднесрочные прогнозы ледовых явлений ...	185
4.3.1.1. Прогнозы осенних ледовых явлений	186
4.3.1.2. Краткосрочный прогноз положения кромки льда	190
4.3.1.3. Статистическая модель ДВНИГМИ для расчета комплекса ледовых характеристик	191
4.3.1.4. Среднесрочный прогноз распределения льда в арктических морях	193
4.3.1.5. Прогнозы весенних ледовых явлений	194
4.3.1.6. Среднесрочные прогнозы появления льда и очищения моря ото льда	196
4.3.2. Долгосрочные прогнозы ледовых явлений	198
4.3.2.1. Долгосрочные прогнозы осенних ледовых явлений и толщины льда	200
4.3.2.2. Единый подход к разработке метода долгосрочного ледового прогноза	202
4.4. Гидродинамические методы прогноза эволюции ледяного покрова	207
4.4.1. Численная модель ветрового дрейфа льда в Каспийском море ..	207
4.4.2. Прогноз перераспределения сплоченности и толщины льда в Белом море (гибридный метод прогноза)	208
4.5. Проблемы ледового обеспечения морских отраслей экономики в условиях современных изменений климата	215

Глава 5. Прогнозы опасных гидрометеорологических явлений	227
5.1. Прогнозы цунами	228
5.2. Прогнозы «тягуна»	230
5.2.1. Расчет параметров «тягуна»	231
5.2.2. Прогноз «тягуна» на примере морского порта Туапсе	233
5.3. Прогнозы обледенения морских судов	234
5.3.1. Общая характеристика гидрометеорологических условий обледенения судов	234
5.3.2. Синоптический прогноз обледенения судов	237
5.3.3. Методика расчета брызгового обледенения судов	238
5.4. Прогнозы возникновения и перемещения тропических циклонов	240
Глава 6. Единая система информации об обстановке в Мировом океане	244
6.1. Общая структура	244
6.2. Оперативный модуль	245
6.2.1. Информационные технологии	245
6.2.2. Глобальная система усвоения океанографических данных	249
6.3. Арктический регион	251
6.4. Дальневосточный регион	254
Глава 7. Европейские морские прогностические системы	257
7.1. Средиземное, Эгейское и Черное моря	257
7.2. Балтийское и Северное моря	261
7.3. Норвежское море	264
7.4. Мониторинг, моделирование и прогноз дрейфа нефтяных загрязнений	267
Заключение	272
Литература	273

ВВЕДЕНИЕ

Эффективная деятельность морских отраслей экономики страны сегодня немыслима без использования диагностической и прогностической гидрометеорологической информации.

Океанографическая и метеорологическая информация стала повседневным оперативным материалом в морской производственной деятельности, важным экономическим фактором нормального функционирования судоходства, рыболовства, нефте- и газодобывающих предприятий на шельфе, других морских отраслей экономики. Чтобы предотвратить или хотя бы уменьшить ущерб от неблагоприятных условий погоды, во всем мире разрабатываются специальные системы раннего предупреждения опасных природных явлений, таких, как цунами, тропические ураганы, штормовые нагоны и т.п. Ключевая роль в таких системах отводится оперативной фактической и прогностической гидрометеорологической информации, на основе которой принимаются меры по защите морских и береговых объектов. Эта информация также помогает потребителям оптимизировать производственные процессы и планировать наиболее удобное время и место проведения морских операций.

Подготовка и своевременное доведение до конечных потребителей прогнозов элементов гидрометеорологического режима морей и океанов (ветра, волнения, течений, уровня, температуры воды и др.), включая штормовые предупреждения об угрозе возникновения опасных явлений, является основной задачей учреждений и институтов Росгидромета, занимающихся оперативным гидрометеорологическим обслуживанием морских отраслей экономики страны.

Информационную основу оперативной подготовки различных видов гидрометеорологической продукции составляет ежедневный мониторинг параметров морской и воздушной среды, на основе которого строятся диагностические поля, используемые в дальнейшем для составления метеорологических и океанографических прогнозов по акваториям Мирового океана и морям России. Прогностические подразделения Росгидромета располагают оперативной базой данных, содержащей все типы информации, необходимые для составления морских прогнозов и штормовых предупреждений.

Оперативное информационное обеспечение морской деятельности регламентируется Положением о Росгидромете и уставами организаций и учреждений Росгидромета, планами-схемами оперативного обеспечения, Положением о порядке действий организаций и учреждений Росгидромета при возникновении опасных природных (гидрометеорологических и гелиогеофизических) явлений.

В последние годы в прогностических подразделениях Росгидромета происходит бурное развитие компьютерных технологий диагноза и прогноза основных элементов погоды и состояния поверхности морей и океанов. Разработан и внедрен в оперативную практику комплекс новых и усовершенствованных методов автоматизированной обработки морской гидрометеорологической информации, включающий реализованные на ПЭВМ современные технологии численного объективного анализа и прогноза основных гидрологических

элементов режима морей и океанов. Все это позволило существенно расширить номенклатуру, увеличить точность и качество выпускаемой океанографической продукции.

Морские гидрометеорологические прогнозы базируются на научно обоснованных методах. Они развиваются на основе физико-статистических и гидродинамических подходов. Реализация современных методов морских прогнозов осуществляется с помощью компьютерных технологий, оформленных в виде автоматизированных рабочих мест океанологов. Физико-статистические методы прогноза опираются на результаты статистического анализа данных наблюдений. Гидродинамические методы основываются на решении уравнений гидродинамики и термодинамики. Поскольку морские гидрологические прогнозы в большинстве своем опираются на прогноз погоды, необходимо располагать надежными прогностическими атмосферными моделями глобального и регионального покрытия.

Разработка методов морских гидрологических прогнозов представляет собой сложное научное исследование, требующее глубокого анализа причинно-следственных связей между гидрологическими элементами режима моря и факторами, их определяющими. Это связано с тем, что процессы, происходящие на поверхности и в толще морей и океанов, характеризуются большой пространственно-временной изменчивостью, которая является следствием разномасштабного взаимодействия океана и атмосферы. Обмен теплом, влагой и энергией этих двух взаимодействующих сред определяет большинство процессов, происходящих в морях и океанах. Без совместного изучения процессов, развивающихся в атмосфере и океане, нельзя предсказать почти ни одно явление, наблюдаемое в морях и океанах.

В последние годы наметился значительный прогресс в области развития морских гидрологических прогнозов.

Во-первых, существенно улучшилась научно-методическая база подготовки и выпуска диагностической и прогностической информации о гидрометеорологическом состоянии морей и океанов, увеличился объем данных, поступающих в прогностические центры. Создано большое количество математических моделей различного уровня сложности, которые позволяют в ряде случаев достаточно достоверно воспроизводить основные закономерности эволюции океанографических полей. На сегодняшний день накоплен значительный опыт по использованию таких моделей при разработке морских гидрологических прогнозов.

Разработаны и внедрены в практику методы и технологии объективного анализа и прогноза океанографических и метеорологических полей на глобусе и по крупным регионам Мирового океана.

Стали более совершенными телекоммуникационные системы, что позволило с использованием компьютеров быстро считывать огромное количество данных. Благодаря этому получили новое развитие обработка данных наблюдений, включая спутниковую информацию, и моделирование океанских процессов. Сегодня прогнозист может из компьютерной сети легко получить ту или иную гидрометеорологическую информацию в цифровом или графическом виде.

Во-вторых, благодаря развитию морской техники, фронт исследований и работ продвигается в малоизученные районы Мирового океана и охватывает

все большие глубины. В этом отношении большое будущее дает реализуемый международный проект АРГО в рамках международной программы «Глобальная система наблюдений за океаном». Данные, получаемые в результате реализации этого проекта, позволяют получить полную информацию о процессах и явлениях, протекающих во всей толще морской среды, оценить и исследовать их взаимосвязи и взаимодействие в глобальных масштабах. Масштабность и эффективность использования морской информации, поступающей с наблюдательной сети наземного и космического базирования, постоянно растет.

В-третьих, наряду с традиционными синоптическими методами анализа и прогноза погоды, получили широкое внедрение в практику численные методы диагноза и прогноза погоды и гидрологического состояния моря, основанные на гидродинамических моделях, реализованных в виде компьютерных технологий. Данные спутниковых наблюдений, достаточно плотно покрывающие большие пространства океана, в комплексе с данными буйковых наблюдений усваиваются в океанографических и метеорологических моделях на основе новых технологий. Эти технологии позволяют получать диагностические поля, используемые в качестве начальных полей в непрерывном цикле анализ—прогноз—анализ.

В последние годы система оперативного океанографического обслуживания в России совершенствуется в рамках реализации подпрограммы «Единая система информации об обстановке в Мировом океане (ЕСИМО) ФЦП «Мировой океан». В этой подпрограмме одним из краеугольных камней является оперативный модуль, в основу которого заложены наукоемкие технологии создания и распространения разнообразной диагностической и прогностической продукции глобального и регионального характера с использованием современных ЭВМ, ПЭВМ, ГИС-технологий и средств телекоммуникации. Отдельные компоненты оперативной подсистемы ЕСИМО уже внедрены в оперативную практику научно-оперативных учреждений Росгидромета и морских УГМС.

Введен в эксплуатацию Web-портал ЕСИМО (<http://www.oceaninfo.ru>), обеспечивающий удаленный поиск и доступ к информационным ресурсам отечественных и зарубежных источников оперативной информации, массивов и баз данных по предметной области ЕСИМО, в т.ч. прогностической продукции и данных.

В центрах ЕСИМО Росгидромета (ГУ «Гидрометцентр России», ГУ «АНИИ», ГУ «ДВНИГМИ», ГУ «ГОИН», ГУ «ВНИИГМИ-МЦД», ГУ «НИЦ «Планета») размещены вычислительные и телекоммуникационные средства в виде АРМов различного функционального назначения.

Методы прогноза базируются на обширных массивах данных наблюдений за льдом, характеристиками океана и атмосферы, геофизическими и другими процессами, накопленными за многие десятилетия. Эти данные организованы в виде электронных справочных систем, баз натурных данных, гидродинамических и физико-статистических моделей, методов прогноза и расчета состояния и изменения морской среды, научно-прикладных пособий (атласов, справочников, рекомендаций и др.). Тем не менее, несмотря на имеющиеся достижения в области математического моделирования океанических процессов, значительная часть выпускаемой океанографической продукции подготавливается вруч-

ную. Поэтому в данном пособии также помещены материалы, касающиеся методов ручного синоптического анализа и прогноза гидрологических полей.

Целью настоящего пособия является изложение современных способов оперативного океанографического обслуживания различных групп потребителей информацией о фактическом и ожидаемом гидрометеорологическом состоянии морей России и Мирового океана. В пособии в сжатом виде излагаются вопросы организации оперативной работы по обеспечению потребителей морской гидрометеорологической информацией, описаны исходные данные и способы их обработки, а также методы составления морских гидрологических прогнозов.

Описаны основные программы и проекты, действующие в рамках международного сотрудничества в оперативной океанографии. Дается представление о Российской единой системе информации об обстановке в Мировом океане (ЕСИМО) и об европейских морских прогностических системах.

Пособие рассчитано на прогнозистов-океанологов, работающих в системе Росгидромета, а также на специалистов других ведомств и министерств, имеющих отношение к вопросам гидрометеорологического обеспечения морской деятельности. Оно может быть полезным для студентов, аспирантов и специалистов в области океанологии и морской гидрометеорологии.

З. К. Абузяровым написаны введение, главы 2 и 5, разделы 1.2, 1.3, 3.1-3.3; И. О. Думанской написана глава 4; Е. С. Нестеровым написаны главы 6 и 7, разделы 1.1, 3.4 и заключение.

Глава 1

ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ ОПЕРАТИВНОГО ОКЕАНОГРАФИЧЕСКОГО ОБСЛУЖИВАНИЯ

1.1. Международное сотрудничество в оперативной океанографии

1.1.1. Основные программы и проекты

Международное сотрудничество в оперативном океанографическом обслуживании осуществляется под эгидой Всемирной метеорологической организации (ВМО). Одной из важнейших задач ВМО в этой области является развитие надежных метеорологических прогнозов и предупреждений об опасных явлениях для обеспечения безопасности мореплавания и других видов деятельности человека в морях и океанах [264]. Для выполнения этой задачи была разработана Программа по морской метеорологии и океанографии, которая, в частности, включает в себя схему распределения зон ответственности национальных метеорологических служб за гидрометеорологическое обслуживание в Мировом океане. Эти службы выпускают регулярные бюллетени о состоянии моря и погоды, которые распространяются через Глобальную систему по обнаружению терпящих бедствие и по безопасности мореплавания (ГМССБ) и обеспечивают моряков информацией о перемещении атмосферных погодных систем (циклонов и антициклонов) и связанных с ними изменениях в атмосфере и океане, а также содержат информацию об опасных гидрометеорологических явлениях (шторм, сильный туман, обледенение судов и т.д.).

Оперативное океанографическое обслуживание включает в себя разнообразные сферы деятельности человека на море, такие, как:

- мореплавание;
- добыча минеральных ресурсов на шельфе;
- морская инженерия;
- служба предупреждений о цунами;
- защита береговых сооружений от штормовых нагонов;
- мониторинг загрязнения морей и ликвидация его последствий и т.д.

Для решения этих задач Программа по морской метеорологии и океанографии содействует развитию оперативных морских систем, включающих в себя наблюдения, управление данными, создание прогностической продукции и доведение ее до потребителей с использованием современных технологий.

В деятельности, связанной с оперативным океанографическим обслуживанием, ВМО сотрудничает с другими международными организациями, такими, как Межправительственная океанографическая комиссия (МОК), Международная морская организация (ММО), Международная гидрографическая организация (МГО) и др. Наиболее тесное сотрудничество установлено с МОК в 1999 г. путем создания Совместной технической комиссии ВМО/МОК по океанографии и морской метеорологии (СКОММ).

СКОММ — это межправительственная организация экспертов, которая обеспечивает координацию, регулирование и управление системами океанографических

и морских метеорологических наблюдений, обмена данными и обслуживания потребителей. Среди основных целей СКОММ – развитие оперативной океанографии на основе Глобальной системы наблюдений за океаном (ГСНО) и Глобальной системы наблюдений за климатом (ГСНК), а также координация морского метеорологического и океанографического обслуживания в рамках ГМССБ. Первая сессия СКОММ состоялась в 2001 г. в Акурейри (Исландия), вторая – в 2005 г. в Галифаксе (Канада).

Деятельность СКОММ реализуется в рамках четырех программных областей: 1) обслуживание; 2) наблюдения; 3) управление данными; 4) образование, подготовка кадров и наращивание потенциала. В программной области «Обслуживание» образовано пять групп экспертов: 1) координация обслуживания; 2) обеспечение безопасности на море; 3) ветровое волнение и штормовые нагоны; 4) морской лед; 5) поддержка операций, связанных с морскими инцидентами. Созданы Система поддержки операций по реагированию на аварийное загрязнение морской среды (МПЕРСС) и Электронный бюллетень продукции СКОММ.

Одной из основных задач программной области «Обслуживание» является поддержка систем морской безопасности, предупреждений об опасных явлениях, уменьшение последствий катастроф. Системы морской безопасности включают систему ВМО распространения информации как для ГМССБ, так и для МПЕРСС (штормовые нагоны, тропические циклоны, цунами, морское загрязнение, льды и айсберги, опасное ветровое волнение и др.).

В программной области СКОММ «Наблюдения» работают четыре группы экспертов: 1) координация наблюдений; 2) наблюдения с судов; 3) наблюдения с буев; 4) наблюдения за уровнем моря. Также обсуждаются проблемы дистанционного зондирования морей и океанов в связи с реализацией Космической программы ВМО.

Для обеспечения потребителей оперативной метеорологической и океанографической информацией был создан Электронный бюллетень продукции СКОММ. Потребители с помощью современных Web-технологий могут получать и представлять в удобном для себя виде различную информацию. Электронный бюллетень содержит ссылки на разнообразную диагностическую и прогностическую продукцию (морской лед, ветровое волнение и штормовые нагоны, загрязнение моря, информация по безопасности мореплавания и т.д.).

На практическом семинаре СКОММ по морской продукции Ocean OPS 04 (Тулуза, Франция, 2004 г.) были рассмотрены новые виды оперативной океанографической продукции и сделаны рекомендации по их дальнейшему развитию в связи с нуждами потребителей. Актуальным является вопрос создания полного каталога существующей оперативной или квазиоперативной океанографической продукции.

Большое значение для оперативной океанографии имело создание в 1990 г. Глобальной системы наблюдений за океаном. ГСНО – это глобальная международная система для наблюдений, сбора и распространения океанографических данных, подготовки анализов, прогнозов и другой продукции в целях обеспечения правительств, отраслей экономики, науки и общественности информацией, необходимой для морской деятельности, включая влияние океана на климат. Практическая польза ГСНО для оперативного океанографического

обслуживания реализуется в таких областях, как судоходство, защита прибрежной зоны, обслуживание портов и гаваней, рыболовство и марикультура, морская промышленность и отдых.

ГСНО состоит из глобального и прибрежного модулей. Основная задача глобального модуля — выявление и прогнозирование крупномасштабных изменений в океане и оценка их влияния на климат. Основная задача прибрежного модуля — оценка влияния крупномасштабных изменений на прибрежные регионы, включая экосистемы. Выполнение этого модуля осуществляется в основном путем создания региональных альянсов ГСНО и на основе объединения региональных систем в глобальную прибрежную сеть наблюдений и управления данными. Развитие глобального и прибрежного модулей неразрывно связано с совершенствованием оперативного океанографического обслуживания.

В 1994 г. был создан европейский модуль ГСНО (ЕвроГСНО), который имеет две основные задачи: 1) способствовать развитию локальных оперативных систем, предназначенных для обеспечения пользователей в государственном и частном секторах информацией о морской окружающей среде вокруг Европы и в более удаленных районах, где есть особые европейские интересы; 2) обеспечить европейский вклад в систему мониторинга и анализа Мирового океана.

При создании европейского модуля были поставлены следующие цели:

- развитие оперативной океанографии в европейских морях и прилегающих океанах;
- развитие научных, технологических и компьютерных систем для оперативной океанографии;
- оперативное морское прогнозирование для повышения эффективности морской и прибрежной индустрии и мониторинга окружающей среды;
- международное сотрудничество для получения максимальной выгоды из оперативной океанографии.

Европейский модуль ГСНО имеет следующую региональную структуру: 1) Атлантический океан; 2) арктические моря; 3) шельф Северо-Западной Европы; 4) Балтийское море; 5) Средиземное море; 6) Черное море. Помимо европейского модуля, в ГСНО также включены регионы Северо-Восточной Азии, Карибского моря, Африки и др.

Координация участия российских организаций в ГСНО осуществляется Национальным океанографическим комитетом Российской Федерации (НОК России). На современном этапе российские организации и специалисты в основном обеспечивают вклад в развитие существующих систем наблюдений и обмена данными (попутные суда, Глобальная система наблюдений за уровнем моря (ГЛОСС), Международный обмен океанографическими данными и информацией (МООД), спутниковые системы), а также в развитие региональных проектов ГСНО (Черное, Балтийское и дальневосточные моря). Необходимо также отметить работы, осуществляемые по подпрограмме «Создание Единой системы информации об обстановке в Мировом океане» (ЕСИМО) Федеральной целевой программы «Мировой океан», которые тесным образом связаны с целями и задачами ГСНО.

Под эгидой ГСНО были выполнены два пилотных (экспериментальных) проекта: Глобальный эксперимент по усвоению океанических данных (ГОДАЭ)

и проект АРГО. Проект ГОДАЭ был направлен на сбор и усвоение данных наблюдений in-situ и спутниковых данных в глобальных океанических моделях в реальном масштабе времени. Конечная цель — описание океанической циркуляции на временных масштабах в несколько дней и пространственных масштабах в несколько десятков километров.

Пилотный проект АРГО предусматривал выпуск в Мировом океане 3000 дрейфующих ныряющих буйев для измерения профилей температуры и солености до глубин 2000 м. В выполнении проекта принимали участие более 30 стран, включая Россию. Первый буй был запущен в 2000 г., а 1 ноября 2007 г. общее количество буйев АРГО в Мировом океане достигло 3000, что обеспечивает ежегодно более 100000 профилей температуры и солености. Это примерно в 20 раз больше, чем ежегодное количество аналогичных измерений с борта судов. Информация АРГО уже внесла ценный вклад в диагноз и прогноз изменений уровня Мирового океана, в изучение тропических ураганов и тайфунов, в развитие долгосрочных прогнозов погоды. Проект АРГО продолжается, и по состоянию на 27 марта 2008 г. было запущено 3110 буйев (рис. 1.1).

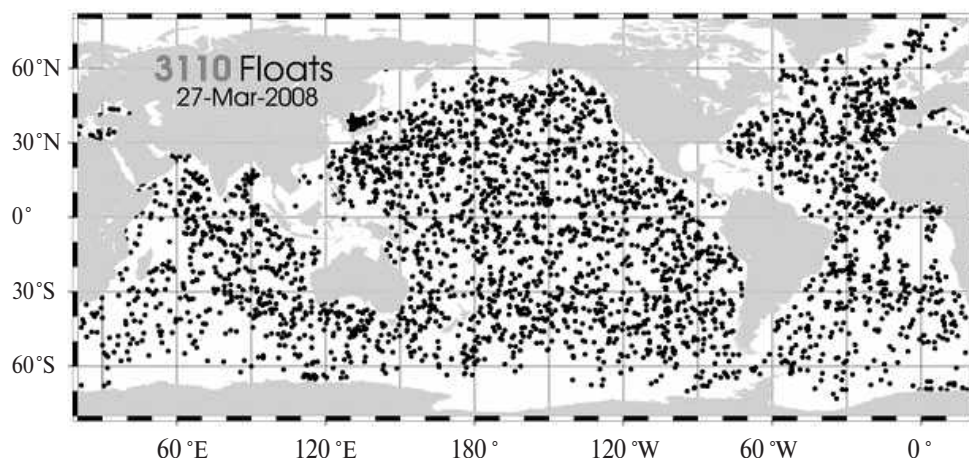


Рис. 1.1. Положение буйев АРГО на 27 марта 2008 года

Участие России в международных проектах по оперативной океанографии позволяет вносить достойный вклад в решение современных актуальных проблем человечества:

- повышение безопасности и эффективности морского транспорта, судоходства и военно-морских операций, поддержка национальной безопасности;
- надежная эксплуатация и управление океанскими ресурсами (морская нефтегазовая промышленность, рыболовство, аквакультура);
- предупреждение и смягчение влияния экологических катастроф и загрязнения (нефтяные пятна, вредоносное цветение водорослей);
- развитие океанских исследований для решения проблем долгосрочного прогноза погоды и изменений климата;
- поддержка специализированного обслуживания для управления и планирования в прибрежных районах.

1.1.2. Система ГМССБ

В последние годы морская гидрометеорологическая информация стала передаваться в рамках ГМССБ с использованием теленавигационной системы NAVTEX для прибрежных районов и спутниковой системы SafetyNET для открытых районов морей и океанов.

СКОММ поддерживает официальный сайт ГМССБ (<http://weather.gmdss.org>), который обеспечивает распространение морской метеорологической информации национальными метеорологическими службами через систему Inmarsat-C SafetyNET. Основной принцип работы сайта — представлять обновляемые каждые пять минут метеорологические бюллетени для каждой из 21 Метзон и Арктической области.

В настоящее время через систему SafetyNET ежедневно передается в среднем 600–700 сообщений всех типов (навигационные, метеорологические, связанные с поисково-спасательными операциями). Сайт не призван заменить службы SafetyNET и NAVTEX, а является дополнительным способом распространения информации о безопасности мореплавания.

Одной из важнейших задач ГМССБ является метеорологическое обслуживание операций по поиску и спасению. Ответственность за координацию поиска и спасения судов возложена на спасательные координационные центры (СКЦ). Успех этих операций в значительной степени зависит от метеорологической и океанографической информации, имеющейся в наличии у СКЦ. Процедуры обеспечения операций описаны в Наставлении по ММО (ВМО № 471), том 1, часть 1, параграф 3.2.

В случае аварии требуемая информация должна быть в наличии у СКЦ как можно быстрее. Для этого у СКЦ должна быть хорошая связь с прогностическими центрами и отработаны стандартные форматы для передачи информации. В общем случае эта информация должна характеризовать:

- состояние моря;
- обледенение;
- ветер у поверхности моря;
- поверхностные и приливные течения;
- видимость;
- облачность;
- температуру поверхности моря;
- температуру воздуха;
- атмосферное давление;
- морской лед.

Целесообразно, чтобы СКЦ обеспечивался стандартными бюллетенями о состоянии погоды и моря, тогда в случае аварии СКЦ имеет, по крайней мере, общий прогноз погоды и состояния моря в интересующем районе. Во многих случаях, когда погода хорошая, этого бывает достаточно для проведения операций.

Операция по поиску и спасению состоит из нескольких этапов:

1. Планирование поиска. Для этого, как правило, требуется информация о видимости, скорости ветра, волнении и облачности.

2. Поиск. На этом этапе основным фактором является волнение и в меньшей степени — скорость ветра, видимость и осадки.

3. Решение о продолжении поиска. Если потерпевшие не обнаружены, то повторяются предыдущие этапы. Основной элемент – видимость.

4. Решение о прекращении поиска. В этом случае оценивается максимальная продолжительность выживания людей в воде. Для этого требуются данные о температуре воды и воздуха.

Определен примерный перечень метеорологических и океанографических параметров, необходимых на разных этапах операций по поиску и спасению (табл. 1.1), где ТПМ – температура поверхности моря, ТВ – температура воздуха.

Таблица 1.1

Метеорологические и океанографические параметры, необходимые для планирования операций по поиску и спасению (I–параметры, требуемые в первую очередь; II– параметры, требуемые во вторую очередь)

Этапы операций	Параметры							
	Ветер	Течения	ТПМ	ТВ	Волнение	Видимость	Облачность	Лед
Плавание до аварии					I			I
Траектории дрейфа	I	I			II			
Планирование поиска	II				II	I	II	
Поиск	I		II	II	I	I		I
Решение о продолжении поиска	II				II	I	II	
Решение о прекращении поиска	II		I	I	II			

На этапе «Плавание до аварии» часто известны только время отплытия, начальный и конечный пункты плавания. Эта информация может быть комбинирована с гидрометеорологическими данными для разработки возможных сценариев попадания судна в опасную ситуацию. В первую очередь требуются данные о волнении и ледовом покрове.

Морская гидрометеорологическая поддержка морских операций по поиску и спасению в России осуществляется национальным СКЦ с учетом действующих международных рекомендаций и требований. После получения от СКЦ официального уведомления о том, что судно или другой плавучий объект находится в бедственном положении, оперативно-производственная организация Росгидромета (ГУ «Гидрометцентр России», ГУ «ААНИИ», УГМС и т.д.) должна передать в СКЦ информацию об атмосферном давлении, ветре, ветровом волнении и зыби, видимости, обледенении, морском льде, айсбергах, осадках и облачности, температуре и влажности воздуха, температуре поверхности моря, течениях и сгонно-нагонных явлениях. Передача этой информации должна осуществляться с высоким приоритетом.

1.1.3. Система МПЕРСС

В целях эффективного обеспечения метеорологической и океанографической информацией операций по реагированию на аварийное загрязнение морей и океанов и в связи с международным характером таких операций в 1994 г. была создана система МПЕРСС. Все океаны и моря были разделены на зоны ответственности национальных метеорологических служб. Эти зоны совпадают с зонами ГМССБ, но не включают воды, находящиеся под национальной юрисдикцией (рис. 1.2).

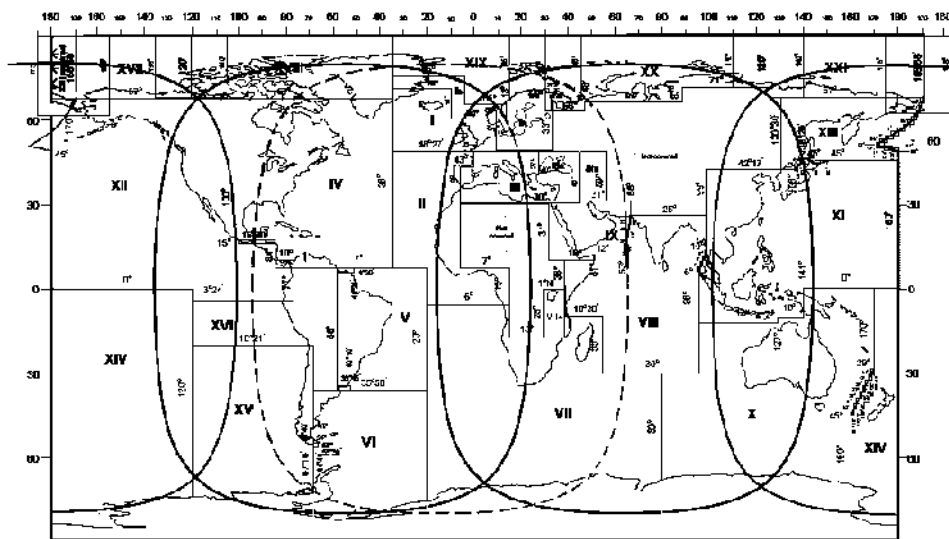


Рис. 1.2. Зоны ответственности системы МПЕРСС

На второй сессии SKOMM было принято решение, что система МПЕРСС должна быть оперативной. В программной области SKOMM «Обслуживание» была образована группа экспертов по поддержке операций, связанных с морскими инцидентами. Создан сайт МПЕРСС (<http://www.maes-mperss.org>) и принято решение о включении описания МПЕРСС и связанных с ней материалов в Наставление по морскому метеорологическому обслуживанию (ВМО-№ 471).

Определены основные требования, предъявляемые к метеорологической и океанографической информации, необходимой для мониторинга и реагирования на морские аварии:

- для района аварии должны быть в наличии: метеорологический диагноз и прогноз (краткосрочный и среднесрочный) и архивные данные; океанографическая информация, включая лед;
- должны использоваться региональные модели, чтобы обеспечить покрытие областей МПЕРСС;
- нужна оптимальная комбинация наблюдений in-situ и дистанционных наблюдений совместно с численными моделями (предпочтительно с усвоением данных);

- приоритет нужно отдавать областям высокого риска со сложной береговой линией, судовым трассам, портам, районам, проблемным для мореплавания, или для нефтяных платформ;
- необходима надежная система связи для быстрого поступления требуемых данных и продукции моделей для районов МПЕРСС;
- данные должны быть в формате, отвечающем требованиям потребителей по качеству, точности и визуализации;
- дополнительно должны быть регулярные бюллетени о состоянии погоды, моря и льда для ответов на специальные запросы.

Для оценки последствий аварий, связанных с разливом нефти, необходимо моделирование траекторий дрейфа разлива с использованием метеорологических и океанографических данных. Выбор моделей зависит от географической области и требований к входным данным: например, для открытого моря нужны данные о ветре и течениях, а для прибрежных районов – ветер и параметры приливов. Знание химических, физических и биологических характеристик загрязнителя в начале аварии важно для прогноза дальнейшей эволюции загрязнения. Степень распространения загрязнения влияет на выбор методов борьбы с разливом. После аварии важно определить направление и скорость распространения пятна и дисперсию загрязнителя, а также оценить выброс загрязнителя на берег.

Примеры использования различных моделей для оценки последствий аварий, связанных с разливом нефти, приведены в главе 7.

1.2. Наблюдательные системы в Мировом океане

Основой морского гидрометеорологического обслуживания являются данные наблюдений наземного и космического базирования. Их полнота и качество определяют уровень понимания процессов, происходящих в океане и атмосфере, а также роль, которую они играют в формировании погоды и климата. В части развития наблюдательных систем отмечаются две основные тенденции [95]:

- автоматизация традиционных контактных способов измерения параметров морской среды;
- внедрение новых средств дистанционных измерений параметров морской среды наземного и космического базирования.

Поступающие данные используются в трех основных аспектах:

- для оперативной подготовки диагностических и прогностических материалов, необходимых для гидрометеорологического обслуживания морской деятельности;
- для выполнения научных исследований в области разработки и верификации моделей, методов и технологий расчета и прогноза основных параметров морской природной среды;
- для получения необходимых расчетных параметров, используемых при проектировании судов, различных гидротехнических сооружений, портов, платформ и т.д.

1.2.1. Потребности различных групп пользователей в морской информации

В 1998 г. с целью выявления потребностей в оперативной океанографической информации европейским модулем ГСНО было проведено анкетирование 155 компаний и агентств, связанных с морской деятельностью,

из Великобритании, Дании, Нидерландов, Испании, Италии и Греции [258]. В вопросниках предлагалось определить потребность в 150 морских элементах (термика, динамика, оптика, акустика, биохимия и т.д.). Компании и агентства относились к различным секторам экономики: морской транспорт, энергетика, защита окружающей среды, добыча полезных ископаемых, морская инженерия, научные исследования, туризм и отдых, рыболовный промысел и т.д.

В результате обработки анкетирования были выявлены наиболее востребованные морские параметры: а) скорость и направление течений; б) высота, период и спектр ветрового волнения и зыби; в) температура воды на поверхности моря; г) напряжение ветра; д) соленость на поверхности моря; е) батиметрия; ж) ежечасные значения уровня моря.

Также были выявлены наиболее желательные характеристики информации: пространственное разрешение — 1 км, вертикальное разрешение — от 1 до 10 м, дискретность по времени — от 6 ч до 1 дня, прогностический период — до 10 дней.

В результате другого анкетирования ЕвроГСНО были получены более детальные требования различных групп пользователей к морской информации (табл. 1.2).

Из этих данных видно, что для большинства пользователей наибольший интерес представляет прогностическая информация о ветре, волнении и течениях.

Данные наблюдений должны отвечать некоторым общим требованиям, основными из которых являются: глобальность, трехмерность, комплексность, точность, синхронность, регулярность и оперативность. Важно, чтобы все перечисленные требования выполнялись в совокупности, так как нарушение одного из них снижает ценность других.

Глобальность означает, что гидрометеорологические данные должны поступать в оперативные подразделения службы морских прогнозов со всего Мирового океана. Трехмерность означает, что данные наблюдений должны характеризовать состояние океана и атмосферы в пространстве. Комплексность гидрометеорологической информации означает возможность комплексного анализа сразу нескольких элементов режима моря в целях наиболее полного выявления закономерностей развития метеорологических и океанографических процессов с учетом взаимосвязей между ними.

Точность наблюдений должна соответствовать требованиям практики морских прогнозов. Если по какой-либо причине точность данных наблюдений окажется низкой, то и метод прогноза, основанный на таких данных, не даст желаемых результатов. Синхронность наблюдений означает, что гидрометеорологические наблюдения должны производиться в единые моменты времени, определенные соответствующими нормативными документами ВМО. Это необходимо для того, чтобы данные наблюдений были сравнимы между собой и позволяли выполнять объективный анализ полей одних величин с учетом других. Регулярность наблюдений означает систематическое, а не эпизодическое проведение гидрометеорологических наблюдений в установленные сроки, а оперативность означает своевременную (в кратчайшие сроки) передачу их в прогностические центры Росгидромета. Даже самая полная и качественная информация теряет оперативную ценность, если она не поступает к сроку составления прогнозов.

Таблица 1.2

Требования различных групп пользователей к морской информации

Пользователи	Кол-во заявок	Элементы 1-го приоритета	Элементы 2-го приоритета	Частота выпуска в сутки	Разрешение по времени (ч)	Разрешение по пространству (км)	Заблаговременность (ч)
Судоходство/ Порты (открытые воды) В перспективе (внутренние воды)	500	Ветер, волны	Лед, течения	2	6	50	120
Рыболовство/ Органы власти (открытое море) В перспективе (побережье)	300	Натоны Ветер, волны, видимость Биология/ Температура воды /Лед	Внутренние волны Течения, обледенение	4	3	5	48
Аквакультура В перспективе	250	Температура воды, соленость, течения	Ветер, волны Загрязнение воздуха	2	6	1	120
Нефтяная промышленность В перспективе	100 120	Волны, ветер Лед	Метеорология , смешанное волнение Ветровые волны и зыбь	2	6	25	120
Защита окружающей среды В перспективе	50	Ветер, волны Акустика	Лед/Метеорология Загрязнение	2	6	50	120
Спасательные службы В перспективе	25	Волны, ветер Течения/ лед	Туман, температура	2	6	50	48
НИИ В перспективе	20	Течения/Лед Загрязнение/Биология	Волны, ветер	2	6	50	120
Загрязнение/ Контроль/Органы власти В перспективе	10	Загрязнение/ Течения/Температура воды Биологические условия	Волны, ветер	2	6	50	120
Страхование В перспективе	X	Ветер, волны Натоны	Загрязнение			Не определено	

Морская наблюдательная сеть состоит из системы подвижных и неподвижных платформ, включающих:

- прибрежные, островные и устьевые станции и посты;
- научно-исследовательские суда;
- суда добровольных наблюдений;
- морские стационарные и дрейфующие буи;
- спутники и самолеты.

Наблюдательная сеть организуется и развивается таким образом, чтобы обеспечить нормальную работу прогнозистов по гидрометеорологическому обеспечению различных групп потребителей. При этом должны соблюдаться следующие основные принципы:

- репрезентативность (надежность наблюдений) информационных пунктов;
- учет особенностей гидрометеорологического режима и размеров моря, залива, пролива;
- наличие каналов связи (телеграф, телефон, радио и др.).

Основные системы наблюдений в Мировом океане можно условно разделить на три категории:

- *глобальные*: покрывают весь океан (альтиметрия, буи АРГО); параметры: температура поверхности океана, профили температуры и солёности, уровень, течения; временные масштабы — от 1 дня до 1 месяца;

- *региональные*: для мониторинга отдельных явлений (буи TAO/TRITON/PIRATA для обнаружения Эль-Ниньо, арктические буи для мониторинга льда и др.); комбинирование спутниковых, судовых и метеорологических измерений для отдельных регионов; временные масштабы — от часов до дней;

- *прибрежные*: мониторинг качества вод, мониторинг ветра, волн, приливов в районе портов, радарная информация для мониторинга течений и волнения на расстоянии от 10 до 100 миль.

Глобальные системы наблюдений в частности включают:

- наблюдения в верхнем слое океана с попутных судов (Ship Of Opportunity Programme). В основном это измерения обрывных батитермозондов (ХВТ). Данные ХВТ передаются через Глобальную систему телесвязи и собираются центрами данных США и Канады;

- наблюдения за уровнем моря в Глобальной системе наблюдений за уровнем моря (ГЛОСС) (Global Sea-Level Observing System). Из 290 станций основной сети ГЛОСС более 60 % станций передают среднемесячные данные уровня моря в Постоянную службу среднего уровня моря (Великобритания), а около половины из них обеспечивают почасовые наблюдения, результаты которых размещаются на Web-сайте ГЛОСС;

- программа МОК-ВМО по глобальным данным вертикального распределения температуры и солёности (Global Temperature and Salinity Pilot Programme).

1.2.2. Прибрежные, островные и устьевые гидрометеорологические станции

Морские гидрометеорологические станции в прибрежной зоне и устьевые станции выполняют четыре раза в сутки комплекс стандартных, метеорологических и морских гидрометеорологических наблюдений за уровнем моря, температурой, химическим составом воды, волнением, состоянием льда, скоростью

течений, расходом воды и наносов и т.д., а также экспедиционные и рейдовые наблюдения за закрепленными за ними акваториями океанов и морей. По специальному плану станции и посты выполняют дополнительные наблюдения за ледовым режимом, прибоем, прохождением цунами и др.

1.2.3. Добровольные наблюдательные суда

Регулярные наблюдения с судов очень важны для оперативной метеорологии и океанографии. Такие наблюдения обычно проводятся членами экипажа судов, действующих в качестве добровольных наблюдателей. Поэтому очень важно сохранять процедуры наблюдений и передачи данных как можно более простыми, при одновременном обеспечении соответствующего качества и полноты этих данных. Добровольные наблюдательные суда вносят большой вклад в Глобальную систему наблюдений Всемирной службы погоды (ВСП). Они являются главным источником получения морской метеорологической информации с морей и океанов. Подробное описание комплекса гидрометеорологических наблюдений на этих судах приводится в Руководстве ВМО по морскому метеорологическому обслуживанию (ВМО-№ 471). В рамках соблюдения Конвенции СОЛАС судам предписывается также сообщать о любых явлениях или метеорологических условиях, которые представляют собой серьезную угрозу для безопасности мореплавания.

1.2.4. Системы буйковых наблюдений

Значительный объем информации, поступающей с морской сети, представляют наблюдения с бுவ. Якорные и дрейфующие буйковые станции выполняют функции автоматических источников регулярной оперативной гидрометеорологической информации с акваторий океанов и морей [95].

Большинство дрейфующих бுவ оборудованы датчиками для измерения атмосферного давления, температуры воздуха и температуры поверхности моря, заякоренные буй дополнительно измеряют подповерхностную температуру моря и ветер.

Всплывающие буй предназначены для определения температуры и солёности воды на разных горизонтах, а также определения элементов циркуляции поверхностных и глубинных вод (международный проект АРГО). Наблюдения по программе АРГО являются специфическим видом глубоководных океанографических наблюдений. Специфика заключается в автономности измерительных средств, когда буй свободно переносится течениями на некоторой заранее заданной глубине. На этой глубине буй перемещается в течение приблизительно двух недель. Периодически буй всплывает на поверхность моря и передает через спутниковые системы в береговые центры информацию о температуре и электропроводности/солёности морской воды, записанную при его подъеме. На поверхности моря буй дрейфует в течение одного-двух дней, при этом его координаты спутниковой системой определяются с дискретностью в несколько часов. Таким образом, кроме профилей температуры и солёности возможно также определение компонент течений на поверхности моря и глубине дрейфа.

Для управления непосредственно данными организованы глобальные центры данных АРГО, которые обеспечивают однородный доступ к данным АРГО через два зеркальных сервера. Доступ к серверам данных осуществляется че-

рез Интернет по протоколу FTP. Глобальные центры получают данные из национальных и региональных центров в оперативном режиме по выделенным каналам в согласованном формате. Данные передаются с буев во время их дрейфа на поверхности моря и транслируются спутниками службы наблюдения и связи в береговые центры приема и первичной обработки. Береговые центры по каналам связи передают пакеты данных, прошедшие первичную обработку, в национальные центры данных. Национальные центры проводят контроль данных и готовят их для распространения по каналам ГСТ в виде телеграмм TESAC, а также для передачи вместе с метаданными в глобальные центры. Глобальные центры проводят проверку данных в соответствии со стандартными процедурами, определенными планом управления данными, и выставляют данные на сервера для распространения в задержанном режиме через Интернет. Региональные центры проводят дополнительный контроль данных с учетом специфики конкретных регионов. После контроля и простановки флагов качества данные снова возвращаются в глобальные центры.

1.2.5. Экспедиционные наблюдения

Важнейшим элементом морской наблюдательной сети являются экспедиционные исследования.

Экспедиционные наблюдения — это комплекс мероприятий, направленных на получение визуальными и инструментальными средствами сведений о физических, химических, биологических и других параметрах состояния атмосферы, поверхности моря, толщи его вод и морского дна. Морские экспедиционные наблюдения обычно проводятся с борта специально сконструированного и оборудованного научно-исследовательского судна. Однако они могут проводиться также и с борта пассажирского, транспортного или промыслового судна. В первом случае наблюдения выполняются специально подобранным составом квалифицированных сотрудников (научный состав судна), во втором — при отсуствии специальных наблюдателей — штурманским составом.

Морские экспедиционные наблюдения проводятся на основе программы исследований и содержат несколько этапов: планирование и подготовку работ, производство наблюдений, их обработку, подготовку отчетных материалов, включая их передачу в отделы Государственного фонда данных. В программе указывают цель и задачи рейса, район работ, виды и объем наблюдений, схему работ, координаты постановок буйковых станций и планируемую продолжительность их работы, координаты постановок поверхностных и всплывающих буев, сроки и методики наблюдений, сроки и объем оперативной информации, передаваемой в береговые центры.

По районам работ различают наблюдения в открытом океане, внутренних морских водах и территориальном море.

По предметному назначению различают следующие виды морских экспедиционных наблюдений и их составляющих:

- метеорологические (измерения температуры и влажности воздуха, атмосферного давления, направления и скорости ветра в приводном слое, состояние облачности, наличие атмосферных осадков и явлений природы);

- аэрологические (температура и влажность воздуха, направление и скорость ветра в тропосфере);

- актинометрические (потоки прямой и отраженной солнечной радиации);
- гидрометеорологические (физические явления и их параметры на границе океан-атмосфера, включающие в себя определения уровня моря, в том числе волнения, ледовых характеристик, а также температуры и солености воды на поверхности моря);
- океанографические (температура и соленость в толще морских вод, оптические и акустические характеристики, направление и скорость морских течений);
- гидрохимические (содержание растворенных химических элементов и их соединений в морской воде);
- радиохимические (содержание радиоактивных изотопов в атмосфере, морской воде и донных осадках);
- загрязнение (содержание элементов и веществ антропогенного происхождения в атмосфере, морской воде и донных осадках);
- биологические (содержание биологических объектов в морской воде и на морском дне);
- специальные (гравиметрические, гелиогеофизические, магнитометрические, ионосферные, гидроакустические, гидрографические и другие).

В процессе морских экспедиционных исследований, а также на судах добровольного флота производятся наблюдения по программам BATHY и TESAC. Наблюдения по программам BATHY и TESAC представляют собой вертикальное зондирование верхнего слоя вод для определения температуры воды в первом случае и температуры и солености воды — во втором. Основное назначение наблюдений — оперативный мониторинг состояния верхнего слоя океана и приподной атмосферы. Наблюдения по программам BATHY и TESAC проводятся в основные синоптические сроки 0, 6, 12 и 18 ч Гринвичского времени и сопровождаются метеорологическими измерениями. Судовые метеорологические данные включают измерения направления и скорости ветра, температуры воздуха и поверхности моря, давления, облачности, горизонтальной видимости, волнения моря, ледовых характеристик и передаются по коду FM-21V SHIP. Данные о температуре воды на характерных горизонтах передаются в коде FM-63-V BATHY и содержат также информацию о приводном ветре и температуре воздуха. Кодом FM-64-V TESAC передаются данные о температуре и солености морской воды на характерных горизонтах, приводном ветре и температуре воздуха. Передача производится судовыми средствами радиосвязи на фиксированных частотах в адреса, согласованные с уполномоченными федеральными и/или территориальными органами исполнительной власти.

По завершении экспедиционных исследований должен быть подготовлен отчет о выполненных работах. Форматы и формы отчета (твердая или электронная копия), а также сроки предоставления результатов наблюдений определяются требованиями заказчика и ведомственными нормативными актами. Отчетные материалы наблюдений хранятся в отделе фонда данных учреждений, выполнявшего экспедиционные исследования. Экземпляр наблюденных данных передается в Государственный фонд данных в согласованных форматах и сроках.

1.2.6. Спутниковые наблюдения

Для получения информации о состоянии морской среды и атмосферы над ним применяются космические системы дистанционного зондирования. К их

числу относятся спутниковая метеорологическая система NOAA, метеорологическая система METEOSAT и др. [187].

Прием спутниковой информации осуществляется как в режиме запоминания, так и в режиме непосредственной передачи.

Эффективным источником информации о состоянии морской поверхности, особенно ледяном покрове полярных областей Земли, являются спутниковые фотоизображения поверхности морей и океанов и наблюдения с помощью радиолокационной системы бокового обзора (РЛСБО), установленной на спутнике. В отличие от бортовых приборов, обеспечивающих съемку Земли в видимом и инфракрасном диапазонах излучения, радиолокационные устройства позволяют получать информацию о состоянии морской поверхности независимо от освещенности, т.е. в любое время суток и в любую погоду. Указанное свойство радиолокационных данных представляет особую ценность при решении задач, связанных с необходимостью получения информации о состоянии ледяного покрова заданной территории в сжатые сроки, а также при решении задач, требующих осуществления непрерывного мониторинга исследуемого района.

Спутниковые радиолокационные данные оказывают большую помощь в чрезвычайных ситуациях, связанных с проводкой судов в тяжелых ледовых условиях и освобождением судов из ледового плена в Арктике и Антарктиде. На основе анализа радиолокационных ледовых карт руководителями морских операций принимаются решения по управлению судами и ледоколами во льдах Арктики и Антарктиды. Радиолокационные карты ледовой обстановки на трассе СМП хранятся на одном из оперативных серверов НИЦ «Планета» [187].

Спутниковые фотоснимки подстилающей поверхности являются одним из важных источников информации, используемой для гидрометеорологического обеспечения различных видов работ в Арктике и Антарктике. Государственный центр космической гидрометеорологии (НИЦ «Планета») на регулярной основе осуществляет оперативное картирование ледовой обстановки по трассе Северного морского пути (СМП). Основные выходные информационные продукты следующие:

- повитковые радиолокационные карты ледовой обстановки на трассе СМП (оперативность доставки потребителю в течение 1 часа);
- декадные карты ледовой обстановки по трассе СМП передаются потребителю в течение одних суток после завершения последней съемки декады;
- месячные карты ледовой обстановки передаются потребителю в течение суток после завершения последней съемки.

Необходимо также отметить следующие важные виды спутниковой информации:

- альтиметрия — необходима для определения поверхностных течений в открытом океане и их мезомасштабной изменчивости;
- термическая радиометрия — позволяет с высоким разрешением определять поле температуры поверхности океана, включая океанские фронты и вихри;
- видимая спектрометрия — на основе измерений цвета океана позволяет получать данные по хлорофиллу для использования в морских биогеохимических моделях.

1.2.7. Организация приема, сбора и передачи данных

Вопросы обеспечения прогностических подразделений данными наблюдений и другой оперативной информацией, передаваемой по системе связи, а также вопросы распространения обработанной информации координируются соответствующими управлениями Росгидромета.

По кругу ответственности имеется два уровня подразделений: Гидромет-центр России — головной центр и региональные гидрометцентры.

Система сбора и распространения океанографической информации функционирует на базе средств связи Росгидромета, Министерства связи и других ведомств.

Система связи включает следующие центры и узлы связи:

- Государственное учреждение «Главный радиометеорологический центр» (ГРМЦ) в г. Москве, выполняющий функции регионального узла глобальной сети телесвязи ВМО и Главного центра национальной сети по обмену оперативной гидрометеорологической информацией;

- службы автоматизированной системы передачи данных (АСПД) в г. Новосибирске, г. Хабаровске, выполняющие функции региональных узлов телесвязи (РУТ) ГСТ ВМО;

- службы АСПД, выполняющие функции территориальных центров сбора и распространения информации по зонам соответствующих зональных управлений;

- центральные и кустовые (ЦРС и КРС) радиостанции, устанавливаемые на труднодоступных и полярных гидрометстанциях;

- центры сбора информации по видам наблюдений (физическая океанография и гидрометеорология — ВНИИГМИ-МЦД; загрязнение морской среды — ГОИН; морские льды — ААНИИ; спутниковые наблюдения — НИЦ «Планета»);

- государственный фонд данных (Госфонд), обеспечивающий хранение, поиск и выдачу информации в систему распределенного Госфонда;

- автоматизированные пункты приема спутниковой информации (АППИ).

Основную часть информации, необходимую для подготовки прогнозов, составляют поступающие по каналам связи сводки с данными наблюдений (приземных, аэрологических, самолетных, спутниковых и др.), а также сводки обработанных данных (в частности анализы и прогнозы, передаваемые другими прогностическими центрами, в том числе и зарубежными центрами). С учетом реального распорядка передачи данных наблюдений и обработанных данных прогностические подразделения организуют непрерывный прием информации с учетом принятых «сроков отсечения» данных.

1.2.8. Обработка поступающей информации

Обработка информации в прогностических центрах осуществляется от одного до нескольких раз в сутки соответственно числу сроков наблюдений с учетом реальной потребности в обработанных данных и имеющегося материально-технического обеспечения. При использовании спутниковых, самолетных и других данных, не относящихся к заранее заданным срокам наблюдений, схема обработки усложняется и увеличивается число повторений цикла обработки.

С учетом структуры и задач оперативной обработки существует два уровня обработки и отвечающих им средств математического обеспечения:

- информационно-логическая обработка;
- вычислительная обработка.

Информационно-логическая обработка включает выполнение следующих задач:

- накопление, раскодирование, первичная обработка и систематизация поступающих данных, текущий контроль поступления данных;
- подготовка информации для регистрации на картах, распространения и архивации; обеспечение выдачи данных в каналы связи и обслуживание автоматизированных рабочих мест (АРМ) прогнозистов.

С целью текущего контроля за качеством и количеством поступающей информации в программах обработки имеется блок операций, осуществляющий распечатку списка станций, от которых не поступили к установленному сроку данные наблюдений, и содержание забракованных сообщений, а также сведения о количестве и географическом распределении синоптических и аэрологических станций, данные которых были учтены при счете анализа и прогноза.

По результатам текущего анализа поступления данных сотрудниками службы связи принимаются предупредительные меры.

Первичная обработка данных предусматривает:

- нахождение (опознавание) в потоке поступающей информации требуемых видов данных;
- раскрытие кодовых форм;
- предварительный контроль (исключение явных дефектов);
- запись совокупности сообщений (телеграмм) в принятом стандартном формате (формирование баз данных).

Сообщения, помещаемые в базу данных, упорядочиваются по географической принадлежности пункта наблюдений и по времени наблюдения.

Контроль данных наблюдений должен обеспечивать исключение (или исправление) обнаруживаемых ошибочных данных. Он осуществляется в два этапа. На первом этапе производится сравнение сообщенных данных с допустимыми пределами, сравнение с предыдущими данными, проверка сообщаемых координат в судовых сводках принадлежности их акваториям морей и др.

Второй этап включает проверку взаимной согласованности данных различных пунктов («горизонтальный» контроль). Он может выполняться как в виде самостоятельной операции, так и в ходе объективного анализа после накопления всей необходимой информации.

Более эффективным является проведение разных видов контроля (комплексный контроль), когда решение по каждой обнаруженной ошибке принимается на основе сопоставления показателей разных видов контроля. Комплексный контроль допускает как независимую проверку данных наблюдений различных видов, так и совместную (комбинированную) их проверку. Комплексный контроль как отдельный этап обработки осуществим лишь после накопления всего объема данных.

Вычислительная обработка обеспечивает решение задач комплексного контроля исходной информации, объективного анализа и согласования метеорологических полей и численного прогноза.

1.3. Организация океанографического обслуживания в России

1.3.1. Общие положения

Структура современной системы оперативного обеспечения морских отраслей экономики состоит из трех подсистем:

- подсистемы морских гидрометеорологических наблюдений наземного и космического базирования;
- подсистемы сбора, обработки, передачи и хранения морской гидрометеорологической информации и данных;
- подсистемы интерпретации и доведения морской гидрометеорологической информации до потребителя.

Концептуально система морского гидрометеорологического обслуживания (МГМО) основывается на двух основных положениях:

- во-первых, она базируется на существующей практике оперативной работы морских прогностических центров, на результатах анализа современных тенденций и направлений развития морской метеорологии и океанографии и регламентируется нормативно-правовыми документами Росгидромета и рекомендациями ВМО/МОК;
- во-вторых, она основана на применении современных моделей, методов и технологий анализа и прогноза основных гидрометеорологических параметров морской среды.

Оперативное океанографическое обслуживание основывается:

- на материалах гидрометеорологических наблюдений;
- на знании гидрометеорологического режима моря;
- на детальном анализе условий формирования гидрологических явлений;
- на научно обоснованных методах диагноза и прогноза морских гидрологических элементов и явлений.

Система оперативного океанографического обслуживания должна быть скоординирована на национальном и международном уровнях и направлена на удовлетворение оперативных и научно-исследовательских потребностей. Она должна в максимально возможной степени использовать наиболее современные технологии наблюдений, телесвязи и методы обработки данных. Отдельные элементы системы должны планироваться и осуществляться в соответствии с международными обязательствами России.

Служба морских гидрометеорологических прогнозов в системе Росгидромета представляет собой распределенную систему, включающую ряд учреждений:

- Государственное учреждение «Гидрометцентр России», являющийся головным учреждением в области гидрометеорологических прогнозов, одновременно выполняющий функции Мирового метеорологического центра (ММЦ);
- институты Росгидромета морского профиля: ААНИИ, ГОИН, ДВНИГМИ, ВНИИГМИ-МЦД, КаспМНИЦ;
- межрегиональные территориальные органы управления и подведомственные им центры по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды.

В задачу этих учреждений входит:

- сбор и обработка данных наблюдений;
- подготовка и выпуск краткосрочных (до 72 ч), среднесрочных (до 10 сут) прогнозов;

- подготовка долгосрочных (от месяца до года) и сверхдолгосрочных прогнозов (на сроки более года);
- создание научно-методической базы оперативного обеспечения метеорологическими и океанографическими данными и информацией о загрязнении морской природной среды;
- развитие систем регулярного мониторинга состояния морской и воздушной среды (космического и наземного базирования);
- интеграция имеющихся и вновь создаваемых ресурсов для развития оперативного гидрометеорологического обеспечения морской деятельности;
- обеспечение информационного взаимодействия с различными ведомствами на основе современных телекоммуникационных и компьютерных средств;
- обеспечение доступа пользователей ко всей совокупности информационного фонда по Мировому океану;
- развитие и стандартизация средств информационного обслуживания потребителей (пользователей) данными и информационной продукцией (анализы, прогнозы) о состоянии и загрязнении Мирового океана и прибрежных территорий;
- обмен информационными данными в рамках международного сотрудничества, а также участие в международных программах;
- организация четкого взаимодействия с потребителями (пользователями) гидрометеорологической информации, включая маркетинг потребностей рынка в морских гидрологических прогнозах.

Бюро погоды являются основной оперативной единицей территориальных УГМС. Они ответственны за подготовку прогнозов и предупреждений об опасных явлениях (ОЯ) по своим зонам ответственности.

1.3.2. Состав и содержание информационных материалов

Гидрометеорологические материалы, передаваемые органами Росгидромета народно-хозяйственным и другим организациям, разделяются на оперативные и режимные.

Оперативные материалы освещают текущее и ожидаемое состояние гидрометеорологических условий, режимные — главным образом различные характеристики гидрометеорологических элементов за определенный период времени, их изменчивость, повторяемость и вероятность появления.

К оперативным гидрометеорологическим материалам, составляемым в органах Росгидромета, относятся:

- штормовые предупреждения об опасных природных явлениях и консультации о неблагоприятных явлениях;
- сведения о наблюдавшихся и текущих гидрометеорологических условиях; анализы и прогнозы;
- долгосрочный прогноз ледовых условий, температуры воды и положения кромки льда;
- прогноз ветра и волнения моря;
- прогноз среднегодового и средних месячных уровней моря;
- обзор гидрометеорологического состояния морей;
- ежемесячные обзоры штормовой погоды (консультации, справки);

ледовая обстановка в Антарктике (карты) и по морям, омывающим Российскую Федерацию (карты);

рекомендации о наивыгоднейших маршрутах плавания судов в морях и океанах.

Эффективность использования этих материалов определяется не только качеством, но и своевременностью получения и доведения до конечных потребителей. Оперативные данные и продукция распространяются в реальном режиме времени. При составлении оперативных гидрометеорологических материалов должна использоваться терминология, принятая в Росгидромете и отраженная в соответствующих наставлениях и инструкциях.

К режимным гидрометеорологическим материалам, составляемым и издаваемым органами Росгидромета, относятся:

- научно-технические справочники и нормативы;
- морские гидрометеорологические ежегодники;
- атласы и карты распределения по акватории основных гидрометеорологических элементов;
- атласы полей ветра и волнения по морям, омывающим Россию;
- гидрометеорологический и рыбопромысловый бюллетени;
- гидрометеорологические бюллетени и расчетные таблицы, справочные и навигационные пособия;
- каталоги данных по океанографии, метеорологии и спутниковым наблюдениям;
- справочники по шельфу морей;
- атласы опасных явлений по морям.

Режимные (климатические) материалы базируются на массивах многолетних данных и характеризуются качеством, степенью анализа и обобщения информации. Эти материалы распространяются в задержанном режиме.

Оперативная и режимная информация подразделяется на информацию общего пользования и специализированную. К информации общего пользования относится текущая и прогностическая информация, обработанная по стандартным методикам и переданная циркулярно в соответствии с нормативно-правовыми документами, утвержденными Росгидрометом и на основе утвержденных схем ее доведения до заинтересованных организаций.

Под специализированной информацией понимается целевая информация, полученная, обработанная и обобщенная по специальным требованиям заказчиков, влекущим за собой дополнительные затраты на ее получение, разработку специальных методов обобщения, или проведения дополнительных работ с применением новых методов математических анализов, подготовку соответствующих рекомендаций, аналитических обзоров, справок, экспертиз и др.

Морская информация делится на:

- регулярную информацию, выпускаемую по заранее установленному плану;
- эпизодическую информацию, выпускаемую по разовым запросам;
- экстренную информацию, связанную с выпуском предупреждений об опасных явлениях (ОЯ).

Объем выпускаемой информации и порядок передачи ее потребителям устанавливается планами-схемами обслуживания и соглашениями между Росгидрометом и соответствующими ведомствами и определяется характером

их производственной деятельности и степенью зависимости от гидрометеорологических условий.

По месту действия различают прогнозы для пункта (порт, местонахождение судна, приморский населенный пункт и др.), района (акватории моря или океана) или вдоль маршрута плавания судна или буксировки каких-либо несамоходных объектов (кранов, плавучих доков и др.).

По времени действия различают прогнозы на заданный промежуток или момент времени и штормовые предупреждения, выпускаемые независимо от времени суток при угрозе возникновения ОЯ.

Все прогнозы условно можно разделить на две большие категории: прогнозы явлений и прогнозы величин.

Прогнозы первой категории характеризуют факт возникновения явления. Они обычно относятся к прогнозу опасных явлений, таких, как цунами, сильный «тягун» и других опасных явлений.

Прогнозы второй категории характеризуют количественные значения того или иного гидрометеорологического элемента в определенный (упрежденный) момент времени, относящегося к фиксированной пространственной точке или усредненного по некоторому району моря. Такими элементами могут быть, например, температура воды на поверхности или на некотором горизонте моря, вектор скорости течения и т.п.

Но в действительности прогноз явления и прогноз величины часто формируются одновременно. Например, можно прогнозировать сам факт возникновения цунами, а можно прогнозировать и его характеристики.

Гидрометеорологические прогнозы, составляемые в прогностических подразделениях Росгидромета для различных групп потребителей, подразделяются на:

- прогнозы, составляемые регулярно согласно планам по своей зоне ответственности;

- прогнозы, выпускаемые по заявкам обслуживаемых организаций на определенный период времени по конкретному маршруту, району, акватории и т.д. с учетом специфики и характера предстоящих операций.

Морские гидрологические прогнозы по продолжительности своего действия делятся на:

- краткосрочные прогнозы (от нескольких часов до двух суток);
- прогнозы малой заблаговременности (от двух до 15 суток);
- долгосрочные прогнозы (от 15-и суток до года);
- сверхдолгосрочные прогнозы (от года и более).

ГМО морских отраслей экономики регламентируется соглашениями (договорами) между прогностическими органами Росгидромета и обслуживаемыми организациями. ГМО организуется с учетом:

- а) состава информации — информация общего назначения и специализированная информация;

- б) условий обслуживания — бесплатно, по отдельным программам (соглашениям) и по договорам;

- в) режима предоставления информационных материалов — по регламенту, по запросу (заявке).

Росгидромет и подведомственные ему учреждения уполномочены оказывать услуги по предоставлению гидрометеорологической информации

в соответствии с Федеральным законом «О размещении заказов на поставки товаров, выполнение работ, оказание услуг для государственных и муниципальных нужд» (№ 94-ФЗ от 21.07.2005 г.). Согласно этому закону, пользователи гидрометеорологической информации вправе заключать контракты на предоставление услуг по гидрометеорологическому обеспечению с организациями и учреждения Росгидромета без проведения конкурсов.

Если производственная или другая организация заинтересована в получении прогнозов или других гидрометеорологических материалов с акватории, обслуживаемой несколькими УГМС, то порядок ее обеспечения устанавливается начальником УГМС, на территории которого находится руководящий орган заинтересованной организации.

Гидрометеорологическое обслуживание администрации Президента, Правительства, министерств и ведомств, расположенных в г. Москве, осуществляется ГУ «Гидрометцентр России», а федеральные, областные и другие органы предприятия – территориальными ГУ УГМС (ЦГМС).

Гидрометеорологические материалы доводятся до руководства портов, рыболовных производственных предприятий, нефтегазодобывающих платформ, судов в море и т.п. средствами связи этих организаций или через широкоэвещательные радиостанции. В Арктике и Антарктике передача этих материалов производится по радио в основном районными радиометеорологическими центрами и антарктическими станциями Росгидромета.

При угрозе опасных природных явлений доведение штормовых предупреждений и другой срочной информации производится по схемам, утвержденным руководителями административных центров.

Для оценки деятельности ГУ УГМС (ЦГМС) и других оперативно-производственных организаций и для целей принятия управленческих решений в оперативном режиме на протяжении года эти организации должны ежеквартально представлять в Росгидромет отчеты о результатах своей деятельности в соответствии с утвержденным Перечнем наиболее важной оперативной информации для подведения итогов деятельности.

1.3.3. Порядок подготовки и выпуска предупреждений об опасных гидрометеорологических явлениях

Предупреждение об ОЯ составляются на основе детального анализа диагностической и прогностической информации о погоде и состоянии поверхности морей и океанов с применением соответствующих прогностических моделей и данных Каталога критериев опасности морских гидрологических явлений, которые систематически проверяются и пополняются на основании уточненных или новых сведений о показателях опасности явлений. Предупреждение об ОЯ включается в ежедневный гидрометеорологический бюллетень.

Порядок действий прогностических органов Росгидромета при возникновении ОЯ определяется в соответствии с «Порядком действий организаций и учреждений Росгидромета при возникновении опасных природных (гидрометеорологических и гелиогеофизических) явлений» [156]. Территориальные управления по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (УГМС) Росгидромета разрабатывают (уточняют) перечень ОЯ по территории обслуживания субъектов Российской Федерации с учетом местных природно-климатических особенностей

и экономических условий. На морях, окружающих территорию России, встречается 13 видов ОЯ, за которыми ведутся регулярные наблюдения с целью их обнаружения, прогнозирования и предупреждения. К ним относятся цунами, сильные ветры, сильное волнение, штормовые нагоны, сильный «тягун» в портах, сильное обледенение судов, экстремальные ледовые условия в районе портов и др. Все эти явления фиксируются наземными и космическими средствами наблюдений. При реальной угрозе возникновения ОЯ оперативно-производственные организации Росгидромета немедленно выпускают предупреждение с указанием времени возникновения, продолжительности и интенсивности прогнозируемого ОЯ. На основе предупреждения организации и должностные лица принимают решение о проведении эвакуационных и защитных мероприятий.

Штормовые сообщения подаются наблюдательными подразделениями в соответствии с критериями ОЯ. Критерии ОЯ устанавливаются либо по вероятности возникновения явлений, либо «директивно» с учетом результатов анализа данных гидрометеорологических наблюдений за многолетний период. При этом критерии ОЯ либо принимаются едиными для всей территории страны, либо устанавливаются дифференцированно для различных физико-географических и природно-климатических районов.

Представление в МЧС России гидрометеорологической информации об ОЯ и информации о загрязнении морской среды осуществляет Росгидромет. Территориальным органам МЧС предоставление этой информации осуществляют организации и учреждения территориальных органов управления Росгидромета.

Перечень и критерии ОЯ, а также адреса подачи штормовых сообщений доводятся до сведения каждого сетевого наблюдательного подразделения. Штормовые сообщения подаются наблюдательными подразделениями в соответствии с критериями ОЯ, установленными соответствующими УГМС (ЦГМС). Обобщение результатов наблюдений за ОЯ в центрах обработки ведется по единым критериям ОЯ.

В конце года подготавливается отчет, в который включаются все ОЯ. В случае возникновения уникального, редко повторяющегося ОЯ составляется более подробный отчет с описанием условий возникновения и развития явления, с приложением картографического материала, данных метеорологических спутников и радиолокаторов. При описании причиненного ущерба в отчет включаются также следующие сведения:

- аварии и происшествия, причинившие ущерб морским операциям;
- разрушение сооружений на шельфе, повреждение береговых сооружений;
- значительные простои судов в районах работ (не менее 7 дней) и портах (не менее 3 дней);
- отклонение на 10 дней и более от средней многолетней даты начала и окончания навигации на морях и морских устьях рек;
- подтопление городов и населенных пунктов, крупных промышленных предприятий на побережье и в морских устьях рек;
- аварии, связанные с залповым выбросом загрязняющих веществ в море.

1.3.4. Организация системы предупреждения о цунами на Дальнем Востоке

Система предупреждения о цунами (СПЦ) является частью межведомственной функциональной подсистемы предупреждения о цунами Единой

государственной системы предупреждения и ликвидации чрезвычайных ситуаций (ФП РСЧС-ЦУНАМИ).

Функционирование СПЦ осуществляется в соответствии с федеральным законодательством и другими федеральными и территориальными нормативными актами.

К силам и средствам ФП РСЧС-ЦУНАМИ относятся центры цунами, дежурные смены территориальных управлений, морские гидрометеостанции и посты Росгидромета, сейсмические станции Геофизической службы РАН, организации Минкомсвязи России, центры управления в кризисных ситуациях Дальневосточного регионального центра МЧС России и главных управлений МЧС России по Сахалинской, Камчатской областям и Приморскому краю, дежурно-диспетчерские службы администраций субъектов Российской Федерации и муниципальных образований в Дальневосточном регионе.

Функции между федеральными органами исполнительной власти и организациями, осуществляющими совместную деятельность в рамках ФП РСЧС-ЦУНАМИ, распределены следующим образом.

Росгидромет обеспечивает:

- разработку предложений по реализации государственной политики в области предупреждения о цунами;
- информирование Правительства Российской Федерации об угрозе возникновения, фактах, характеристиках и проявлениях цунами на территориях;
- общее руководство деятельностью ФП РСЧС-ЦУНАМИ и осуществление контроля выполнения задач по предупреждению о цунами;
- организацию непрерывных наблюдений за уровнем моря для обнаружения волн цунами;
- наблюдение за распространением цунами по данным непосредственной регистрации изменения уровня моря и других гидрофизических параметров;
- своевременное предупреждение по данным сейсмических и гидрометеорологических станций России, а также зарубежных служб предупреждения о цунами соответствующих органов исполнительной власти Дальневосточного региона, предприятий, организаций и учреждений в Сахалинской и Камчатской областях и Приморском крае о вероятном возникновении цунами при подводных землетрясениях в дальней зоне, т.е. в районах Тихого океана, расположенных на удалении свыше 1000 км от сейсмостанции Петропавловска-Камчатского и свыше 3000 км от сейсмостанции Южно-Сахалинска;
- выпуск предупреждений об угрозе цунами в случаях обнаружения цунами по данным наблюдений за уровнем моря;
- расчет распространения волн цунами и их характеристик, определение окончания угрожаемого периода и отмену предупреждений о цунами, в том числе объявленных Геофизической службой РАН;
- оперативное и научно-методическое взаимодействие со службами предупреждения о цунами зарубежных стран в рамках участия России в Международной системе предупреждения о цунами в Тихом океане, действующей под эгидой Межправительственной океанографической комиссии (МОК) ЮНЕСКО;
- организацию и деятельность центров предупреждения о цунами в Южно-Сахалинске, Петропавловске-Камчатском и Владивостоке;

- накопление, анализ и обобщение информации о цунами;
- проведение научно-исследовательских и опытно-конструкторских работ, связанных с изучением гидрофизических условий распространения цунами и созданием системы наблюдения за распространением цунами в открытом океане и у побережья;
- распространение среди населения приморских районов Дальнего Востока знаний о цунами.

Территориальные органы МЧС России:

- организуют при необходимости совместно с органами исполнительной власти субъектов Российской Федерации в Дальневосточном регионе мероприятия по эвакуации населения, материальных и культурных ценностей и проведение других неотложных работ, направленных на защиту населения и уменьшение ущерба от цунами;
- организуют и осуществляют работы по предупреждению и ликвидации последствий чрезвычайных ситуаций, вызываемых цунами;
- организуют методическое руководство и контроль при решении вопросов по обучению населения в области защиты от чрезвычайных ситуаций.

Геофизическая служба РАН обеспечивает:

- наблюдение за подводными землетрясениями в районах Тихого океана и своевременное определение вероятности возникновения цунами в результате этих землетрясений;
- представление по заявкам органов власти и заинтересованных организаций расчетных данных о вероятных, в том числе максимально возможных, зонах затопления на Дальневосточном побережье России в результате цунами;
- своевременное предупреждение органов власти, а также предприятий, организаций и учреждений в Сахалинской и Камчатской областях и Приморском крае о вероятном возникновении цунами по данным сейсмических станций при подводных землетрясениях и других сейсмических цунамигенных явлениях в Тихом океане в ближней зоне непосредственно у берегов России в Японском, Охотском и Беринговом морях и районах Тихого океана, расположенных в пределах до 1000 км от сейсмостанции Петропавловска-Камчатского и до 3000 км от сейсмостанции Южно-Сахалинска;
- передачу органам Росгидромета информации о времени, месте и магнитуде подводного землетрясения в любом районе Тихого океана не позднее 10 минут с момента регистрации землетрясения в ближней зоне и 20 минут – в дальней зоне;
- цунамирайонирование территорий и выдача заинтересованным органам управления, предприятиям и организациям рекомендаций о безопасной деятельности в прибрежной зоне на цунамиопасных территориях (совместно с научными учреждениями Российской академии наук и Росгидромета).

Минкомсвязи России, Россвязь:

- принимают участие в разработке и согласовании общих схем оповещения о цунами, инструкций и нормативов времени по передаче сигналов и сообщений об угрозе цунами;
- контролируют работу средств оповещения и связи, координируют работу по передаче сигналов и сообщений ФП РСЧС-ЦУНАМИ абонентам.

Операторы связи:

- принимают участие в разработке схем оповещения о цунами;
- обеспечивают своевременную передачу сигналов и сообщений ФП РСЧС-ЦУНАМИ абонентам в соответствии со схемами оповещения о цунами;
- обеспечивают на договорных условиях предоставление в аренду каналов связи для работы ФП РСЧС-ЦУНАМИ (при наличии технической возможности);
- осуществляют поддержание в готовности средств оповещения и связи ФП РСЧС-ЦУНАМИ, передаваемых им на эксплуатационно-техническое обслуживание;
- обеспечивают прием, передачу и доставку специальных телеграмм с информацией ФП РСЧС-ЦУНАМИ.

Администрации субъектов Российской Федерации в Дальневосточном регионе обеспечивают:

- разработку схем доведения предупреждений об угрозе цунами до населения, предприятий, учреждений и организаций;
- разработку и утверждение правил хозяйственной деятельности, застройки и заселения зон побережья, которые могут быть подвержены воздействию цунами, систематический контроль выполнения этих правил;
- принятие оперативных мер по эвакуации населения и ценного имущества из опасных зон побережья при угрозе возникновения цунами;
- своевременное оповещение и информирование населения об угрозе возникновения или о возникновении цунами;
- подготовку населения в области защиты от чрезвычайных ситуаций.

1.3.5. Организация обеспечения прогностических органов спутниковой информацией

Информационное обеспечение потребителей данными ИСЗ осуществляется функционирующим в России наземным комплексом приема и обработки спутниковой информации Росгидромета (НКПОР). Задачей НКПОР является обеспечение государственных органов управления, организаций федеральных министерств и ведомств (Росгидромета, Минобороны, МЧС и др.) всей доступной информацией российских и зарубежных оперативных спутниковых систем, необходимой для решения задач гидрометеорологического обеспечения, мониторинга чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера, состояния окружающей среды и др.

Наземный комплекс Росгидромета осуществляет прием, обработку и распространение потребителям данных, получаемых со всех российских космических аппаратов (КА) и ряда КА зарубежных, типа NOAA, METEOSAT, GMS.

Основу НКПОР Росгидромета составляет система трех крупных центров приема – ГУ «НИЦ «Планета» (с пунктами приема в городах Москва, Обнинск и Долгопрудный), Западно-Сибирский (г. Новосибирск) и Дальневосточный РЦПОД (г. Хабаровск), обеспечивающих получение спутниковой информации по всей территории России. Тематическая обработка в интересах потребителей осуществляется научными и оперативными подразделениями ГУ «НИЦ «Планета». Ежедневно производится более 40 видов информационной продукции [187]. В состав НКПОР входит также сеть АППИ (60 пунктов

приема). АППИ установлены на всех крупных аэродромах, в областных бюро погоды и подразделениях Минобороны, что позволяет оперативно получать спутниковые данные и использовать их при синоптической оценке гидрометеорологической обстановки.

ГУ «НИЦ «Планета» и АППИ обеспечивают потребителей следующими видами космической информации:

- оперативной гидрометеорологической космической информацией, прошедшей первичную обработку;
- природно-ресурсной космической информацией, прошедшей первичную межотраслевую обработку;
- космической информацией (гидрометеорологической и природно-ресурсной), изготавливаемой на основе материалов космических съемок, хранящихся в архиве.

Порядок выдачи космической информации потребителям за плату или без оплаты уточняется по указанию Росгидромета.

ГУ «НИЦ «Планета» является также головной организацией Росгидромета по обеспечению доступа пользователей к архивным спутниковым данным российских природно-ресурсных, метеорологических и океанографических КА. Архив ГУ «НИЦ «Планета» является разделом Государственного фонда (ГФ) Российской Федерации по спутниковой информации. Доступ к информации, полученной с ИСЗ, осуществляется на свободной основе в соответствии с принятыми в России регламентирующими документами.

1.3.6. Порядок взаимодействия прогностических органов Росгидромета с потребителями

Необходимым условием качественного гидрометеорологического обслуживания различных видов морской деятельности является четко организованное взаимодействие прогностических органов Росгидромета с представителями управленческих структур и морских производственных организаций. Порядок взаимодействия между Росгидрометом и основными потребителями прогностической продукции (МЧС России, Минтранс (Департамент морского флота) и Минсельхоз (Федеральное агентство по рыболовству) регламентируется соответствующими соглашениями, в которых определены взаимные обязательства и приведен ориентировочный перечень предоставляемой информации общего назначения и специализированной информации, а также ориентировочный перечень работ специального назначения и услуг. Основными методами взаимодействия с потребителями должны быть:

- а) прямые контакты между специалистами Росгидромета и потребителями морской информации;
- б) посещение специалистами Росгидромета морских организаций в целях ознакомления с производственной деятельностью и выявления полноты использования гидрометеорологических материалов в их практической деятельности;
- в) доклады специалистов Росгидромета в морских производственных организациях о сложившихся и ожидаемых гидрометеорологических условиях;
- г) совместные разборы случаев ошибочных прогнозов или предупреждений об ОЯ или не доведенных до адресатов прогнозов и предупреждений, вызвавших нарушение в производственном процессе;

д) совместные совещания специалистов Росгидромета с представителями организаций-потребителей по итогам гидрометеорологического обеспечения и совершенствованию оперативного информационного обслуживания.

Гидрометеорологическая информация предоставляется потребителям территориальными органами УГМС/ЦГМС, научно-исследовательскими учреждениями (НИУ), другими организациями и предприятиями Росгидромета.

Развитие МГМО требует постоянного изучения текущих и потенциальных требований потребителей к морскому ГМО, возникает необходимость в проведении мониторинга требований различных групп потребителей к морской гидрометеорологической информации.

Для каждой группы потребителей важно установить, какой вид прогнозов необходим для ее деятельности, с какой детализацией она должна быть представлена, включая необходимую заблаговременность предупреждений об опасных значениях той или иной гидрометеорологической величины или явления.

При этом должны изучаться требования потребителей, которые в будущем смогут оказывать влияние на масштаб и характер программ морского оперативного обслуживания. Существует большое количество групп потребителей (пользователей), которые нуждаются в той или иной информации о тех или иных элементах состояния морской среды в том или ином районе Мирового океана. При этом могут возникать самые различные комбинации величин, характеризующих морскую среду. Опыт показывает, что наиболее информированными потребителями океанографических данных и продукции являются сами гидрометеорологические службы, научно-исследовательские учреждения, морские службы, экологические службы, морской транспорт и строительство, службы по чрезвычайным ситуациям, энергетика, рыбная промышленность, марикультура, туризм и рекреация. Внутри каждой из этих групп пользователей существуют производственные организации, которые предъявляют различные требования к оперативной информации.

Решение этих вопросов должно способствовать:

а) более полному и всестороннему изучению специалистами Росгидромета производственной деятельности организаций и правильному определению требований к ГМО;

б) взаимопониманию при организации информации о наблюдавшихся и текущих гидрометеорологических условиях и их ожидаемых изменениях;

в) эффективному использованию потребителями гидрометеорологических материалов (прогнозов, предупреждений, консультаций, рекомендаций и т.д.), получаемых от прогностических подразделений Росгидромета;

г) своевременному принятию мер в связи с неблагоприятными гидрометеорологическими условиями;

д) выявлению недостатков ГМО.

1.3.7. Международное сотрудничество в области МГМО и обмена данными

В своей деятельности, связанной с МГМО, Росгидромет тесно сотрудничает с международными организациями, такими, как ВМО, МОК и др. Одним из объектов сотрудничества с ВМО в области МГМО является координация океанографического и метеорологического обслуживания для обеспечения безопасности

мореплавания на морях и океанах в рамках Программы по морской метеорологии и океанографии.

МГМО осуществляется прогностическими органами Росгидромета в соответствии с международными соглашениями и конвенциями, которые координируются ВМО через СКОММ. Россия, являясь членом ВМО, осуществляет межгосударственный обмен текущими и историческими данными наблюдений, информационной продукцией по различным аспектам состояния и загрязнения морской окружающей среды; участвует в формировании и ведении единого распределенного фонда данных и информации о состоянии и загрязнении морской среды: обеспечивает on-line доступ к данным и информационной продукции о состоянии и загрязнении морской среды широкого класса пользователей в соответствии с согласованными процедурами и регламентом.

Взаимодействие с зарубежными организациями осуществляется в соответствии со следующими формами сотрудничества:

а) обмен данными с зарубежными центрами и национальными метеорологическими службами (НМС) в рамках ВСП как вклад России в ВМО;

б) двухсторонний обмен данными между странами и центрами на основе межправительственных и межведомственных соглашений на взаимовыгодной основе;

в) обмен данными в рамках выполнения комплексных международных проектов со странами-участниками проектов на основе многосторонних соглашений и планов управления данными как вклад России в проведение экспериментов;

г) выполнение запросов на данные, информацию и т.д. от любых организаций зарубежных стран, включая частные фирмы.

Порядок международного обмена и процедуры обработки осуществляются через кооперацию всех морских стран, участвующих в этом процессе. Чтобы упорядочить этот процесс, все океаны и моря разделены на зоны ответственности, и восемь назначенных ВМО стран-членов (называемых «ответственными странами-членами») несут совместную ответственность за подготовку морских климатологических материалов на бесплатной основе. В рамках ВМО осуществляется программа по координации подготовки и распространения глобальных и региональных комплектов данных, включая метаданные, необходимые как для проведения научных исследований, так и для развития обслуживания климатологической информацией и прогнозами. Деятельность в этой области является краеугольным камнем в анализе, мониторинге, прогнозировании и применениях климатологической информации всех масштабов для поддержки устойчивого развития морских отраслей экономики.

В связи с увеличением запросов к климатологической информации, охватывающей большие пространства океанов, появилась необходимость в организации глобальных систем данных. С этой целью в 1993 г. было образовано два глобальных центра данных в Германии и Великобритании, каждый из которых поддерживает сложную систему глобальных морских данных. Эти центры могут передавать морские данные по заявкам потребителей.

Данные судовых метеорологических журналов проходят международный обмен по программе ВМО. Международная координация обмена данными включает два глобальных центра данных и восемь морских центров данных.

Сбор и обмен другими данными, полученными с судовой сети, такими, как поверхностные течения, дрейф и наблюдения экстремальных волн, также координируются ВМО. Для более полного удовлетворения нужд потребителей (пользователей) в метеорологических и океанографических данных, налажено тесное взаимодействие между программами, осуществляемыми ВМО и МОК и ими координирующих функций центров океанографических данных (ЦОД).

Обмен оперативной информацией в рамках программ и проектов международных организаций, включая ВМО, МОК и т.д., регламентируется решениями этих организаций, Положением о Росгидромете, планами оперативного обмена данными, международными обязательствами и выполняется бесплатно.

В рамках этих документов зарубежным организациям предоставляются следующие виды услуг и продукции:

- а) выдача копий материалов, являющихся собственностью России;
- б) выдача копий материалов международного фонда океанографических данных;
- в) выдача справок о наличии и месте хранения данных, имеющихся в международном фонде и в национальном фонде данных России;
- г) подготовка, издание и распространение каталогов данных и информации;
- д) подготовка баз данных на технических носителях;
- е) составление программ и выполнение расчетов по заказу потребителя;
- ж) подготовка режимно-справочной информации по заказам потребителей;
- з) выполнение научно-исследовательских работ по заказам потребителей;
- и) создание совместных баз и банков данных.

Обмен данными наблюдений международного фонда между мировыми центрами данных осуществляется бесплатно. Обмен данными в рамках выполнения комплексных международных программ должен осуществляться либо бесплатно, либо в соответствии с правилами, определяемыми многосторонними соглашениями и планами управления данными. Двухсторонний обмен национальными данными России должен осуществляться на эквивалентной основе либо с учетом других договоренностей.

Предоставление данных наблюдений международного фонда по запросам зарубежных центров-участников обмена должно осуществляться за плату, включающую только стоимость копирования, носителя информации и почтовых расходов. Предоставление информационных услуг частным фирмам и компаниям должно осуществляться на договорных условиях. Услуги по переработке информации должны выполняться по стоимости работ с пересчетом на цены мирового рынка.

Глава 2

МОРСКИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОГНОЗЫ

2.1. Значение морских гидрологических прогнозов

Значение морских гидрологических прогнозов можно показать на конкретных примерах.

Морской транспорт

Эффективность работы морского транспорта в значительной степени зависит от характера погоды и состояния поверхности моря. Подсчитано, что около 30 % всех судов несут потери именно из-за погодных условий. Статистика показывает, что почти половину эксплуатационного времени судно работает в условиях морского волнения, снижающего его скорость хода на 10–15 %. Поэтому выбор наиболее благоприятного маршрута плавания является одним из важнейших решений, принимаемых капитаном перед выходом судна в море. При этом он опирается на информацию о погоде и состоянии поверхности океана, получаемую из прогностических центров. Одним из видов такой информации являются рекомендуемые курсы плавания судов в океане.

Для судов, находящихся в открытых и прибрежных водах южных широт, серьезную опасность представляют тропические циклоны (ураганы в Атлантике и тайфуны в Тихом океане). Во избежание встречи с ними, применяются хорошо известные морякам правила по расхождению судна с тропическим циклоном. Однако для этого капитан должен располагать прогностической информацией о местоположении и направлении перемещения тропического циклона, предоставляемой прогностическими органами Росгидромета. Такая информация дает капитану возможность своевременно предпринять какие-либо меры, чтобы избежать встречи со штормом и сделать в связи с этим соответствующую оценку ожидаемого времени прибытия судна в порт назначения.

Маломерный флот, курсирующий вдоль берега (прогулочные суда, катера, лодки и т.д.), особенно уязвим к внезапным изменениям погоды, связанным с грозами и холодными фронтами, сопровождаемыми смерчами и тромбами. Быстрое развитие и перемещение этих явлений делают их чрезвычайно опасными, особенно в местах массового отдыха населения. Для обеспечения безопасности судов в этих условиях выпускаются соответствующие прогнозы и штормовые предупреждения.

Эффективность производственной деятельности в портах и гаванях в значительной степени определяется характером погоды и состояния поверхности моря. Для оптимизации погрузочно-разгрузочных работ в порту необходимо учитывать гидрометеорологическую информацию, предоставляемую прогностическими органами Росгидромета. Обработка судов в порту, как правило, проводится в три этапа:

- а) подход и швартовка к причалу;
- б) погрузочно-разгрузочные работы (обслуживание судна);
- в) отшвартовка и отход.

На всех этапах ветер, волны, осадки, низкие температуры воздуха, лед и др. могут вызвать затруднения и даже привести к простоям. Непериодические сгон-

но-нагонные колебания уровня в порту нарушают нормальное передвижение судов по акватории порта и могут вызвать подтопление порта, вызывают необходимость регулирования загрузки судов. Значительное сгонное понижение уровня вызывает недогруз судов и недолив танкеров, при нагонном повышении уровня есть возможность прохода судов с большей загрузкой, в то же время при высоком уровне при проходе под пролетами мостов и линий электропередач есть опасность задевания за них мачт и антенн.

Среди гидрометеорологических факторов, нарушающих работу флота в порту, важное место занимает опасное и во многом еще мало изученное явление, названное черноморскими моряками «тягун». «Тягун», как и многие другие опасные гидрометеорологические явления, нельзя предотвратить, а можно только спрогнозировать возможность его возникновения, интенсивность и продолжительность действия и тем самым избежать аварий и повреждений причалов и судов.

Большое влияние на эффективность работы порта и других объектов обслуживания оказывает ледовая обстановка. Надежное планирование и осуществление транспортных операций в зимнее время в замерзающих неарктических морях и морях Арктики и в устьях рек арктического бассейна невозможно без гидрометеорологического и ледового обеспечения. Такое обеспечение позволяет правильно оценить навигационную обстановку и принять своевременные меры по расстановке ледоколов. На основе информации о ледовой обстановке, предоставляемой прогностическими органами Росгидромета, руководители морских операций принимают решения относительно действий в условиях сложной ледовой обстановки, например: демонтировать ли буровую установку или переместить ее в защищенное место; продолжить работы, пока давление льда на сооружения не достигнет порогового значения, или прекратить их; арендовать ледокол для проводки транспортных судов в порт назначения или обойтись без ледокольной проводки и т.д.

Рыболовный промысел

Океаническое и прибрежное рыболовство, как никакой другой вид морской деятельности, нуждается в гидрометеорологическом обеспечении. На промысле в удаленных от берега районах Мирового океана, как правило, работают суда рыбной промышленности с неограниченным (океанским) районом плавания. В прибрежной зоне используются суда с ограниченным районом плавания, которые в большей степени зависят от погоды и состояния поверхности моря.

В северных широтах рыбопромысловые суда подвержены обледенению. Интенсивность обледенения зависит как от гидрометеорологических условий, так и от типа судна и его размеров, высоты борта, а также ориентации судна относительно направления ветра.

В настоящее время налажена система сбора информации об обледенении, а также система предупреждений об угрозе обледенения. Предупреждения об угрозе обледенения рыбопромысловых судов выпускаются, когда ожидается умеренное или сильное обледенение судна, обусловленное забрызгиванием. Все рыбопромысловые суда снабжены специальными режимными пособиями и «Рекомендациями капитанам рыбопромысловых судов по борьбе за плавучесть судна в условиях обледенения».

Разведка и добыча полезных ископаемых на шельфе

Информация о погоде и состоянии поверхности моря имеет большое значение при производстве работ по разведке и добыче полезных ископаемых на континентальном шельфе и за его пределами, а также при производстве работ, связанных с буксировкой и установкой платформ, доставкой оборудования и персонала катерами и вертолетами. Это обслуживание требует тщательного изучения и применения оперативных гидрометеорологических, климатологических и гидрографических данных. В некоторых районах наполнение нефтью танкеров осуществляется с терминалов, находящихся на берегу. Эти устройства очень чувствительны к высотам волн, превосходящим пороговые значения. Поэтому для их нормальной эксплуатации необходима надежная текущая и прогностическая информация о волнении.

Прибрежные районы

Прибрежные территории и находящиеся на них населенные пункты и хозяйственные объекты подвержены воздействию таких факторов, как цунами, ветровые волны и течения, штормовые нагоны, сильный прибой и др. При принятии соответствующих мер по защите побережий от этих факторов опираются на соответствующие прогнозы.

Резкий подъем уровня во время штормовых нагонов может вызвать наводнение и затопление пологих прибрежных районов и привести к катастрофическим последствиям. С другой стороны, понижение уровня может создать проблемы безопасности для больших судов в прибрежных водах, для портов и т.д. И в том, и в другом случае результаты имеют негативный характер. Повышение уровня в прибрежной зоне ускоряет процессы размыва берегов, особенно на термоабразионных участках, может приводить к подтоплению производственных объектов. Уровень воды в районе причалов и рейдов лимитирует подход судов с большой осадкой.

Ярким примером значительного влияния уровня на жизнедеятельность прибрежных территорий являются многолетние аномальные колебания уровня Каспийского моря. Как понижение, так и повышение уровня моря одинаково негативно сказывается на жизнедеятельности стран Каспийского региона.

Особенно большой ущерб прибрежной инфраструктуре наносят штормовые сгонно-нагонные явления на пологих побережьях морей: разрушаются дамбы-дороги, выходят из строя системы водоснабжения, затапливаются жилые поселки, животноводческие стоянки, сельскохозяйственные угодья и вызывают серьезные экологические последствия. Убытки от затопления побережья нагонными водами исчисляются сотнями миллионов рублей. Особенно сильно подвержены штормовым нагонам побережья Финского залива (ленинградские наводнения), мелководное побережье северной части Каспийского моря в пределах административных границ России и Казахстана, побережья Азовского, Белого и юго-востока Баренцева морей. В этих ситуациях большое значение имеют прогнозы штормовых нагонов, оперативно выпускаемых прогностическими органами Росгидромета. Эти прогнозы позволяют существенно снизить материальный ущерб от штормовых нагонов.

Побережья дальневосточных морей подвержены воздействию разрушительных волн цунами. Разрушительная сила цунами на побережье зависит как

от интенсивности породивших их землетрясений, так и от особенностей рельефа дна. В некоторых случаях рельеф дна и конфигурация береговой линии могут оказаться определяющими в перестройке волн цунами при их распространении к берегу. Служба предупреждения цунами, функционирующая на Дальнем Востоке, осуществляет круглосуточный мониторинг и расчет характеристик цунами и в случае угрозы немедленно оповещает об этом население прибрежных районов.

Загрязнение морей и океанов

Активная хозяйственная деятельность в прибрежных и открытых районах морей и океанов приводит к их загрязнению. В связи с этим предпринимаются меры по охране морей и их побережий от подобного вида загрязнений. Они основаны на учете прогнозных оценок распространения по площади очагов загрязнения. Для этого используется информация о текущем и ожидаемом гидрометеорологическом состоянии поверхности моря и атмосферы над ним, включающая ветер, волнение, течения и приливы, а также информация о морском льде и его дрейфе.

Отдых на море

Большое значение морские гидрологические прогнозы играют при обеспечении отдыха людей на море. Морские курорты располагаются в прибрежной зоне, подверженной воздействию ветровых волн, сгонно-нагонным и приливно-отливным явлениям. На морских курортах для отдыха на воде обычно используются небольшие суда, которые сильно зависят от погоды и состояния поверхности моря. Поэтому водный спорт и отдых на море требуют постоянного слежения за гидрометеорологической обстановкой и заблаговременного предупреждения отдыхающих в случае угрозы.

2.2. Краткая история развития морских гидрологических прогнозов

Морские гидрологические прогнозы — сравнительно молодая наука, возникшая в первой половине XX века, т.е. значительно позже, чем начали составляться метеорологические прогнозы.

История развития морских гидрометеорологических прогнозов в нашей стране неразрывно связана с развитием судоходства и хозяйственной деятельности в прибрежных и открытых районах морей и океанов. Одной из причин возникновения службы морских прогнозов была необходимость предупреждения мореплавателей о штормах, так как ветры и вызванные ими волны в равной степени представляли опасность для судоходства. В эпоху парусного флота выпускались только прогнозы ветра. Впоследствии, с развитием парового флота и методов прогноза погоды, появилась необходимость и в прогнозах ветрового волнения в связи с участвовавшими авариями судов из-за штормового волнения.

Прогресс в развитии отечественной океанологии и морских гидрологических прогнозов связан с именами таких выдающихся ученых, как Ю. М. Шокальский, Л. С. Берг, К. М. Дерюгин, Н. М. Книпович, В. В. Шулейкин, В. Ю. Визе, Н. Н. Зубов, В. А. Березкин, Д. Б. Карелин, С. Д. Лаппо, Л. Ф. Титов, В. В. Тимонов, А. Д. Добровольский, А. И. Дуванин и др.

Первая попытка прогноза положения кромки льда в Баренцевом море была предпринята в 1913 г. Лесгафтом. В 1916 г. Б. П. Мультанский выпустил ледовый

прогноз по проливу Вилькицкого для л/п «Таймыр» и «Вайгач». Дальнейшее развитие методов ледовых прогнозов получило в трудах В. Ю. Визе, который выпускал прогнозы ледовитости Баренцева и Карского морей.

С учреждением в 1921 г. Плавучего морского научного института (Плавморнин) для отечественной океанологии и морских прогнозов был открыт путь для создания морской наблюдательной сети и крупных научных институтов морского профиля (ААНИИ, ГОИН, ДВНИГМИ), которые стали заниматься планомерным и всесторонним изучением гидрометеорологических процессов на морях и океанах и их прогнозированием.

Прогнозы ледовых условий получили большое значение в связи с освоением Северного морского пути (СМП). Специально для целей разработки методов ледовых прогнозов для обеспечения ледокольного плавания по СМП было создано меведомственное бюро ледовых прогнозов. В нем работали специалисты-океанологи, занимающиеся разработкой методов ледовых прогнозов. Для подготовки специалистов в области гидрометеорологии перед войной был создан Московский гидрометеорологический институт (МГМИ), в организации которого принимал участие профессорско-преподавательский состав, в который входили впоследствии известнейшие ученые нашей страны в области геофизики, океанографии, метеорологии, гидрологии и гидродинамики, среди них В. В. Шулейкин, М. А. Великанов, Л. К. Сретенский, Н. Н. Зубов, Е. В. Близняк, С. П. Хромов, Б. А. Аполлов, Б. П. Орлов и др.

В 1933 г. академиком В. В. Шулейкиным была издана книга «Физика моря» [214], которая на многие годы вперед определила пути развития и углубления исследований в области разработки методов морских гидрометеорологических прогнозов.

В 1937 г. в Гидрометцентре России (тогда Центральный институт прогнозов (ЦИП)) была создана группа во главе с Н. А. Белинским, в задачу которой входило оперативное обеспечение центральных народно-хозяйственных и оборонных организаций морскими гидрологическими прогнозами. Одновременно аналогичные группы были созданы и в местных подразделениях гидрометслужбы. Так, в Баку начали выпускать краткосрочные прогнозы уровня и течений. Примерно в это же время в морском отделе Государственного гидрологического института (ГГИ) начали развиваться работы по морским гидрологическим прогнозам, а в 1938 г. было проведено первое всесоюзное совещание по морским гидрологическим прогнозам, после которого основная работа по созданию методов морских прогнозов была сосредоточена в Гидрометцентре России. Группа была преобразована в морской отдел.

Первые методы, разработанные в этом отделе, относились к прогнозам ледовитости арктических морей. Эти прогнозы выпускались в форме информационных бюллетеней. Вслед за этим начали выпускаться долгосрочные прогнозы ледовых фаз для неарктических морей СССР. За относительно короткое время в отделе были разработаны и внедрены в оперативную практику методы краткосрочных и долгосрочных прогнозов ледовых условий на неарктических морях России, методы прогнозов волнения и непериодических колебаний уровня моря, метод сверхдолгосрочного прогноза уровня Каспийского моря с заблаговременностью 1 год и 5 лет.

До Великой Отечественной войны методическая база ледовых прогнозов была ограничена. Она основывалась в основном на работах Г. Н. Зайцева,

В. А. Самойловой, В. В. Тимонова и К. И. Кудрявой, разработавших метод прогноза сроков появления льда и метод долгосрочного прогноза сроков очищения Белого моря ото льда. В этот же период в Государственном гидрологическом институте Г. П. Калинин разработал метод прогноза уровня Каспийского моря с годовой заблаговременностью. Этот метод в модифицированном виде успешно применяется и в настоящее время. В том же институте Т. П. Марютин разработал эмпирический метод прогноза непериодических колебаний уровня в устье Северной Двины.

Наиболее интенсивно морские гидрологические прогнозы начали развиваться после войны. На пути развития методов морских гидрологических прогнозов тогда существовали две точки зрения. Одна точка зрения, которую высказывали Н. А. Белинский и В. С. Назаров, заключалась в том, что наиболее перспективный путь развития ледовых прогнозов лежит в расчете теплового состояния моря по заданным условиям погоды. Другая точка зрения на эту проблему принадлежала В. Ю. Визе и М. М. Сомову, которые утверждали, что при существующем тогда состоянии науки о развитии процессов в море и в атмосфере будущее состояние моря можно оценить по исходным и предшествующим гидрологическим и метеорологическим условиям, минуя прогноз погоды. Однако, как показала жизнь, в большинстве случаев наиболее перспективным оказался путь, предложенный Белинским и Назаровым.

Практика показала, что за небольшим исключением, когда можно опираться на инерцию гидрологических процессов, общий путь разработки методов морских гидрологических прогнозов — это учет сложившихся условий моря к моменту составления прогноза и использование прогнозов погоды в явном или неявном виде. Так, например, при составлении прогнозов волнения на море в явном виде используется прогноз ветра. С другой стороны, когда разрабатывается метод долгосрочного прогноза появления льда, обычно ищется связь между сроками появления льда и какими-либо элементами режима атмосферы, наблюдавшимися за время, предшествующее появлению льда. Здесь прогноз погоды заложен в неявном виде. Обычно прогноз погоды в явном виде использовался при разработке методов краткосрочных прогнозов состояния моря, а в долгосрочных прогнозах прогноз погоды использовался в неявном виде. Методы расчетов и прогнозов волнения получили значительное развитие в России после Второй мировой войны, благодаря работам В. В. Шулейкина, В. М. Макавеева, Л. Ф. Титова, И. С. Бровикова, Ю. М. Крылова и др.

В первое десятилетие после войны в ЦИПе (ныне ГУ «Гидрометцентр России») была выполнена серия исследований по разработке ледовых прогнозов и прогнозов уровня и течений, температуры поверхности воды для различных морей России с различной заблаговременностью [22]. В это же время Н. А. Белинским и Г. П. Калинин был разработан метод прогноза уровня с заблаговременностью до 6 лет.

Следует отметить, что оправдываемость прогнозов, выпускаемых в те годы, была невысокой, что можно было объяснить недостатком данных наблюдений и, как следствие, недостаточной физической и статистической обоснованностью используемых методов прогнозов. Дело в том, что ряды наблюдений, по которым строились зависимости, были короткими. Эти зависимости, как правило, удовлетворительно работали на коротких отрезках времени, по истечении

которых прогностические уравнения приходилось уточнять по мере накопления новых данных наблюдений.

В начале 60-х годов прошлого столетия ситуация с морскими прогнозами стала меняться к лучшему. Расширилась сеть гидрометеорологических станций, увеличилось количество экспедиций в открытых районах морей и океанов, стали проводиться многосуточные наблюдения с помощью буйковых станций. Существенно увеличилось количество судов добровольных наблюдений.

Существенный прогресс в разработке методов морских гидрологических прогнозов наметился после 1958 г., когда Н. А. Багровым [20] был предложен метод аналитического представления океанографических и метеорологических полей с помощью полиномов Чебышева и естественных ортогональных функций координат x , y . Этот подход нашел широкое применение при разработке методов прогноза не только океанологами, но и метеорологами и гидрологами благодаря целому ряду преимуществ. Метод позволял, с одной стороны, рассматривать одновременное воздействие атмосферных процессов большого пространственного масштаба на прогнозируемое явление, а с другой, использовать одни и те же характеристики поля атмосферного давления для прогноза различных морских гидрологических элементов, таких, как волнение, течения, колебания уровня моря, адвекция тепла течениями и т.д. Этим самым был открыт путь комплексного подхода для разработки метода морских гидрологических прогнозов. Появившаяся в то время электронно-вычислительная техника существенно ускорила процесс обработки исходных данных, используемых в этих разработках.

На новой методологической основе были усовершенствованы многие ранее разработанные методы морских прогнозов [22]. В области долгосрочных прогнозов важные работы были выполнены под руководством Н. А. Белинского. Белинский показал, что аномалии температуры воды в деятельном слое океана формируются в холодную часть года, так как зимой наблюдается интенсивный теплообмен океана с атмосферой. Летом вследствие большой температурной стратификации в пограничном слое океан–атмосфера теплообмен выражен слабее. Поэтому температура воды может прогнозироваться в зависимости от интенсивности выхолаживания моря в холодную часть года. Интенсивность выхолаживания моря характеризовалась температурой воздуха. Адвекция тепла течениями оценивалась косвенно по полям атмосферного давления, представленным количественно в форме индексов циркуляции Белинского. На этой основе были разработаны методы долгосрочного прогноза температуры воды в Баренцевом море и метод прогноза температуры воды в северной части Атлантического океана.

В дальнейшем идеи Белинского были использованы при разработке методов прогнозов температуры воды для других районов Мирового океана. Для оперативных целей были составлены карты глубин конвективного перемешивания для ряда морей. С помощью этих карт, используя прогноз температуры воздуха и начальные данные о температуре воды на поверхности моря, составлялись прогнозы температуры воды в слое конвективного перемешивания с месячной заблаговременностью.

В начале 60-х годов прошлого столетия в Гидрометцентре России был внедрен новый метод обслуживания судоходства в океане, заключающийся

в проводке конкретных судов рекомендуемыми курсами плавания. Этот метод оказался настолько эффективным, что вскоре был внедрен во всех морских службах Росгидромета. Значительный вклад в реализацию этого метода был внесен специалистами Гидрометцентра России и других учреждений Росгидромета [11].

С приходом в 1967 г. в Гидрометцентр России известного ученого-гидродинамика П. С. Линейкина при отделе морских гидрологических прогнозов была создана лаборатории динамики моря, которую он возглавил. С этого момента началось активное развитие гидродинамических методов морских прогнозов. Наиболее важные результаты, полученные в этой лаборатории, следующие:

- создана теория крупномасштабной циркуляции вод Северной Атлантики и ее сезонной изменчивости;
- выявлены закономерности распределения плотности в слое главного термоклина в зависимости от ветра и потоков тепла через поверхность океана;
- изучен механизм формирования сезонного слоя скачка и разработаны прогностические методы определения глубины залегания этого слоя по данным о ветре и тепловом балансе поверхности океана;
- разработан метод расчета и краткосрочного прогноза скорости течений и штормовых нагонов в окраинных морях по данным о ветре;
- впервые были рассчитаны карты течений на стандартных горизонтах от поверхности до дна для Атлантического океана;
- разработаны численные методы штормовых нагонов в окраинных морях по данным о ветре (Белое, Азовское, Черное, Балтийское моря);
- разработаны методы расчета и прогноза нарастания и таяния льда по данным о тепловом балансе поверхности моря;
- разработан метод расчета и прогноза дрейфа и сплоченности льда в море по данным о ветре.

Первая группа работ включала теоретические исследования стационарного режима циркуляции, анализ данных экспедиционных наблюдений и математические модели неустановившихся процессов как базы методов прогноза гидродинамических характеристик океана. Основной вклад в освещение этих вопросов внес П. С. Линейкин. Дальнейшее развитие эти вопросы получили в работах В. С. Мадерича и А. А. Кутало. В них показано, что климатический сезонный ход ветра над океаном приводит к перераспределению вод бароклинного слоя в антициклоническом круговороте системы Гольфстрима, и что основной причиной отрыва Гольфстрима от берега является достижение им критической величины расхода. Кроме того, Кутало выявлено существование волнообразных возмущений планетарного масштаба в полях скорости и плотности (длиной порядка 1000 км), которые распространяются в северо-западном направлении. Показано, что эти волны вызваны сезонной изменчивостью метеорологических условий (ветра).

Ряд работ были посвящены моделированию и расчету структуры верхнего слоя океана. В. И. Калацкий [77] на основе аналитического исследования динамических уравнений турбулентности в стратифицированной жидкости вскрыл эффект пространственной локализации турбулентных возмущений, которым можно объяснить существование резкой границы между перемешанным слоем и сезонным термоклином. На основе решения системы уравнений

турбулентного пограничного слоя и численных экспериментов была показана принципиальная возможность моделирования главных особенностей вертикального профиля температуры моря. В дальнейшем ему удалось воспроизвести более тонкие эффекты, такие, как возникновение нового перемешанного слоя на фоне ранее сформировавшейся структуры в случае ослабления ветра.

Итогом этой серии работ явилась адвективная двухслойная модель деятельного слоя океана, которая легла в основу разработанного В. И. Калацким и Е. С. Нестеровым метода долгосрочного прогноза температуры и толщины верхнего квазиоднородного слоя в северных частях Атлантического и Тихого океанов [78, 79] .

Наряду с этим в отделе продолжались исследования физико-статистического направления. В этой области были выполнены следующие работы:

- разработан физико-статистический метод прогноза распределения температуры воды на поверхности в теплую часть года с заблаговременностью от 5 до 30 сут для северных частей Атлантического и Тихого океанов на основе учета потоков тепла через поверхность океана и полей атмосферного давления, представленных аналитически с помощью естественных ортогональных функций;
- разработан физико-статистический метод расчета пространственного распределения глубины залегания слоя скачка для Северной Атлантики;
- разработаны статистические методы долгосрочного прогноза ледовитости, положения кромки льда для всех неарктических морей, омывающих берега России.

В ААНИИ и других институтах были выполнены исследования по морям арктического бассейна. Для них были созданы:

- физико-статистический метод расчета толщины и мощности льда для зимнего периода;
- физико-статистический метод прогноза ледовитости Гренландского моря;
- физико-статистический метод сжатий и разрежений льда в прибрежных районах арктического бассейна;
- физико-статистический метод долгосрочного прогноза площади сплошных льдов и сроков разрушения припая Карского моря;
- метод прогноза на 2–3 сут колебаний уровня и непериодических течений для арктических морей.

Развитие в системе Росгидромета вычислительной техники привело к созданию баз данных, автоматизированных рабочих мест и технологий анализа и прогноза океанографических полей.

А. Н. Багровым, Н. Н. Кожевниковой, Е. С. Нестеровым и А. А. Зеленько [19, 68] были разработаны методы объективного анализа температуры поверхности Мирового океана. В дальнейшем были автоматизированы прогнозы отдельных элементов гидрометеорологического режима морей и океанов. Так, Е. С. Нестеровым была разработана система автоматизированного краткосрочного прогноза температуры и толщины верхнего однородного слоя для акватории Северной Атлантики и Норвежского моря для теплого периода года.

Ряд работ был направлен на создание гидродинамических моделей расчета и прогноза штормовых нагонов [18, 35, 36, 72, 73, 116, 173, 263], на создание методов прогноза характеристик ледяного покрова и динамики морского льда [14–16, 83–88, 117, 126, 143, 154, 168, 191–193]. Параллельно с теоретическими

работами гидродинамического направления продолжались работы по установлению эмпирических соотношений для расчета параметров перемешанного слоя.

Прогресс в развитии морских гидрологических прогнозов связан с появлением спутниковой информации, что дало возможность построения глобальных и региональных карт океанографических полей (ТПО, ледовой обстановки), необходимых в научных и практических целях.

После 1992 г. система морского гидрометеорологического обслуживания (ММО) на пространстве бывшего СССР претерпела существенные изменения в связи с образованием новых государств и их переходом на рыночные условия хозяйствования. Экономический кризис, последовавший вслед за этим, потребовал серьезного реформирования и в области ММО. Первым шагом в этом направлении явилось появление в 1992 г. документа, в котором были согласованы основные принципы взаимодействия между потребителями океанографической продукции (Департаментом морского флота Минтранса, Агентством по рыболовству Минсельхоза и т.д.) и Росгидрометом по вопросам гидрометеорологического обеспечения мореплавания и рыболовства. Этим документом был определен перечень морской информационной продукции общего назначения, выпускаемой циркулярно, и специализированной продукции, выпускаемой за плату на договорной основе.

Дальнейшие шаги по реформированию российской системы ММО были связаны с переходом на обслуживание в рамках Глобальной морской системы связи при бедствии и для обеспечения безопасности (ГМССБ) в соответствии с Международной Конвенцией по обеспечению безопасности жизни на море (СОЛАС) в рамках Всемирной метеорологической организации. Вместо информации, передаваемой традиционно, с 1999 г. морская информация стала передаваться по системе ГМССБ с использованием системы автоматизированной передачи и приема информации о безопасности мореплавания НАВТЕКС для прибрежных районов и спутниковой системы SafetyNET для передачи морской информации по открытым районам океанов и морей.

Несмотря на существующие трудности переходного периода, система МГМО в России продолжала развиваться. Это прежде всего касалось технического развития в области вычислительной техники и совершенствования телекоммуникационных средств, средств морских наблюдений, что существенно ускорило процессы сбора и обработки огромных объемов поступающей морской гидрометеорологической информации.

В настоящее время отдел морских гидрологических прогнозов Гидрометцентра России ведет большую работу по оперативному обеспечению морской деятельности практически во всех районах Мирового океана от Арктики до Антарктиды и на морях России, подготавливая и распространяя широкий ассортимент гидрометеорологической продукции, включая штормовые предупреждения об ОЯ. Эта работа требует обработки и анализа огромных массивов данных, поступающих с различных морских наблюдательных платформ. С этой целью разрабатываются и внедряются в оперативную практику программные средства и новые технологии (АРМы, ГИС Метео и др.) и другие системы обработки морской гидрометеорологической информации.

Продолжаются работы по развитию методической базы морских прогнозов. В 1994 г. вышло первое издание Руководства по морским гидрологи-

ческим прогнозам [168], в котором был обобщен опыт научно-оперативной работы по ММО в нашей стране. В последние годы были выполнены важные исследования, результаты которых были использованы при создании новых и усовершенствовании существующих методов прогноза волнения, штормовых нагонов и течений. Создана глобальная модель общей циркуляции океана (авторы Ю. Д. Реснянский и А. А. Зеленько) [164], которая используется в качестве одной из базовых составляющих разрабатываемой глобальной системы усвоения данных о термохалинной структуре деятельного слоя океана (глава 6).

2.3. Методологические основы морских гидрологических прогнозов

2.3.1. Общие положения

Разработка методов морских гидрологических прогнозов представляет собой сложное научное исследование, требующее глубокого анализа причинно-следственных зависимостей между гидрологическими элементами режима моря и факторами, их определяющими [13, 158]. Это связано с тем, что процессы, происходящие на поверхности и в толще морей и океанов, характеризуются большой пространственно-временной изменчивостью. Такая изменчивость является следствием разномасштабного взаимодействия океана и атмосферы. Обмен теплом, влагой и энергией этих двух сред определяет большинство процессов, происходящих на морях и океанах.

Установлению современных взглядов на тепловое и динамическое взаимодействие океана и атмосферы во многом способствовали фундаментальные исследования В. В. Шулейкина, А. И. Дуванина и др. [37, 52, 55, 139, 215].

В настоящее время создано большое количество математических моделей взаимодействия океана и атмосферы различного уровня сложности, которые позволяют в ряде случаев достаточно достоверно воспроизводить основные закономерности эволюции океанографических полей. На сегодняшний день накоплен значительный опыт по использованию таких моделей при разработке морских гидрологических прогнозов. В настоящее время в оперативной практике используется ряд методов объективного анализа (ОА) и прогноза полей океанографических и метеорологических полей на глобусе и крупным регионам Мирового океана. Эта информация передается в морские УГМС для последующей интерпретации и использования.

2.3.2. Взаимодействие океана и атмосферы

Теория взаимодействия океана и атмосферы лежит в основе всех методов морских гидрологических прогнозов. Она описывает широкий спектр процессов, происходящих в океане и атмосфере. Схематично можно выделить три основных масштаба: мезомасштабное взаимодействие (от минут до нескольких часов), среднемасштабное взаимодействие (так называемый синоптический масштаб от суток до двух недель) и крупномасштабное взаимодействие (от месяца до нескольких лет). Соответственно этому разрабатываются методы морских гидрологических прогнозов различной заблаговременности — от нескольких часов до нескольких месяцев и даже десятилетий. Имея в виду то обстоятельство, что морская деятельность в основном сосредоточена в поверхностном слое

океана, главное внимание уделяется изучению и прогнозированию изменчивости гидрологических характеристик этого слоя.

Большинство гидрометеорологических процессов (формирование волнения и течений, колебания уровня моря, ледообразование и др.), оказывающих влияние на хозяйственную и другую деятельность человека в океанах и морях, происходят в пограничном слое вода — воздух. Поэтому для морских гидрологических прогнозов является важным изучение процессов взаимодействия океана и атмосферы именно в этом слое. Напряжение трения, создаваемое ветром на поверхности океана, приводит к возникновению в нем дрейфовых течений и волнения. Обмен потоками тепла и влаги оказывает существенное влияние на поля температуры и солёности.

В пограничных слоях океана и атмосферы распределение скорости и плотности, интенсивность турбулентности и обуславливаемые ими турбулентные потоки импульса, тепла и влаги не являются независимыми заданными величинами. Они обычно рассчитываются по заданным внешним параметрам, каковыми могут быть метеорологические элементы на верхней границе планетарного пограничного слоя атмосферы (скорость ветра, температура, влажность и радиационный баланс) и характеристики на нижней границе поверхностного пограничного слоя океана (скорость геострофического течения, температура и солёность). Именно эти факторы, формируя пограничные слои, определяют ту или иную их структуру, условия на поверхности раздела вода—воздух и внутреннее связи между отдельными элементами.

Внешние параметры двух пограничных слоев в свою очередь определяются в процессе взаимодействия пограничного слоя океана с глубинными слоями и пограничного слоя атмосферы со свободной атмосферой. Связующими звеньями в системе пограничный слой атмосферы — свободная атмосфера и пограничный слой океана — глубинные слои служат упорядоченные вертикальные движения, значительно более медленные, чем турбулентные пульсации. Время адаптации полей скорости в пограничных слоях атмосферы и океана много меньше его значения в свободной атмосфере, и тем более в глубинных слоях океана.

Крупномасштабное тепловое взаимодействие океана и атмосферы связано с процессами тепло- и влагообмена масштаба барических образований: циклонов и антициклонов. Вследствие большой тепловой инерции океана и больших пространственных масштабов его влияния на атмосферу [134] характеристики температурного поля океана и теплообмена с атмосферой учитываются при разработке методов долгосрочного прогноза температуры поверхности океана, ледовых условий и других элементов гидрологического режима океанов и морей.

2.3.3. Тепловой баланс

Изменчивость во времени и в пространстве таких элементов режима моря, как температура воды, ледообразование и ледотаяние, является следствием непостоянства теплового баланса моря.

Уравнение теплового баланса моря имеет следующий вид:

$$Q_C + Q_{\text{д}} + Q_B + Q_X + Q_P + Q_K + Q_{\text{ос}} \pm Q_{\text{л}} \pm Q_{\text{то}} \pm Q_T - Q_{\text{эф}} - Q_{\text{и}} - Q_a = \Delta Q, \quad (2.1)$$

где Q_C — поглощенная солнечная радиация (прямая и рассеянная); $Q_{\text{д}}$ — количество теплоты, поступающей от морского дна; Q_B — количество теплоты,

выделяемое при диссипации кинетической энергии; Q_x — количество теплоты, выделяемое в результате химических процессов; Q_p — количество теплоты, приносимое речным стоком; Q_k — тепло, выделяемое при конденсации водяных паров; Q_d — количество теплоты, выделяемое в результате процессов ледообразования и ледотаяния; $Q_{то}$ — контактный теплообмен; Q_T — адвекция тепла течениями; $Q_{эф}$ — количество теплоты, теряемое в результате эффективно-го излучения (длинноволновая радиация); Q_a — альbedo морской поверхности; $Q_{ос}$ — тепло, выделяемое при выпадении осадков; ΔQ — остаточное количество теплоты, идущей на локальное изменение температуры воды, Q_H — испарение.

Количеством теплоты, поступающей от морского дна вследствие диссипации кинетической энергии и химических процессов, обычно пренебрегают вследствие ее малости по сравнению с поглощенной солнечной радиации. Из всех перечисленных выше составляющих теплового баланса надежно определяются только те, расчет которых основан на данных стандартных судовых наблюдений за температурой воды и воздуха, скоростью ветра и влажностью. Практические приемы расчета составляющих теплового баланса моря изложены, например, в работах [26, 213].

2.3.4. Водный баланс

В морях, сообщающихся с океаном, средний уровень моря в течение продолжительного времени сохраняется неизменным, что говорит о том, что море теряет воды главным образом вследствие испарения столько же, сколько получает ее обратно в виде твердых и жидких осадков, т.е. соблюдается баланс воды. Полный водный баланс записывается в следующем виде:

$$W_c - W_u + W_o \pm W_{во} \pm W_{но} + W_k = 0, \quad (2.2)$$

где W_c — речной сток; W_u — осадки, выпадающие на поверхность моря; W_u — испарение с поверхности моря; $W_{во}$ — водообмен через проливы с океаном; $W_{но}$ — водообмен через дно моря; W_k — осадки, выпадающие в море вследствие конденсации водяных паров.

Для замкнутых морей типа Каспийского моря правая часть уравнения (2.2) не равна нулю, а имеет некоторое конечное значение, величина которого характеризует изменчивость уровня моря. Определение точных значений всех составляющих водного баланса — задача достаточно сложная. Это обусловлено, с одной стороны, отсутствием в открытом море необходимых данных наблюдений для расчета составляющих водного баланса, а с другой — воздействием антропогенных факторов, точный учет которых практически невозможен.

2.3.5. Космогелиогеофизические факторы

Учет космогелиогеофизических факторов осуществляется, как правило, при разработке долгосрочных прогнозов погоды и состояния поверхности морей и океанов. Несмотря на то, что в этом направлении выполнено большое количество исследований, серьезного прогресса не отмечено. Главная причина столь медленного прогресса заключается в большой сложности и многофакторности влияния космогелиогеофизических факторов на процессы в атмосфере и океане. Вместе с тем известны циклы в атмосфере, связанные с циклами солнечной и геомагнитной активности, и циклы, обусловленные колебаниями земной

оси. В многолетних колебаниях уровня Каспийского моря выявлены колебания, связанные с 11-летним и 22-летним циклами солнечной активности.

2.4. Потребности в информационных услугах и способы их оказания

Производственная и другая деятельность на морях и океанах остро нуждается в предоставлении различного вида информационных услуг о гидрометеорологическом состоянии района проводимых работ. Предоставление услуг относится к сфере специализированного обслуживания. Специализированное обслуживание осуществляется прогностическими органами Росгидромета, как правило, на договорной основе. Оно включает выпуск анализов и прогнозов, различного рода консультаций и справок по запросам потребителей на обслуживание по конкретному району и месту, подготовка которых выходит за рамки бюджетного финансирования и требует дополнительных усилий и средств. Потребителями (пользователями) специализированного обслуживания являются как государственные, так и коммерческие структуры, причем в последнее время объем специализированного обслуживания коммерческих структур непрерывно растет.

Специализированная информация обычно предназначена для проведения поисковых и спасательных операций на море, буровых работ на шельфе, предоставления специализированных услуг для морской навигации, рыбного промысла в открытом море и в прибрежных районах, для борьбы с загрязнением морской среды, а также предоставление квалифицированных гидрометеорологических консультаций, экспертных заключений и т.д.

2.4.1. Обслуживание судоходства рекомендуемыми курсами плавания

Обеспечение морских судов рекомендуемыми курсами плавания относится к специализированному обслуживанию. Экономическая деятельность морского флота настолько тесно связана с использованием информации о гидрометеорологическом состоянии морской среды, что повседневное знание текущей и прогнозируемой погоды является насущной необходимостью для обеспечения нормальных условий навигации, а своевременное получение предупреждений об ОЯ стало прямой социальной потребностью. Рост инфляции и связанный с ней рост цен на топливо, судоремонт, а также дополнительные расходы, вызванные введением более жестких правил безопасности мореплавания, заставляет судовладельцев обратить более серьезное внимание на повышение безопасности и экономической эффективности эксплуатации судов. Одним из путей достижения этих целей является проводка судов рекомендуемыми курсами, осуществляемыми в реальном времени специальными службами, функционирующими в морских прогностических учреждениях Росгидромета.

Обслуживание судов рекомендуемыми курсами уже многие годы является важной составляющей деятельности морских прогностических служб Росгидромета. Квалифицированные специалисты этих служб на основе анализа текущих и прогнозируемых гидрометеорологических материалов с привлечением климатических и навигационных данных ежедневно выдают капитанам рекомендации о наиболее безопасных и экономически выгодных маршрутах плавания с прогностической информацией о ветре и волнении. По окончании рейса осуществляется анализ рейса и оценивается его экономическая эффективность.

При выборе рекомендуемого курса для конкретного судна группой проводки, кроме оперативных текущих и прогностических материалов, используются также различного рода подсобные материалы (лоции, гидрометеорологические справочники, атласы и др.) для получения дополнительных сведений о возможной гидрометеорологической и навигационной обстановке вдоль маршрута. Материалы, помещенные в этих пособиях, являются результатом обобщения многолетних наблюдений за погодой и состоянием поверхности океана.

После получения от капитана запроса на обслуживание группа проводки собирает и анализирует гидрометеорологическую обстановку вдоль маршрута предстоящего плавания по данным, полученным из многих источников (как национальных, так и зарубежных), с геостационарных и полярных спутников, а также с судов, океанских стационарных и дрейфующих буев и т.д.

При подготовке рекомендации учитываются тип судна, род груза, скорость, осадка судна, предполагаемое время выхода судна в рейс и плановое время прибытия в порт назначения, а также те или иные ограничения гидрометеорологического характера, накладываемые на условия плавания. Например, в связи с особенностями рейса капитан может потребовать, чтобы на маршруте высота волны не превышала определенного значения, например 4 м.

2.4.2. Обслуживание океанического и прибрежного рыболовства

Гидрометеорологическое обеспечение океанического рыболовства относится к специализированному обслуживанию. Оно осуществляется путем выпуска морских гидрометеорологических бюллетеней, включающих информацию об опасных явлениях погоды (туманах, зонах возможного обледенения рыболовных судов, тропических ураганах и т.д.) и информацию о фактических и ожидаемых погодных условиях в районе лова, включающую ветер, волнение, течения, морские льды, температуру моря и т.д. Гидрометеорологическая информация доводится до рыболовных судов по различным каналам: радиофаксимиле, радиотелефону и т.д.

Важным видом СГМО рыболовных судов является выпуск прогностической информации об обледенении. При угрозе обледенения рыболовных судов прогностическими службами Росгидромета выпускаются предупреждения. В предупреждениях указывается:

- время начала обледенения;
- зона обледенения;
- интенсивность;
- ожидаемые направление и скорость ветра;
- высота волн и температура воздуха;
- рекомендуемый курс выхода судна из зоны обледенения.

Кроме обслуживания оперативного рыболовства научно-прогностические органы Росгидромета оказывают помощь научно-исследовательским учреждениям Федерального агентства по рыболовству (ВНИРО, АТЛАНТНИРО, ПИНРО, ТИНРО) в части предоставления им необходимой гидрометеорологической информации для:

- учета запасов традиционных промысловых видов рыб и зон рыболовства;
- поиска новых районов промысла;
- составления рыбопромысловых прогнозов и т.д.

2.4.3. Обслуживание судоходства вдоль трассы Северного морского пути

Основная доля СГМО в арктических морях приходится на ГУ «ААНИИ», Мурманское, Северное, Якутское и Чукотское УГМС. Одной из важных задач гидрометеорологического обеспечения в Арктике является выбор оптимальных путей плавания судов во льдах. Основным критерием при выборе судоходной трассы и наиболее благоприятного периода плавания являются минимальные затраты времени, необходимые для перехода судна из одного порта в другой.

В соответствии с «Правилами плавания судов по трассам СМП» проводка судов по трассам СМП должна осуществляться с учетом прогноза и фактического состояния ледовых, метеорологических и навигационных условий. Общий подход к выбору оптимального пути в сложившихся синоптических и ледовых условиях для гарантированной реализации морской операции в установленные сроки с соблюдением требований безопасности мореплавания предусматривает, чтобы движение осуществлялось оптимальным путем через зоны, в которых:

- общая сплоченность льда минимальна;
- количество «молодых» льдов (в осенне-зимний и весенний периоды) и разрушенность ледового покрова (в летний период) максимальны;
- отмечается минимальная торосистость льда;
- преобладающая ориентация разрывов (разводий, трещин, каналов) в ледяном покрове более всего приближается к генеральному курсу движения ледокола (каравана);
- глубины соответствуют требованиям безопасности плавания для данного класса судна;
- ветер и видимость благоприятны для плавания.

СГМО в Арктике связано с транспортными перевозками по СМП и с освоением месторождений на полуострове Ямал, в бассейне Обь—Енисей, а также на востоке Баренцева моря (Штокмановское газоконденсатное и Приразломное нефтяное месторождения) и с развитием морского экспорта газа и нефти из этих месторождений в Европу.

В конце каждого года ГУ «ААНИИ» подготавливает и выпускает бюллетень «Ледовые гидрометеорологические условия в Арктике». Бюллетень содержит обзор ледовых условий в арктических морях (от Баренцева моря до Чукотского моря) за период с начала замерзания (в предшествующем году) до периода таяния ледяного покрова и очищения морей ото льда. Бюллетень включает также обзор метеорологических процессов для каждого месяца года и особенности колебаний уровня в восточной части Баренцева моря.

По районам Антарктиды выпускается ежеквартальный бюллетень, в который помещаются оперативные данные, характеризующие состояние природной среды Антарктиды:

- данные аэрометеорологических наблюдений;
- описание метеорологических условий;
- обзор атмосферных процессов;
- краткий обзор ледовых процессов по данным спутниковых и прибрежных наблюдений.

2.4.4. Обслуживание морских портов и гаваней

Морские порты традиционно являются главными объектами СГМО. Предоставляемая портам гидрометеорологическая информация подразделяется по видам и категориям срочности. Доведение ее до различных портовых служб осуществляется специалистами местных бюро погоды. Приоритетной является штормовая метеорологическая информация. Диспетчерские службы портов в свою очередь имеют схемы штормовых оповещений об ОЯ. В морские порты передаются краткосрочные и долгосрочные прогнозы погоды, волнения и ледовой обстановки, а также маршрутные прогнозы погоды и волнения для судов на подводных крыльях, выполняющих рейсы в прибрежных зонах.

Предоставляемые услуги осуществляются в виде метеорологических и морских бюллетеней, включающих предупреждения, обзоры погоды и прогнозы, консультации, экспертные заключения и др.

Для распространения гидрометеорологических бюллетеней обычно используются следующие каналы связи:

- факсимиле, телекс;
- электронная почта;
- система НАВТЕКС;
- доставка с посылным;
- телефон.

В зависимости от размера порта и его назначения определяется спектр услуг. Для каждого порта или гавани с их физико-географическими и хозяйственно-экономическими особенностями существует большое разнообразие конкретных потребностей в гидрометеорологическом обслуживании.

СГМО портов и гаваней включает в себя гидрометеорологическое обеспечение:

- захода судов в порт и выхода из порта (нужна информация о туманах и штормах);
- погрузо-разгрузочных работ с использованием кранов и подъемных устройств (нужна информация об осадках и ветре);
- посадки и высадки пассажиров;
- дноуглубительных и очистных операций;
- операций по борьбе с загрязнением;
- спасательных операций и т.д.;
- перемещения барж (нужна информация о ветре и волнении);
- судостроения и различных строительных работ (нужна климатическая информация);
- инженерных изысканий (нужна климатическая информация);
- ледокольных работ (нужна информация о ледовых условиях в порту);
- рекреационной деятельности.

2.4.5. Обслуживание буровых работ на шельфе

Практически все морские надводные и подводные сооружения оказываются чувствительными к тем или иным океанографическим параметрам. Подводные кабели и коллекторы, например, реагируют на сильные океанские приливные течения, а в некоторых местах для них становятся помехой морской лед и айсберги. Для обслуживания буровых и нефтегазодобывающих

платформ, помимо метеорологических прогнозов, важна информация об изменении уровня моря и температуры поверхности воды, о ветровом волнении и течении. Течения оказывают механическое воздействие на подводную часть сооружений, сила которого пропорциональна квадрату скорости течений. Течения также играют существенную роль при маневрировании судов, что особенно важно при проведении погрузочных операций на терминале, при прохождении фарватера.

Для планирования и строительства гидротехнических сооружений необходима климатическая информация, основанная на статистической обработке длинных (многолетних) рядов наблюдений, а для обеспечения повседневной эксплуатации этих сооружений необходима текущая (синоптическая) информация, поступающая в реальном масштабе времени.

Знание преимуществ, получаемых от использования климатической информации, может помочь специалистам при подготовке технико-экономического обоснования оценить наиболее удобное время и место строительства, а также полезную стоимость проекта. Климатическая информация, как правило, бывает затребована на начальном этапе разработки проекта. Стоимость проекта в значительной степени зависит от того, какие прогнозируемые экстремальные значения указанных параметров заложены в проект, при которых эти сооружения могут выстоять.

.

Глава 3

ОПЕРАТИВНЫЕ ПРОГНОЗЫ МОРСКИХ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Современные морские гидрологические прогнозы развиваются в двух основных направлениях: гидродинамическом и физико-статистическом. В 1994 г. было издано «Руководство по морским гидрологическим прогнозам», в котором изложены как гидродинамические, так и физико-статистические подходы оперативного океанографического обслуживания потребителей [10, 168, 177].

Гидродинамические методы прогноза основаны на решении уравнений термодинамики, записанных в форме Эйлера или Лагранжа. Аппарат расчета — упрощенные аналитические решения или численные решения дифференциальных уравнений.

При решении задач гидродинамического прогноза приходится сталкиваться с тремя основными трудностями.

Во-первых, уравнения движения относятся к типу нелинейных уравнений, для которых трудно получить аналитические решения, поэтому к ним приходится применять сложную и трудоемкую методику численного моделирования.

Во-вторых, начальные и граничные условия задачи никогда нельзя знать с достаточной точностью и с необходимыми подробностями, чтобы получить адекватные результаты.

В-третьих, при выборе алгоритма расчета и при его программной реализации следует учитывать особенности и возможности ЭВМ, находящихся в распоряжении разработчика.

Модели с более развитой физической постановкой и более совершенным математическим описанием учитываемых факторов обеспечивают, в принципе, возможности получения более точного прогноза по сравнению с упрощенными моделями. В то же время эти модели предъявляют и более высокие требования к качеству и полноте исходной информации, а также к производительности ЭВМ. Если эти требования не выполняются, то преимущество в точности прогноза за счет применения более совершенных моделей не реализуется. Эти обстоятельства должны учитываться при разработке прогностических моделей. Общий подход к совместному интегрированию гидродинамических моделей атмосферы, циркуляции океана, ветрового волнения и др. может составить методическую основу для дальнейшего развития прогностического комплекса в целом.

В основе второго, более старого, направления лежат эмпирические уравнения, характеризующие синхронную или асинхронную связь прогнозируемого явления с теми или иными характеристиками метеорологических и океанографических полей, взятых в момент составления прогноза или в предшествующие моменты времени.

При разработке эмпирических методов прогноза обычно строятся физические гипотезы, которые затем проверяются на основе применения аппарата математической статистики. Использование простых эмпирических методов прогноза в целом дает достаточно удовлетворительные результаты для обеспечения широкого круга морских операций. Однако точность прогнозов на эмпирической основе можно улучшить и, следовательно, расширить сферу их

применения, привлекая для этого новейшие достижения в области математического моделирования термодинамических процессов в океане. Из описанных выше двух направлений развития морских гидрологических прогнозов наиболее перспективным является гидродинамическое направление, хотя в практике оперативного обеспечения мореплавания пока преобладают методы физико-статистического направления.

3.1. Прогнозы ветра и волнения

Ветер и волнение относятся к числу важнейших гидрометеорологических параметров, влияющих на безопасность и эффективность работ в море [125], поэтому информация об этих параметрах является наиболее затребованной со стороны различных групп морских потребителей.

Информация о ветре и волнении используется для решения разнообразных задач. Для этого на основе моделей ветра и волнения подготавливаются прогнозы и передаются в эфир в виде карт, таблиц и других форматов. Основные прогнозируемые характеристики волнения — это высота, период и генеральное направление распространения волн. Для обслуживания морских операций по запросам потребителей может также передаваться информация о частотном и направленном спектре волн, частоте максимума спектра и др.

Прогнозирование волнения — это процесс оценки того, как будут изменяться параметры волнения под действием ветра на водную поверхность. Зависимость полей волнения от полей ветра определяет тесную связь между волновыми и метеорологическими моделями. Поэтому вслед за развитием атмосферных моделей развиваются и волновые модели. Это отчетливо проявляется в течение последних 40 лет, когда атмосферные и волновые модели в той или иной степени совместно используются в оперативной работе национальных метеорологических центров [2, 4, 5, 34, 102, 113–115, 118, 172, 194, 195, 221, 228, 231, 235–237, 242, 244–246, 255, 265–267, 269, 272, 275]. С улучшением качества атмосферных моделей соответственно улучшалось и качество волновых моделей и, как следствие, точность выпускаемых прогнозов. Кроме того, по мере углубления понимания физических процессов, происходящих в океане и атмосфере, которые определяют механизмы взаимодействия волн с приводным слоем атмосферы, становится все более ясным, что эти взаимодействия являются более глубокими, чем это представлялось до сих пор.

В волновых моделях глубокого моря развитие волн в основном контролируется ветром. Исходная информация о ветре при расчете параметров волн представляется в виде последовательности диагностических и прогностических полей векторов ветра. В мелководных районах моря, где отношение высоты волны к ее длине меньше 0,5, на развитие волн оказывают влияние топография дна, рельеф береговой линии и др.

В мировой практике для воспроизведения ветрового волнения применяется несколько десятков моделей [114, 115]. Их можно разделить на четыре группы: 1) спектральные дискретные; 2) спектральные параметрические; 3) интегральные параметрические; 4) прочие (эмпирические, энергетические, монохроматические и различные их комбинации). Дискретные модели условно подразделяются на поколения. Различие в поколениях заключается в степени подробности описания механизма нелинейного взаимодействия в спектре ветровых

волн. В первых трех поколениях используются теоретически нестрогие процедуры упрощения интеграла взаимодействий (например, в широко известной модели WAM). В настоящее время в мире существует лишь две модели четвертого поколения (с точным математическим описанием механизма нелинейного взаимодействия) – EXACT-NL и российская атмосферно-волновая модель «узконаправленного» приближения волнового спектра (PABM).

Наиболее известными из зарубежных моделей являются спектральная дискретная модель WAM с ее модификациями, применяемая в Европейском центре среднесрочных прогнозов погоды (ЕЦСПП), и модель WAVEWATCH (WW3), по которой даются прогнозы волнения Службой погоды США [235, 244, 245, 272]. В России наиболее известны модель узконаправленного приближения углового спектра, получившая название Российская атмосферно-волновая модель (PABM) [230, 275], и спектрально-параметрическая модель AARI-PD2 [102, 113, 185].

Большинство применяемых в настоящее время волновых моделей для глубокого моря основаны на численном решении уравнения радиационного переноса для двумерного волнового спектра. Уравнение переноса описывает распространение различных компонент волн в спектре с различными частотами и направлениями распространения с соответствующими групповыми скоростями. Изменение энергии этих компонент происходит под действием ветра, диссипации и нелинейных взаимодействий высокого порядка. С помощью волновых моделей рассчитывается полный двумерный спектр волн на каждом временном шаге и в каждом узле сеточной области. Уравнение переноса энергии имеет вид:

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \nabla(C_g E) = S, \quad (3.1)$$

где $E = E(f, \theta, x, t)$ – двумерный спектр волнения (спектр колебаний поверхности), зависящий от частоты f и направления волн θ ; $C_g = C_g(f, \theta)$ – групповая скорость на глубокой воде; S – функция включает различные процессы: S_{in} – поступления энергии за счет ветра; S_{nl} – нелинейная передача энергии в результате взаимодействия волн; S_{ds} – диссипация энергии за счет обрушения гребней волн и внутреннего турбулентного трения.

Наиболее важным является определение функции источника $S = (S_{in} + S_{nl} + S_{ds})$. Если эта функция определена точно, то уравнение может быть проинтегрировано при определенных начальных и граничных условиях, что дает возможность рассчитывать спектральные характеристики волн с точностью, зависящей в основном от точности исходных полей ветра. При равенстве этой функции нулю уравнение (3.1) описывает распространение мертвой зыби на глубокой воде. В общем случае данное уравнение не имеет аналитического решения, поэтому к нему применяются методы численного решения с помощью конечно-разностных методов.

Оценки различных компонентов, стоящих в правой части уравнения, показывают их различные пространственно-временные масштабы, в которых проявляются те или другие эволюционные механизмы, определяющие поведение поля ветрового волнения. Изучение механизмов, формирующих спектр, в настоящее время является одной из центральных проблем моделирования ветрового волнения.

Более ранние модели (модели первого поколения) основывались на упрощенном квазилинейном подходе к проблеме моделирования ветрового

волнения. Модели второго поколения включали эффект нелинейного резонансного взаимодействия между составляющими волнового спектра, которое, как было показано, оказывает сильное влияние на форму и эволюцию спектра.

В 1984 г. был осуществлен проект SWAMP по сравнению различных спектральных моделей. Были вскрыты основные недостатки не только моделей первого поколения, но и всех существующих моделей второго поколения. Это сравнение показало, что некоторые члены уравнения переноса спектральной энергии, особенно функция источника и диссипация, описываются не полностью. В частности, эти недостатки были связаны с неадекватной параметризацией переноса энергии, обусловленного нелинейным взаимодействием. Точное описание этого переноса слишком сложно для численного интегрирования в волновой модели, а его параметрическое описание дает недостаточно точные результаты. Отмеченные недостатки особенно сильно проявляются при быстрым изменении полей ветра и при взаимодействии ветрового волнения с зыбью. Наиболее ярко это проявляется в ураганах. Результаты сравнения показали, что максимальные величины высот волн могут находиться в пределах от 8 до 25 м, что является совершенно неприемлемым. Поэтому некоторые модели в последующем были существенно модифицированы.

Как результат работы большой интернациональной группы ученых в проекте SWAMP стала новая модель третьего поколения WAM. Для разработки этой модели была сформирована рабочая группа, в которую входило до 40 ученых. Одна часть этой группы занималась практическими проблемами — дальнейшим развитием, реализацией и оценкой точности новой волновой модели, а другая часть ученых сконцентрировала свое внимание на более общих проблемах динамики волн, которые были определены в проекте SWAMP, включающих три основные проблемы:

- реанализ существующих данных по развитию волн на ограниченных разгонах;
- изучение свойств направленного волнового спектра;
- исследование природы воздействия мелководья на ветровое волнение.

3.1.1. Анализ полей ветра

Прогноз ветрового волнения основывается на детальном анализе поля ветра и его развитии в прошлом, настоящем и будущем. Требования к анализу ветра достаточно высокие, т.к. эффекты ошибок в скорости ветра накапливаются со временем. Волны на поверхности моря очень чувствительны к малейшим вариациям в поле ветра. Любые ошибки во вводимом поле ветра отражаются на точности расчета или прогноза параметров волнения. Ошибка в расчете волн варьирует от точки к точке в зависимости от структуры полей ветра и волнения. При этом пространственное распределение ошибок различно в полях ветра и в полях волн.

Волны в конкретной точке интегрируют во времени и в пространстве эффект предыдущих ветров над морем, что не всегда дает возможность обнаружить источник ошибок прогноза. Чувствительность поля волн к ошибкам в полях ветра можно проиллюстрировать на следующем примере. Например, если допустить 15 %-ную ошибку в скорости ветра, которая может устраивать метеорологов, то при расчете высот волн она может привести к ошибке до 30 %, а при расчете энергии волн к ошибке до 70 %, что является неприемлемым для океанологов. Поэтому, прежде чем использовать ту или иную метеорологическую

информацию при проверке надежности волновых моделей и для составления прогнозов волнения, необходимо знать возможности метеорологических моделей и их точность, прежде всего в отношении ветра.

Структура поля ветра такова, что над открытыми пространствами морей для нее характерна большая пространственно-временная изменчивость скорости и направления. Эта изменчивость обусловлена большим количеством локальных факторов, в результате воздействия которых измеренные скорости и направления ветра могут существенно отличаться от некоторых средних величин, характеризующих крупномасштабные атмосферные процессы.

На фоне крупномасштабных образований, какими являются циклоны, в пограничном слое атмосферы существуют мезомасштабные вихри, обуславливающие опасные явления погоды. Наиболее часто эти явления связаны с мезомасштабными конвективными системами, обладающими сравнительно небольшим временем жизни (несколько часов). Из-за сравнительно малого количества наблюдений трудно учитывать мезомасштабную изменчивость при расчетах ветра по барическому полю. При скоростях ветра больше 15 м/с расчетные скорости ветра могут отличаться от измеренных скоростей на 20–30 %. Например, для скорости, равной 20 м/с, это различие составляет 4–5 м/с, которое представляет сумму двух погрешностей. Одна погрешность связана с точностью расчета градиентного ветра, которая не превышает $\pm 1,5$ м/с для хорошо выраженных барических полей. Вторая погрешность связана с мезомасштабными пульсациями, средняя амплитуда которых достигает 2–3 м/с. Обе погрешности в зависимости от расчета градиентного ветра нивелируют суммарную ошибку до 0,5–1,0 м/с или увеличивают до 4–5 м/с.

Еще более сложная структура полей ветра вблизи побережий морей, в особенности если они характеризуются сложной конфигурацией береговой линии, наличием островов и полуостровов и расположением поблизости горных хребтов, которые являются препятствием для воздушных потоков, создающих вдольбереговые эффекты (мезовихри), способствующие усилению или ослаблению ветров открытого моря [32, 75, 225]. При определенных ситуациях скорости ветра в прибрежных районах могут превышать в 1,5 – 2 раза скорости ветра в открытом море. При этом направление локального ветра также может существенно отличаться от ветров открытого моря.

В открытых водах морей и океанов, особенно в условиях холодного воздуха над относительно теплой водой, дополнительный рост волн обуславливается порывистостью ветра и изменчивостью плотности воздуха в приводном слое атмосферы.

Поля ветра обладают рядом особенностей [169]. Главные из них:

- они связаны с характером пространственного распределения атмосферного давления;
- сила ветра меняется по широтам, убывая с севера на юг;
- наблюдается существенная неустойчивость пространственно-временной изменчивости метеорологических параметров, влияющих на поведение полей ветра (температура воды и воздуха, влажность);
- недостаточная освещенность акваторий океана данными наблюдений, по сравнению с сушей, приводит к ошибкам в прогнозе барических полей над океаном в среднем на 1–2 гПа больше, чем над сушей;

- скорость ветра в приводном слое на два порядка величины меньше, чем соответствующий геострофический ветер;
- при прочих равных условиях скорость приводного ветра в низких широтах может быть больше, чем в высоких широтах;
- величина отклонения приводного ветра от изобар может быть положительной или отрицательной.

При прогнозе ветрового волнения обычно используются три типа данных о ветре:

- ветры, рассчитанные по полям давления;
- визуальные наблюдения за ветром (по шкале Бофорта);
- ветры, измеренные у поверхности воды.

3.1.2. Модели ветра, используемые при расчетах волн

Реальные движения в атмосфере в большей или меньшей степени нестационарны. Поэтому характеристики действительного ветра W отличаются от характеристик градиентного или геострофического ветра. Наибольшие отклонения действительного ветра от градиентного ветра наблюдаются в приводном слое, где помимо нестационарности велико влияние силы трения. Величина силы трения не постоянна и не связана определенной зависимостью со скоростью ветра на данном уровне. Поэтому скорость и направление действительного ветра по отношению к скорости и направлению геострофического или градиентного ветра могут быть различными в зависимости от особенностей подстилающей поверхности и степени развития турбулентных движений в каждом конкретном случае.

При расчетах и прогнозах волн используются поля ветра, полученные либо непосредственно из атмосферной модели, либо путем пересчета полей давления в поля векторов ветра с использованием эмпирических или полуэмпирических формул. В практике применяются как эмпирические, так и численные подходы, основанные на использовании атмосферных моделей [2, 108, 111, 167, 168]. Эмпирические подходы заключаются в расчете скорости и направления ветра по прогностическим картам полей атмосферного давления, используя соотношение

$$W_{10} = K_T \cdot W_{gr}, \quad (3.2)$$

где W_{10} — скорость ветра на стандартной высоте 10 м над уровнем моря; W_{gr} — скорость градиентного ветра; K_T — коэффициент перехода от градиентного ветра к ветру на высоте 10 м.

Значение коэффициента K_T зависит от многих факторов: силы трения, суточного хода температуры и стратификации температуры и влажности воздуха, влияния на ветер местных особенностей циркуляции и рельефа, географической широты и т.д. Например, с увеличением неустойчивости стратификации температуры воздуха в приводном слое атмосферы значение поправки K_T в формуле (3.2) приближается к единице, а при устойчивой стратификации атмосферы величина поправки K_T существенно уменьшается. Направление градиентного ветра определяется по направлению изобар, а его скорость при прямолинейном движении (геострофический ветер) — по градиентной линейке.

В случае криволинейных изобар при одном и том же барическом градиенте скорость градиентного ветра в циклоне меньше, а в антициклоне — больше.

Величина отклонения градиентного ветра от геострофического ветра зависит от радиуса кривизны изобар. Чем меньше радиус кривизны и больше скорость ветра, тем больше его отклонение от геострофического ветра. Поэтому влияние кривизны изобар следует учитывать при расчете ветра.

Расчет ветра по барическим полям

Скорость геострофического ветра рассчитывается по формуле

$$W_g = \frac{1}{(\rho_a f_k)} \frac{\partial P}{\partial n}, \quad (3.3)$$

где f – сила Кориолиса ($f = 2\omega \sin\varphi$); ω – угловая скорость вращения Земли, равная $7,292 \cdot 10^{-5} \text{ рад/с}$; φ – широта; ρ_a – плотность воздуха, равная $1,247 \text{ кг/м}^3$; $\frac{\partial P}{\partial n}$ – горизонтальный градиент атмосферного давления, рассчитываемый по формуле

$$\frac{\partial P}{\partial n} = \sqrt{(\partial p / \partial x)^2 + (\partial p / \partial y)^2}, \quad (3.4)$$

где $\frac{\partial p}{\partial x}$ и $\frac{\partial p}{\partial y}$ – компоненты градиента давления вдоль осей x и y .

Компоненты вектора ветра в направлении осей координат x и y рассчитываются по формулам:

$$W_x = \frac{1}{\rho_a f_k} \frac{\partial p}{\partial x}, \quad (3.5)$$

$$W_y = \frac{1}{\rho_a f_k} \frac{\partial p}{\partial y}. \quad (3.6)$$

Тогда

$$W_g = \sqrt{W_x^2 + W_y^2}. \quad (3.7)$$

Геострофический ветер предполагает прямолинейность изобар. Вместе с тем типичным является искривленность изобар. Учет кривизны изобар при определении скорости ветра накладывает особые требования на точность расчета данной величины. Большая кривизна изобар приводит к занижению скорости ветра в циклоне и завышению в антициклоне и наоборот. Особенно это проявляется при больших градиентах атмосферного давления.

Градиентный ветер W_{gr} рассчитывается по соотношению

$$W_{gr} = \frac{f_k R}{2} \left[-1 \pm \left(\frac{4W_g}{f_k} \right)^{1/2} \right], \quad (3.8)$$

где R – радиус кривизны изобар; W_g – скорость геострофического ветра.

Компоненты вектора ветра по осям координат x и y рассчитываются по формулам:

$$W_x = \frac{1}{\rho_a f_k} \frac{\partial p}{\partial x}, \quad (3.9)$$

$$W_y = \frac{1}{\rho_a f_k} \frac{\partial p}{\partial y}, \quad (3.10)$$

$$\beta = \arctg(W_x/W_y). \quad (3.11)$$

Кривизну изобар R можно рассчитать по формуле

$$R = \frac{[(\partial p / \partial x)^2 + (\partial p / \partial y)^2]}{(\partial p / \partial x)^2 \cdot \partial^2 p / \partial y^2 + (\partial p / \partial y)^2 \cdot \partial^2 p / \partial x^2 - 2 \partial p / \partial x \cdot \partial p / \partial y \cdot \partial^2 p / \partial x \partial y}. \quad (3.12)$$

Кривизна изобар зависит от знака величины R . При $R < 0$ изобары имеют циклоническую кривизну, а при $R > 0$ — антициклоническую. При этом должны выполняться условия:

$$\text{при } \frac{W_g}{fR} \geq 0,25 \quad W_{gr} = K_T \cdot W_g \quad (\text{геострофический ветер});$$

$$\text{при } \frac{W_g}{fR} \leq 0,25 \quad W_{gr} = \frac{f_k R}{2} \left[-1 \pm \left(\frac{4W_g}{f_k} \right)^{1/2} \right] \quad (\text{градиентный ветер}).$$

Учет кривизны изобар при определении скорости ветра накладывает особые требования на точность расчета данной величины. Завышение кривизны приводит к занижению скорости ветра в циклоне и завышению — в антициклоне и наоборот. Особенно это проявляется при больших градиентах атмосферного давления.

Для перехода от градиентного ветра к ветру непосредственно над морем необходимо знать распределение характеристик вертикального турбулентного обмена. Обычно об устойчивости атмосферы в приводном слое моря судят по разности между температурой воды и воздуха.

Чтобы рассчитать параметры ветра вблизи поверхности моря, к градиентному ветру, рассчитанному по формуле (3.8), необходимо ввести поправку K_T , приближенно учитывающую устойчивость атмосферы в приводном слое. Эту поправку можно рассчитать по эмпирической формуле

$$K_T = \exp\{-W_{gr} [0,0024(t_a - t_w) + 0,0169]\}, \quad (3.13)$$

где $(t_a - t_w)$ — разность между температурой воздуха и воды.

Угол отклонения направления ветра от изобары по направлению к центру циклона рассчитывается по соотношению

$$\alpha = 1,5 \cdot (t_a - t_w) + 18. \quad (3.14)$$

В табл. 3.1 приведены значения коэффициента перехода от градиентного ветра к ветру на высоте 10 м над уровнем моря (K_T).

В тропической зоне плохо выполняется геострофическое соотношение вследствие малости параметра Кориолиса и нарушения баланса сил. Вследствие этого возникают большие расхождения между действительным и геострофическим ветром.

Таблица 3.1

Значения коэффициента перехода K_T от градиентного ветра к ветру
на высоте 10 м над уровнем моря

$t_w - t_a, ^\circ\text{C}$	Скорость ветра, м/с											
	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24	28	32
20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,55	0,71	0,75
16	—	—	—	—	—	—	—	—	0,58	0,68	0,74	0,77
12	—	—	—	—	—	—	—	0,63	0,70	0,74	0,77	0,79
10	—	—	—	—	—	—	0,53	0,69	0,73	0,76	0,78	0,79
8	—	—	—	—	—	0,48	0,69	0,74	0,76	0,78	0,79	0,80
6	—	—	—	—	0,28	0,69	0,74	0,77	0,78	0,79	0,80	0,81
4	—	—	—	0,58	0,72	0,76	0,78	0,80	0,81	0,81	0,81	0,82
2	—	—	0,70	0,77	0,80	0,81	0,82	0,82	0,83	0,83	0,82	0,82
0	0,87	0,87	0,86	0,86	0,86	0,85	0,85	0,85	0,84	0,84	0,83	0,83
–2	0,92	0,92	0,90	0,89	0,88	0,86	0,86	0,86	0,85	0,85	0,84	0,83
–4	0,93	0,92	0,91	0,90	0,89	0,88	0,87	0,87	0,86	0,85	0,85	0,85
–6	0,93	0,92	0,91	0,90	0,89	0,88	0,87	0,87	0,86	0,85	0,85	0,84
–8	0,94	0,93	0,91	0,91	0,90	0,89	0,88	0,87	0,87	0,86	0,85	0,84
–10	0,94	0,93	0,92	0,91	0,90	0,89	0,88	0,88	0,87	0,87	0,85	0,85
–12	0,94	0,93	0,92	0,91	0,90	0,89	0,89	0,88	0,87	0,87	0,86	0,85
–16	0,94	0,93	0,92	0,91	0,91	0,90	0,89	0,88	0,88	0,87	0,86	0,85
–20	0,94	0,93	0,92	0,91	0,91	0,90	0,89	0,88	0,88	0,87	0,86	0,85

Численный метод. Расчет поля ветра на высоте 10 м над уровнем моря в узлах регулярной сетки для целей численного прогноза волн производится по формуле

$$W_{10} = \frac{1}{\rho_a f_k} \frac{\partial P}{\partial n} - \frac{V_*}{\chi} \ln \frac{H}{z_0}, \quad (3.15)$$

где W_{10} — горизонтальная скорость ветра на высоте 10 м над уровнем моря; ρ_a — плотность воздуха; f_k — параметр Кориолиса; $\frac{\partial P}{\partial n} = \sqrt{(\partial p / \partial x)^2 + (\partial p / \partial y)^2}$ — барический градиент; $H \cong 1200 \text{ м}$ — средняя толщина пограничного слоя атмосферы; V_* — динамическая скорость; z_0 — параметр шероховатости; χ — постоянная Кармана.

Динамическая скорость определяется из соотношения

$$V_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho_a}} = W_{10} \sqrt{C_D(W)}, \quad (3.16)$$

где C_D — коэффициент трения воздуха, являющийся функцией ветра.

Гаррат [234] для стандартной высоты 10 м над уровнем моря и для нейтральной стратификации определил, что

$$C_D = (0,75 + 0,067 \cdot W_{10}) \cdot 10^{-3} \quad \text{для } Z/L = 0, \quad (3.17)$$

где L — масштаб длины Монина—Обухова.

Однако это простое эмпирическое соотношение должно быть откорректировано при наличии стратификации температуры или влажности. Это вызвано тем, что стратификация влияет на турбулентный перенос энергии, что служит причиной отклонения профилей ветра от логарифмической формы. Коррекцию можно сделать с помощью табл. 3.2, в которой коэффициент C_D рассчитан для широкого диапазона скорости ветра и условий атмосферной устойчивости в приводном слое атмосферы.

Таблица 3.2

Коэффициент трения воздуха о водную поверхность C_D в зависимости от скорости ветра на уровне 10 м и разности температур воды и воздуха

Скорость ветра, м/с	$t_w - t_a, ^\circ\text{C}$									
	−10	−6	−4	−2	0	2	4	6	10	14
2	1,14	1,05	1,00	0,84	0,60	0,2	<0,2	—	—	—
4	1,24	1,16	1,10	1,00	0,81	0,50	0,29	0,20	<0,20	—
6	1,37	1,28	1,21	1,10	1,00	0,80	0,50	0,40	0,30	0,21
8	1,43	1,39	1,32	1,21	1,14	1,00	0,80	0,70	0,50	0,38
10	1,57	1,49	1,45	1,39	1,29	1,20	1,01	0,95	0,75	0,60
11	1,61	1,52	1,50	1,41	1,35	1,25	1,10	1,01	0,85	0,70
12	1,66	1,59	1,55	1,49	1,41	1,34	1,20	1,11	0,96	0,80
13	1,71	1,64	1,60	1,52	1,49	1,40	1,30	1,20	1,05	0,91
14	1,79	1,70	1,67	1,60	1,55	1,49	1,36	1,30	1,15	1,01
15	1,82	1,77	1,72	1,66	1,60	1,55	1,45	1,39	1,23	1,11
16	1,88	1,81	1,79	1,71	1,68	1,61	1,50	1,48	1,32	1,21
17	1,94	1,87	1,81	1,79	1,73	1,69	1,60	1,55	1,41	1,29
18	2,00	1,92	1,90	1,84	1,80	1,76	1,68	1,62	1,50	1,40
19	2,05	2,00	1,97	1,91	1,87	1,81	1,74	1,70	1,60	1,49
20	2,10	2,02	2,01	1,95	1,92	1,81	1,80	1,76	1,65	1,56

Параметр шероховатости z_0 для условий открытого моря при скоростях ветра более 10 м/с можно рассчитать по формуле

$$z_0 = \frac{bV_*}{g}, \quad (3.18)$$

где $b = (2,06 \pm 0,38) \cdot 10^{-2}$ — постоянная Чарнока.

В работе [108] показано, что учет z_0 для логарифмического профиля ветра дает наилучшие результаты при вычислении скорости ветра над морем.

Направление ветра можно рассчитать по формуле

$$\sin \alpha = -\frac{A}{\chi} \frac{V_*}{W_{10}}. \quad (3.19)$$

В стратифицированном приводном слое атмосферы параметр A зависит от масштаба стратификации. Для сильной неустойчивости $A = 1,0$; для слабой неустойчивости $A = 1,83$ и для нейтральной неустойчивости $A = 4,3$.

3.1.3. Прогностические модели волн

3.1.3.1. Модель WAM

Модель WAM была разработана международной рабочей группой по тематическому моделированию ветрового волнения WAMDI (Wave Modeling Group) и была подготовлена к практическому использованию [269, 272]. Модель WAM относится к моделям третьего поколения и основывается на численном интегрировании уравнения (3.1). Спектр аппроксимируется 26 частотами и 12 направлениями с 30°-ным разрешением. Шаг интегрирования по времени составляет 15 мин для региональной версии модели и 1 ч — для глобальной. Применялась разностная схема интегрирования.

G_{in} — поступление энергии за счет ветра записывается в виде

$$G_{in} = \frac{\gamma S(\omega, \theta)}{\omega}, \quad (3.20)$$

где $\gamma = \xi \omega \beta x$;

$$\beta = \frac{\beta_m}{\bar{k}^2} \mu \ln^4(\mu), \quad \mu \leq 1,$$

$$\mu = \left(\frac{U_*}{kc}\right)^2 \Omega_m \exp\left(\frac{k}{x}\right),$$

$$x = \left(\frac{U_*}{c}\right) c \cos(\theta - \varphi),$$

$$\Omega_m = \frac{gz_0}{U_*^2},$$

где β — параметр Майлза; $\bar{k} = 0,41$ — константа Кармана; U_* — скорость трения; z_0 — параметр шероховатости; ξ — отношение плотности воздуха к плотности воды; $\beta_m = 1,2$.

$$G_{ds} = -C_{ds} \langle \omega \rangle (\langle k \rangle^2 m_0)^2 \left[\left(-\delta \right) \frac{k}{\langle k \rangle} + \delta \left(\frac{k}{\langle k \rangle} \right)^2 \right] \frac{S(\omega, \theta)}{\omega}, \quad (3.21)$$

где C_{ds} и δ — константы, равные 4,5 и 0,5 соответственно; $\langle \omega \rangle$ и $\langle k \rangle$ — средняя частота и среднее волновое число; m_0 — нулевой момент спектра.

Компонента C_{ds} определяется путем численного решения интеграла столкновений.

Математическая задача решается в сферических переменных, что дает возможность использовать модель как глобальную. Сама же модель классифицируется как модель 3-го поколения. В настоящее время модель WAM является, пожалуй, единственной волновой моделью, в которой уравнение баланса спектральной энергии реализовано в наиболее полной форме. Данная модель внедрена как оперативная в ЕЦСПП. Работают две версии этой модели: первая — глобальная — позволяет составлять прогнозы волнения до 10 сут на сферической сетке с шагом 3°; вторая версия адаптирована к условиям Средиземного моря. По ней считают на сетке с разрешением 0,5° на срок до 5 суток. Модель позволяет вести расчеты волн и на мелководье. В модели учитывается рефракция, донное трение, а функция слабонелинейного переноса энергии учитывает

соответствующую поправку, учитывающую изменение слабонелинейного взаимодействия волн в бассейне конечной глубины.

3.1.3.2. Модель WAVEWATCH

Модель WAVEWATCH была разработана в США [266]. Она, по сути, является развитием модели WAM в отношении параметризации функции источника [235, 266], хотя аппроксимация слабонелинейного взаимодействия используется та же, что и в модели WAM. В модели WAVEWATCH используется более совершенная численная схема решения уравнения баланса волновой энергии, чем в модели WAM.

Мониторинг и моделирование ветра и волнения являются взаимозависимыми процессами, поэтому развитие полностью интегрированной системы требует мониторинга морской окружающей среды, современных технологий и разработки прогностических моделей. Последние играют важнейшую роль в реализации, оперативной деятельности и развитии системы наблюдений. Они служат также ценными средствами, использующимися для количественных оценок явлений, не подлежащих прямому наблюдению, то есть они позволяют прогнозировать будущее состояние поверхности морской среды и восстанавливать прошлое.

Следует отметить, что математические модели ветрового волнения принадлежат к сфере «высоких технологий» и для своей реализации требуют ЭВМ большой производительности. Из-за отсутствия до недавнего времени таких ЭВМ в России наблюдалось некоторое отставание в данной области от зарубежных исследований.

В последние годы в ГУ «Гидрометцентр России» реализованы и включены в банк оперативных задач две модели: региональная модель «узконаправленного» приближения волнового спектра (PABM) и глобальная спектрально-параметрическая модель AARI-PD2. Ниже дается краткое описание этих моделей.

3.1.3.3. Модель ветра и волн PABM

В повсеместной практике гидрометеорологических расчетов используются, как правило, не связанные между собой модели ветра и волн. Учет воздействия волн на ветер рассматривается прежде всего в теоретическом плане. Согласованная модель атмосферного пограничного слоя и волнения (PABM) разработана в ИОРАН и численно реализована в ГОИНе [228]. Модель адекватно описывает изменение параметра шероховатости водной поверхности в зависимости от стадии развития ветрового волнения; в результате волны растут быстрее. Суммарный эффект может составлять 10–20 %.

В данной модели применена более совершенная гидродинамическая модель в численной ее версии. Отличие от известных моделей состоит в том, что один из основных членов функции источников и стоков уравнения (3.1) — член, описывающий нелинейный обмен энергии в спектре волн, записывается в более простом, по сравнению с традиционным, виде. Это упрощение заключается в следующем. Интеграл нелинейных взаимодействий сводится к дифференциальному виду регулярной процедурой разложения исходного интеграла в ряд по малому параметру — «параметру узконаправленности», который оказывается

малым для реальных функций углового распределения энергии в двумерном спектре волн. Такое решение впервые было предложено в работах В. Е. Захарова и развито М. М. Заславским [64–66].

Практически все существующие в мире волновые модели основаны на одной концепции – численным методом решается уравнение переноса волновой энергии для одной функции – направленного спектра волн $F(\omega, \theta) = F(\omega)D(\theta; \omega)$ или для волнового действия

$$N(\omega, \theta) = \frac{F(\omega, \theta)}{\omega}, \quad (3.22)$$

где $F(\omega)$ – частотный спектр; $D(\theta; \omega)$ – угловое распределение энергии.

Как показывает анализ всех натурных измерений, функция D обладает большим разбросом. Кроме того, основная трудность при решении уравнения переноса заключается в нахождении члена нелинейного обмена между спектральными составляющими. В модели РАВМ реализована новая научная концепция. В ее рамках уравнение переноса решается для двух характеристик направленного спектра – частотного спектра $N(\omega)$ и «параметра узконаправленности» $\Delta(\omega)$, описывающего степень концентрации волновой энергии по направлениям на данной частоте. Параметр Δ более устойчив к наличию ошибок и неопределенностей в измерениях и поэтому хорошо проверяется по их результатам. При $\Delta \leq 0,3$ угловой спектр можно считать «узким». Как показывают натурные измерения, большая часть волновой энергии заключена в области частот, для которых спектр узок. При таких условиях член нелинейного взаимодействия можно упростить следующим образом. Интеграл нелинейных взаимодействий сводится к дифференциальному виду регулярной процедурой разложения исходного интеграла в ряд по малому параметру – «параметру узконаправленности», который оказывается малым для реальных функций углового распределения энергии в двумерном спектре волн.

Предлагаемое упрощение является первой строго обоснованной процедурой среди известных решений. Впервые оно было предложено в работах В. Е. Захарова и развито М. М. Заславским [64, 66]. Формально оно сходно с известным приближением Хассельмана [237], использующим для упрощения названного интеграла гипотезу о локальности четырехволновых взаимодействий, которая для произвольных спектров ветровых волн, вообще говоря, не выполняется, но как раз в «узконаправленном» приближении доказывается аналитически. Тем самым предлагаемый способ рассмотрения интеграла взаимодействий можно считать пока единственным с теоретической точки зрения строгим решением.

Модель РАВМ качественно улучшает существующие в мире волновые модели 3-го поколения (например модель WAM). Достичь этого удалось за счет двух основных фундаментальных результатов: построенной В. Е. Захаровым процедуры упрощения общего интеграла нелинейных взаимодействий и предложенной М. М. Заславским техники самосогласованного описания взволнованной поверхности моря и ветрового потока над ней. Такой подход дает возможность динамически описывать состояние поверхности океана, в частности эволюцию параметра шероховатости.

Входным параметром модели волнения является направление и скорость ветра в приводном слое моря. Скорость ветра рассчитывается из уравнения баланса сил

$$-\frac{1}{\rho_a} \frac{\partial P}{\partial n} + f_k U_g \pm \frac{U_g^2}{R} = 0, \quad (3.23)$$

где ρ – атмосферное давление в приводном слое; R – радиус кривизны изобар.

В модели используется стандартная процедура разделения касательного напряжения трения на турбулентную τ_t и волновую τ_w составляющие. Для этого рассматривается относительно небольшой по высоте слой атмосферы $z < z_w \cong 0,1 \div 1,0$ м, где и наблюдаются волновые напряжения. Для описания вертикального профиля скорости ветра над этим слоем в случае нейтральной стратификации используется логарифмическая зависимость

$$U(z) = \frac{U_*}{k} \ln \frac{z}{z_0}, \quad (3.24)$$

где z_0 – параметр шероховатости; U_* – скорость трения; k – число Кармана. При наличии волн на поверхности раздела воздух–вода профиль ветра (в том числе и при нейтральной стификации) отклоняется от логарифмического. Установлено, что вблизи взволнованной поверхности градиент скорости ветра заметно больше градиента в отсутствии волн. Поэтому на высоте 10 м средняя скорость в первом случае будет меньше.

Суммарное касательное напряжение трения τ_a у поверхности записывается следующим образом

$$\tau_a = -\rho_a U_*^2 = \tau_t + \tau_w, \quad (3.25)$$

где τ_t и τ_w – поток импульса в отсутствии волн и к волнам соответственно. Поток импульса τ_t предполагает обтекание турбулентным потоком воздуха жесткой гладкой подстилающей поверхности. Параметр шероховатости при таком обтекании имеет вид

$$z_0 = \frac{a_v v}{U_{*v}}. \quad (3.26)$$

В данном соотношении $a_v \cong 0,1$ и v – кинематический коэффициент вязкости. U_{*v} и U_g связаны между собой на основании закона Казанского–Монина

$$U_{*v} = k U_g \left[\left(\ln \frac{U_{*v}}{f z_{0v}} - B \right)^2 + A^2 \right]^{\frac{1}{2}}, \quad (3.27)$$

где параметры A и B определяются состоянием атмосферы (кинематическими и термическими ее характеристиками).

Поток импульса τ_w определяется через частотный спектр волнения $S(\omega)$, угловое распределение энергии волн $\varphi(\omega, \theta)$ и коэффициент взаимодействия волн с ветром β :

$$\tau_w = -\rho \int_0^{\omega_s} S(\omega) \omega^2 d\omega \int_{-\pi}^{\pi} \beta(\omega, \theta, U_s) \varphi(\omega, \theta) \cos(\theta) d\theta, \quad (3.28)$$

где ω_+ – верхняя граница частотного интервала, где волны перестают взаимодействовать с ветром. Для определения β применяется эмпирическая аппроксимация

$$\beta = \left[\left[b_1 \left(\frac{U_*}{C} \right)^2 + b_2 \left(\frac{U_*}{C} \right) + b_3 \right] \cos \theta - b_4 \right], \quad (3.29)$$

где $b_1 = 4 \cdot 10^{-2}$; $b_2 = 5,44 \cdot 10^{-3}$; $b_3 = 5,5 \cdot 10^{-5}$; $b_4 = 3,1 \cdot 10^{-4}$.

С учетом этих параметризаций формула (3.29) может быть записана в следующем виде:

$$U_*^2 = U_{*v}^2 + C_1 U_*^2 + C_2 U_* + C_3, \quad (3.30)$$

где $C_1 = \frac{b_1}{g^2} \int_0^{\omega_+} S(\omega) \omega^4 d\omega \int_{-\pi}^{\pi} \varphi(\omega, \theta) \cos^2(\theta) d\theta,$

$$C_2 = \frac{b_2}{g} \int_0^{\omega_+} S(\omega) \omega^3 d\omega \int_{-\pi}^{\pi} \varphi(\omega, \theta) \cos^2(\theta) d\theta,$$

$$C_3 = b_3 \int_0^{\omega_+} S(\omega) \omega^2 d\omega \int_{-\pi}^{\pi} \varphi(\omega, \theta) \cos^2(\theta) d\theta - b_4 \int_0^{\omega_+} S(\omega) \omega^2 d\omega \int_{-\pi}^{\pi} \varphi(\omega, \theta) \cos(\theta) d\theta,$$

где ω принято равным 60 рад/с. Таким образом, задача сводится к решению квадратичного уравнения относительно U_* .

Основой волнового блока модели служит уравнение переноса волнового действия в спектральной форме

$$\frac{\partial}{\partial t} N(\omega, \theta) + \frac{\partial}{\partial \varphi} C_\varphi N(\omega, \theta) + \frac{\partial}{\partial v} C_v N(\omega, \theta) + \frac{\partial}{\partial \theta} C_\theta N(\omega, \theta) = P(\omega, \theta), \quad (3.31)$$

где $N(\omega, \theta)$ – спектр волнового действия; φ и v – сферические координаты-углы; $C_\varphi = C_g \frac{\sin \theta}{R}$; $C_v = C_g \frac{\cos \theta}{R \cos \varphi}$; $C_\theta = -C_g \frac{\operatorname{tg} \varphi \cos \theta}{R}$; $C_g = \frac{g}{2\omega}$; R – радиус Земли; P – функция источников и стоков, включающая функцию взаимодействия волн и ветра (P^+) нелинейные взаимодействия в спектре ветровых волн (P^+) и диссипацию (P^-).

Функция P^+ имеет вид

$$P^+ = \beta \omega N(\omega, \theta). \quad (3.32)$$

Для описания нелинейных взаимодействий используется теория «узконаправленного» приближения волнового спектра [231, 275]. В рамках этой теории от двумерного спектра $N(\omega, \theta)$ переходят к двум интегральным функциям – спектру волновых чисел $\bar{N}(k_x)$ и «параметру узконаправленности» $\Delta(k_x)$

$$N(k) = N(\omega, \theta) / (k d\omega(k)/dk) \quad (3.33)$$

$$\bar{N}(k_x) = \int N(k) dk_y, \quad (3.34)$$

$$\Delta(k_x) = \int k_y^2 N(k) dk_y / N(k_x) k_x^2, \quad (3.35)$$

где k_y — координата в пространстве волновых чисел, перпендикулярная k_x , а направление k_x совпадает с направлением ветра. В этом случае функция источников и стоков может быть записана следующим образом:

$$B_N = a_1 \frac{\partial}{\partial k_x} \left[\ln[\Delta^{-1}(k_x)] \frac{\partial}{\partial k_x} [\Delta(k_x) k_x^{19/2} \bar{N}^3(k_x)] \right] + \bar{P}^+ - \bar{P}^-, \quad (3.36)$$

$$B_\Delta = -\frac{\Delta(k_x) B_N(\bar{N}(k_x))}{\bar{N}(k_x)} + a_2 \bar{N}^3(k_x) \Delta(k_x) k_x^{15/2} \ln[\Delta^{-1}(k_x)] + \bar{R}^+ - \bar{R}^-, \quad (3.37)$$

где B_N и B_Δ — функции источников и стоков для $\bar{N}(k_x)$ и $\Delta(k_x)$ соответственно;

$$\begin{aligned} \bar{P}^+(k_x) &= \int P^+(k) dk_y, \quad \bar{P}(k_x) = \int P^-(k) dk_y, \quad \bar{R}^+(k_x) = \int k_y^2 P^+(k) dk_y, \\ \bar{R}(k_x) &= \int k_y^2 P^-(k) dk_y. \end{aligned}$$

Для описания диссипации используется представление о блокировочном интервале спектра. Считается, что рост спектральной плотности волнового действия невозможен выше блокировочного спектра

$$\bar{N}_x(k_x) = c_x g^{-5/6} U_*^{2/3} \Delta^{-1/3}(k_x) k_x^{-19/6}. \quad (3.38)$$

Если вычисленный спектр превышает величину $\bar{N}_x(k_x)$, то разность между ним и блокировочным спектром и представляет собой функцию $\bar{P}^-$. Численно уравнение (3.38) решается методом расщепления по физическим процессам.

«Узконаправленная» теория ветрового волнения разработана для случая, когда преобладающее направление распространения волн совпадает с направлением ветра и угловой спектр имеет симметричную форму. В реальных нестационарных и неоднородных полях ветра наблюдается рассогласование направлений ветра и генерального направления волн. Так как теория не описывает процесс подстройки генерального направления распространения волн к направлению ветра, в модели использована эмпирическая формула, описывающая этот процесс. Она имеет вид

$$\frac{\theta_0(k_x)^{i+1} - \theta_0(k_x)^{i+0.5}}{\delta t} = \frac{1}{\tau} \sin(\theta_w - \theta_0(k_x)), \quad (3.39)$$

где $\tau(\omega) = \frac{1}{(b\omega)}$ — время подстройки; эмпирическая константа $b = 10^{-4}$

Для определения θ_0 по двумерному спектру ветровых волн применяется соотношение

$$\theta_0(k_x) = \arctg \frac{\int_0^{2\pi} \sin(\theta) N(\omega, \theta) d\theta}{\int_0^{2\pi} \cos(\theta) N(\omega, \theta) d\theta}. \quad (3.40)$$

Обратное преобразование из интегральных функций в двумерный спектр осуществляется следующим образом:

$$N(\omega, \theta) = A(n(k_x)) \cos^{n(k_x)}(\theta - \theta_0(k_x)) N(\omega). \quad (3.41)$$

Нормирующий множитель при косинусоидальной аппроксимации углового спектра $A(n(k_x))$ функционально связан с «параметром узконаправленности» Δ и степенью при косинусе соотношением

$$A(n(k_x)) = \frac{1}{2 \arctg \sqrt{3\Delta(k_x)}}, \text{ или} \quad (3.42)$$

$$A(n(k_x)) = \frac{\Gamma(n(k_x) + 1)}{2^{n(k_x)} \Gamma^2\left(\frac{n(k_x) + 1}{2}\right)}, \quad \Gamma - \text{гамма-функция.}$$

При численной реализации модели двумерный спектр описывался дискретным спектром, включающим 24 значения по частоте (ω (рад/с) = 0,220; 0,272; 0,328; 0,388; 0,452; 0,520; 0,592; 0,668; 0,748; 0,832; 0,920; 1,012; 1,108; 1,208; 1,312; 1,429; 1,532; 1,648; 1,768; 1,892; 2,020; 2,152; 2,288; 2,428) и 12 значений по направлению с шагом 30° .

На основе этой модели была создана компьютерная технология прогноза волнения, реализованная в ГУ «Гидрометцентр России» для акватории Северной Атлантики.

По результатам верификации модели (сравнение с результатами измерений на океанских буйх) получено, что коэффициент разброса SI (Scatter Index) заключен в пределах 0,1 – 0,3. В мировой практике такое качество считается хорошим.

В течение 2002 и 2003 гг. проведена ее опытная эксплуатация. Заблаговременность прогноза 3 сут (результаты прогноза выдаются с интервалом 12, 24, 36, 48, 60 и 72 ч). При расчете полей волнения использовалось разрешение $2,5 \times 2,5^\circ$. Пример прогноза по модели на 48 ч (на двое суток) по исходным данным 12 ч 20.09.2008 г. показан на рис. 3.1. На этом рисунке проведены изолинии средних высот волн. Для перехода к характерным высотам волн их надо умножить на коэффициент 1,6.

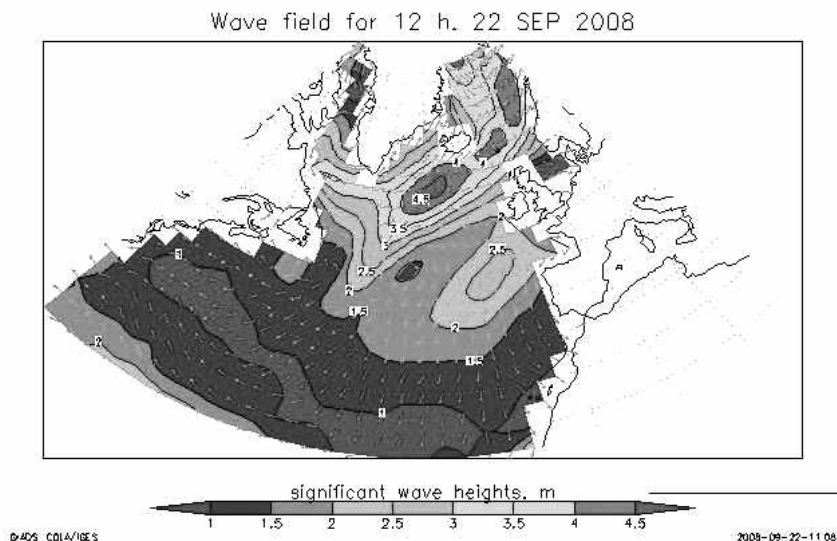


Рис.3.1. Прогностическое поле волн на 12 ч 22.09.2008 г.

3.1.3.4. Модель AARI-PD2

Модель AARI-PD2 состоит из двух основных блоков: блока расчета приводного ветра и блока расчета характеристик волнения.

Расчет полей векторов приземного ветра выполняется по модифицированной методике В. И. Маковой [108]. Величина градиентного ветра определяется по формуле

$$W_{gr} = \frac{f_k R}{2} \left[-1 \pm \left(\frac{4W_g}{f_k} \right)^{0.5} \right], \quad (3.43)$$

где $f_k = 2\Omega \sin \varphi$ – параметр Кориолиса; W_g – скорость геострофического ветра; R – радиус кривизны изобар.

Исходя из значения скорости градиентного ветра W_g и коэффициента стратификации воздуха в приводном слое χ , переход к скорости ветра на горизонте 10 м (W_{10}) осуществляется с помощью коэффициента перехода K_T , вычисляемого по эмпирической формуле (3.13). Таким образом

$$W_{10} = K_T W_{gr}. \quad (3.44)$$

При расчетах ветра учитывается поправка α к направлению скорости ветра, т.е. угла отклонения вектора скорости в сторону центра циклона, вычисляемая по формуле

$$\alpha = \max(1,5\chi + 18,0). \quad (3.45)$$

Приведенные формулы работают в достаточно широком диапазоне скоростей градиентного ветра (от 2,5 до 35 м/с) и разности температуры воды и воздуха (от 6 до 8°).

Расчет (прогноз) волнения осуществляется на основе спектрально-параметрической модели, разработанной в Санкт-Петербургском отделении ГОИНа под руководством И. Н. Давидана и получившей дальнейшее развитие в ААНИИ под руководством И. В. Лавренова [102, 113]. В этой модели в результате воздействия интегральных операторов на спектральное уравнение баланса волновой энергии

$$\frac{\partial S(\omega, \theta)}{\partial t} + C_{gx} \frac{\partial S(\omega, t)}{\partial x} + C_{gy} \frac{\partial S(\omega, \theta)}{\partial y} = G \quad (3.46)$$

осуществляется переход к системе нелинейных дифференциальных уравнений относительно параметров спектра ветровых волн (нулевого момента m_0 , частоты спектрального максимума ω_m и генерального направления распространения волн θ):

$$\frac{\partial m_0}{\partial t} + \alpha_1 \frac{\partial m_0}{\partial x} \cos \bar{\theta} + \alpha_1 \frac{\partial m_0}{\partial y} \sin \bar{\theta} = G_1, \quad (3.47)$$

$$\frac{\partial \omega_m}{\partial t} + \alpha_2 \frac{\partial m_0}{\partial x} \cos \bar{\theta} + \alpha_2 \frac{\partial m_0}{\partial y} \sin \bar{\theta} = G_2, \quad (3.48)$$

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \beta_1 \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x} \cos \bar{\theta} + \beta_1 \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y} \sin \bar{\theta} = G_3, \quad (3.49)$$

где $S(\omega, \theta, x, y, t)$ – функция спектральной плотности; $C_{gx} = C_g \cos \theta$, $C_{gy} = C_g \sin \theta$ – проекции вектора групповой скорости; $C_g = g/2\omega$ на оси x и y ; θ – угол между

вектором C_g и осью x ; G — функция источника, являющаяся суммой трех компонентов

$$G = G_{in} + G_{nl} + G_{ds}, \quad (3.50)$$

а именно: G_{in} — поступление энергии от ветра; G_{nl} — перестройка спектра за счет межволновых взаимодействий; G_{ds} — диссипация волновой энергии;

$$\alpha_1 = 25,3u_* \left[\operatorname{arcth}(1,7 \cdot 10^{-2} gu_*^{-2} m_0^{0,5}) \right]^{0,5856}; \quad (3.51)$$

$$\alpha_2 = 63u_* \left[\operatorname{arcth}(100\omega_m u_* g^{-1}) \right]^{0,976}; \quad (3.52)$$

$$G_1 = \frac{1,23 \cdot 10^{-6} gu_*^{-1} m_0 \left[\operatorname{arcth}(0,017 m_0^{0,5} gu_*^{-2}) \right]^{-0,4144}}{Sh \left[2 \operatorname{arcth}(0,017 m_0^{0,5} gu_*^{-2}) \right]}; \quad (3.53)$$

$$G_2 = - \frac{2,05 \cdot 10^{-10} g^2 u_*^{-2} \left[\operatorname{arcth}(100\omega_m u_* g^{-1}) \right]^{-1,358}}{sh^2 \left[\operatorname{arcth}(100\omega_m u_* g^{-1}) \right]}; \quad (3.54)$$

$$\beta = 0,45 C_{10}^{0,5}; \quad (3.55)$$

$$G_3 = 1,21 \cdot 10^{-5} g^{-1,5} u_{10}^{1,5} \omega_m^{2,5} \sin(\theta_u - \theta); \quad (3.56)$$

u_* — скорость трения, определяемая по следующим соотношениям:

$$u_* = u_{10} C_{10}^{0,5}; \quad (3.57)$$

$$\ln C_{10} + 0,267 C_{10}^{-0,5} = 3,67 - 0,667 \ln \tilde{\omega}_m - 1,333 \ln u_{10}, \quad (3.58)$$

C_{10} — коэффициент сопротивления волновой поверхности; u — средняя скорость ветра; $\tilde{\omega}_m = \omega_m u / g$.

Из-за малой изученности функции источника G в уравнении (3.1) в спектрально-параметрической модели использованы эмпирические соотношения (3.51–3.58). Модель позволяет ускорить вычисления и дает возможность использовать ее для расчета волн за десятки лет. Кроме того, она позволяет получить в каждой точке расчетной области не только спектр суммарного волнения, но отдельно спектры ветровых волн и зыби.

По значениям нулевого момента и частоты спектрального максимума на каждом шаге расчетов определяется частотно-направленный спектр ветровых волн по соотношению

$$S(\omega, \theta) = S(\omega)Q(\omega, \theta) \quad (3.59)$$

$$S(\omega) = 6,5 m_0 \omega_m^{5,5} \omega_m^{-6,5} \exp[-1,18(\omega_{\max} / \omega)^{5,5}]; \quad (3.60)$$

переход к параметрам $\bar{h}$ и $\bar{\tau}$ можно осуществить, если принять соотношения между ω_m и $\bar{\tau}$, полученные по натурным данным,

$$\omega_m = 0,77 (2\pi / \bar{\tau}); \quad (3.61)$$

и между m_0 и $\bar{h}$

$$m_0 = \bar{h}^2 / 2\pi. \quad (3.62)$$

Тогда

$$S(\omega) = 5,7 \cdot 10^3 \bar{\tau}^{-5,5} \bar{h}^2 \omega^{-6,5} \exp(-6,5 \cdot 10^3 \bar{\tau}^{-5,5} \omega^{-5,5}). \quad (3.63)$$

Функция углового распределения энергии $Q(\omega, \theta)$ принята по работе [4] в виде

$$Q(\omega, \theta) \approx \left[2^n \Gamma^2 \left(\frac{n+1}{2} \right) / \Gamma(n+1) \right] \cos^n \theta, \quad (3.64)$$

$$\text{где } n(\omega_{\max}, \omega / \omega_{\max}) = 1,5 + 2,5 / (1,2 + a^2) + (2\omega_{\max}^{-1} - 0,67) / (1 + a^2); \quad (3.65)$$

$$a = b(\omega / \omega_{\max} - 1); b = 5 \text{ при } \omega > \omega_{\max}, b = 10 \text{ при } \omega < \omega_{\max}.$$

Одно из практических достижений модели состоит в том, что в ней заложена процедура для точного расчета распространения волн зыби, эволюция которых в современных моделях воспроизводится крайне неудовлетворительно. Положительный результат в этом отношении достигается благодаря применению полулагранжевой численной схемы, обеспечивающей высокую точность решения.

Спектр волн зыби определяется путем решения уравнения (3.1) с нулевой правой частью, а также вычисляется обмен энергией между спектрами ветровых волн и зыби, определяются новые моментные характеристики спектра ветровых волн и спектра зыби.

Результаты счета включают данные по частотно-направленным спектрам ветровых волн, зыби, смешанного волнения, а также рассчитанные по спектрам данные о средней высоте, среднему периоду и генеральному направлению ветровых волн, зыби и смешанного волнения. В модели AARI-PD2, также как и в модели PABM, реализована самосогласованная модель пограничного слоя атмосферы и ветрового волнения. В модели также реализован блок взаимодействия, описывающий обмен энергией между волнами и зыбью в рамках сохранения полной волновой энергии.

Входными данными являются поля давления, рассчитываемые по спектральной глобальной модели общей циркуляции атмосферы (МОЦА) класса T85L31, пересчитываемые в поля векторов ветра. Выходными данными являются диагностические и прогностические поля значительной высоты, периода и направления ветровых волн и зыби на глобусе в сетке $2,5 \times 2,5^\circ$ с заблаговременностью 144 ч и выдачей результатов прогноза через 24 часа. Расчет ведется два раза в сутки по исходным срокам 00 и 12 ч СГВ. Технологически обеспечен доступ к результатам прогноза, хранящимся в базах данных ASCOII-CRAY, для удаленных пользователей, работающих с ПЭВМ в локальной вычислительной сети (ЛВС) CRAY. С начала 2001 г. модель была передана в банк оперативных задач ASCOII-CRAY и находится в оперативной работе Гидрометцентра России. Регулярно, согласно сеансам ASCOII, выполняются оперативные прогнозы волнения с сохранением результатов в базе данных и на сайте Гидрометцентра России.

Спектрально-параметрическая модель включает также модуль расчета трансформации волн на мелководье. За основу при разработке блока трансформации

волн на мелководье была взята разработанная в Дельфском технологическом университете (Нидерланды) модель SWAN. Модель SWAN предназначена для расчета волн в мелководных прибрежных районах. Модель SWAN дает наилучшие результаты только в том случае, когда она используется совместно с другой моделью, которая дает хорошие результаты на глубокой воде.

В основу модели положено численное решение уравнения плотности действия

$$N = \frac{S(G, \theta)}{\sigma} \text{ в виде}$$

$$\frac{\partial}{\partial t} N + \frac{\partial}{\partial x} C_x N + \frac{\partial}{\partial y} C_y N + \frac{\partial}{\partial \sigma} C_\sigma N + \frac{\partial}{\partial \theta} C_\theta N = \frac{G}{\sigma}, \quad (3.66)$$

где $C_x, C_y, C_\sigma, C_\theta$ — соответствующие составляющие групповой скорости. Функция источника G в этом уравнении представлена теми же тремя компонентами, что и в хорошо известной модели WAM [269], но с более или менее значительными отличиями в части, касающейся диссипации волн на мелководье. В частности, учитывается не только четырехволновое взаимодействие в спектре волн, но и трехволновое, по-другому учитывается обрушение волн на малых глубинах и используется эмпирическое соотношение для определения максимальной высоты индивидуальных волн на ограниченной глубине.

Входными данными в модуль расчета трансформации волн на мелководье служит частотно-направленный спектр, являющийся результатом расчета волн на глубокой воде, файл глубин и файл распределения ветра в зоне мелководья. Проведенные испытания этой модели показали, что результаты расчетов не уступают, а в ряде случаев даже превосходят по точности зарубежные модели.

Важным преимуществом этой модели, по сравнению с другими, является ее надежность и быстродействие, что очень важно для оперативных целей. Время счета по модели AARI-PD2 занимает порядка 10 минут. Для сравнения достаточно сказать, что время счета по известным зарубежным моделям WAVEWATCH и WAM на порядок дольше — 33,5 и 15,5 ч соответственно. Кроме того, модель AARI-PD2 оказывается очень удобной для адаптации к различным акваториям морей и океанов, что позволяет ее быстро внедрять в морских прогностических центрах Росгидромета.

С начала 2001 г. технология глобального прогноза волнения была передана в Гидрометцентр России и включена в банк задач ASCOII-CRAY и с тех пор эксплуатируется в оперативном режиме. Регулярно, согласно сеансам ASCOII, выполняются оперативные прогнозы полей волнения по всему Мировому океану с сохранением результатов в циклической базе данных. Пример глобального прогноза ветрового волнения показан на рис. 3.2.

На рис. 3.3 и 3.4 представлены поля ветра и значительных высот волн (H_s) на один из синоптических сроков в период сильного штормового волнения в Северной Атлантике (29.11–02.12.2007 г.), рассчитанные по модели AARI-PD2 и WW3.

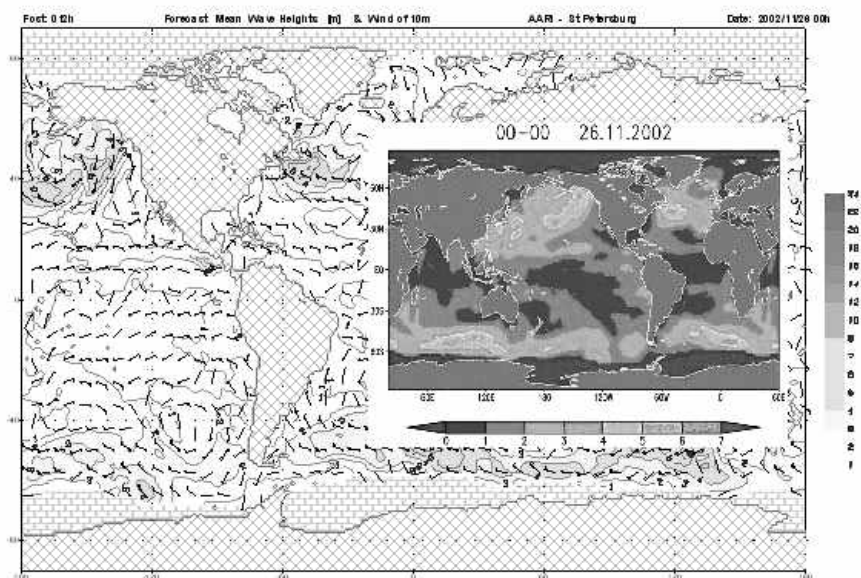


Рис. 3.2. Глобальный прогноз волнения на 00 ч СГВ 26 ноября 2002 г.

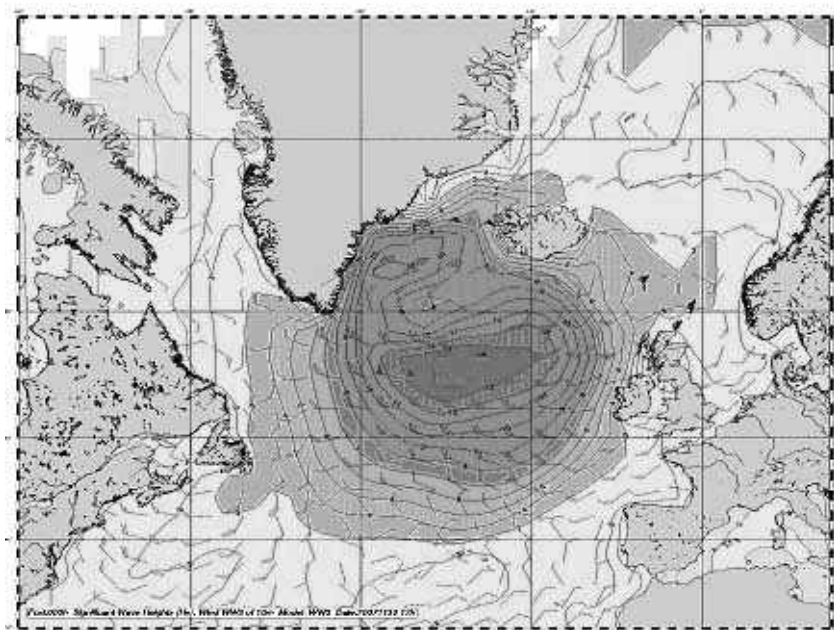


Рис. 3.3. Поле ветра и высот волн H_s на 12 ч UTC 30 ноября 2007 г. по модели WW3

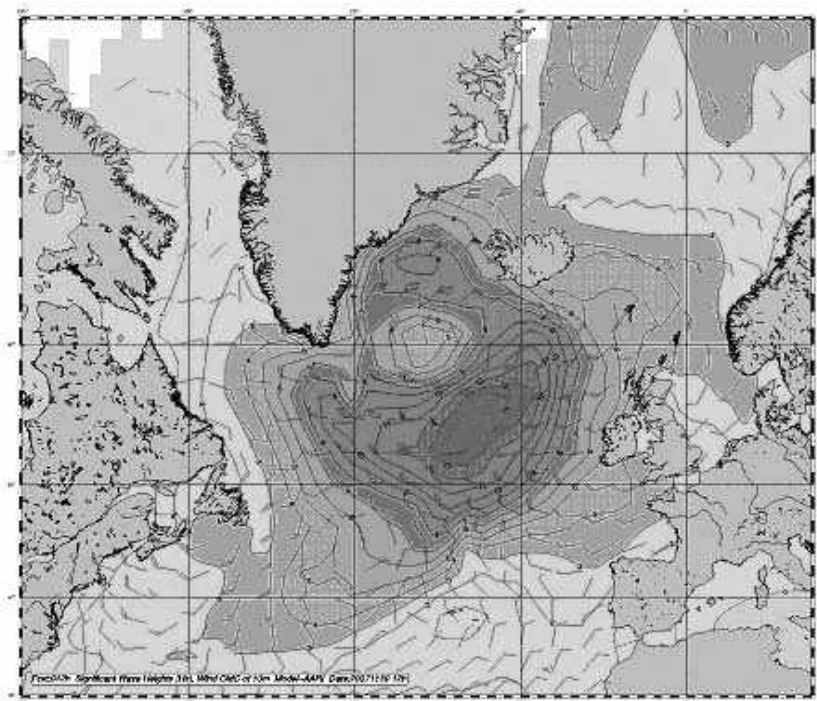


Рис. 3.4. Поле ветра и высот волн H_s на 12 ч UTC 30 ноября 2007 г. по модели AARI-PD2 (шаг расчетной сетки 1,25о)

3.1.4. Оценка успешности прогностических моделей волнения

Успешность прогнозов волнения, рассчитанных по вышеописанным технологиям, в значительной степени зависит от исходных полей ветра и начального поля волн, которое получается путем диагностического расчета. Модель волнения в идеальном случае должна проверяться путем сравнения с измеренными данными о ветре и волнении [200, 241, 265, 274]. Поскольку расчет волн основывается на расчете поля ветра, то в оценку включают и проверку скорости и направления ветра. Наиболее подходящим материалом для проверки модели волнения являются данные измерений ветра и волн на заякоренных буйах. В некоторых развитых странах для проверки моделей волнения используются данные спутникового высоотомера. Так, например, для проверки глобальной модели WAM использовались глобальные данные высоотомера со спутника ГЕОСАТ.

Наиболее широко применяемыми статистическими параметрами при проверке волновых моделей являются:

- средняя ошибка (CO), или систематическое отклонение;
- среднеквадратическая ошибка (CKO);
- коэффициент рассеяния (KP), определяемый как отношение CKO к средней наблюдаемой величине параметра;
- r — коэффициент линейной корреляционной выборки между результатами расчетов по модели и наблюдаемой величиной;

– SS – коэффициент, характеризующий эффективность методического прогноза, определяемый как единица минус отношение СКО прогнозов по модели к СКО инерционных прогнозов.

KP рассчитывается по формуле

$$KP = \frac{\sqrt{\sum (\Delta h_i - \Delta \bar{h}_{np})^2}}{\bar{h}_\phi} * 100\% ; \quad (3.67)$$

SS рассчитывается по формуле

$$SS(Scillscorr) = 1 - \frac{CKO_{мет. прогн.}}{CKO_{инерц. прогн.}}. \quad (3.68)$$

Проверка оперативных моделей волнения в НМС многих стран ведется на регулярной основе.

В табл. 3.3 представлены сравнительные статистические оценки значительных высот (H_s) и периодов (T_s) волн, полученных по различным моделям, и данные измерений высот волн и периодов волн на стационарном бье «НОРДКАП», расположенном в Баренцевом море.

Таблица 3.3

Основные статистические характеристики параметров волн H_s и T_s

Модель	Параметр	Среднее	Медиана	Максимум	Арифм. ошибка	Среднеквадрат. отклонение	Дисперсия	Коеф. корр.
Buoy	H_s	2,598	2,319	9,987	—	—	—	—
	T_s	6,059	5,960	10,807	—	—	—	—
AARI-PD2	H_s	2,430	2,100	9,600	–0,167	0,799	0,638	0,831
	T_z	5,499	5,200	13,100	–0,560	1,257	1,581	0,740
WAM	H_s	2,176	1,900	9,400	–0,422	0,818	0,669	0,866
	T_z	7,092	6,900	13,800	1,033	1,399	1,959	0,853
WW3	H_s	1,976	1,700	7,400	–0,625	0,906	0,822	0,881
	T_z	6,280	6,100	12,000	0,220	0,917	0,842	0,833

Из табл. 3.3 видно, что все модели занижают высоты волн, однако наиболее точные результаты дает модель AARI-PD2. Что касается периодов, то модель AARI-PD2 их занижает, а модели WAM и WW3 завышают, при этом наибольшее завышение дает модель WAM.

Спектрально-параметрическая модель AARI-PD2 позволяет получать интегральные характеристики волн первого уровня информативности (высоты волн, периоды и генеральное направление распространения волн). Дискретная спектральная модель PABM, кроме того, дает возможность получать характеристики более высокого уровня информативности (частотный спектр, угловое распределение энергии, уклоны взволнованной поверхности и др.). Оценки, приведенные в табл. 3.3, указывают на то, что отечественные модели по точности не уступают зарубежным моделям, существенно превосходя их по быстродействию, что позволяет эффективно использовать их как в оперативной практике, так и при инженерных расчетах.

В настоящее время данные натурных измерений параметров волн описанными выше моделями не усваиваются. Вместе с тем усвоение натурных данных о волнении в моделях ветрового волнения могло бы привести к улучшению качества волновых моделей, а следовательно, и прогнозов волнения. Для этого по данным натурных измерений параметров волн необходимо выполнять объективный анализ (ОА) полей волнения. Карты ОА ветрового волнения важны не только в качестве начальных полей волн при составлении прогноза, но также для верификации моделей и оценки оправдываемости прогнозов. В последние годы в некоторых странах (США, Франция, Япония, Австралия и др.) ведутся активные работы в этом направлении. Для этого используется достаточно обширная сеть наблюдений за волнением, включающая спутниковую альтиметрию, автоматизированные стационарные и дрейфующие буи, суда добровольных наблюдений и т.д. Все эти данные доступны по каналам ГСТ.

3.1.5. Синоптический метод прогноза волнения

Помимо численных моделей волнения в практике прогнозирования ветрового волнения широко используются эмпирические и полуэмпирические методы и различные приемы синоптического анализа и прогноза параметров ветрового волнения, учитывающие экстраполяцию, инерцию, тенденцию движения полей волн и др. Как правило, в практике составления оперативных прогнозов волнения осуществляется комплексный подход, сочетающий синоптический анализ и расчеты с помощью номограмм.

В оперативной работе для прогноза волн в открытых районах моря иногда используются «Атласы ветра и волнения». Такие атласы разработаны для всех морей России, а также для северных частей Атлантического и Тихого океанов. В основу этих атласов положена типизация ветро-волновых условий над морем. При этом типизация синоптических условий производилась по методике А. И. Соркиной [186], а расчет элементов волн, соответствующих типовым полям ветра, осуществлялся в соответствии с «Руководством по расчету параметров ветровых волн» (1969 г.). Признаками для классификации синоптических процессов служат положение и интенсивность циклонов, траектории их перемещения, положение фронтальных зон. Принятые типы детализируются по интенсивности барических образований, а также по преобладающим скоростям ветра.

Прогноз волнения по типовым полям основывается на метеорологическом прогнозе для данной акватории моря или океана. Среди всех типов исходных полей давления или ветра выбирается тот тип, который по положению барических центров и конфигурации изобар ближе всего соответствует прогнозируемой синоптической ситуации, тогда в качестве прогноза принимается типовое поле волнения, рассчитанное по выбранному типовому полю ветра.

В практике оперативной работы ГУ «Гидрометцентр России» при составлении прогнозов волнения для акватории Северной Атлантики применяется подход, основанный на последовательном историческом анализе фактических и прогностических полей приземного атмосферного давления и обработанных карт волнения. Прогноз волн первого приближения составляется следующим образом. На основе последовательного анализа обработанных карт волнения с 12-часовым интервалом, предшествующих моменту составления прогноза, определяется тенденция перемещения очагов сильного волнения и путем

экстраполяции или учета инерции устанавливается прогностическое положение очагов сильного и слабого волнения на 12 часов вперед. Этот прогноз первого приближения будет тем ближе отвечать ожидаемым условиям волнения, чем консервативнее сами поля волнения. В районах, где произошли наиболее резкие изменения в поле ветра, прогностические высоты волн уточняются расчетным путем. Аналогично составляются прогнозы на следующие сроки. Обычно прогнозы поля волн составляются на сроки 24 и 48 ч и оформляются в виде прогностических карт, которые передаются потребителям по радиофаксимиле.

3.2. Прогнозы уровня и течений

Колебания уровня моря и течения представляют собой суммарную характеристику воздействия на водные массы целого ряда факторов. Приливообразующие силы определяют периодические изменения уровня и течений. Материковый сток и осадки, выпадающие на водную поверхность и испарение, определяют сезонные изменения этих элементов режима. Изменение атмосферного давления и работа ветра над поверхностью моря приводят к сезонным и кратковременным изменениям режима течений и колебаниям уровня моря.

Непериодические колебания уровня подразделяются на две большие группы: объемные и деформационные. Первые обусловлены непостоянством водного баланса моря и связаны с изменением количества воды в бассейне. Такие колебания присущи замкнутым водоемам, изолированным от океана, например Каспийскому морю, уровень которого характеризуется значительными сезонными, межгодовыми и многолетними колебаниями.

Все остальные виды колебаний уровня моря относятся ко второй группе, когда при неизменном объеме воды происходит перераспределение массы воды в границах моря, при этом уровень повышается в одних районах и понижается в других, т.е. имеют место сгонно-нагонные явления. Обычно на сгонно-нагонные явления обращают внимание в тех морях, где приливы невелики.

Механизм сгонно-нагонных явлений весьма сложен и состоит в следующем. Под влиянием нагонного ветра и вызываемого им дрейфового течения 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 возникает установившийся нагон, но уже при другом положении уровенной поверхности.

Теория дрейфовых и градиентных течений и связанных с ними сгонно-нагонных колебаний уровня была разработана в трудах Экмана, В. В. Шулейкина, В. Б. Штокмана, Н. А. Багрова, А. С. Саркисяна и других ученых [35, 36, 38, 146, 174, 215].

Характерные особенности дрейфовых и градиентных течений заключаются в следующем. Когда глубина моря достаточно велика и район находится в значительном удалении от берега, а над большей площадью водной поверхности действует одинаковый по силе и направлению установившийся ветер, то на поверхности моря возникает течение. Это течение отклоняется вправо от направления ветра на угол 45° и пропорционально силе трения между воздухом и поверхностью моря и обратно пропорционально корню квадратному угловой

скорости вращения Земли, географической широте и коэффициенту внутреннего турбулентного трения.

В практике расчета и прогноза ветровых течений получило широкое распространение эмпирическое соотношение между скоростью течения и скоростью ветра с коэффициентом пропорциональности, равным 0,0127, если ветер и течение измеряются в м/с. В действительности этот коэффициент является переменным. На основе теоретических исследований предложены приемы расчета ветровых течений с учетом переменного ветрового коэффициента, который определяется в зависимости от характеристик ветровых волн.

Для моделирования уровня и течений мелководных морей обычно используются двумерные численные гидродинамические модели, в которых рассматриваются только горизонтальные движения. Для глубоководных морей применяются трехмерные модели, описывающие также динамику движений по вертикали.

На поверхности моря задаются компоненты касательного напряжения ветра, рассчитываемые по полям ветра. Граничные условия на твердой границе моря ставятся в зависимости от характера берега: на открытых и обрывистых берегах — условие «непротекания» (обращения в нуль нормальной к берегу компоненты полного потока), на мелководных и изрезанных берегах — условие «прилипания» (отсутствие течений). На жидких границах ставится условие излучения в традиционной форме. В качестве начальных условий принимается состояние покоя.

Методы решения уравнения движений при заданных начальных и граничных условиях для течений примерно такие же, как и для прогноза уровня. Акватория моря аппроксимируется сеточной областью, в узлах которой определяются значения искоемых функций в различные моменты времени.

Колебания уровня на длительные сроки не предсказываются, так как сезонные и многолетние колебания уровня для большинства морей России сравнительно невелики и практического значения не имеют. Исключение составляет Каспийское море, где сезонные, межгодовые и многолетние колебания весьма существенны.

Методы долгосрочных прогнозов колебаний уровня Каспийского моря (УКМ) основаны либо на решении уравнения водного баланса моря, либо на установлении асинхронных зависимостей между интегральными значениями уровня моря и климатическими факторами с учетом антропогенных воздействий.

При наличии данных о приходе и расходе воды в море и их распределении во времени расчет изменений уровня по уравнению водного баланса не представляет особых затруднений. Это уравнение является основой прогноза изменений уровня Каспийского моря с годовой заблаговременностью, который ежегодно в мае выпускается Гидрометцентром России.

Прогнозы уровня Каспийского моря на сроки более одного года, так называемые климатические прогнозы, основаны на учете различных параметров климатической системы, прежде всего крупномасштабной атмосферной циркуляции. Некоторые методы основаны на учете солнечной активности, тектонических процессов и антропогенных воздействий. Научная база таких прогнозов еще слаба, тем не менее учеными предпринимаются многочисленные попытки

прогнозных оценок фоновых изменений уровня Каспийского моря на различные сроки.

В последнее десятилетие в институтах Росгидромета выполнен целый ряд исследований по получению прогностических оценок фоновых изменений УКМ на сроки 5–6, 12, 18 лет и более. В большинстве своем эти оценки указывают на медленный рост уровня моря. В последующие 15 лет уровень может подняться примерно на 1 м и достигнуть абсолютной отметки 26,0 м.

Что касается колебаний уровня в приливных морях, то в них приливная составляющая рассчитывается с большой точностью на многие годы вперед.

Особенно большое внимание со стороны ученых и специалистов уделяется штормовым нагонам. Последние представляют опасность для многих прибрежных городов и населенных пунктов, могут привести к человеческим жертвам и зачастую имеют серьезные экологические последствия. Особенно большие нагоны характерны для северо-западной части Каспийского моря, Финского залива, юго-восточной части Баренцева моря и др. Штормовые нагоны генерируются частично в результате колебаний атмосферного давления (закон обратного барометра), но в основном в результате непосредственного воздействия ветра (часто исключительно сильного) на прибрежные воды. Продолжительность их колеблется от нескольких минут до нескольких дней. Поэтому нагоны относят к классу длинных гравитационных волн, таких, как приливы и цунами.

Точное распределение и амплитуда штормового нагона зависит сложным образом от топографии дна, конфигурации береговой линии, а также от размеров водоема, направления и скорости ветра, а в зоне воздействия тропических ураганов еще и от интенсивности и угла подхода тропического шторма к берегу. Быстрое уменьшение глубины создает нелинейный эффект, когда высота штормового нагона становится больше средней глубины моря. Полуострова и острова создают эффект отражающих стенок, рефракции и волновых каналов.

3.2.1. Краткосрочный прогноз уровня и течений в Каспийском море

В основе краткосрочного прогноза уровня и течений на Каспийском море лежит трехмерная бароклинная гидродинамическая модель со свободной поверхностью, разработанная группой специалистов ГУ «Гидрометцентр России» [116, 263]. Исходная система уравнений модели в декартовой системе координат в приближении гидростатики и f -плоскости записывается в виде [253, 257]:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (3.69)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(uw) + \frac{\partial}{\partial y}(vu) + \frac{\partial}{\partial z}(wu) - fv = -\frac{1}{c} \frac{\partial p}{\partial x} + N_h \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(N_z \frac{\partial u}{\partial z} \right), \quad (3.70)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(wv) + \frac{\partial}{\partial y}(wv) + \frac{\partial}{\partial z}(wv) + fu = -\frac{1}{c} \frac{\partial p}{\partial y} + N_h \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(N_z \frac{\partial v}{\partial z} \right), \quad (3.71)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = \rho g, \quad (3.72)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(uT) + \frac{\partial}{\partial y}(vT) + \frac{\partial}{\partial z}(wT) = \frac{\partial}{\partial z} (K_z \frac{\partial T}{\partial z}), \quad (3.73)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(uS) + \frac{\partial}{\partial y}(vS) + \frac{\partial}{\partial z}(wS) = \frac{\partial}{\partial z} (K_z \frac{\partial S}{\partial z}), \quad (3.74)$$

$$\rho = f(T, S, p). \quad (3.75)$$

Начало координат расположено на невозмущенной поверхности моря, ось z направлена вверх, ось y направлена на север, ось x – на восток. Используются следующие обозначения: f – параметр Кориолиса; p – давление; ρ – плотность; T – температура, S – соленость, u, v, w – составляющие поля скорости по осям x, y, z соответственно; g – гравитационное ускорение.

Давление представлено с использованием уравнения гидростатики:

$$p = \int_z^\zeta \rho g dz = p_a + p_s + \rho_\zeta g \zeta, \quad (3.76)$$

где ζ отклонение свободной поверхности от невозмущенного положения, определяет внешнюю баротропную составляющую давления; ρ_ζ – плотность в поверхностном слое. N_z, N_h – коэффициенты вертикальной и горизонтальной вязкости; K_z – коэффициент вертикальной диффузии. $p_s = \int_z^0 \rho g dz$ – внутренняя бароклинная компонента давления; p_a атмосферное давление.

Коэффициент вертикальной турбулентной вязкости N_z задается переменным по глубине в виде [220, 243, 262] :

$$N_z = (c_{ML} \cdot h_{ML})^2 \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2 + \frac{1}{S_M} \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}}, \quad (3.77)$$

где c_{ML} – коэффициент пропорциональности; h_{ML} – толщина перемешанного слоя, м; S_M – число Шмидта, определяется через число Ричардсона

$$Ri = -\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \left/ \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2} \right|,$$

$$S_M = Ri / [0,725(Ri + 0,186 - \sqrt{Ri^2 - 0,316Ri + 0,0346})]. \quad (3.78)$$

С помощью частных решений k – ε –уравнений был определен коэффициент c_{ML} , который для случая устойчивой стратификации оказался равным 0,05. В формуле (3.77) толщины верхнего и придонного перемешанных слоев h_{ML} задаются априори на основе данных наблюдений над температурой и соленостью. Таким образом, интенсивность турбулентного перемешивания зависит как от скорости течения, ее вертикальных сдвигов, так и от стратификации. При устойчивой стратификации коэффициент вертикальной вязкости уменьшается.

Для определения коэффициентов из уравнений (3.73) и (3.74) используется линейная зависимость между коэффициентами вертикальной турбулентной вязкости и диффузии

$$K_z = \frac{1}{S_M} N_z. \quad (3.79)$$

Граничные условия

На твердых боковых границах задается условие прилипания, т.е. равенства нулю нормальной и тангенциальной компонент скорости.

На поверхности моря задаются касательные напряжения ветра, кинематическое условие и отсутствие потока плавучести:

$$N_z \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_{sx}, N_z \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_{sy}, \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} = w, K_z \frac{\partial \rho}{\partial z} = 0. \quad (3.80)$$

На дне принимается квадратичный закон трения, задаются кинематическое условие обтекания течением неровностей рельефа дна $H(x, y)$ и отсутствие потока плавучести:

$$N_z \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_{bx}, N_z \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_{by}, u \frac{\partial H}{\partial x} + v \frac{\partial H}{\partial y} = w, K_z \frac{\partial \rho}{\partial z} = 0, \quad (3.81)$$

где $(\tau_{sx}, \tau_{sy}) = (C_d U_{ax} |\vec{U}_a|, C_d U_{ay} |\vec{U}_a|)$, $\vec{U}_a$ – вектор скорости ветра, $C_d = 3,2 \cdot 10^{-6}$,
 $(\tau_{bx}, \tau_{by}) = (\alpha u_b |\vec{U}_b|, \alpha v_b |\vec{U}_b|)$, $\vec{U}_b$ – вектор придонного течения, $\alpha = 2,5 \cdot 10^{-3}$.

В устьевых районах крупных рек (р. Волга), являющихся участками жидкой границы, по известным расходам речной воды (среднегодовые или среднемесячные) задаются скорости течений.

Непериодическая составляющая колебаний уровня задается в виде суммы двух компонент – нестационарной (синоптической) и квазистационарной (долгопериодной). Нестационарная часть рассчитывается чаще всего по закону обратного барометра либо путем интерполяции результатов расчетов по модели с более крупной сеткой. Кроме того, к непериодической составляющей прибавляется долгопериодная часть, формируемая системой плотностных течений (рассчитывается по климатическим полям плотности для каждого месяца). Учет квазистационарной составляющей крайне важен, поскольку обеспечивает выполнение законов сохранения массы воды в бассейне.

На жидких границах задаются колебания уровня моря в виде суммы приливной и непериодической его составляющих. Приливная составляющая определяется предвычислением по времени на основе гармонических постоянных. Гармонические постоянные для жидкой границы готовятся на основе обобщения анализа наблюдений на береговых станциях и островных пунктах открытого моря, а также результатов моделирования по моделям с более крупной сеткой.

На поверхности моря задаются изменения по времени градиентов атмосферного давления, касательного напряжения ветра, кинематическое условие и отсутствие потока плавучести. В качестве метеорологической информации используются поля приземного атмосферного давления по данным глобального реанализа NCEP/NCAR [270]. Также учитывается положение ледовой кромки. Касательное напряжение ветра задается только при сплоченности льда меньше 5 баллов.

Начальные условия

В качестве начальных условий при моделировании приливных и сгонно-нагонных явлений использовались среднемесячные поля плотности, уровня моря и течений, полученные методом гидродинамического диагноза (30 сут)

и адаптации (30 сут) по исходному наблюдаемому среднемесячному полю плотности с учетом климатического стока рек.

Алгоритм осушения и затопления прибрежных территорий

При моделировании штормовых нагонов возможно затопление и осушение прибрежных областей. Для учета этих эффектов расчетная область содержит дополнительные точки, которые считаются «сухими» в начале расчета и могут затопляться в процессе штормового нагона [233, 260]. Таким образом, в этом случае предполагается задание в виде цифрового массива не только батиметрии акватории, соответствующей невозмущенному положению уровня моря, но и топографии прибрежных участков суши – районов возможного затопления. На рис. 3.5 показано пространственное расположение узлов расчетной сетки типа «С». Точка $U_{i,j}$, в которой рассчитывается u -компонента вектора скорости течения (u -узел), сдвинута влево на половину пространственного шага относительно ζ -узла, где заданы значения уровня моря $\zeta_{i,j}$ и глубины $H_{i,j}$, а точка $V_{i,j}$ сдвинута на половину пространственного шага вниз относительно ζ -узла.

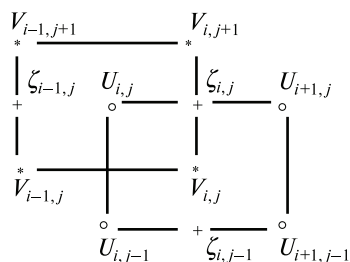


Рис. 3.5. Пространственное расположение узлов расчетной сетки: (+) указывает положение ζ -узлов, () – V -узлов и (o) – U -узлов расчетной сетки*

Решение разностных уравнений баланса импульса и неразрывности осуществляется после проверки в каждой точке расчетной области следующих условий:

- точка уровня $\zeta_{i,j}$ считается «сухой» (расчеты не выполняются), если полная глубина места становится равной 0, т.е. $(\zeta+H)_{i,j} = 0$;
- точка $U_{i,j}$ считается «сухой» и полный поток в слой полагается равным нулю, если выполняется хотя бы одно из трех условий:
- толщина слоя в этой точке меньше ε , т.е.:

$$(\zeta+H)_{i-1/2,j} < \varepsilon, \text{ где } H_{i-1/2,j} = (H_{i,j} + H_{i-1,j})/2, \zeta_{i-1/2,j} = (\zeta_{i,j} + \zeta_{i-1,j})/2;$$

- справа от точки $U_{i,j}$ находится «сухая» точка уровня, и разница уровней в точках слева и справа от $U_{i,j}$ меньше ε , т.е.:

$$(\zeta+H)_{i,j} = 0 \text{ и } \zeta_{i-1,j} - \zeta_{i,j} < \varepsilon;$$

- слева от $U_{i,j}$ находится «сухая» точка уровня, и разница уровней в точках справа и слева от $U_{i,j}$ меньше ε , т.е.:

$$(\zeta+H)_{i-1,j} = 0 \text{ и } \zeta_{i,j} - \zeta_{i-1,j} < \varepsilon.$$

Для v -компоненты вектора скорости течения алгоритм осушения и затопления строится аналогично. Важно отметить, что в алгоритме учитываются не только полная глубина, но и разность уровней моря в расчетной точке и окружающих ее точках.

3.2.2. Оперативная технология прогноза штормовых нагонов на Каспийском море

Описанная выше трехмерная бароклинная гидродинамическая модель легла в основу технологии краткосрочного прогноза уровня моря и течений в Каспийском море, функционирующей в оперативном режиме в ГУ «Гидрометцентр России» [116].

Прогноз уровня и течений осуществляется в узлах прямоугольной сетки с пространственным разрешением 3 морские мили (всего 126×216 узлов, 19 расчетных уровней по вертикали).

В качестве входной метеорологической информации используются цифровые поля приземного атмосферного давления с заблаговременностью до 48 ч, полученные по региональной прогностической модели атмосферы Гидрометцентра России, пересчитываемые в поля векторов ветра по методике, учитывающей геострофическую составляющую ветра, кривизну изобар, трение о водную поверхность. Расчет осуществляется 2 раза в сутки, сразу после завершения расчетов по метеорологической модели.

В процессе расчетов учитывается средний уровень моря на момент прогноза и положение ледовой кромки, которое задается по данным оперативного еженедельного прогноза ледовой обстановки, выпускаемого отделом морских гидрологических прогнозов Гидрометцентра России, а также используются климатические поля плотности, осредненные по сезонам.

В технологии предусмотрена возможность проведения расчетов при различных положениях среднего уровня Каспийского моря; глубины моря берутся с учетом современного положения среднего уровня Каспийского моря.

Для реализации технологии были организованы две оперативных базы данных морских параметров. Первая содержит данные наблюдений за уровнем моря, поступающие в оперативном режиме в Гидрометцентр России в коде КН-02, вторая — прогностические поля уровня моря и течений на всех 19 расчетных горизонтах, прогноз ледовых условий и расход Волги (сброс с Волгоградского водохранилища в $\text{м}^3/\text{с}$), а также информацию, необходимую для расчетов: поля плотности и массив глубин. Все данные, за исключением расхода Волги, который представляет собой число, представлены как поля на сетке 126×216 узлов, расстояние между которыми 3 морские мили (5556 м). Поля плотности и скоростей течений даны на 19 горизонтах. Поля уровня моря записываются каждые 3 ч, компоненты скоростей на всех 19 расчетных горизонтах — один раз за период прогноза на срок 12 ч, т.е. в БД есть два массива скоростей течений в сутки. Период хранения данных в оперативной БД наблюдений — один календарный месяц, затем данные архивируются. Прогнозы хранятся пять суток и затем уничтожаются.

Расчет по модели производится сразу после того, как в базе данных Гидрометцентра России появляется прогноз по региональной модели атмосферы. В качестве начальных условий по уровню и скоростям течений на всех

расчетных горизонтах используются прогностические значения, полученные с предыдущего временного шага.

На рис. 3.6 показаны прогностические (60 прогнозов) и фактические значения уровня в некоторых пунктах Каспийского моря в июне 2001 года.

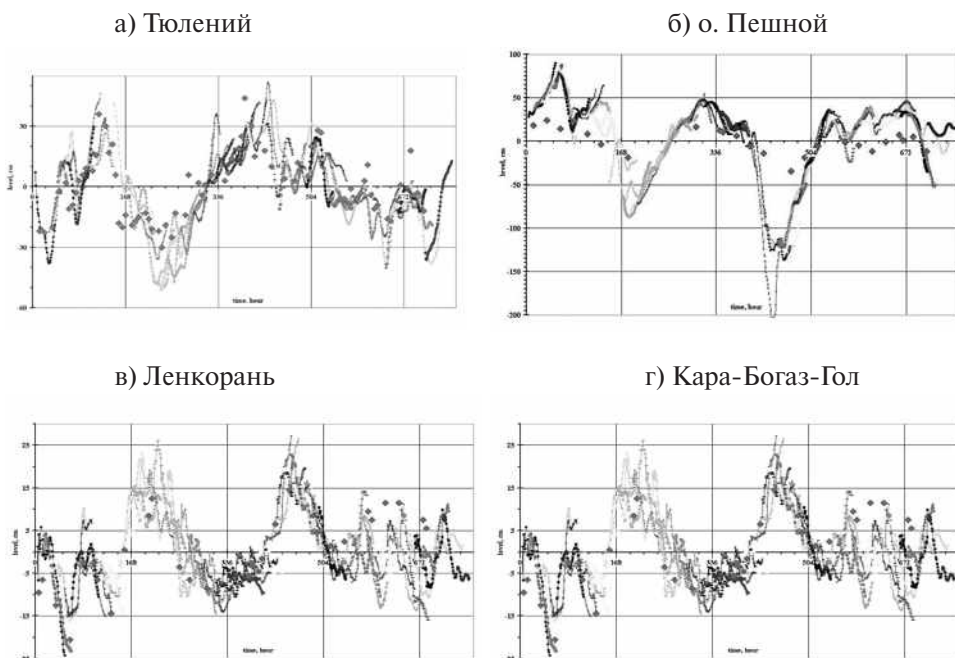


Рис. 3.6. Временной ход прогностического и фактического уровней (точки) в различных пунктах Каспийского моря в июне 2001 года.

Верификация модели проводилась на основе сравнения результатов прогностических расчетов с данными наблюдений на станциях Каспийского моря. По результатам испытаний установлено, что показатели качества методических прогнозов соответствуют требованиям «Наставления...» [127].

Трехмерная модель существенно расширяет потенциальные возможности и область применения «традиционного» оперативного прогноза штормовых нагонов. В настоящее время трехмерная модель включена в общую технологию расчета штормовых нагонов в приливном море (на примере юго-восточной части Баренцева моря).

Возможность расчета (прогноза) течений на различных горизонтах позволяет моделировать распространение пассивных примесей (загрязнителей). Расчеты поля течений могут также использоваться в качестве входной информации при моделировании аварийных разливов нефти.

3.2.3. Прогноз колебаний уровня моря в Финском заливе

Наибольшие колебания уровня моря в Финском заливе связаны со штормовыми нагонами, обусловленными прохождением циклонов над Балтийским морем. Ниже описывается численный метод расчета и прогноза колебаний

уровня на шельфе арктических морей России, адаптированный к условиям Балтийского моря [18]. Этот метод в течение многих лет используется в практике оперативной работы Центра ледовой и гидрометеорологической информации (ЦЛГМИ) ААНИИ при гидрометеорологическом обеспечении морских операций в Арктике. В основе метода лежит совместная модель динамики воды и льда, включающая в себя двумерную модель штормовых нагонов, учитывающую трение льда о воду:

$$\frac{\partial \vec{U}}{\partial t} + 2\vec{\omega}_z \vec{U} = -g(H + \zeta)\Delta\zeta + \frac{(H + \zeta)}{\rho} \Delta P_a + \frac{1}{\rho} ((1 - C)\vec{\tau}^s + C\vec{\tau}^w - \vec{\tau}^b), \quad (3.82)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\text{div}(\vec{U}), \quad (3.83)$$

и модель динамики ледяного покрова

$$\frac{\partial \vec{u}_i}{\partial t} + 2\vec{\omega}_z \vec{u}_i = -g\Delta\zeta + \frac{1}{\tilde{\rho}} (\vec{\tau}^i - \vec{\tau}^w) + \vec{F}_i, \quad (3.84)$$

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -\text{div}(C\vec{u}_i), \quad (3.85)$$

где t — время; $\vec{U} = \int_0^{H+\zeta} \vec{u} dz$ — вектор полного потока; $\vec{\omega}_z$ — параметр Кориолиса; g — ускорение свободного падения; ζ — отклонение уровня от невозмущенного состояния; P_a — атмосферное давление; ρ — плотность воды; $\vec{\tau}^s$, $\vec{\tau}^i$, $\vec{\tau}^w$, $\vec{\tau}^b$ — тангенциальное трение на границах раздела воздух–вода, воздух–лед, лед–вода, вода–дно соответственно; $\vec{u}$ и $\vec{u}_i$ — средний по вертикали вектор скорости течения и вектор дрейфа льда; $\tilde{\rho} = \rho_i h_i C$ — поверхностная плотность льда; ρ_i — плотность льда; h_i — толщина льда; C — функция сплоченности; $\vec{F}_i$ — силы внутреннего взаимодействия в ледяном покрове.

Модель реализована на трех уровнях с использованием вложенных сеток. Сеточная область модели первого уровня охватывает акваторию всего Балтийского моря с шагом 30 км. На открытой границе, которая проходит в районе Датских проливов, ставится условие излучения для воды и условие свободного протекания для льда. Сеточная область второго уровня охватывает Финский залив с пространственным разрешением 5 км. На открытой границе области задаются значения рассчитываемых функций, полученные при расчете по модели первого уровня. Модель третьего уровня охватывает область восточной части Финского залива. Шаг сеточной области составляет 1 км. На открытой границе области задаются значения рассчитываемых функций, полученные при расчете по модели второго уровня.

В качестве начальных условий для воды и льда принимается состояние покоя, функция сплоченности задается в соответствии с реальным распределением льда. Толщина льда принимается равной 50 см. Исходной информацией для расчетов по модели служат последовательности полей приземного атмосферного давления и информация о распределении припая и сплоченности дрейфующего льда на акватории расчетной области.

Последовательность операций, реализующих методику численных прогнозов колебаний уровня в Финском заливе, представлена в виде блок-схемы на рис. 3.7.



Рис. 3.7. Схема численного прогноза колебаний уровня моря с учетом влияния ледяного покрова (в пунктирной рамке — блоки с ручной подготовкой данных)

Пример расчета хода уровня моря в Финском заливе в период нагона 22 февраля 1990 г. показан на рис. 3.8. Над акваторией Балтийского моря в это время преобладали сильные ветры западного и северо-западного направления. Припай в восточной части Финского залива был частично взломан.

Продолжительность подъема уровня составила около 10 ч. Пик нагона отмечался 22 февраля около 11 ч в Таллине (63 см), в 13–14 ч — в Усть-Нарве (148 см), в 15 ч — в Кронштадте (157 см), в 16 ч — в Стрельне (168 см) и у Горного института (167 см).

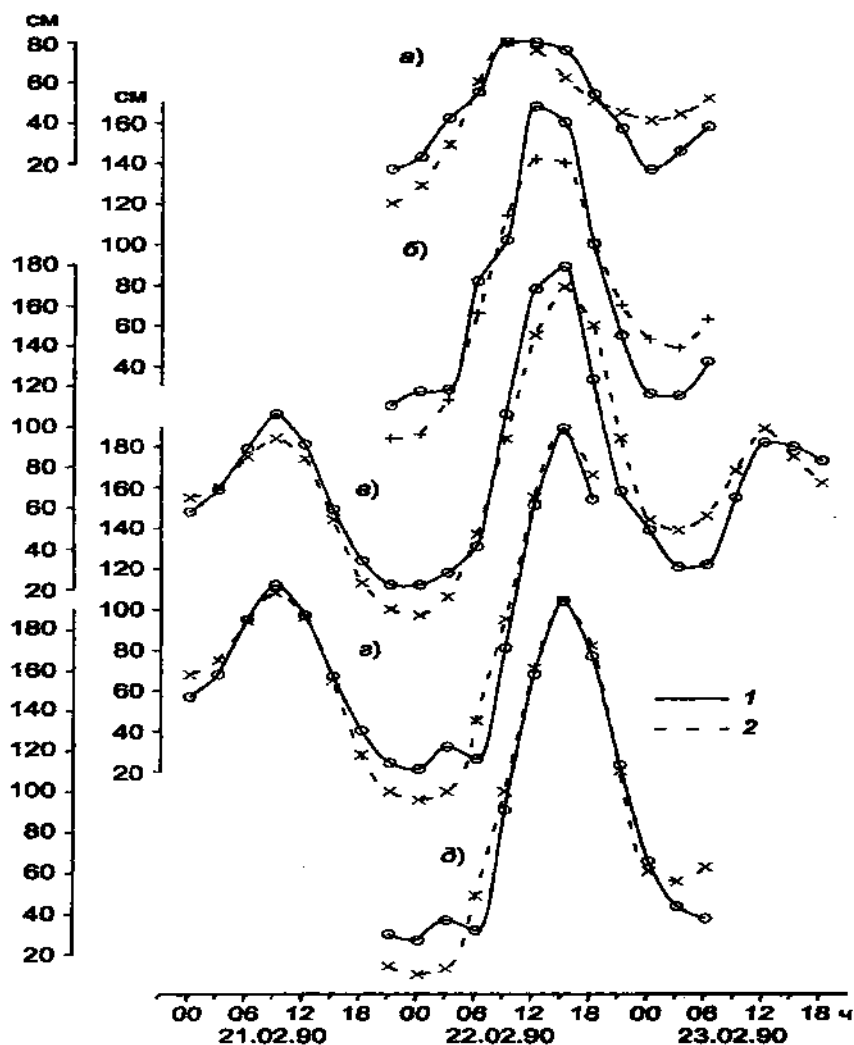


Рис. 3.8. Колебания уровня моря в Финском заливе в период нагона 22.02.1990 г.:
 1 — фактический ход уровня; 2 — результаты расчета уровня на разных
 станциях: а — Таллин; б — Усть-Нарва; в — Кронштадт; г — Стрельна;
 д — Горный институт

Как видно из рис. 3.8, расчет по фактическим полям атмосферного давления с дискретностью 6 ч и разрешением по широте и долготе 5° хорошо воспроизвел все фазы подъема и падения уровня. Ошибка в расчете величины нагона составила 17 см для Таллина, 10 см — для Усть-Нарвы, 5 см — для Кронштадта, 13 см — для Стрельны и 17 см — для футажа возле Горного института.

3.2.4. Технология краткосрочного прогноза сгонно-нагонных колебаний уровня на северо-восточном берегу Каспийского моря

Сгонно-нагонные колебания уровня моря в северо-восточном Каспии — довольно частое явление. В среднем за месяц происходит 3–5 нагонов и 5–6 сгонов воды различной интенсивности. Наибольшая повторяемость нагонных явлений наблюдается весной и осенью (рис. 3.9).



Рис. 3.9. Колебания уровня Каспийского моря во время сгонно-нагонных явлений (белая линия — средний уровень моря, м)

В основу технологии прогноза штормовых нагонов на северо-восточном Каспии была положена гидродинамическая модель расчета (прогноза) штормовых нагонов, разработанная Датским гидравлическим институтом, оформленная в виде пакета программ MIKE 21 [72, 73, 273] и реализованная в КазНИИМОСК для Каспийского моря. Модель MIKE 21 состоит из атмосферного и гидродинамического блоков, связанных между собой параметрами взаимодействия. Для составления прогнозов ежечасных уровней моря во время сгонно-нагонных явлений использовалась батиметрическая карта высокого разрешения с шагом сетки 10 км для всего моря и с шагом 2 км для мелководной северной части моря.

Прогнозы сгонно-нагонных колебаний уровня, выполненные с помощью пакета программ MIKE 21, могут быть представлены в виде гидрографа уровня, электронных карт уровенных поверхностей, расчетов для продольного разреза моря и его локальных зон. Уровни воды и течения рассчитываются в прямоугольной координатной сетке, охватывающей интересующую нас область, с учетом батиметрических данных, шероховатости дна, начальных и граничных условий и т.д.

Система уравнений движения решается путем использования неявной конечно-разностной схемы второго порядка точности. В уравнения включены

эффекты конвективного и поперечного движения, напряжения ветра на поверхность, градиенты барического давления, сила Кориолиса, вихревое движения, поступающие в Каспий стоки (как масса, так и импульс) и испарение.

Входными данными модели являются начальный уровень моря, батиметрические данные, поля давления, пересчитываемые в поля векторов ветра, коэффициент касательного напряжения ветра и коэффициент дисперсии количества движения. В процессе расчета определяются граничные условия для интересующего участка моря. Поля давления пересчитываются в поля векторов ветра.

Блок-схема автоматизированного расчета уровня воды представлена на рис. 3.10.

Для верификации модели MIKE 21 в Каспийском море были установлены две датские гидрологические станции для измерения уровня воды (морская и

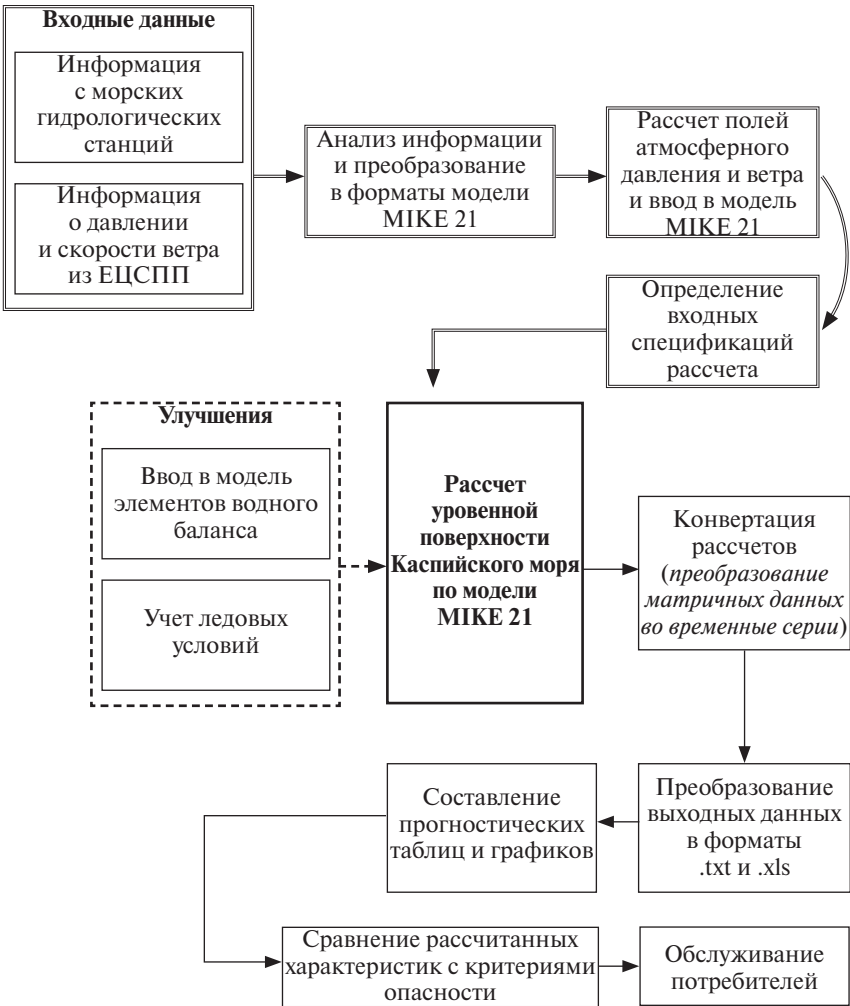


Рис. 3.10. Блок-схема автоматизированного расчета уровня Каспийского моря

прибрежная). Подготовлена гидрометеорологическая информация, необходимая для адаптации модели к условиям Каспийского моря. Выполнены прогностические расчеты для наиболее характерных нагонных ситуаций на казахстанском побережье Каспийского моря. Сравнение результатов расчетов с данными измерений уровня моря показало, что модель адекватно описывает сгонно-нагонные явления в береговой зоне северо-восточной части Каспийского моря. Она рекомендована к практическому использованию.

Примеры прогнозов уровня воды по отдельным станциям приведены на рис. 3.11 и 3.12.

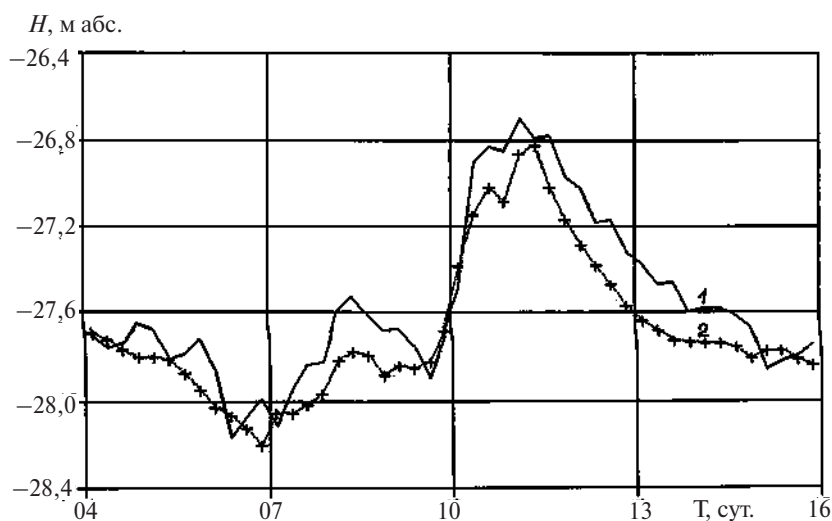


Рис. 3.11. Ход измеренного и рассчитанного уровня воды в северо-восточной части Каспийского моря во время нагона 4–16 сентября 1966 года

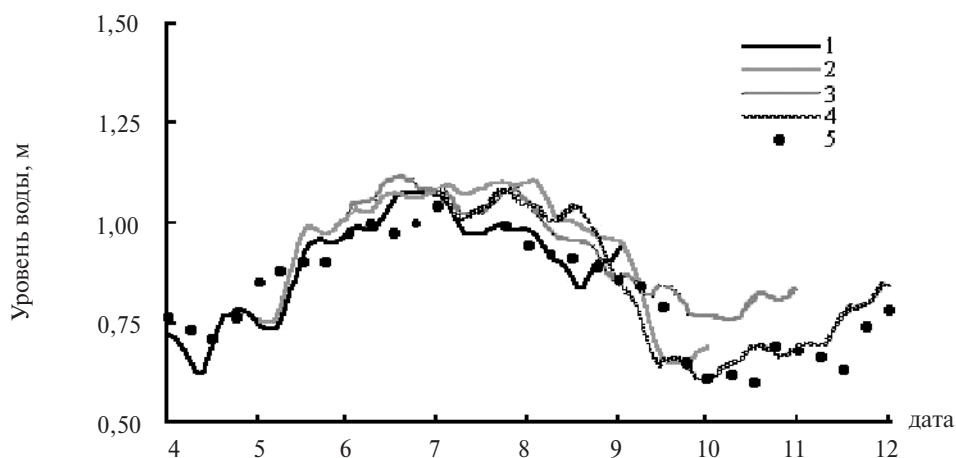


Рис. 3.12. Примеры прогнозов уровня воды на станции М. Пешной (август 2001 г): 1 – на период 4–9.08; 2 – на период 5–10.08; 3 – на период 6–11.08; 4 – на период 7–12.08; 5 – ход фактического уровня воды

3.2.5. Краткосрочный прогноз уровня в бухтах и заливах морей Дальнего Востока

Для разработки метода краткосрочного прогноза непериодических колебаний уровня в бухтах и заливах морей Дальнего Востока использовалась двумерная гидродинамическая модель для мелкой воды [173, 232].

Двумерная система проинтегрированных по глубине уравнений движения и неразрывности имеет следующий вид:

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{\partial(UH)}{\partial x} + \frac{\partial(UH)}{\partial y} = 0 \quad (3.86)$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} = fV - \frac{1}{\rho_w} \frac{\partial P_a}{\partial x} - g \frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{\tau^S_x - \tau^S_y}{\rho_w H} \quad (3.87)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} = -fU - \frac{1}{\rho_w} \frac{\partial P_a}{\partial y} - g \frac{\partial \xi}{\partial y} + \frac{\tau^S_x - \tau^S_y}{\rho_w H}, \quad (3.88)$$

где U, V — осредненные по вертикали составляющие скорости течения по осям x и y ; t — время; ξ — возвышение поверхности моря над средним уровнем; f — параметр Кориолиса; P_a — приземное атмосферное давление; $H = \zeta + R$ — полная глубина (R — глубина моря при невозмущенном уровне); ρ_w — плотность морской воды (принималась равной 1,02); g — ускорение свободного падения; τ^S_x, τ^S_y — составляющие касательного напряжения ветра на поверхности моря.

Вследствие того, что объекты исследования (бухты, заливы) имеют горизонтальные размеры, не превышающие 500–800 км, задача численного моделирования непериодических колебаний уровня решалась в прямоугольной системе координат.

Трение на поверхности задавалось при помощи наиболее часто используемой квадратичной зависимости касательного напряжения ветра от его скорости:

$$\begin{aligned} \tau^S_x &= \lambda W_x \sqrt{W_x^2 + W_y^2}, \\ \tau^S_y &= \lambda W_y \sqrt{W_x^2 + W_y^2}, \end{aligned} \quad (3.89)$$

где λ — коэффициент поверхностного трения; W_x, W_y — составляющие скорости ветра.

Трение на дне выражалось в виде

$$\begin{aligned} \tau^B_x &= \rho_w r U \sqrt{U^2 + V^2}, \\ \tau^B_y &= \rho_w r V \sqrt{U^2 + V^2} \end{aligned} \quad (3.90)$$

где r — коэффициент придонного трения.

Численная аппроксимация уравнений (3.86–3.88) выполнялась по явной схеме с центральными разностями для пространственных и временных производных.

Для расчета силы Кориолиса и придонного трения в уравнениях движения необходимо знать значения U и V во всех узлах сеточной области, относящихся

к составляющим скорости. С этой целью предварительно производится расчет составляющей течения U в V -точках и составляющей течения V в U -точках путем арифметического осреднения.

Значения коэффициента придонного трения, приводимые в литературе, весьма разнообразны. Однако в том случае, когда трение полагается пропорциональным квадрату осредненной по глубине скорости течения, эти значения чаще всего выбираются в диапазоне от $2,5 \cdot 10^{-3}$ до $3,0 \cdot 10^{-3}$. В настоящей работе значение коэффициента придонного трения было принято равным $2,6 \cdot 10^{-3}$. Величина коэффициента поверхностного трения λ , согласно различным литературным источникам, варьирует у различных авторов в еще больших пределах — от $1,9 \cdot 10^{-3}$ до $3,25 \cdot 10^{-3}$. Путем калибровки модели на нескольких морских акваториях было установлено, что наилучшее соответствие наблюдаемых и рассчитанных значений уровня отмечается при значении $\lambda = 2,8 \cdot 10^{-3}$.

Начальные и граничные условия

Уровень моря и составляющие скорости течения в начальный момент времени принимались нулевыми, то есть предполагалось отсутствие течений и отклонений уровня от невозмущенного состояния

$$\xi^{t0} = U^{t0} = V^{t0} . \quad (3.91)$$

На твердых границах составляющие скорости течения по нормали к берегу полагались равными нулю (условие непротекания), что достигалось размещением твердых границ таким образом, чтобы они были перпендикулярны осям X и Y сеточной области. Кроме того, твердые границы проводились только через точки, в которых рассчитываются составляющие скорости течения.

На жидкой границе применялась комбинация двух условий:

а) гидростатического изменения уровня:

$$\xi_{r1}^t = \frac{\bar{P}_a - P_{a\Gamma}}{\rho_w g} , \quad (3.92)$$

где $\bar{P}_a$ — среднее атмосферное давление над исследуемым районом; $P_{a\Gamma}$ — фактические значения атмосферного давления в каждом узле сеточной области на жидкой границе;

б) условие излучения:

$$\xi_{r2}^t = \pm U[V] \cdot \sqrt{\frac{H_\Gamma}{g}} , \quad (3.93)$$

где символ $U[V]$ обозначает ту или иную составляющую скорости течения в зависимости от типа узла расчетной сетки. Это условие позволяет устранить отражение от жидкой границы волн, выходящих из области расчета.

Таким образом, с приведенными выше начальными и граничными условиями система уравнений становится замкнутой и пригодной для практической реализации.

Модель была верифицирована в отдельных районах дальневосточных морей: заливе Петра Великого (Японское море), Анадырском заливе (Берингово море), восточном побережье о. Сахалин (Охотское море).

В качестве входной метеорологической информации использовались значения приземного атмосферного давления и характеристик ветра. Для учета пространственно-временной изменчивости полей атмосферного давления его значения снимались по фактическим приземным синоптическим картам с дискретностью 6 часов. Характеристики ветра рассчитывались по полю атмосферного давления в соответствии с методикой А. И. Соркиной [186].

Верификация модели для залива Петра Великого проводилась по двум сериям экстремальных нагонов, наблюдавшихся во время штормовых ситуаций 25–28 октября 1980 г. и 27–30 августа 1982 г. в пунктах Посыет, Владивосток и Находка. На рис. 3.13 приведены результаты численных экспериментов. Из рисунка видно, что высоты рассчитанных и наблюдавшихся штормовых нагонов хорошо согласуются между собой. Имеются лишь незначительные расхождения во временном ходе кривых, особенно заметные на фазе падения уровня и в моменты наступления максимумов. В целом средняя ошибка расчета максимумов нагонов не превышала 9 см, что позволяет считать результаты модельных расчетов удовлетворительными.

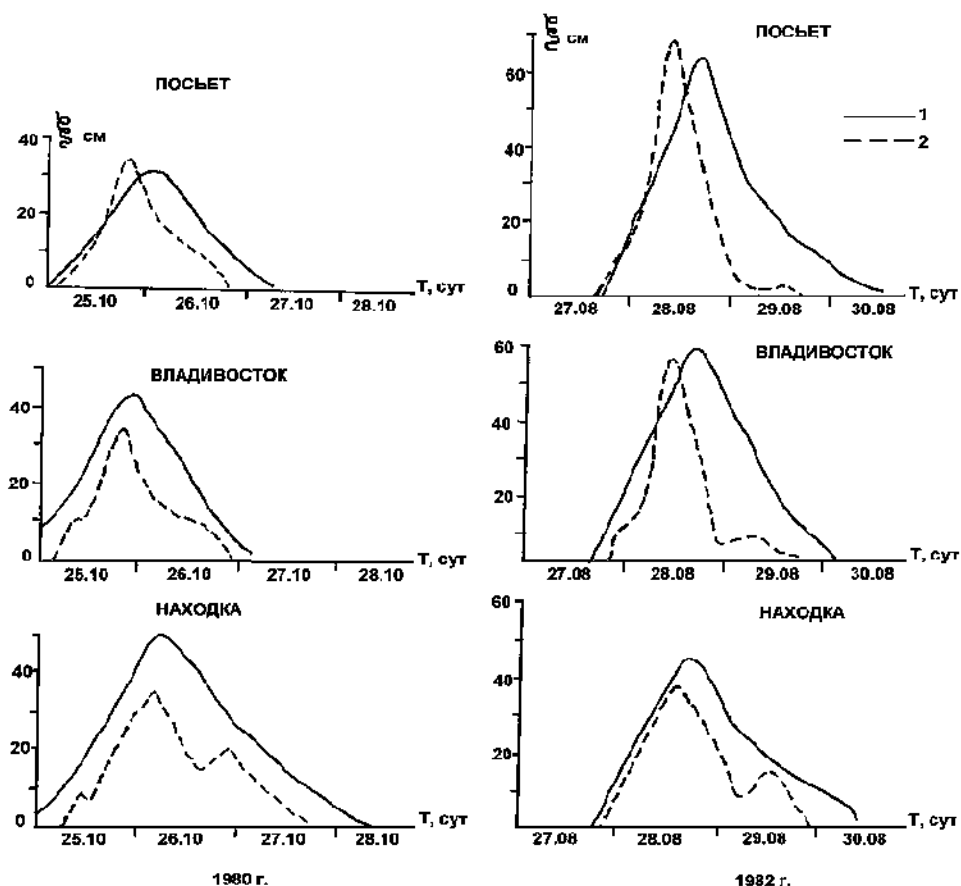


Рис. 3.13. Наблюдаемые (1) и рассчитанные по численной модели (2) штормовые нагоны в пунктах побережья залива Петра Великого

На основе предложенной модели был разработан упрощенный метод прогноза штормовых нагонов. Для этого были построены зависимости неперiodических колебаний уровня от различных скоростей и направлений ветра в выделенных пунктах побережья залива Петра Великого. Вышеупомянутые зависимости представлены в виде номограмм, удобных и доступных при использовании их в прогностических целях (рис. 3.14).

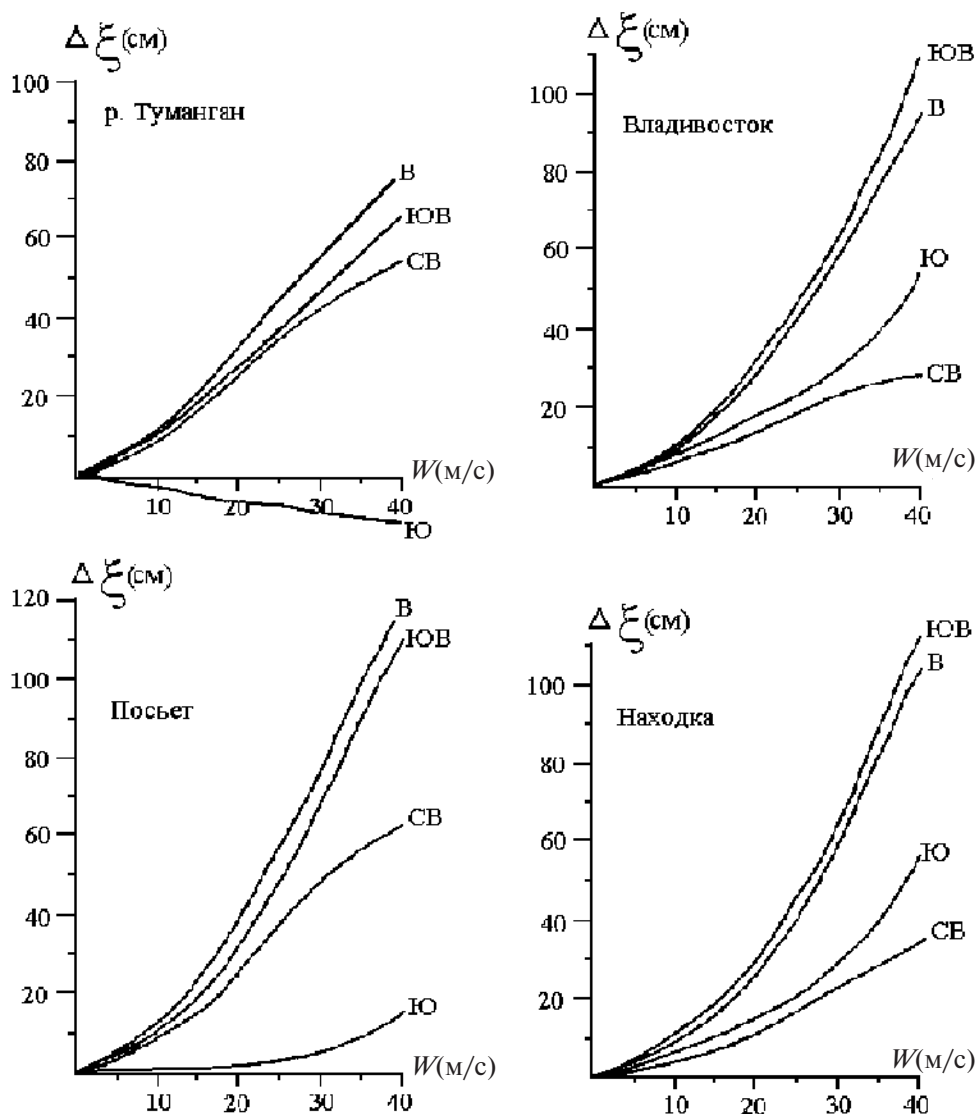


Рис. 3.14. Номограммы для расчета колебаний уровня в заливе Петра Великого

Из номограмм видно, что максимальные нагоны в заливе Петра Великого наблюдаются при юго-восточных и восточных ветрах; высота нагонов может достигать 100–115 см при скоростях ветра до 40 м/с в пунктах Владивосток,

Посыет и Находка. При сильном южном ветре (30–40 м/с) в пунктах Владивосток и Находка формируются нагоны, достигающие 50–60 см, в то время как в районе пункта Посыет и реки Туманган при тех же ветрах величины нагонов незначительны.

На рис. 3.15 аналогичные номограммы приведены для различных пунктов Анадырского залива.

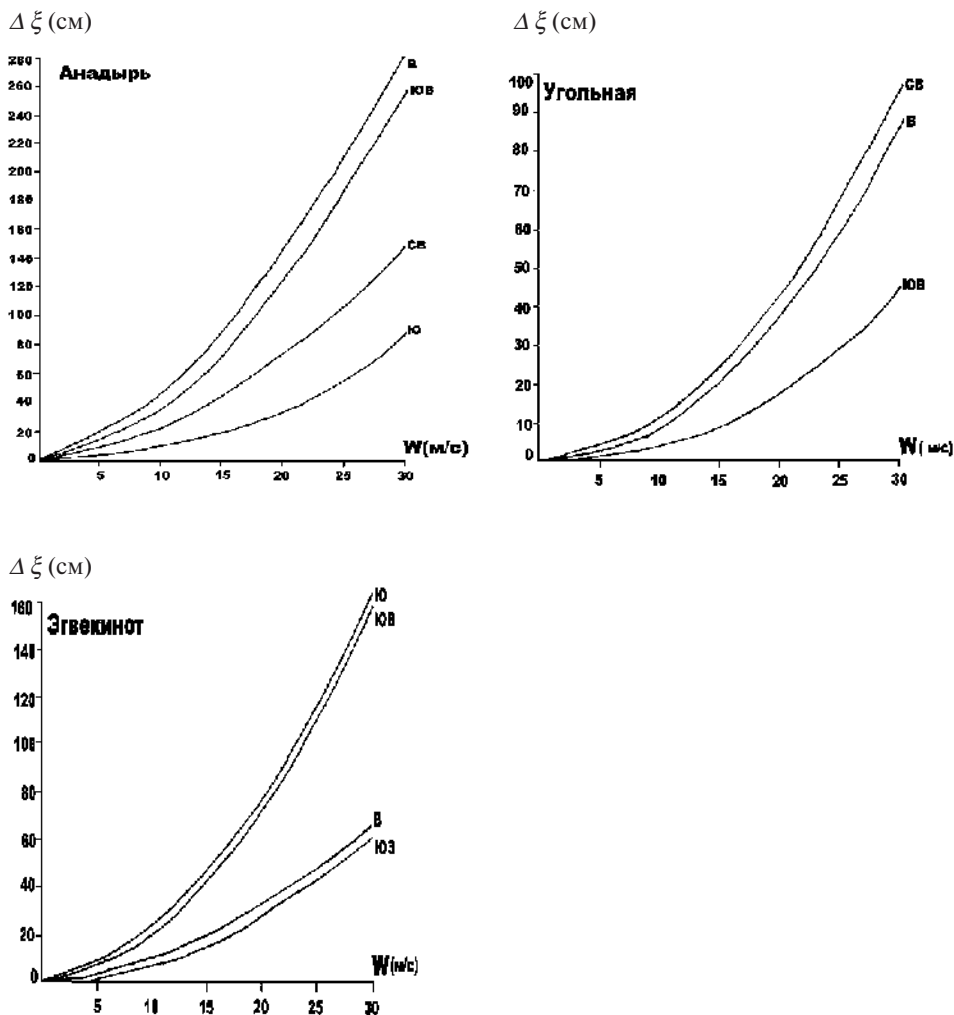


Рис. 3.15. Номограммы для расчета вариаций уровня моря в зависимости от скорости и направления ветра в Анадырском заливе

3.2.6. Сверхдолгосрочные прогнозы изменений уровня Каспийского моря

Как уже отмечалось выше, сверхдолгосрочные прогнозы непериодических колебаний уровня моря актуальны для Каспийского моря, поскольку амплитуда этих колебаний в многолетнем ходе может достигать нескольких метров. Исключение составляют приливные моря, в которых приливные колебания также могут достигать больших величин, но они имеют периодический характер и рассчитываются с большой точностью на несколько лет вперед.

3.2.6.1. Прогноз годового хода уровня Каспийского моря

Применяемый в ГУ «Гидрометцентр России» метод прогноза годового хода уровня Каспийского моря (УКМ) основан на приближенном решении уравнения водного баланса [6, 8, 80, 82, 106, 155, 157, 178–183, 211, 212]. Прогноз УКМ, ежегодно составляемый по этому методу, публикуется в бюллетене ГУ «Гидрометцентр России» вместе с обзором состояния уровня за прошлый год и рассылается во все заинтересованные организации. Выходными параметрами прогноза являются среднемесячные значения уровня моря, рассчитанные по семи опорным пунктам, расположенным по периметру Каспийского моря (Махачкала, Баку, о. Жилой, Форт-Шевченко, Куули-Маяк, Туркменбаши и Кара-Богаз-Гол), и средний уровень моря, вычисленный как среднее арифметическое из этих семи пунктов.

Сущность расчета водного баланса Каспийского моря как замкнутого водоема заключается в определении объемных величин (км³) приходной и расходной части водного баланса за каждый месяц рассматриваемого года и последующего сравнения балансового изменения уровня моря с фактическими изменениями уровня.

Уравнение водного баланса Каспийского моря записывается в следующем виде:

$$\Delta H_{\Delta t} = \frac{\sum Q_{\text{реч. ст.}}}{S} + \frac{Q_{\text{подз.}}}{S} - \frac{Q_{\text{кбс}}}{S} + P - E \pm \Delta H_{\sigma}, \quad (3.94)$$

где $\Delta H_{\Delta t}$ — изменение среднего уровня моря за определенный промежуток времени Δt ; $\sum Q_{\text{реч. ст.}}$ — увеличение объема моря за счет суммарного поверхностного притока рек Волги, Куры, Урала, Терека, Сулака, Самура, иранских рек и междуречья; $Q_{\text{подз.}}$ — объем подземного притока; $Q_{\text{кбс}}$ — объем стока каспийской воды в залив Кара-Богаз-Гол; P — повышение уровня моря за счет осадков, выпавших на поверхность моря; E — понижение уровня моря за счет испарения с поверхности моря; ΔH_{σ} — плотностные изменения уровня; S — площадь моря (км²) на момент расчета. Годовые изменения уровня получаются путем алгебраического сложения месячных значений прихода и расхода воды в море.

Прогноз годового хода уровня моря составляется в конце апреля. Составление прогноза УКМ осуществляется по следующей схеме:

1. По данным планируемых сбросов на Волгоградской ГЭС и прогнозу объемов стока рек Урала, Куры, Терека, Сулака и Самура с учетом среднего многолетнего стока рек иранского побережья и междуречий вычисляется объем поверхностного стока вод в море (км³). В современных условиях годовой сток в среднем распределяется следующим образом: на апрель — июнь приходится

42 % годового стока, на период июль – декабрь – 36 %, январь–февраль – 14 % и март – 8 %.

2. По суммарному объему притока поверхностных вод, отнесенному к площади моря, находится приращение уровня моря, обусловленное стоком. Площадь моря определяется по гипсометрической кривой.

3. По сумме стоковых приращений уровня $\sum \Delta H_{\text{сток}}$ за предшествующий месяц и норме $\sum \Delta H$ по уравнению

$$\Delta H_t = \sum \Delta H_{\text{сток}} - (E - P) \pm \sum \Delta H \quad (3.95)$$

вычисляются приращения уровня моря за период с апреля по декабрь.

4. Определяются среднемесячные значения уровня моря по уравнению

$$\bar{H} = H_0 + \sum \Delta H_{\text{сток}}, \quad (3.96)$$

За H_0 принимается средний уровень моря за апрель.

5. По фактическим значениям уровня моря за январь–апрель и предвычисленным величинам уровня за май–декабрь рассчитывается средний уровень моря текущего года и дается его прогноз.

Прогноз годового хода среднего уровня моря при необходимости может быть уточнен в первых числах августа. Это может быть связано с тем, что после прохождения пика паводочной волны на реках корректируются режимы работы ГЭС и составляются более надежные графики попусков воды в нижних бьефах Волгоградской и Мингечаурской ГЭС. На основании этих графиков, а также прогнозов водности на III квартал рек Урала, Куры, Терека, Сулака и Самура уточняются значения ожидаемых стоковых приращений уровня моря.

Прогноз уровня в отдельных пунктах составляется по величинам средних многолетних отклонений уровня в данном пункте от среднего уровня моря. Переход от прогноза среднего уровня моря к прогнозу уровня в отдельных пунктах моря делается с использованием средних многолетних значений правой части уравнения (3.94) по формуле

$$\Delta H' = \Delta H_{\phi} - \Delta H_{\text{сток}}, \quad (3.97)$$

где ΔH_{ϕ} – фактическое приращение уровня моря в данном пункте; $\Delta H_{\text{сток}}$ – приращение уровня моря за счет поверхностного стока; $\Delta H'$ – приращение уровня моря за счет остальных составляющих водного баланса. Затем находится величина стокового приращения уровня на каждый месяц. По вычисленному стоковому приращению и многолетним значениям правой части уравнения (3.94) для каждого пункта вычисляется приращение уровня в каждом месяце для семи базовых пунктов моря.

Источники ошибок прогноза

Одним из недостатков описанного выше приема прогнозирования уровня моря является то, что поверхностный сток берется для всех пунктов один и тот же, т.е. не учитывается водообмен между отдельными районами моря.

Сравнительный анализ фактических и прогнозируемых уровней моря на различных водпостах показал постоянное занижение прогностических значений

уровня моря, по сравнению с фактическими [182]. Авторы метода объясняют этот факт недоучетом приращения уровня моря в различных пунктах моря за счет трансформации весенней паводочной волны при ее распространении с севера на юг. Наступление максимума в годовом ходе уровня моря после сброса воды в нижний бьеф Волгоградской ГЭС для разных пунктов неодинаково и зависит от расстояния, пройденного паводочной волной от устья Волги до того или иного пункта моря. Поэтому для корректировки прогноза УКМ с 1987 г. в прогноз стали вводить поправку, учитывающую приращение уровня за счет трансформации весенней паводочной волны.

Эта поправка для пунктов Махачкала и Форт-Шевченко рассчитывается по формуле

$$\Delta H_{\text{сток}}^i = \frac{\Delta H_{\text{сток}}^{i-1} + 2\Delta H_{\text{сток}}^i + \Delta H_{\text{сток}}^{i+1}}{4}, \quad (3.98)$$

а для пунктов Баку, о. Чилов, Гувлымаяк, Кара-Богаз-Гол и Туркменбаши по формуле

$$\Delta H_{\text{сток}}^i = \frac{2\Delta H_{\text{сток}}^{i-1} + \Delta H_{\text{сток}}^i + \Delta H_{\text{сток}}^{i+1}}{4}. \quad (3.99)$$

Такой подход физически слабо обоснован, однако, как отмечают авторы методики, он улучшает результаты прогноза. По данным авторов метода, время «добегания» волжской воды до пунктов Махачкала и Форт-Шевченко составляет около одного месяца, а для пунктов, значительно удаленных от устья Волги (Баку, о. Жилой, Туркменбаши, Куули-Маяк, Кара-Богаз-Гол), — около двух месяцев. Однако сколько-нибудь научно обоснованных аргументов, подтверждающих этот вывод, не приводится. Идея учета трансформации волжской паводочной волны была позаимствована из работы [81], в которой описан способ приближенного расчета неустановившегося движения водных масс в реках. Однако в условиях Каспийского моря такой подход не реализуется. В море нет однонаправленного устойчивого потока, как в реке. Приращения уровня моря в различных пунктах моря могут быть обусловлены другими причинами, например ветровыми, стоковыми, градиентными и сгонно-нагонными течениями, вклад которых в величину приращения уровня может превышать величину приращения за счет «распластывания» по морю волжской воды. Отсутствие соответствующих материалов по трансформации волжской воды при ее распространении с севера на юг (ежедневных графиков зарегулированных расходов Волги у Волгограда и ежедневных данных о процессе распространения волны и ее влияния на те или иные пункты моря) не позволяет выполнить исследования и расчеты с необходимой надежностью.

Наиболее очевидным источником ошибок прогноза УКМ является нарушение плановых сбросов воды из Волгоградского водохранилища в нижний бьеф Волгоградской ГЭС на второй квартал текущего года. Практика показывает, что плановые цифры не всегда выдерживаются и, когда готовится прогноз, точная величина сброса бывает неизвестна. Поэтому прогноз иногда приходится уточнять в июле или в августе после того, как становятся известными фактические объемы сброса. Ошибки в величине сбросов в весенние месяцы (апрель—май), когда формируется основная доля годового притока речных вод

в море, серьезно сказываются на общей оправдываемости прогноза среднего годового уровня моря.

В табл. 3.4 и на рис. 3.16 представлены данные о плановых и фактических сбросах воды в Нижнюю Волгу по годам.

Таблица 3.4

Плановые ($Q_{пл}$) и фактические ($Q_{ф}$) сбросы Волгоградского водохранилища ($км^3$) во втором квартале

Годы	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988
$Q_{пл}$	80–82 (81*)	105	77–80 (78*)	85	65	105	105	90	92
$Q_{ф}$	82	128	77	90	71	117	121	108	125
$Q_{ф} - Q_{пл}$	+1	+23	–1	+5	+6	+12	+16	+18	+33
Годы	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997
$Q_{пл}$	98	145	140	110	110	140	125	70	80
$Q_{ф}$	113	180	181	134	141	164	155	62	115
$Q_{ф} - Q_{пл}$	+5	+25	+41	+24	+31	+24	+30	+8	+35
Годы	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006
$Q_{пл}$	110–130 (120*)	125–145 (135*)	90–120 (105*)	115–125 (120*)	105–130 (115*)	120–140 (130*)	100–120 (110*)	125–144 (135*)	85
$Q_{ф}$	140	127	109	134	123	103	106	136	77
$Q_{ф} - Q_{пл}$	+20	–8	+4	+14	+8	–27	–4	+1	–8

* – принятые значения при составлении прогноза.

Из табл. 3.4 видно, что в 22 случаях из 27 фактические сбросы превышали плановые; среднее превышение фактических сбросов над плановыми сбросами составило 12,4 $км^3$. Максимальное превышение фактических сбросов над плановыми сбросами было в 1991 и 1997 гг. 41 и 35 $км^3$ соответственно, а минимальное – в 1980 и 2005 гг. (1 $км^3$). В 1999, 2003, 2004 и 2006 гг. фактические сбросы были меньше плановых сбросов на –8, –27, –4 и –8 $км^3$ соответственно.

Из рис. 3.16 видно, что величины сбросов воды сильно меняются во времени. Так, с 1985 по 1998 г. фактические сбросы превышали плановые. В предшествующие и последующие этому периоду годы фактические и плановые величины сбросов были достаточно близки друг к другу. Объяснение такому поведению сбросов, по-видимому, лежит в действиях энергетиков, которые в известной степени перестраховываются в плане поддержания достаточных запасов воды в водохранилище.

Источником ошибок прогноза также является недостаточно точный учет объемов речной воды, непосредственно поступающей в Каспий. Дело в том, что часть стока теряется в процессе испарения и инфильтрации на участках от ГЭС до моря. Однако точные потери воды на этом участке оценить довольно трудно.

Один из источников ошибок прогноза кроется в довольно быстро меняющихся во времени и пространстве гидрометеорологических и антропогенных режимах моря, причем эти изменения носят нелинейный характер. В силу этого создаются проблемы в оценках статистических характеристик гидрометеорологических величин, таких, как испарение, осадки, уровень моря, которые

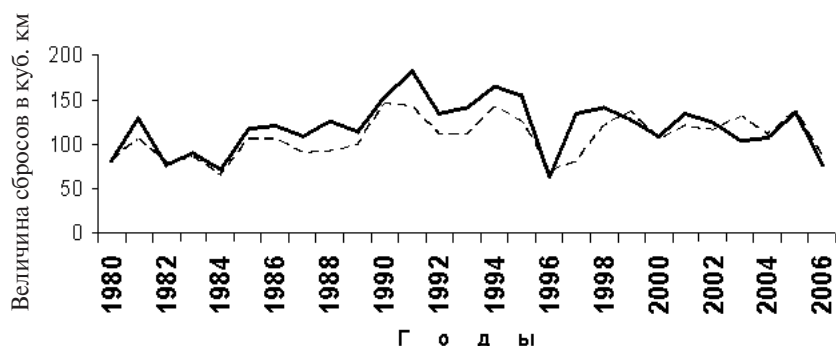


Рис. 3.16. *Ход фактических (сплошная линия) и плановых (пунктирная линия) сбросов воды в нижний бьеф Волгоградской ГЭС (1980–2006 гг.)*

используются при составлении прогнозов. Выбор продолжительности лет, по которым должны рассчитываться средние многолетние величины уровня моря, и составляющих водного баланса — задача далеко не тривиальная и требует тщательного статистического анализа временных рядов. В табл. 3.5 показано, насколько существенно меняются средние статистические значения остаточного члена уравнения водного баланса за различные периоды.

Таблица 3.5

*Средние многолетние месячные значения остаточного члена
($E - P + Q_{\text{подз.}} \pm \Delta H_{\sigma}$) (мм) за различные периоды времени*

Периоды осреднения	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1925–2006	–24	–22	–22	–30	–52	–85	–116	–133	–120	–86	–51	–35
1925–1964	–46	–31	–15	–2	–1	–89	–95	–123	–155	–124	–70	–58
1978–1988	–47	–48	–26	8	–6	–31	–82	–118	–129	–126	–63	–54
1978–2006	–34	–28	–25	–34	–53	–81	–108	–127	–126	–98	–65	–44
1980–1985	–52	–37	–31	5	3	–34	–82	–120	–115	–120	–62	–55
1940–1970	–32	–34	–21	–24	–40	–77	–90	–116	–126	–94	–68	–49
Среднее	–43	–37	–27	–16	–28	–68	–97	–124	–132	–113	–69	–54

В процессе оперативной эксплуатации метода было обнаружено систематическое занижение прогнозируемых величин уровня по сравнению с фактическими величинами. Возможны три причины такого занижения. Одна из них состоит в недостаточно точном учете выпадающих на поверхность моря осадков. Другая причина связана с ошибками в расчетах величины испарения по упрощенной эмпирической формуле

$$E = 4,29E_{t_w} + 8, \quad (3.100)$$

где E_{t_w} — максимальное насыщение водяного пара при температуре воды, взятой за предшествующий месяц; t_w — температура поверхности моря, наблюдаемая на прибрежных станциях.

Согласно этой формуле, величина годового хода испарения следует годовому ходу температуры поверхности моря, что не совсем согласуется с действительным внутригодовым распределением испарения. На самом деле наибольшее испарение с поверхности моря происходит не в месяцы с максимальной температурой поверхности моря, а в холодную часть года, когда скорость ветра и дефицит влажности воздуха непосредственно у поверхности моря достигают максимальных значений. Учитывая то обстоятельство, что температура воды в открытых районах моря ниже, чем в прибрежных районах, рассчитанные по формуле (3.91) значения испарения в открытом море всегда будут завышенными. Поэтому предлагается расчетную величину испарения уменьшить примерно на 20 %.

Для оперативного прогноза месячных и годовых уровней Каспийского моря уравнение (3.85) было упрощено и практически сведено к учету двух основных составляющих баланса, которые определяют основной вклад в изменения уровня моря: суммарный приток речных вод в море ($\sum Q_{\text{сток}}$) и эффективное испарение ($Q_{\text{эф}} = E - P$) (испарение минус осадки). Другие составляющие, такие, как подземный сток, изменение уровня в зависимости от изменения плотности воды и сток в залив Кара-Богаз-Гол, вносят незначительный вклад и в известной степени компенсируют друг друга. Поэтому приращения уровня моря рассчитывались по формуле

$$\Delta H = \sum Q_{\text{сток}} + Q_{\text{эф}}. \quad (3.101)$$

В условиях зарегулированного режима стока основных рек, питающих Каспийское море, главная приходная часть водного баланса моря — суммарный поверхностный сток рек $\sum Q_{\text{сток}}$ известен заранее по планируемым сбросам воды в нижние бьефы ГЭС.

Величина $\sum Q_{\text{сток}}$ рассчитывается исходя из величины планового сброса воды в нижний бьеф Волгоградской ГЭС, к которой затем прибавляется сток остальных рек, и полученная таким образом величина суммарного стока рек распределяется по месяцам с учетом весовых коэффициентов.

Из-за относительно малой межгодовой изменчивости эффективного испарения $Q_{\text{эф}}$, по сравнению с изменчивостью поверхностного притока речных вод, в практических расчетах месячные значения этой величины принимаются средними многолетними. Средние многолетние помесечные величины $Q_{\text{эф}}$, вычисленные по большому ряду (1924–2006 гг.) для семи пунктов и средние по морю, представлены в табл. 3.6.

Таблица 3.6

Средняя многолетняя величина эффективного испарения (испарение минус осадки) для семи базовых пунктов и по морю в целом, мм (период осреднения 1924–2006 гг.)

Пункты	Месяцы												Сред. год.
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Баку	–34	–25	–28	–32	–55	–91	–127	–147	–138	–105	–68	–45	–894
о. Жилой	–39	–33	–32	–36	–54	–81	–116	–142	–143	–105	–71	–42	–895
Махачкала	–21	–16	–16	–24	–31	–54	–84	–105	–90	–73	–45	–28	–585
Форт-Шевченко	–33	–28	–24	–27	–44	–74	–112	–129	–111	–87	–57	–38	–763

Пункты	Месяцы												Сред. год.
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Куули-Маяк	-40	-34	-30	-39	-58	-81	-90	-109	-131	-107	-74	-54	-845
Туркменбаши	-34	-29	-24	-39	-67	-103	-127	-146	-147	-111	-71	-48	-945
Кара-Богаз-Гол	-38	-34	-22	-40	-61	-83	-97	-109	-125	-97	-69	-50	-825
Среднее по морю	-34	-28	-25	-34	-53	-81	-108	-127	-126	-98	-65	-44	-822
Данные за период 1925–1964 гг.	-61	-42	-21	-2	0	-76	-78	-107	-48	-131	-84	-77	-827

3.2.6.2. Усовершенствованный метод прогноза годового хода уровня Каспийского моря

В ГУ «Гидрометцентр России» описанная выше методика была усовершенствована З. К. Абузяровым, что позволило не только повысить качество прогноза, но существенно упростить процедуру его составления. По старому методу сначала рассчитывается уровень моря для семи базовых пунктов (Баку, о. Жилой, Махачкала, Форт-Шевченко, Куули-Маяк, Туркменбаши, Кара-Богаз-Гол) по одной и той же величине волжского стока, что не совсем правильно, так как роль волжского стока в различных пунктах моря различна, а затем путем арифметического осреднения рассчитанного уровня по семи пунктам получается средний уровень моря. Это довольно долгая и кропотливая процедура.

По усовершенствованному методу все делается наоборот: сначала по уравнению водного баланса рассчитывается средний уровень моря, а уровни для отдельных пунктов получаются путем прибавления заранее рассчитанных среднемесячных многолетних отклонений уровней от среднего уровня моря для каждого из базовых пунктов. Величины уточненных средних многолетних приращений уровня моря от месяца к месяцу и их среднеквадратичные отклонения представлены в табл. 3.7 и 3.8.

Таблица 3.7

*Средние многолетние помесечные приращения уровня моря
для семи базовых пунктов, см*

Пункты	Стат. характ.	Месяцы											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Баку	$\Delta \bar{H}$	1,4	0,4	1,8	4,8	8,3	10,9	4,3	-4,9	-10	-9	-4,3	-1,7
	S	5,0	4,8	4,7	3,8	3,0	4,6	5,2	3,3	5,0	4,7	4,2	3,9
о. Жилой	$\Delta \bar{H}$	1,8	0,0	1,7	4,2	8,2	11,2	4,7	-4,4	-10	-10	-3,5	-1,9
	S	5,7	4,0	4,0	4,3	4,4	5,0	5,3	5,0	4,5	5,3	6,2	5,9
Махачкала	$\Delta \bar{H}$	3,6	-2	1,3	4,5	7,3	8,4	2,2	-3,7	-8	-7	-0,9	-1,5
	S	8,6	7,0	6,2	4,6	4,1	5,8	5,7	4,5	5,3	5,1	6,0	6,1
Форт-Шевченко	$\Delta \bar{H}$	2,5	-1	2,2	5,4	8,1	8,7	2,3	-5,3	-8	-7	-3,0	-1,5
	S	4,3	4,3	3,5	3,5	3,2	4,1	5,2	3,4	3,1	3,0	3,5	4,3

Пункты	Стат. характ.	Месяцы											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Куули-Маяк	$\Delta\bar{H}$	2,3	0,4	2,1	5,0	7,8	9,4	5,9	-2,9	-12	-9	-4,5	-0,4
	S	9,4	9,7	2,7	3,3	6,0	4,7	6,3	9,2	8,1	3,8	11,6	11,5
Туркменбаши	$\Delta\bar{H}$	2,0	0,8	1,1	5,0	7,7	9,8	7,1	-3,9	-12	-10	-2,8	-1,4
	S	3,1	7,6	9,0	5,1	3,7	5,1	5,1	5,6	4,5	6,2	5,3	3,8
Кара-Богаз-Гол	$\Delta\bar{H}$	1,4	-1	3,2	5,8	7,5	9,5	4,1	-4,8	-11	-8	-3,8	-1,4
	S	4,9	3,9	4,7	4,4	3,6	4,7	6,1	4,0	3,6	3,4	4,3	4,3

Таблица 3.8

Величины средних отклонений уровня в отдельных пунктах от среднего уровня моря $\Delta\bar{H}$ и их среднеквадратических отклонений $\bar{S}$, см (период осреднения 1925–2006 гг.)

Пункты	Стат. величины	Месяцы											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Баку	$\Delta\bar{H}$	3	3	3	3	4	4	4	3	4	3	2	3
	$\bar{S}$	11	12	10	11	11	12	11	12	11	10	11	10
о. Жилой	$\Delta\bar{H}$	5	5	4	3	4	5	5	5	5	4	4	4
	$\bar{S}$	7	7	7	7	6	7	7	9	8	7	8	8
Махачкала	$\Delta\bar{H}$	8	7	5	5	5	5	4	6	6	6	7	7
	$\bar{S}$	8	7	5	5	5	5	4	6	6	6	7	7
Форт-Шевченко	$\Delta\bar{H}$	9	8	8	8	9	7	5	4	6	8	8	8
	$\bar{S}$	6	6	6	5	6	6	6	7	5	6	6	5
Куули-Маяк	$\Delta\bar{H}$	-3	-1	-3	-3	-3	-3	-2	-1	-2	-3	-4	-3
	$\bar{S}$	11	17	6	5	7	5	6	9	6	6	12	6
Туркменбаши	$\Delta\bar{H}$	-4	-3	-4	-4	-4	-5	-2	-2	-4	-5	-5	-5
	$\bar{S}$	6	9	7	6	6	6	6	6	6	7	6	6
Кара-Богаз-Гол	$\Delta\bar{H}$	-4	-4	-3	-2	-2	-3	-3	-4	-5	-4	-5	-4
	$\bar{S}$	5	6	5	5	6	6	6	6	6	6	7	7

Для оценки оправдываемости прогнозов уровня в отдельных пунктах моря устанавливаются допустимые погрешности ошибок прогноза. Ошибки прогноза зависят как от изменчивости среднего уровня моря ($S_{\bar{H}}$), так и от изменчивости отклонений уровня в данном пункте от среднего уровня моря ($S_{\Delta H}$).

Для определения допустимой погрешности прогноза уровня в каждом пункте вычислялась величина $\sigma = \sqrt{\sigma_H^2 + \sigma_{\Delta H}^2}$. В соответствии с [178] допустимые погрешности принимались: для заблаговременности до двух месяцев – $0,67\sigma$, для заблаговременности от двух до шести месяцев – $0,8\sigma$ и для заблаговременности более шести месяцев – σ .

Вычисленные величины допустимых погрешностей для семи базовых пунктов приведены в табл. 3.9.

Таблица 3.9

*Допустимые погрешности по месяцам для отдельных пунктов
(период осреднения 1924–2006 гг.)*

Пункты	Месяцы											
	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV
Баку	11	11	14	14	14	13	16	16	16	17	16	16
о. Жилой	11	11	13	14	14	14	19	18	17	16	16	16
Махачкала	11	11	13	13	14	15	18	18	18	17	17	16
Форт-Шевченко	11	11	13	13	13	14	16	17	16	16	17	16
Куули-Маяк	11	11	13	16	15	13	23	19	20	20	14	15
Туркменбаши	11	11	13	14	14	14	17	16	15	20	18	16
Кара-Богаз-Гол	11	11	14	14	14	14	17	17	17	17	15	16
Средняя	11	11	13	14	14	14	18	17	17	18	16	16

Схема прогноза

Прогноз среднего уровня Каспийского моря составляется в конце апреля на период с мая текущего года по апрель следующего года. Сначала составляется помесечный прогноз среднего уровня моря по площади, следуя процедуре:

а) по фактическим данным о сбросах воды в нижний бьеф Волгоградской ГЭС в январе, феврале и марте текущего года определяется общий объем сбросов воды (в км³) в первом квартале ($Q_{\text{сток}}^{I-III}$);

б) после получения информации об ожидаемом (плановом) объеме сброса воды во втором квартале текущего года ($Q_{\text{сток}}^{IV-VI}$) устанавливаются следующие объемы сбросов воды: для апреля – $0,209 Q_{\text{сток}}^{IV-VI}$, мая – $0,482 Q_{\text{сток}}^{IV-VI}$ и для июня – $0,309 Q_{\text{сток}}^{IV-VI}$. Объем сброса воды из водохранилища в Каспийское море в текущем году определяется по формуле

$$Q_{\text{сток}}^{I-XII} = 1,22 Q_{\text{сток}}^{I-VI} + 62; \quad (3.102)$$

в) объем сброса воды за период июль–декабрь текущего года определяется по формуле

$$Q_{\text{сток}}^{VII-XII} = Q_{\text{сток}}^{I-XII} - Q_{\text{сток}}^{I-VI} \quad (3.103)$$

По месяцам Q распределяется следующим образом: июль – $0,21 Q_{\text{сток}}^{VII-XII}$, август – $0,17 Q_{\text{сток}}^{VII-XII}$, сентябрь – $0,16 Q_{\text{сток}}^{VII-XII}$, октябрь – $0,16 Q_{\text{сток}}^{VII-XII}$, ноябрь – $0,17 Q_{\text{сток}}^{VII-XII}$ и декабрь – $0,17 Q_{\text{сток}}^{VII-XII}$. Для каждого месяца текущего года определяется объем стока воды в море $\sum \sum Q_{\text{сток}}$ с учетом стока остальных рек. За январь–март берется фактический сток, а за остальные месяцы – средние многолетние величины стока рек;

г) объем стока переводится в мм слоя воды; для этого по графику зависимости площади моря (тыс. км²) от фактического среднемесячного уровня моря (см) за март определяется площадь моря для каждого месяца путем умножения на соответствующие коэффициенты, приведенные в табл. 3.10.

Таблица 3.10

Коэффициенты для определения площади Каспийского моря

Месяцы	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Коэффициенты	1,000	1,003	1,008	1,012	1,014	1,011	1,007	1,004	1,003	1,003

Стоковые приращения уровня за каждый месяц (в мм) получаются делением суммарного объема стока на площадь моря;

д) по сумме стоковых приращений уровня и средним многолетним величинам эффективного испарения (табл. 3.6) вычисляются приращения уровня моря от месяца к месяцу за период с мая по декабрь текущего года и с января по апрель следующего года. В качестве исходного уровня принимается фактический уровень апреля. Начиная с мая прогнозируемый уровень на каждый месяц получается путем последовательного прибавления рассчитанных месячных приращений к полученному уровню предыдущего месяца.

Пример составления прогноза внутригодового хода среднего уровня моря на 2003–2004 гг.

Плановый объем сброса воды в нижний бьеф Волгоградской ГЭС находился в пределах 120–140 км³. Для расчета прогноза уровня была принята средняя величина – 130 км³. Фактический уровень моря в апреле 2003 г. – 86 см. Расчет выполнялся по схеме, представленной в табл. 3.11.

Таблица 3.11

Расчет годового хода среднего уровня моря

	2003 г.										2004 г.			
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	
$Q_{\text{сток}} \text{ (км}^3\text{)}$	33,9	78,4	69,8	24,5	19,9	17,5	18,7	19,9	19,9	19,8	17,5	21,8	33,9	
$Q_{\text{сток}} \text{ (мм)}$	85	196	175	61	50	44	47	50	50	50	44	55	85	
$(E - P) \text{ (мм)}$	−34	−53	−81	−108	−127	−126	−98	−65	−44	−34	−28	−25	−34	
$\Delta H_{\text{прог}} \text{ (мм)}$	+51	+143	+94	−47	−77	−82	−51	−15	+6	+16	+16	+30	+51	
$\bar{H}_{\text{прог}} \text{ (см)}$		91	105	114	109	101	93	88	86	92	94	96	99	
$\bar{H}_{\text{факт}} \text{ (см)}$	86	95	102	108	108	97	93	88	87	88	92	91	95	
Ошибка (см)		+4	−3	−6	−1	−4	0	0	+1	−4	−2	−5	−4	

Прогностические значения уровня для отдельных пунктов получают путем прибавления многолетних величин месячных отклонений уровней в отдельных пунктах от среднего уровня моря.

Пример прогноза уровня для отдельных пунктов с мая 2003 г. по апрель 2004 г. представлен в табл. 3.12.

Таблица 3.12

Прогноз уровня Каспийского моря по пунктам

Пункты		2003 г.								2004 г.			
		V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV
Баку	ΔH	4	4	4	3	4	3	2	3	3	3	3	3
	$H_{\text{прог}}$	95	109	118	112	105	96	90	89	86	88	90	89
о. Жилой	ΔH	4	5	5	5	5	4	4	4	5	5	4	3
	$H_{\text{прог}}$	95	110	119	114	106	97	92	90	88	90	91	89
Махачкала	ΔH	5	5	4	6	6	6	7	7	8	7	5	5
	$H_{\text{прог}}$	96	110	118	115	107	99	95	93	91	92	92	91
Форт-Шевченко	ΔH	8	7	5	4	6	8	8	8	9	8	8	8
	$H_{\text{прог}}$	100	112	119	113	107	105	96	94	92	93	95	94
Куули-Маяк	ΔH	-3	-3	-2	-1	-2	-3	-4	-3	-3	-1	-3	-3
	$H_{\text{прог}}$	88	102	112	108	99	90	84	83	80	84	84	83
Туркменбаши	ΔH	-4	-5	-2	-2	-4	-5	-5	-5	-4	-3	-4	-4
	$H_{\text{прог}}$	87	100	112	107	97	88	83	81	79	82	83	82
Кара-Богаз-Гол	ΔH	-2	-3	-3	-4	-5	-4	-5	-4	-4	-4	-3	-2
	$H_{\text{прог}}$	89	102	111	105	96	89	83	82	79	81	84	84
$H_{\text{прог}}^*$		91	105	114	109	101	93	88	86	83	85	87	86

* – спрогнозированные величины средних уровней моря по месяцам (в см).

Анализ результатов прогноза УКМ по усовершенствованному методу

За период с 1992 по 2006 г. было составлено 1008 прогнозов среднемесячных уровней в отдельных пунктах моря и средних по морю. Средняя оправдываемость прогнозов по новому методу составила 91 %, а по старому – 85 %. Выигрыш прогнозов, составленных по усовершенствованному методу, составил 6 % (рис. 3.17).

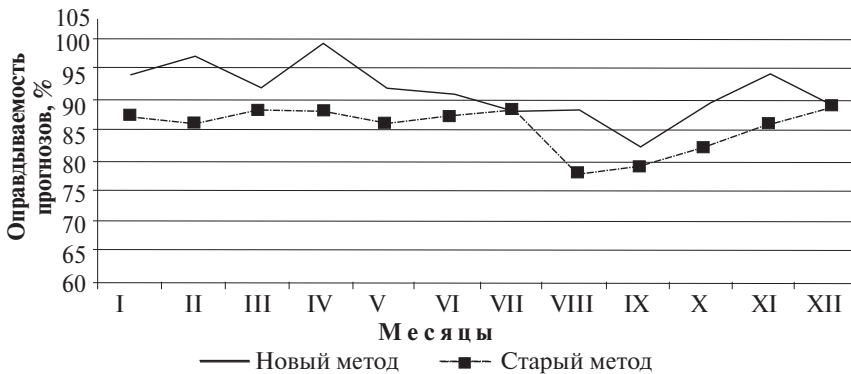


Рис. 3.17. Помесячный ход средней многолетней оправдываемости прогнозов уровня моря по новому и старому методам

Сравнение результатов прогноза по усовершенствованному методу с результатами прогноза по существующему методу на 15 годах (1992–2006 гг.) показало преимущество первого. Как показали результаты выполненного исследования, использование водобалансового метода даже в его упрощенном варианте в условиях зарегулированного стока рек дает достаточно удовлетворительные результаты. Для получения устойчиво надежных результатов необходимо периодически (по крайней мере, через 5–10 лет) уточнять статистические характеристики составляющих водного баланса и уровня моря.

3.2.7. Прогностические оценки фоновых изменений уровня Каспийского моря на сроки 5 лет и более

Актуальность этой проблемы обусловлена тем, что в прошлом столетии в уровне Каспийского моря отмечалось два экстремальных явления, имевшие драматические последствия: аномальное падение уровня моря в период с 1930 по 1977 г. почти на 3,2 м и вслед за этим аномальный подъем в период с 1978 по 1995 г. почти на 2,5 м.

При этом как экстремальное понижение, так и экстремальный подъем УКМ оказали одинаково отрицательное воздействие на все аспекты жизнедеятельности стран каспийского региона. Это обстоятельство послужило поводом для появления большого количества работ, посвященных исследованию причин аномальных колебаний УКМ и их прогнозу [7–10, 22, 82, 109, 133, 135, 165, 168, 176, 178, 179]. Физически наиболее обоснованными методами долгосрочного прогноза колебаний УКМ являются методы, основанные на расчете водного баланса Каспийского моря. Но, к сожалению, эти методы применимы для составления прогнозов УКМ на сроки не более года.

Наиболее реалистичный подход для разработки прогностических оценок изменений УКМ на большие сроки (от нескольких лет до нескольких десятков лет) состоит в поиске асинхронных корреляционных связей между интегральными значениями колебаний УКМ и интегральными характеристиками атмосферной циркуляции.

Одними из первых такой подход к разработке сверхдолгосрочного прогноза УКМ применили Н. А. Белинский и Г. П. Калинин [22, 82], которые еще в 40-х годах прошлого столетия показали, что колебания УКМ тесно связаны с интенсивностью циклонической и антициклонической деятельности над территорией Северной Атлантики и Европы. Они установили достаточно тесную асинхронную связь между интегральными величинами УКМ и интегральными величинами индексов атмосферной циркуляции (в форме Белинского) с временным сдвигом, равным 5–6 годам. Эта связь была положена в основу метода прогноза УКМ на 5–6 лет, который в течение многих лет успешно применялся в оперативной практике Гидрометцентра России. За 30-летний период (1952–1982 гг.) средняя оправдываемость прогнозов составила 77 %. Эти исследования в дальнейшем получили развитие в работах [9, 178, 210–212]. Для этого использовался 100-летний архив синоптических карт и наблюдений за уровнем Каспийского моря.

В основу исследований была положена гипотеза о том, что реакция УКМ на аномальные атмосферные процессы наступает не сразу, а с тем или иным запаздыванием. Задача состоит лишь в определении времени адаптации

УКМ к изменившимся формам атмосферной циркуляции, которое меняется в довольно широком временном диапазоне и может иметь прогностическое значение.

Например, в работе [135] делается попытка использовать в качестве предикторов индексы колебаний циркуляции атмосферы, которые рассчитываются по данным геопотенциала изобарической поверхности 700 гПа [222] и публикуются в Бюллетене по диагнозу климата [227]. В рассмотрение вводятся индексы следующих колебаний (обозначения приняты согласно [227]): NAO – североатлантическое колебание; EA – восточно-атлантическое колебание (BAK); EA-Jet – BAK-струйное течение; EA/WR – колебание Восточная Атлантика – Западная Россия; SCA – скандинавское колебание; POL – колебание полярная область – Евразия; PNA – колебание Тихий океан – Северная Америка; SOI – южное колебание. Кроме того, для характеристики циркуляции в нижних слоях тропосферы используется индекс NAO_0 , который рассчитывается по приземному давлению [240].

Важным требованием к совокупности предикторов является ограничение спектрального состава в исходных рядах. Как известно, атмосферные движения и долгопериодные колебания УКМ имеют разные временные и пространственные масштабы. Анализ внутренней структуры временных рядов УКМ и характеристик атмосферной циркуляции, выполняемый с помощью метода спектрального разложения, позволяет установить, какая доля информации о поле данной величины приходится на те или иные масштабы движения.

В разнообразии приемов учета влияния атмосферной циркуляции на УКМ заложены большие возможности для разработки прогностических оценок изменения УКМ, расширения границ использования метеорологической информации при прогнозе УКМ на различные сроки. Появляется возможность построения иерархической по заблаговременности и степени обобщения системы сверхдолгосрочных специализированных оценок фоновых изменений УКМ. В настоящее время в методическом плане разработанная система прогностических оценок фоновых изменений УКМ на сроки 5–6, 12 и 18 лет.

Поиск асинхронных связей выполнялся на основе статистического анализа исходных временных рядов УКМ и характеристик атмосферной циркуляции. При этом эти ряды приводились в соответствие с моделью стационарного случайного процесса с тем, чтобы к ним можно было применять аппарат математической статистики.

Прогностические уравнения строились методом пошаговой множественной регрессии, модифицированным путем использования процедуры скользящего оценивания информативных предикторов, полного перебора возможных регрессионных моделей и отбора из них наиболее оптимальной.

Работа состоит из четырех этапов.

На первом этапе формируются исходные временные ряды средних годовых значений УКМ и средних годовых значений количественных характеристик атмосферной циркуляции. На втором этапе проводится временная фильтрация исходных рядов с последующей проверкой на стационарность и «нормальность». На третьем этапе подготавливаются ряды предиктанта и предикторов, по которым рассчитываются прогностические уравнения и оценивается их статистическая достоверность. На четвертом этапе по уравнениям

регрессии выполняются расчеты фоновых изменений УКМ на различные сроки и осуществляется их экспертная оценка.

В качестве исходного материала использовались срочные данные наблюдений за уровнем моря по водпосту Махачкала, обеспечивающем наиболее длинный ряд непрерывных наблюдений на российском побережье Каспийского моря (с 1900 г. по настоящее время). По этим данным рассчитывались средние годовые значения уровня моря.

На рис. 3.18 показан многолетний ход УКМ по данным водпоста Махачкала. Из рисунка хорошо видно, что вековой ход УКМ имеет явно нелинейный характер, и напрямую к нему нельзя применять методы статистической обработки.

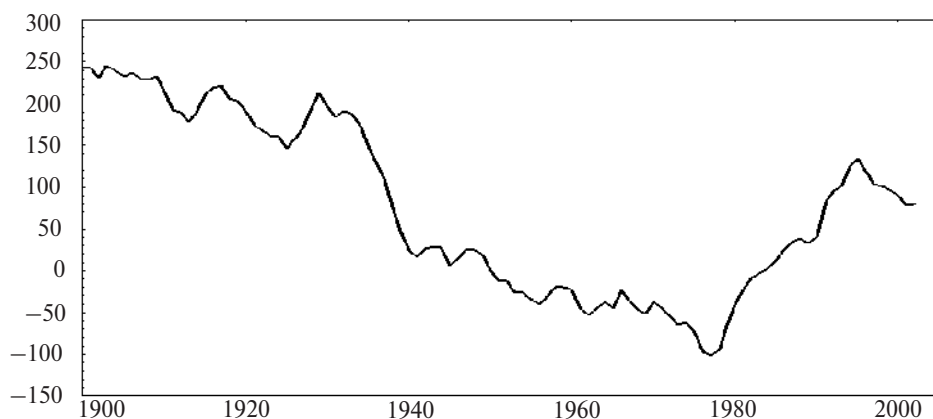
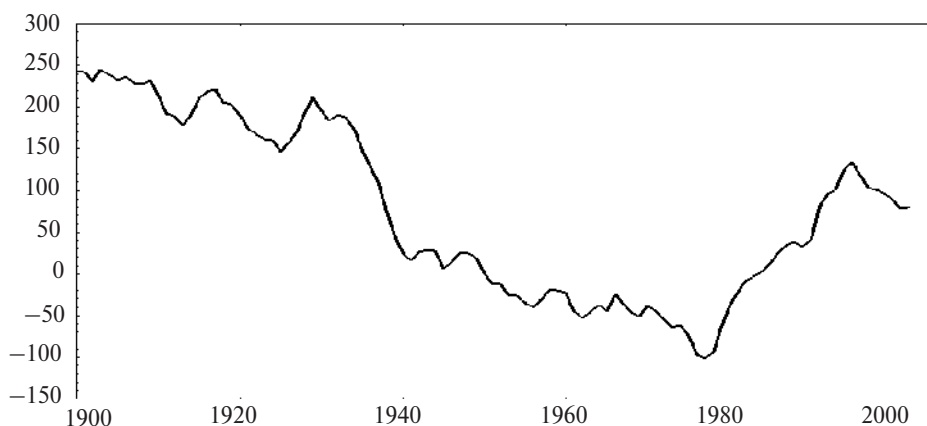


Рис. 3.18. Многолетний ход УКМ по водпосту Махачкала.

По оси ординат отложены значения УКМ (в см) над единым нулем Каспийского моря, равным $-28,00$ м, а по оси абсцисс — годы

Чтобы привести исходные ряды наблюдений за УКМ к квазистационарному виду, в данном исследовании использовались не абсолютные значения уровней, а их годовые приращения, которые определялись путем последовательного вычитания среднего годового уровня предшествующего года из среднего годового уровня текущего года, т.е. $\Delta H = H_i - H_{i-1}$. В результате применения такой процедуры многолетний ход годовых приращений УКМ приобретает характер квазистационарного случайного процесса с незначительным положительным трендом (рис. 3.19).

Для описания атмосферных процессов на Северном полушарии рассматривались поля аномалий приземного атмосферного давления для отдельных секторов Северного полушария. В пределах каждого сектора поля представлялись аналитически с помощью метода разложения в ряды по естественным ортогональным функциям (ЕОФ). Коэффициенты членов ряда B_i (где i — порядковый номер) использовались в дальнейшем в качестве количественных показателей атмосферной циркуляции. Этот метод позволяет наиболее точно в статистическом смысле описать рассматриваемое поле малым числом членов разложения. Первые члены ряда, содержащие информацию о начальной фазе и амплитуде крупномасштабных процессов, одновременно являются носителями



*Рис. 3.19. График временного хода годовых приращений УКМ и его тренд.
По оси ординат отложены значения годовых приращений УКМ (см),
а по оси абсцисс — годы*

сравнительно долговременной метеорологической памяти, что весьма важно для выполнения поставленной задачи. Архив помесечных данных коэффициентов разложения B_1 для пяти секторов Северного полушария, начиная с 1910 г., регулярно пополняется в Гидрометцентре России и используется для решения методических и оперативных прогностических задач.

Совместный анализ временного хода коэффициентов разложения и УКМ показывает, что имеются существенные различия в характере атмосферных процессов в отдельных секторах и их влиянии на уровеньный режим Каспийского моря. Выполненный анализ показывает, что продолжительные понижения и повышения УКМ связаны с маловодными и многоводными периодами. Как известно, засушливые годы характеризуются преобладанием антициклонической погоды и формированием крупных положительных аномалий температуры воздуха, тогда как многоводные годы связаны с преобладанием дождливой погоды, обусловленной циклоническим выносом влажных воздушных масс с Атлантики и из тропических районов. Несмотря на многообразие в изменениях количества осадков во времени и пространстве, в целом на Северном полушарии отмечалось общее уменьшение количества осадков после 1930 года. Об этом свидетельствует уменьшение стока крупных рек и резкое падение УКМ. Следует отметить, что 1930 г. явился началом особенно отчетливо выраженного потепления в Арктике, что отразилось на уменьшении ледовитости морей арктического бассейна. Период, предшествующий 1930 г., относится к многоводному, а последующие годы вплоть до 1977 г. — к маловодному периоду. Следующий период — с 1978 г. по настоящее время — является многоводным.

В результате анализа было выявлено, что из пяти секторов наиболее информативными для решения поставленной задачи оказались первый и второй секторы, которые и были приняты для дальнейшего исследования.

Первый сектор охватывает акваторию Северной Атлантики от 5° з.д. до 80° з.д. Примыкающий к нему второй сектор охватывает Европу и западную часть Азии до 70° в.д. Коэффициент B_0 характеризует средние значения аномалий давления для всего сектора. При $B_0 > 0$ в соответствующем секторе

преобладает циклоническая деятельность, а при $B_0 < 0$ — антициклоническая. Коэффициенты B_1 и B_2 характеризуют интенсивность и направление зонального (B_1) и меридионального (B_2) переноса воздушных масс. При $B_1 > 0$ происходит ослабление общей циркуляции атмосферы, преобладает антициклоническая деятельность, что обычно ведет за собой уменьшение осадков и увеличение испарения. При $B_1 < 0$ происходит усиление общей циркуляции атмосферы в средних широтах. Это обычно приводит к усилению циклонической деятельности и, соответственно, к увеличению осадков и уменьшению испарения.

При $B_2 > 0$ происходит меридиональный перенос холодного и сухого воздуха с арктического бассейна. Наоборот, при $B_2 < 0$ происходит меридиональный вынос теплого и влажного воздуха в средние широты из тропиков. Этот коэффициент, в частности, связан с выходом южных циклонов, которые приносят на водосборный бассейн Каспия и Волги большое количество осадков, особенно в зимнее время. Коэффициент B_3 описывает простое деформационное поле распределения аномалий давления над соответствующим сектором. Коэффициенты более высокого порядка описывают сложные деформационные поля, и их эффект на характер гидрометеорологических процессов на водосборном бассейне Каспия трудно поддается физической интерпретации.

Поэтому в расчет принимались только первые четыре коэффициента разложения (B_0, B_1, B_2, B_3). Многолетний ход годовых значений коэффициентов B_i , также как и ход годовых приращений УКМ, представляет квазистационарный случайный процесс. В качестве примера на рис. 3.20 показаны кривые многолетнего хода коэффициентов разложения B_i для 1-го сектора. По внешнему виду эти кривые похожи на последовательность стохастических колебаний различной продолжительности, называемых циклами со слабо выраженными положительными или отрицательными трендами.

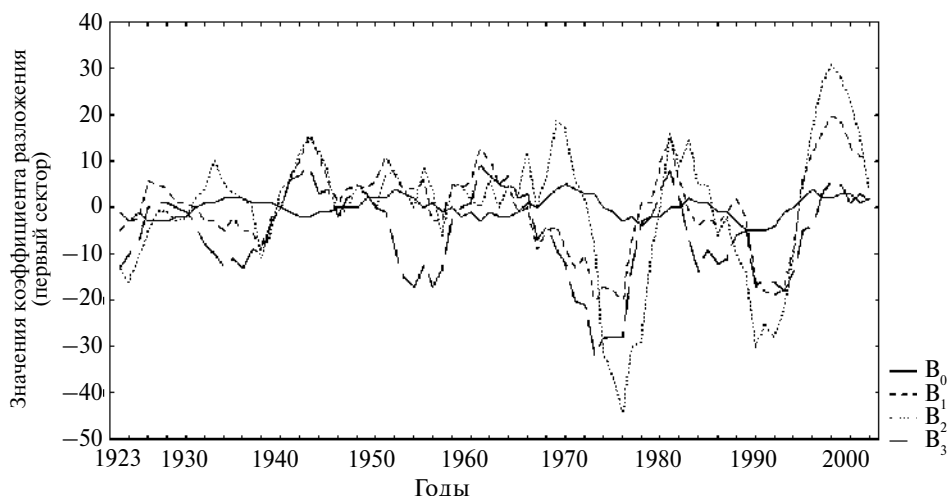


Рис. 3.20. График многолетнего хода коэффициентов B_i для первого сектора. По оси ординат отложены значения B_i в условных единицах, а по оси абсцисс — годы. (Сплошная линия — B_0 , мелкий пунктир — B_1 , точечный пунктир — B_2 и крупный пунктир — B_3)

По графикам (рис. 3.19 и 3.20) визуально трудно обнаружить какие-либо закономерности во временном ходе рассматриваемых величин. Их изменения от года к году происходят хаотично и в довольно широких пределах.

Периодограммы, автокорреляционные функции и функции спектральной плотности исходных рядов обнаруживают существование полицикличности процесса, что, по-видимому, обусловлено не столько воздействием внешних факторов, сколько результатом суперпозиции высокочастотных и низкочастотных ритмов, затушевывающих реально существующие ритмы.

Для выявления крупномасштабных аномалий применялась процедура сглаживания исходных рядов.

В качестве примера на рис. 3.21 показаны сглаженные кривые хода годовых приращений УКМ.

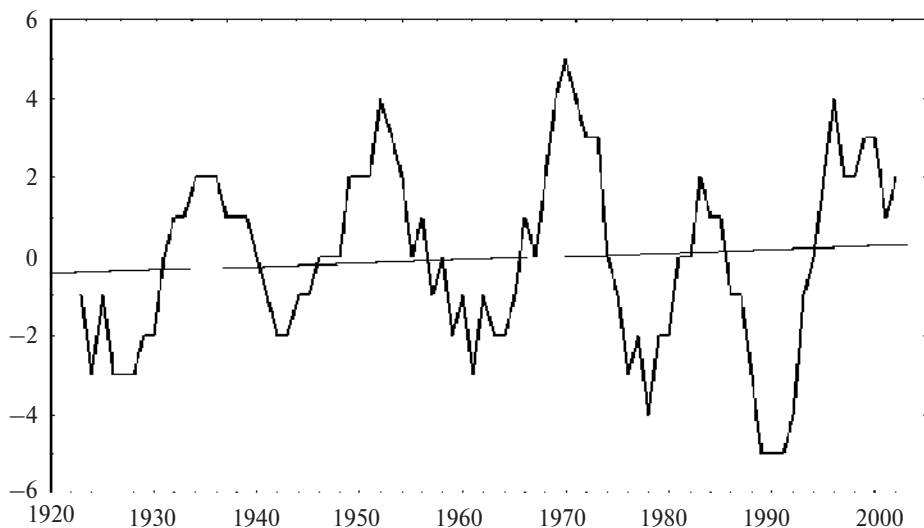


Рис. 3.21. Сглаженная кривая многолетнего хода годовых приращений УКМ с трендом. По оси ординат отложены значения годовых приращений УКМ (см), а по оси абсцисс — годы

В качестве примера на рис. 3.22 показана сглаженная кривая хода коэффициента разложения (B_0) для второго сектора.

На сглаженных кривых наиболее четко проявляются крупные аномалии как в ходе годовых приращений УКМ (ΔH), так и в ходе коэффициентов разложения (B_i). При этом ход ΔH в основных чертах повторяет характер хода B_i с определенными сдвигами относительно друг друга.

Анализ трендов сглаженных кривых многолетнего хода рассматриваемых величин за период 1923–2002 гг. показывает, что ни одна из величин не имеет значимого тренда. О знаке и величине тренда можно говорить только в статистическом смысле. И хотя тренды выражены слабо, для корректности они исключались. Для этого по уравнениям регрессии определялись значения тренда на каждый год, которые затем вычитались из исходного ряда.

Проверка на нормальность выполнялась путем расчета гистограмм эмпирического распределения с наложенной на них теоретической кривой

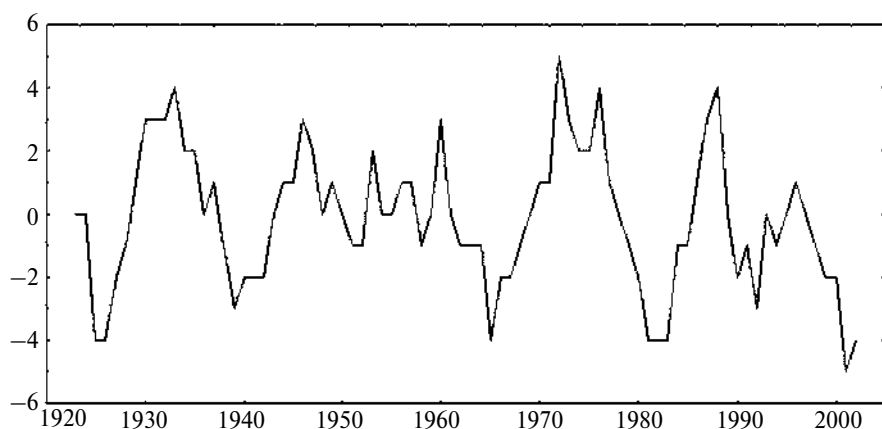


Рис. 3.22. Сглаженная кривая многолетнего хода коэффициента разложения (B_p) (второй сектор). По оси ординат отложены сглаженные значения коэффициента (B_p) в условных единицах, а по оси абсцисс — годы

нормального распределения. На рис. 3.23 показана гистограмма сглаженных значений годовых приращений УКМ с наложенной нормальной плотностью распределения; видно достаточно хорошее соответствие эмпирического распределения теоретической кривой нормального распределения.

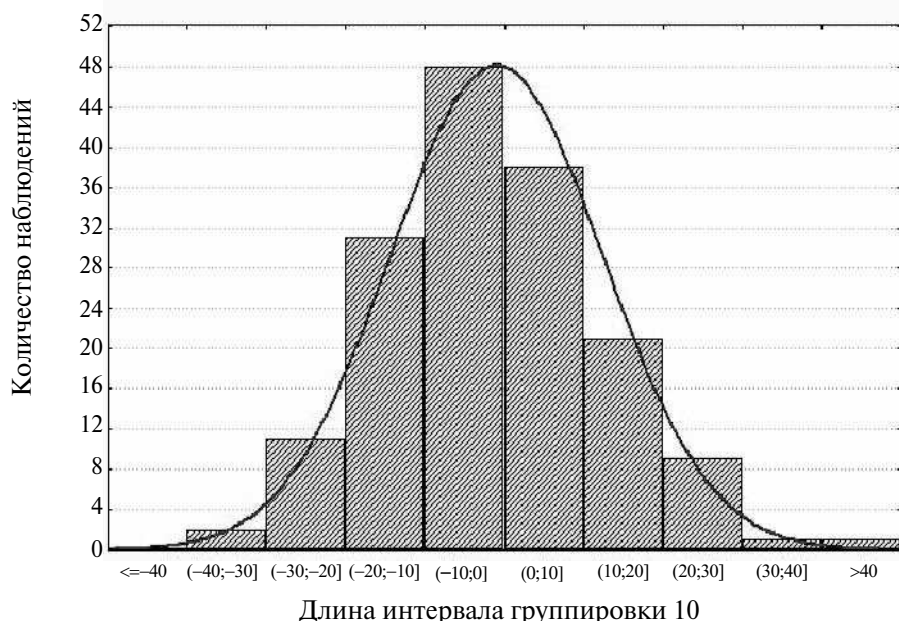


Рис. 3.23. Гистограмма сглаженных значений годовых приращений УКМ с наложенной нормальной плотностью распределения

Для выявления внутренней структуры сглаженных рядов ΔH и B_i были рассчитаны функции спектральной плотности и их автокорреляционные функции.

Что касается оценки спектров сглаженных рядов, то они отличаются от-сутствием большого числа пиков, а сами спектральные кривые имеют гладкий вид. Анализ показывает, что на всех спектрах выделяются статистически значи-мые максимумы, соответствующие 5, 12 и 18-летней цикличности.

На рис. 3.24 в качестве примера приведена функция спектральной плот-ности сглаженной кривой хода годовых приращений УКМ, а на рис. 3.25 – со-ответствующая ей автокорреляционная функция.

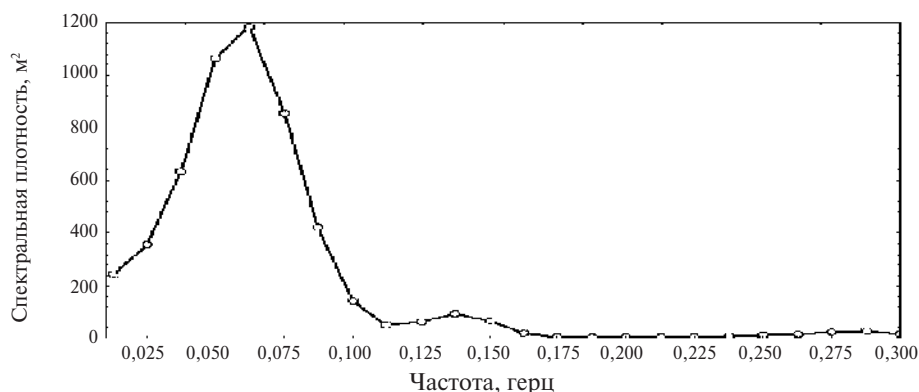


Рис. 3.24. Функция спектральной плотности годовых приращений УКМ

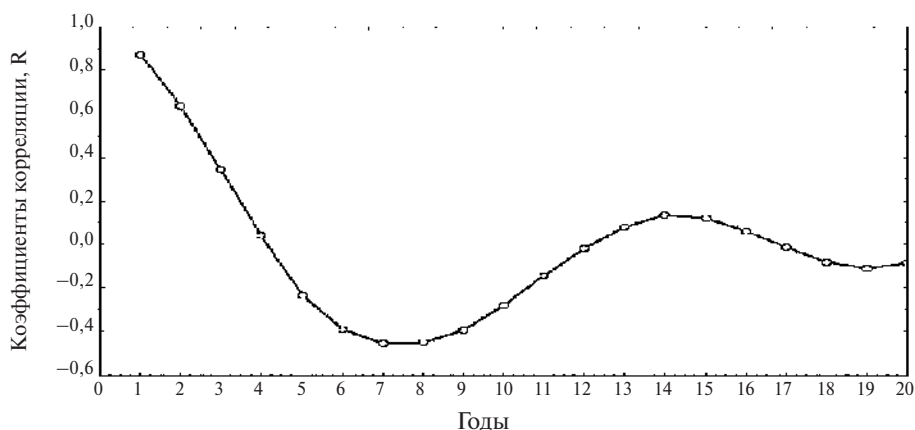


Рис. 3.25. Корреляционная функция сглаженной кривой многолетнего хода годовых приращений УКМ

Выборочные оценки автокорреляционной функции годовых приращений УКМ переходят через нулевое значение в среднем на сдвиге 5, 12 и 18 лет. Это свидетельствует о возможности прогноза УКМ с соответствующей заблаговре-менностью по предыстории атмосферных процессов.

При разработке модели сверхдолгосрочного прогноза фоновых изменений УКМ на большие сроки использовались интегральные характеристики макро-процесса, описывающие общие крупномасштабные атмосферные процессы

и процессы аномальных изменений УКМ, т.е. «основной фон». В качестве предиктанта использовались интегральные величины отклонений от нормы годовых приращений УКМ $\sum (\Delta H - \overline{\Delta H})$, а в качестве предикторов – интегральные значения отклонений коэффициентов разложения барических полей по ЕОФ от нормы $\sum (\Delta B - \overline{\Delta B})$.

Предиктант и предикторы получались путем скользящего суммирования по 5, 12 или 18-летиям в зависимости от того, с какой заблаговременностью составляется прогноз. Затем строилось прогностическое уравнение вида

$$\sum (\Delta H - \overline{\Delta H})_t = f(\sum (\Delta B_i - \overline{\Delta B})_{t-\Delta t}). \quad (3.105)$$

Для построения прогностических уравнений ряд накопленных сумм отклонений годовых приращений УКМ сдвигался на величину, соответствующую заблаговременности прогноза, по отношению к ряду накопленных сумм отклонений значений ΔB_i , после чего ряды выравнивались.

Уравнение для прогноза фоновых изменений УКМ на 12 лет вперед имеет вид

$$y = 0,6713B_0'' - 0,6243B_1'' + 0,639B_2'' + 0,6689B_3'' + 3,6567B_0' - 7,4686. \quad (3.106)$$

В табл. 3.14 приведены статистические оценки надежности этого уравнения.

Таблица 3.14

Статистические оценки надежности прогностического уравнения

ΔT (годы)	R	σ	S	S/σ	ρ	Q (%)	N	n
12	0,945	61,434	20,901	0,340	0,940	95	66	5

В этой таблице ΔT – заблаговременность прогноза; R – коэффициент корреляции; σ – среднее квадратичное отклонение прогнозируемой величины от среднего многолетнего значения; S – среднее квадратическое отклонение; S/σ – величина, характеризующая выигрыш в распределении погрешностей, который дает метод прогноза по сравнению с распределением погрешностей климатического прогноза. В качестве допустимой погрешности при оценке статистического прогноза принималась величина $0,67\sigma$; ρ – корреляционное отношение, характеризующее линейность уравнения (при строгой линейности значение корреляционного отношения совпадает с коэффициентом корреляции); Q – обеспеченность уравнения (метода); N – длина ряда, по которому построено прогностическое уравнение; n – количество предикторов.

На рис. 3.26 представлен временной ход фактических и рассчитанных значений, накопленных по 12-летиям сумм годовых приращений УКМ, и прогноз до 2014 года.

Расчет суммарного приращения УКМ за 12 лет по уравнению (3.97) осуществляется с помощью процедуры скользящего оценивания. Такой подход исключает необходимость обязательной проверки прогностического уравнения на независимом ряде, так как прогностическое уравнение каждый раз пересчитывается заново по мере поступления свежей информации, что позволяет сохранить статистическую устойчивость прогностического уравнения

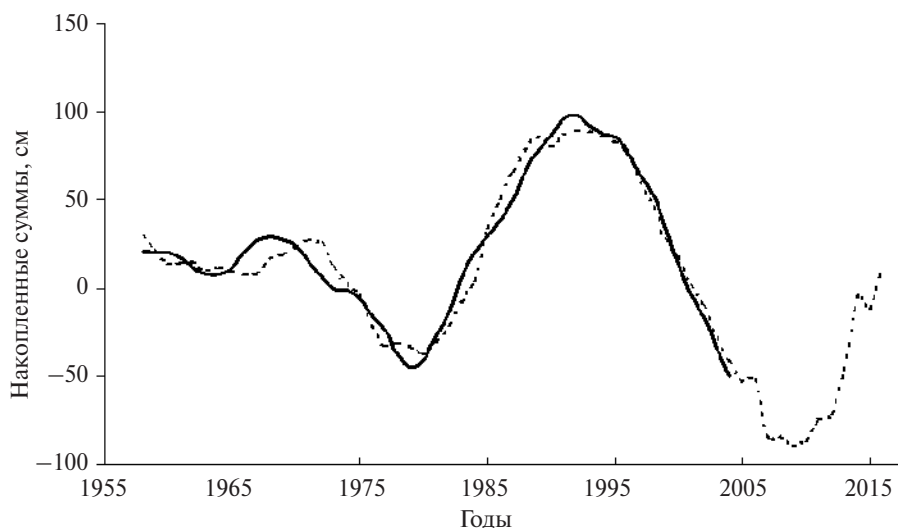


Рис. 3.26. График хода фактических (сплошная линия) и расчетных значений, накопленных по 12-летиям сумм годовых приращений УКМ, и прогноз до 2014 года (пунктирная линия)

во времени автоматически. Такой прием особенно эффективен, когда приходится иметь дело с достаточно ограниченными объемами выборок.

3.3. Система автоматизированного расчета оптимальных курсов плавания судов

Экономическая эффективность и безопасность работы морского флота настолько тесно связана с гидрометеорологическим состоянием морской природной среды, что сегодня капитаны судов не могут обходиться без соответствующих рекомендаций береговых прогностических служб, а своевременное предупреждение об опасных природных явлениях погоды на этих маршрутах стали прямой социальной потребностью. Проводка судов рекомендуемыми курсами плавания на основании фактической и прогностической информации о погоде и волнении осуществляется уже более 50 лет во многих странах мира и показала свою эффективность. В России обслуживание судов рекомендуемыми курсами осуществляется с 1964 г. и уже многие годы является важной составляющей деятельности морских прогностических подразделений Росгидромета.

Для расчета рекомендуемых курсов применяются различные методы и подходы, и им посвящена достаточно обширная литература [3, 11, 31, 168, 170]. По существу, проводка судов рекомендованными курсами представляет собой процесс прогнозирования такого курса, следуя которым судно должно пройти в максимально благоприятных условиях погоды и волнения и уложится в плановый график. В условиях хорошей погоды и слабого волнения суда, как правило, следуют кратчайшим путем, т.е. дугой большого круга (ДБК). Однако такие погодные условия наблюдаются довольно редко, в основном в летний период.

В настоящее время прогностические органы Росгидромета располагают соответствующими моделями прогноза погоды, волнения и течений, на основе

которых получается прогностическая информация о ветре и волнении глобального и регионального масштаба на сроки от 120 до 240 ч вперед. Она служит основой оперативного обслуживания судов рекомендуемыми курсами плавания. Обслуживание судов рекомендуемыми курсами плавания сначала начиналось с использования ручных (графических) методов расчета, однако с появлением ЭВМ стали разрабатываться автоматизированные технологии расчета рекомендуемых курсов.

В России автоматизированный метод расчета оптимального курса плавания судов через океаны впервые был разработан в 1965 г. в Вычислительном центре АН СССР Н. Н. Моисеевым и Н. К. Буровой. Этот метод был реализован в виде программно-технологического комплекса в ГУ «Гидрометцентр России» К. А. Семендяевым и З. К. Абузьяровым [153].

Для решения задачи выбора оптимального пути был применен метод динамического программирования, разработанный группой математиков под руководством академика Понтрягина. По сравнению с классическими задачами вариационного исчисления, данная задача обладала той особенностью, что она позволяла обходить так называемые «запретные» зоны (острова, зоны айсбергов и др.).

Позже в Санкт-Петербурге Л. С. Шифриным и О. Н. Землиным по заданию Балтийского морского пароходства расчет рекомендуемых курсов для судов, пересекающих Северную Атлантику, выполнялся с помощью ЭВМ [31]. Метод расчета был апробирован в Северо-Западном УГМС Росгидромета.

В 1982–1985 гг. на кафедре прикладной математики Дальневосточного политехнического института (ДВПИ) Б. Н. Ивановым была разработана автоматизированная система расчета оптимальных курсов (АСРОК) и в 1986 г. была внедрена в Приморском УГМС. Уже в течение первого года с помощью этой системы было осуществлено 16 оперативных проводок судов Дальневосточного морского пароходства (ДВМП) через Тихий океан.

К сожалению, внедрение в оперативную практику системы автоматизированного выбора оптимального пути судна осложнялось рядом обстоятельств, среди которых:

- нехватка вычислительных мощностей ЭВМ;
- отсутствие надежных численных моделей погоды и волнения.

Эксплуатируемые в настоящее время в ГУ «Гидрометцентр России» технологии глобального диагноза и прогноза гидрометеорологических полей, включая поля волнения, позволили разработать систему автоматизированного расчета оптимальных курсов плавания судов в океане нового поколения (разработчики З. К. Абузьяров и Т. С. Чекулаева). Ниже дается ее описание.

3.3.1. Постановка задачи

Решается задача поиска оптимальной траектории движения судна между двумя фиксированными конечными точками по критерию минимального времени с помощью методов вариационного исчисления. Для этого применяется динамический метод программирования, который представляет итерационную процедуру, реализовывающую последовательность приближений. Курс и скорость судна при этом являются основными элементами счисления оптимального пути, зависящие от высоты и направления распространения ветровых волн.

Пусть начальная точка траектории судна в начальный момент времени t_A будет $A(\varphi_A, \lambda_A)$, а конечная точка этой траектории в некоторый конечный момент времени t_B будет $B(\varphi_B, \lambda_B)$. Таким образом, положение судна в каждый момент времени $t \in [t_A, t_B]$ описывается парой (φ, λ) . Геометрическое место точек представляет кривую, соединяющую точки A и B . Эта кривая определяется как путь или траектория движения судна. Задача состоит в том, чтобы найти такую траекторию судна, которая бы соответствовала минимальному времени перехода судна из точки A в точку B . Поскольку судно рассматривается как материальная частица, то предполагается, что скорость судна достигает своей величины мгновенно, т.е. временные интервалы принимаются пренебрежимо малыми. Тогда траектория движения судна получается из решения следующей системы нелинейных дифференциальных уравнений, записанных в сферической системе координат

$$\frac{d\varphi}{dt} = 1/R \cdot (V \cdot \sin\theta), \quad (3.107)$$

$$\frac{d\lambda}{dt} = 1/R \cdot (V \cdot \cos\theta), \quad (3.108)$$

где φ, λ – широта и долгота; R – радиус Земли, V – скорость хода судна.

Движение судна, описываемое системой дифференциальных уравнений (3.107, 3.108), устанавливает связь между пройденным расстоянием, скоростью хода, курсом и временем плавания судна.

Решение задачи состоит в математическом описании зависимости модуля скорости хода судна V как функции курсового угла волны q_w , который определяется как разность между курсом судна ψ и направлением распространения волн μ_w ($q_w \equiv \psi - \mu_w$). При всех заданных исходных данных точное решение задачи достигается методом динамического программирования.

Однако в реальных условиях гидрометеорологические данные (в первую очередь прогноз волнения) известны обычно на время, меньшее длительности плавания судна любым из возможных маршрутов между портами. Поэтому в этих случаях приходится применять специальные методы решения задачи. Алгоритм решения задачи основан на общем методе отыскания оптимальных решений [154].

3.3.2. Общие сведения о программном комплексе

Используемые подпрограммы:

OpenRemHost – открытие сеанса связи с удаленной ЭВМ;

OpenRemDB – открытие баз данных на удаленной ЭВМ;

RdfcRemDB – чтение содержимого указанного экземпляра записи из циркулярного файла базы данных;

BASIS – построение сеточной области для расчета оптимального курса конкретного судна и расчета координат промежуточных точек отрезка пути;

TIME – расчет времени перехода судна из начальной в конечную точки, которые задаются географическими координатами;

CloseRemHost – закрытие сеанса связи с удаленной ЭВМ (одновременно закрываются все открытые базы данных);

INTERP – билинейная интерполяция значений высоты и направления ветровых волн в заданную точку сеточной области;

INTERP-PAR – для билинейной интерполяции в заданную точку (для различных сеток) скорости и направления ветра по заданным меридиональной и зональной составляющей ветра;

clock и clotch1 – для расчета даты и времени прихода судна в промежуточные точки маршрута судна.

Входными полями для решения задачи выбора оптимального курса являются оперативные глобальные поля волнения, рассчитанные по модели AARI-PD2, и поля анализа и прогнозов меридиональной и зональной составляющих ветра, рассчитанные по модели общей циркуляции атмосферы (МОЦА) версии T85L31, оперативно эксплуатируемой в ГУ «Гидрометцентр России».

Прогнозы полей волнения, рассчитанные по исходному сроку 00 ч, имеют заблаговременность трое суток, по исходному сроку 12 ч – 5 суток.

Поскольку прогнозы волнения выпускаются только на срок от 3 до 5 суток, а переход судна через океан может занимать от 10 до 20 суток, то оставшийся отрезок маршрута, лежащий за пределами заблаговременности прогноза волн, прокладывается по кратчайшему расстоянию, т.е. вдоль дуги большого круга (ДБК).

Программное средство (ПС) оформлено в виде рабочего места (РМ) «КУРС СУДНА» и предназначено для интерактивной подготовки исходных данных, необходимых для расчета оптимального курса в автоматизированном режиме. ПС «КУРС СУДНА» реализует возможности визуализации входных данных. ПС установлено на Windows-2000. РМ «КУРС СУДНА» обеспечивается данными от следующих БД [160]:

SHOT – диагностические и прогностические поля волнения (15 суток);

SEL1 – прогностические поля меридиональной и зональной составляющих ветра (5 суток);

S125 – диагностические поля меридиональной и зональной составляющих ветра (15 суток);

ANAL – архивация диагностических полей волнения (65 суток);

ANAZ – архивация диагностических полей ветра (65 суток).

Данные из архивных баз ANAL и ANAZ используются при счете послерейсового анализа. При этом следует отметить, что запись в архивы производится на следующий день после появления полей в базе SHOT. Все перечисленные выше базы ежедневно пополняются на двух ЭВМ: XEONA и XEONB. При счете через программы удаленного доступа связь устанавливается с XEONA, и только если связаться с XEONA не удалось, происходит переключение на XEONB.

РМ «КУРС СУДНА» представлено как главное окно на рабочем столе ПК оператора-проводчика, на поверхности которого расположены панели, таблицы, функциональное меню, активные элементы, поля редактора. Рабочее место «КУРС СУДНА» позволяет осуществить автоматизированный расчет оптимального пути, а также сформировать последовательные файлы данных (на внешних носителях) для дальнейшего использования. В настоящее время РМ «КУРС СУДНА» установлено в отделе морских гидрологических прогнозов Гидрометцентра России и используется в режиме экспериментальных расчетов.

На экран дисплея или на принтер выводится следующая информация о рейсе:

- даты выхода из исходной точки и прихода в конечную точку суточного перехода судна (расчетный шаг), а также дата прихода судна в конечный пункт плавания;
- координаты положения судна на каждом расчетном шаге;
- курс судна на каждом временном шаге;
- время прохождения судном отрезка пути на каждом расчетном шаге и общее время перехода;
- пройденное расстояние судном отрезка пути на каждом расчетном шаге и общее расстояние, пройденное судном от исходного порта до порта назначения;
- средняя скорость хода судна на каждом расчетном шаге и средняя скорость хода на всем переходе;
- фактические и прогностические данные о ветре и волнении вдоль маршрута плавания судна;
- результаты послерейсового анализа.

3.3.3. Организация рабочего места «КУРС СУДНА»

Для работы с компьютерной программой расчета оптимального курса судна необходимо иметь в наличии следующее:

- персональный компьютер (рекомендуется Pentium последнего поколения) с выходом на базы данных удаленных ЭВМ;
- операционную систему Windows-2000;
- не менее 100 MB на жестком диске;
- доступ к удаленным ЭВМ с базами данных.

Разработанная система является доступной для персональных компьютеров, которые электронными сетями связаны с центральными компьютерами Главного вычислительного центра (ГВЦ) и централизованными базами данных SHOT, SEL1, S125, ANAL, ANAZ. Это позволяет осуществить довольно быструю обратную связь и сделать систему более гибкой. Работа системы в интерактивном режиме «человек—машина» позволяет операторам-проводчикам вручную вводить необходимую дополнительную информацию о судне и гидрометеорологических условиях, и вся вводимая в систему информация контролируется оператором-проводчиком.

Результаты расчета курса отображаются на бланках карт эквидистантной цилиндрической проекции Северной Атлантики и северной части Тихого океана.

Рассчитанный на ПК рекомендуемый курс принимается в качестве предварительного. Решение вопроса об окончательном выборе рекомендуемого курса остается за оператором-проводчиком, который может внести определенные коррективы с учетом текущих погодных условий и состояния поверхности океана и пожеланий заказчика (капитана) на ограничения, накладываемые на выбор курса. Предполагается работа оператора-проводчика в диалоговом режиме с компьютером на основе подсказок, предусмотренных в программах (интерактивный режим). Для отображения информации используется дисплей или принтер. Программные файлы и файлы информации хранятся в библиотечных структурах, организованных на жестких дисках. Запуск программы «КУРС СУДНА» на выполнение приводит к появлению на экране списка

вспомогательных программ. Все доступные средства управления в данный момент отражаются на экране в виде краткой подсказки.

В программе используются следующие файлы:

SHIP.EXE – проект (Delphi), отображает форму Ф4 и Ф5 для ввода входных параметров и отображает на Ф4 результаты просчета;

KURSPRO.EXE – запускаемый проект (Delphi), отображает на экране форму 1;

KURSKOR.EXE – модуль (фортран), непосредственный расчет оптимального курса судна по заданным на форме 5 входным параметрам;

KURS-FACT.EXE – модуль (фортран) для послерейсового анализа;

bl-atlant.bmp – графический файл исходного бланка карты Северной Атлантики;

bl-tich-nord.bmp – графический файл исходного бланка северной части Тихого океана;

GRID.2.TXT – маска суши;

VHOD-DAN.TXT – образец входного набора для нового рейса;

REISLIST.TXT – список имен директорий рассчитываемых рейсов (создать при установке пустой набор);

ARCH – архивная директория, в которую копируется директория удаляемого рейса (создать пустой каталог при установке программ);

SHIPPING.ICO – значок для ярлычка и главной формы.

Порядок установки комплекса на персональном компьютере:

а) указанные выше файлы записываются в каталог – SHIP-COURSE. В него записываются все программы и вспомогательные файлы комплекса;

б) создается ярлык для запуска программы KURSPRO.EXE и помещается на рабочий стол компьютера «КУРС СУДНА»;

в) устанавливается программа удаленного доступа к ЭВМ XEONA (host = «192.168.97.25») или XEONB (host = «192.168.97.27.») для чтения пользователем с кодом 400999 полей из базы SHOT с кодом генератора 770000, SEL1 – с кодом генератора 420511 и S125 – с кодом генератора 260601, ANAL – с кодом генератора 770000, ANAZ – с кодом генератора 260601. В базах ANAL и ANAZ информация хранится 65 суток. Запись в них производится на следующий день после счета.

Для экспериментальной базы «КУРС СУДНА» код генератора 401101.

Открытие баз данных на удаленной ЭВМ осуществляется с помощью оператора OpenRemDB. Чтение данных из циркулярного файла базы данных осуществляется с помощью оператора RDFS RemDB. Закрытие сеанса связи с удаленной ЭВМ осуществляется с помощью оператора CLOSERRemHost, при этом одновременно закрываются все открытые базы данных.

3.3.4. Краткая инструкция для оператора-проводчика

Считывание программы:

а) программа запускается по ярлычку «КУРС СУДНА»;

б) для каждого нового рейса при счете создается новый каталог и имя этого каталога дописывается в конец списка каталогов в наборе REISLIST.TXT;

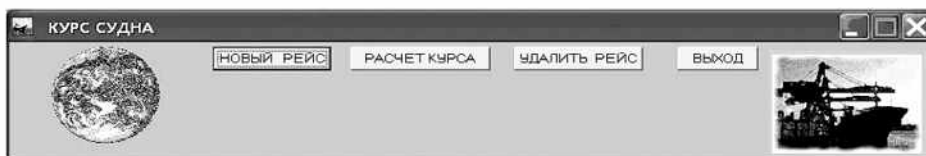
в) при расчете курса все вспомогательные наборы записываются в каталог соответствующего рейса;

г) при удалении рейса каталог этого рейса полностью копируется в архивный каталог ARCH, из которого он может быть удален пользователем.

Расчет оптимального курса судна

Расчет начинается с нажатия на рабочем столе ПК ярлыка «КУРС СУДНА». Появится форма 1 – «КУРС СУДНА».

Форма 1



а). Нажать «Новый рейс» — появится форма 2 «ВХОДНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ДЛЯ НОВОГО РЕЙСА» с единственным обязательным параметром «Имя директории» (выделено желтым цветом).

Для каждого рейса кнопка «новый рейс» нажимается только один раз перед первым просчетом оптимального курса судна. Создается новая директория для нового рейса. Все последующие просчеты этого рейса выполняются только кнопкой «расчет курса».

Форма 2

ВХОДНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ДЛЯ НОВОГО РЕЙСА

Рейс: _____ Суша: _____

Оператор(проводчик): _____ Число суток прогноза: _____

Имя базы данных: _____ Номер просчета: _____

Дата данных: 20 марта 2007 г. Суточный ход судна (град.): _____

Иск. срок данн.: 0 Формула расчета скорости судна на волнении (узлы):
$$v=v_0 - (a * h - b * q * h) * (1 - c * 0.000001 * v_0 * D)$$

Нач. широта: 50 Технич. скорость судна v0 (узлы): 11

Нач. долгота: -4 Водоизмещение судна D (тонны): 20000

Кон. широта: 23 Коэффициенты: a 0.745 b 0.257 c 1.35

Кон. долгота: -76 Имя директории: _____

Время выхода: 11.58.00

Дата выхода: 20 марта 2007 г.

Ограничения высоты волн

Допустимая высота волны hh0: 8

Допустимая высота бортовой волны hh1: 7

☒ ПРИНЯТЬ ☐ ОТМЕНИТЬ

Все остальные параметры можно не менять, так как окончательно все эти параметры устанавливаются на форме 5 при расчете рейса.

Набрать имя директории, например «Рейс 1» (для нового рейса создается новая директория).

Если все устраивает, нажать кнопку «Принять».

б). На форме 1 нажимаем кнопку «Расчет курса». На экране появится форма 3 «ВЫБОР РЕЙСА ДЛЯ СЧЕТА» со списком уже существующих директорий с рейсами.

Форма 3

Выбрать из списка нужный рейс.

Нажать «Принять».

На экране появляется форма 4 «РАСЧЕТ ОПТИМАЛЬНОГО КУРСА СУДНА», на которой верхний ряд кнопок, начиная с «Входные данные» до «Выход», предназначен для расчета оптимального курса, а нижний ряд кнопок — для после-рейсового счета по фактическим исходным данным.

Форма 4

Если результат счета устраивает, необходимо нажать кнопку «Сохранить результат». Если требуется пересчитать курс с другими входными данными, то, не сохраняя результаты, нажать кнопку «Выход» на форме 4 и затем снова на форме 1 нажать «Расчет курса».

Далее выполняются операции в следующем порядке:

нажимаем кнопку «Входные данные» — на экране появится форма 5 «ВХОДНЫЕ ПАРАМЕТРЫ».

Ввести все параметры или параметры, требующие изменения, и нажать кнопку «Принять», например, как показано на форме 5.

Форма 5

ВХОДНЫЕ ПАРАМЕТРЫ	
Рейс	Английский канал-Багамские острова
Суша	7770
Оператор(проводчик)	Красюк В.С.
Имя базы данных	SHOT
Число суток прогноза	5
Дата данных	22 апреля 2007 г.
Номер просчета	1
Иск. срок данн.	12
Суточный ход судна (град.)	6
Нач. широта	50
Нач. долгота	-4
Кон. широта	23
Кон. долгота	-76
Формула расчета скорости судна на волнении (узлы):	$v=v_0 - (a * h - b * q * h) * (1 - c * 0.000001 * v_0 * D)$
Технич. скорость судна v0 (узлы)	11
Водоизмещение судна D (тонны)	20000
Коэффициенты : a	0,745
b	0,257
c	1,35
Время выхода	11:58:00
Дата выхода	22 апреля 2007 г.
Ограничения высоты волн	
Допустимая высота волны hh0	8
Допустимая высота бортовой волны hh1	7
<input checked="" type="button" value="ПРИНЯТЬ"/> ОТМЕНИТЬ	

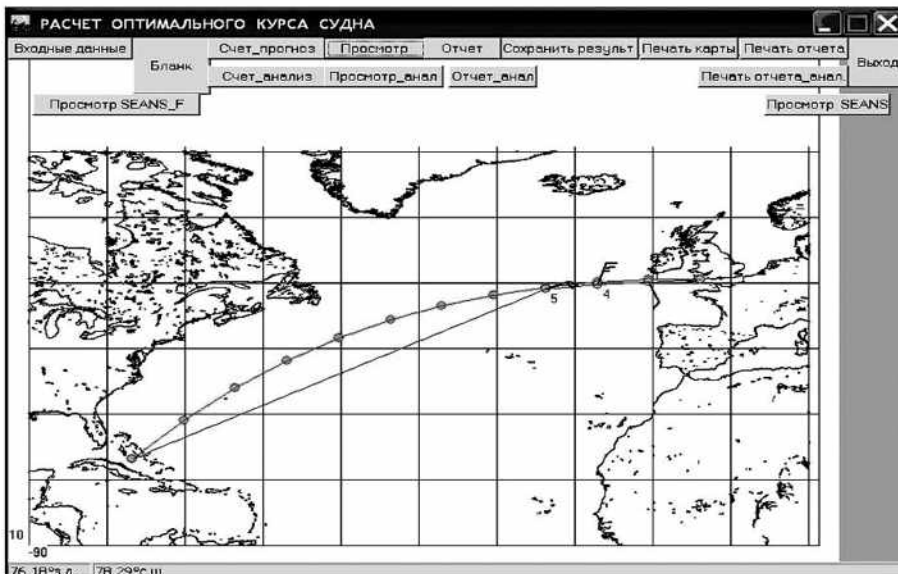
Если требуется пересчитать курс с другими входными данными, то, не сохраняя результат, нажать «*выход*» на форме 4 и затем снова нажать «*Расчет курса*» на форме 1.

Нажать «*Бланк*». Появятся кнопки с надписью «Атлантика» или «Тихий океан» — нажать на требуемую кнопку.

Нажать «*Счет прогноз*» — выполняется счет.

Нажать «*Просмотр*» — появится карта с рекомендуемым курсом, как показано на форме 6.

Форма 6



Если требуется, карту с рекомендуемым курсом можно распечатать. Для этого нажать «Печать карты». Далее нажать «Отчет» — появится таблица с результатом счета соответствующего этапа (координаты, время, пройденное расстояние и др.), например, как показано на форме 7.

Форма 7

РАСЧЕТ ОПТИМАЛЬНОГО КУРСА СУДНА

Входные данные: Бланк

Счет_прогноз: Просмотр: **Отчет**: Сохранить результат: Печать карты: Печать отчета: Выход

Счет_анализ: Просмотр_анал: Отчет_анал: Печать отчета_анал

Просмотр SEANS_F: **Рекомендуемый курс**: Просмотр SEANS

22.04.07г.
 Оператор(проводчик): Кресюк В.С.
 Рейс: Нью-Йорк-Гибралтар
 Плановая скорость хода судна 11 узл.

Дата	Время	Широта	Долгота	Курс и расстояние вдоль рекомендованного маршрута		Время плавания	Средн. скорость судна	Направл. и скорость ветра		Высота волн прогноза
				град	н.м.			град	н/с	
22.04.07	11,97	50.00N	04.00W	267	246	23,6	10,44			
23.04.07	11,55	49,6N	10,55W	267	248	23,8	10,43	156	4,7	1,5
24.04.07	11,36	49,21N	17,09W	262	255	23,9	10,66	19	12,7	3,9
25.04.07	11,25	48,43N	23,64W	258	2937	268,7	10,93	68	11,3	4,8
06.05.07	15,98	23,00N	76,00W							

ОПТИМАЛЬНОЕ ВРЕМЯ: 340.01 час.
 ОБЩЕЕ РАССТОЯНИЕ 3685.96 н.м.
 СРЕДНЯЯ СКОРОСТЬ 10.84 узла

37.24°з.д. 83.03°с.ш.

в). Если требуется, отчет можно распечатать. Для этого нажать кнопку «Печать отчета».

г). Если результат счета устраивает, его можно сохранить, нажав кнопку «Сохранить результат», если не устраивает, то нажать кнопку «Выход». Затем снова нажать «Расчет курса» на форме 1, ввести новые входные данные и с ними курс пересчитать.

д). Далее нажать «Выход» и «Выход» на форме 1 или другие кнопки на форме 1, если требуется.

Удаление рейса

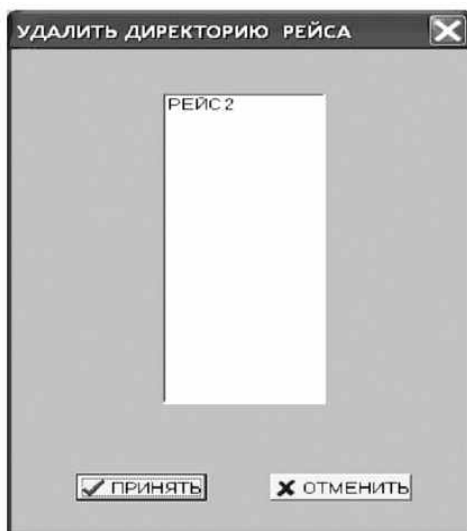
Если на форме 1 нажать «Удалить рейс», появится форма 5 «УДАЛИТЬ ДИРЕКТОРИЮ РЕЙСА» со списком существующих директорий рейса:

- выбрать директорию;
- нажать «Принять»;
- обязательно нажать «Выход» на форме 1.

Директория удаляемого рейса полностью переносится в архивный каталог ARCH. Имя директории удаляемого рейса вычеркивается из списка Reislist.txt. После этого какие-либо просчеты этого рейса невозможны.

На форме 1 нажать «Удалить рейс», появится форма 8 «УДАЛИТЬ ДИРЕКТОРИЮ РЕЙСА» со списком существующих директорий рейса.

Форма 8



Далее выполнить следующие операции:

- выбрать директорию;
- нажать кнопку «Принять».

Директория удаляемого рейса полностью переносится в архивный каталог ARCH.

Послерейсовый анализ

Процедура выполняется так же, что и при расчете, в следующей последовательности:

- нажимаем «Бланк»;
- далее «Счет-анализ»;
- далее «Просмотр-анализ»;
- если требуется отпечатать, то нажать «Печать карты»;
- затем нажать «Отчет-анализ»;
- если требуется, то нажать «Печать отчета-анализа» — распечатываются две таблицы и карта с рекомендуемым курсом;
- далее «Выход» и «Выход» на форме 1, если нет других работ.

Аварийные ситуации

Если при просмотре карты «Просмотр» или «Просмотр-анализ» появляется надпись:

1) «ПРОБЛЕМЫ С БАЗАМИ ДАННЫХ», смотри последние строки наборов ERRMESS.txt и «SEANS» или «SEANS-F» (для послерейсового анализа), нажать «Просмотр SEANS» или «Просмотр SEANS-F» для послерейсового анализа.

В конце последней строки набора «SEANS» или «SEANS-F» (для послерейсового анализа) в этом случае будет код ошибки при обращении к базе, не равный 0. Наиболее вероятные коды ошибок:

36 — в базе нет этой даты,

32 — поле элемента за указанную дату и срок еще не записано в базу.

2) «ВЫСОТА ВОЛНЫ ПРЕВОСХОДИТ ДОПУСТИМУЮ» — смотрит файлы «ОТЧЕТ» и «REZULT.TXT».

При заданных ограничениях на высоту волны плавание невозможно. Необходимо выйти без сохранения результата и проанализировать ситуацию, может быть, пересчитать заново, изменив допустимую высоту волны.

В этом случае изображенный на А6 курс судна не является оптимальным, так как все просчитанные направления не удовлетворяют ограничению по высоте волны, и на экране отображается первый из перебираемых в программе курсов.

Дополнительная информация

Открытие баз данных выполняется оператором OPENB. Одним оператором OPENB можно открыть до 5 баз данных. Манипулирование данными циркулярных файлов осуществляется с помощью операторов. Например, оператор чтения циркулярного поля в локальном режиме на XION имеет вид: CALL RDFC (имя-базы-данных, код-файла, дата, имя-записи, срок, имя-массива, код-возврата), а на удаленной ПЭВМ CALL RDFC (имя-базы-данных, код-файла, дата, имя-записи, срок, имя-массива, номер-сокета, код-возврата). Средства удаленного доступа опробованы пользователями отдела морских гидрологических прогнозов и успешно применяются при решении задач информационного обеспечения.

К началу каждого сеанса база данных наблюдений пополняется свежим комплексом данных наблюдений из базы данных ГИС Метео через шлюзовую ПЭВМ, которая связывает гетерогенные сети с ЛАССО и ЭВМ CRAY.

Объективные анализы и прогнозы гидрометеорологических полей доступны оперативным подразделениям УГМС в кодах GRID и GRIB. Все программные средства разработаны в соответствии с основными концепциями банка данных ПРОГНОЗ.

Как только компьютерная программа рассчитает рекомендуемый курс, он будет отображен на дисплее в виде карты с нанесенным маршрутом, которая может быть использована как руководство для проводчиков. Специалист группы проводки визуально анализирует рассчитанный курс и сопоставляет его с фактическими и прогностическими условиями погоды и состояния поверхности океана, спутниковыми изображениями и последними данными о ледовых условиях и тропических штормах (если они есть), а затем решает, согласен он или нет с результатом автоматизированного расчета курса. Если не согласен, то рассчитанный курс корректируется. Курс, рассчитанный компьютером, будет послан на судно без изменений лишь в том случае, если проводчик убежден в том, что он его вполне устраивает и не требуется дополнительной корректировки.

Специалисты группы проводки могут также оценить несколько альтернативных курсов. Для этого в компьютер вводятся все необходимые данные, после

чего программа производит расчет оптимального курса и на дисплей выводится информация с прогнозом положений судна на 5 суток и условия погоды на каждом из альтернативных курсов. После анализа результатов расчетов группа проводки извещает капитана судна о рекомендуемом пути и условиях погоды и волнения, которые может встретить судно на рекомендованном пути.

Как только судно принято под проводку, группа проводки осуществляет непрерывный контроль условий плавания на основе анализа фактической и прогнозируемой погоды и волнения вдоль рекомендованного маршрута.

В процессе проводки судна рекомендуемым маршрутом между группой проводки и капитаном судна устанавливается двухсторонняя связь. Группа проводки один раз в сутки связывается с судном и передает рекомендации о дальнейшем пути следования и условия погоды и волнения на этом пути. В свою очередь от судна в установленные сеансы связи поступают данные о координатах судна, его скорости хода, погоде и волнении в районе плавания судна, а также другие данные, влияющие на условия плавания судна. При этом используются также данные других судов, привлеченных к добровольным наблюдениям и находящихся вблизи обслуживаемого судна, информация с которых передается на берег непосредственно по ГСТ. Вся эта информация заносится в специализированную базу данных.

На основе этих данных и результатов модельных прогнозов компьютерная программа рассчитывает пройденное расстояние, время плавания и среднюю скорость хода судна. Специалисты группы проводки анализируют полученные результаты, оценивают их и принимают решение об уточнении курса, если в этом возникает необходимость. На рис. 3.27 и 3.28 приведены примеры проводки абстрактных судов для конкретных гидрометеорологических условий марта–апреля 2005 года. На этих рисунках изображены рекомендованный курс, рассчитанный по прогностической информации; курс, рассчитанный по фактической информации; пунктирная линия – ДБК.

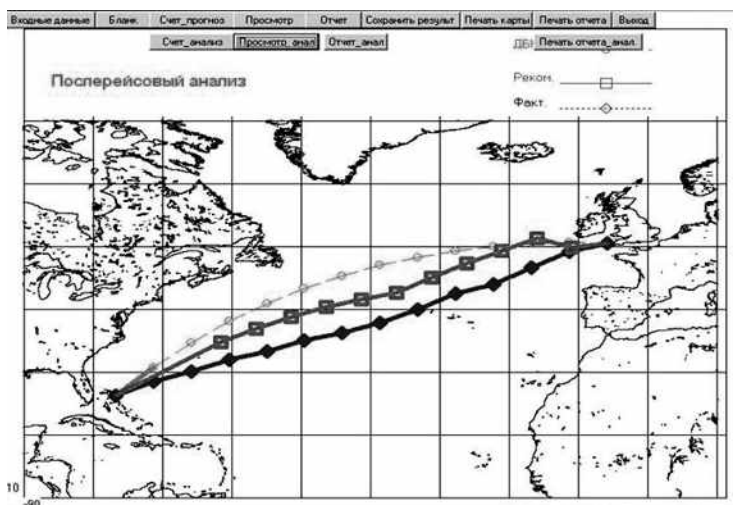


Рис. 3.27. Проводка абстрактного судна из Английского канала в Гавану в марте–апреле 2005 г. ($V_T = 11$ уз, $D = 20000$ м, $h_{пред} = 6$ м)

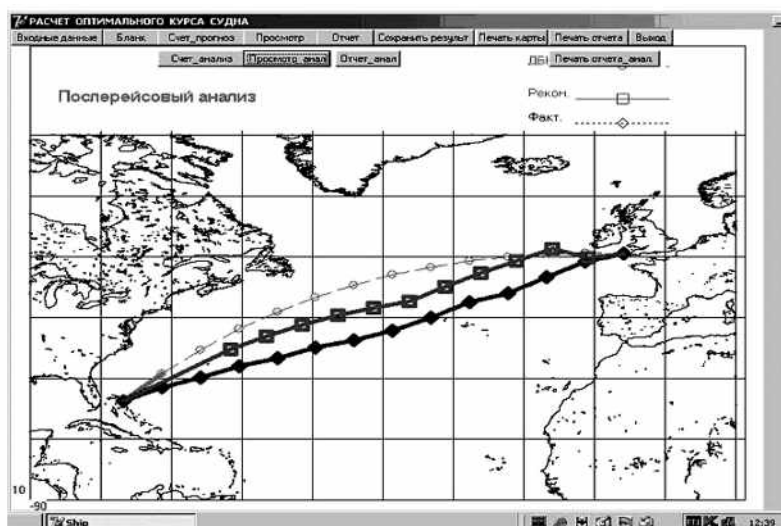


Рис. 3.28. Проводка абстрактного судна из Гибралтара в Нью-Йорк в марте–апреле 2005 г. ($V_T=11$ уз, $D=20000$ т, $h_{пред}=8$ м)

3.3.5. Учет течений при расчете рекомендуемых курсов

В навигации обычно рассматриваются два случая учета течений — при плавании на постоянном и переменном течении. В действительности в море при счислении местоположения судна необходимо учитывать суммарное течение, которое можно рассматривать как сумму постоянного, периодического и временного (эпизодического) течений. Плавание на периодическом течении (приливно-отливном) можно рассматривать как частный случай плавания на переменном течении. В море судоводителям чаще всего приходится встречаться с волновыми течениями. Кратко рассмотрим метод расчета волновых течений.

Волновые течения хорошо коррелируются с высотой ветровых волн. Когда ветер дует над водой, происходит передача энергии от ветра к воде, приводящая поверхность моря в движение. При этом энергия ветра разделяется на нормальную и тангенциальную составляющие. Первая расходуется на развитие волнения, а вторая — на создание дрейфового течения. Благодаря турбулентной природе ветра и действию внутреннего трения воды, течения со временем углубляются, достигая предельной глубины, зависящей от вертикальной устойчивости вод и силы ветра. После прекращения ветра течение будет продолжаться до тех пор, пока ветер не изменит свое направление и скорость.

Волновой перенос масс воды обусловлен тем, что частицы воды, движущиеся по окружностям с радиусом, уменьшающимся с глубиной по экспоненциальному закону, будут передвигаться быстрее, когда они расположены под гребнем и передвигаются в направлении движения волны, чем частицы, расположенные под подошвой волны и передвигающиеся в направлении, противоположном направлению волны. Когда волны растут под действием ветра, часть воды действительно движется вперед. И чем больше высота волны, тем большее количество воды продвигается вперед.

При ветровом волнении возникает поступательное смещение частиц воды в направлении распространения волн, получившее название волнового течения. Расчет скорости волнового течения можно выполнить по формуле

$$U_{\text{волн. теч.}} = \left(\frac{h}{2}\right)^2 \sqrt{\frac{2\pi g}{\lambda}} \exp\left(\frac{4\pi Z}{\lambda}\right), \quad (3.109)$$

где h – высота волны; λ – длина волны; g – ускорение силы тяжести; Z – горизонт от поверхности моря, на котором определяется скорость течения.

При $Z = 0$ формула принимает вид

$$U_{\text{волн. теч.}} = \left(\frac{h}{2}\right)^2 \sqrt{\frac{2\pi g}{\lambda}}. \quad (3.110)$$

Скорости течений в зависимости от глубины и высоты волны приведены в табл. 3.15.

Таблица 3.15

Скорости волнового течения $U_{\text{волн. теч.}}$ (см/с) на различных глубинах Z в зависимости от высоты волны

Z, м	Высота волны, м						
	0,75	1,25	2,0	3,5	6,0	8,5	10,0
0	12,3	15,4	21,6	25,7	29,8	44,2	56,6
1	5,1	9,3	15,4	21,6	26,7	41,2	53,5
2	2,1	5,7	11,3	18,0	24,2	38,1	49,9
3	1,0	3,6	8,2	14,9	22,1	36,0	47,3
4	0,0	2,1	6,2	12,3	20,1	33,4	44,8
5	0,0	1,0	4,6	10,2	18,0	30,9	41,7
6	0,0	1,0	3,1	8,7	16,5	29,3	39,6
7	0,0	1,0	2,1	7,2	14,9	26,7	37,6
8	0,0	0,0	1,0	1,3	13,4	25,2	35,0

Из табл. 3.15 видно, что волновое течение при штормовом волнении даже на глубинах 7–8 м имеет значительные скорости порядка 25,7 см/с. При расчетах потери скорости хода судна на волновом течении необходимо брать среднюю скорость по глубине, равную осадке конкретного типа судна. Суда, имеющие малую осадку (порядка 3 м), теряют скорость хода больше, чем суда со значительной осадкой (порядка 8 м).

В табл. 3.16 приведены проценты от общих ветроволновых потерь скорости хода от воздействия волнового течения для судов типа «Таврия» (осадка – 5,5 м, скорость хода – 13,6 узла).

Из табл. 3.16 видно, что составляющая потерь скорости хода на волновом течении составляет порядка 15 % от суммарной потери скорости хода.

В табл. 3.17 приведены значения скорости течений для типичных значений скорости ветра.

Таблица 3.16

*Потери скорости хода от воздействия волнового течения
в общих ветроволновых потерях, %*

	Высота волны, м							
	1	2	3	4	5	6	8	11
$\frac{\Delta U_{волн.теч.}}{\Delta U_{\Sigma}} (\%)$	14,3	18,2	15,8,	13,2	12,5	12,7	14,3	16,8

Таблица 3.17

Течения, вызванные волновым переносом

Скорость ветра (м/с)	Скорость течения (см/с)
5	4
10	7,5
20	11
30	15
40	18
50	22

Для количественной оценки связи между скоростью дрейфового течения и высотой волны были использованы результаты тщательно выполненных синхронных наблюдений за характеристиками течений и ветра в Ботническом заливе у плавучих маяков Раума, Снипан, Сторброттен, Сторкаллегрунд в декабре 1936 г., а также наблюдений, выполненных с судна «Дискавери-II» в Северной Атлантике в точке 47° 50' с.ш., 12° 30' з.д. в октябре 1952 г. [49, 248]. Из всего массива данных были выбраны только те случаи, когда ветер усиливался. По наблюдаемым характеристикам ветра были рассчитаны высоты волн.

На рис. 3.29 показана корреляционная зависимость между наблюдаемыми течениями и наблюдаемой высотой волны. Эта зависимость нелинейная и аппроксимируется уравнением вида

$$U_T = 0,115 h^{0,656}, \quad (3.111)$$

где U_T — скорость поверхностного течения в см/с; h — наблюдаемая высота волны в м.

Достаточно тесная связь между наблюдаемыми высотой и течениями дает основание для использования полученной эмпирической формулы для учета дрейфовых течений при автоматизированном расчете оптимальных курсов.

Из вышесказанного можно заключить, что почти все факторы, влияющие на ветровое дрейфовое течение, находятся под непосредственным влиянием волнения. При этом неустановившееся состояние дрейфовых течений может рассматриваться пропорциональным волнению. Развитие дрейфового течения, так же как и развитие волнения, ограничивается разгоном и продолжительностью действия ветра. Поэтому, если малый разгон или небольшая продолжительность ограничивают рост волн, естественно полагать, что таким же образом они будут ограничивать и дрейфовое течение.

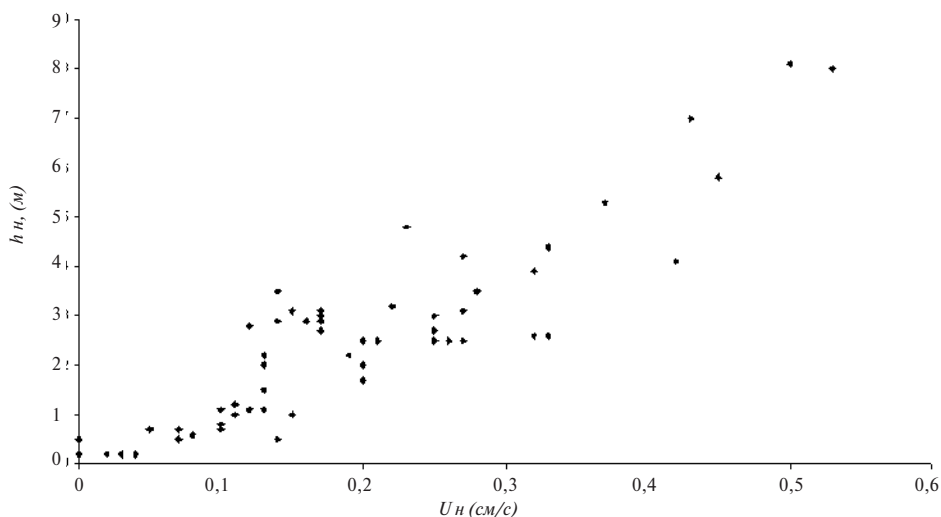


Рис. 3.29. Корреляция между измеренными течениями (U_n) и высотой волны (h_n)

Когда волнение достигает полного развития, характеристики волн перестают меняться. Так как эти же параметры влияют на скорость и направление дрейфового течения, то можно ожидать, что оно станет полностью развившимся за то же время, что и волнение.

3.4. Анализ и прогноз температуры воды

3.4.1. Гидродинамические и физико-статистические методы прогноза

Методы прогноза температуры воды в океане принято делить на гидродинамические и физико-статистические. Основу гидродинамического метода составляет интегральная или дифференциальная модель деятельного слоя океана, которая может быть частью модели термогидродинамики всей толщи океана. Физико-статистические методы основаны на поиске связей между предикторами (характеристики циркуляции атмосферы, теплообмен океана с атмосферой и т.д.) с предиктантом (температура поверхности океана или ее аномалия) с помощью корреляционного и регрессионного анализа; при этом широко используется разложение полей по естественным ортогональным функциям [20, 42–44, 168].

Хорошо известны достоинства и недостатки этих методов. Для гидродинамического прогноза в океане необходим метеорологический прогноз, возможности которого ограничены предсказуемостью метеорологических величин.

В свою очередь нахождение статистических связей для температуры воды сдерживается недостатком наблюдений, а оценки устойчивости полученных связей затруднены. Кроме того, множественная корреляция, лежащая в основе статистических методов, позволяет оценивать лишь линейную связь предиктанта

с предикторами, в то время как процессы формирования термической структуры верхнего слоя океана существенно нелинейные [77, 152].

Опыт использования гидродинамических моделей для прогноза характеристик деятельного слоя в Северной Атлантике обобщен в монографиях [77, 168] и обзоре [63]. Физико-статистические методы прогноза температуры воды в Северной Атлантике изложены в монографиях [43, 168]. Следует также упомянуть об эмпирических методах расчета термических характеристик океана [49, 121].

Наиболее перспективным в настоящее время следует считать гидродинамический подход. В последние десятилетия на основе автоматизированных систем сбора и обработки гидрометеорологической информации интенсивно развиваются оперативные системы анализа и прогноза термической структуры деятельного слоя (см. главу 7). Одна из основных задач таких систем состоит в воспроизведении поля температуры воды на масштабах, не обеспечиваемых существующей системой наблюдений (от десятков до первых сотен км), поэтому основной частью оперативной прогностической системы является усвоение данных с использованием моделей океана и атмосферы [45, 163].

Одной из базовых составляющих таких систем является модель общей циркуляции океана, построенная на основных уравнениях гидротермодинамики океана и включающая уравнения движения, уравнения переноса тепла и соли, уравнение состояния. Эта модель дополняется моделью верхнего пограничного слоя океана, которая в свою очередь может быть либо интегральной (где наличие верхнего квазиоднородного слоя и сезонного термоклина постулируется априори), либо дифференциальной (где вертикальное распределение температуры воды рассчитывается на основе уравнения теплопроводности) [77].

В отличие от анализа метеорологических полей над сушей, анализ в океане крайне затруднен вследствие недостатка и неравномерности наблюдений [68]. Один из путей решения этой проблемы состоит в привлечении гидродинамических моделей для анализа температуры деятельного слоя. В частности, прогноз температуры воды на сутки можно использовать как первое приближение для анализа на следующий день, как это делается в атмосферных прогностических моделях. Это делает анализ структуры деятельного слоя динамически согласованным с воздействием атмосферы, что особенно важно для слабоосвещенных районов океана.

Таким образом, оперативная прогностическая океанская система фактически должна работать в непрерывном цикле анализ—прогноз—анализ. В таком режиме работает, например, система в Центре численных прогнозов ВМФ США, включающая в себя ежесуточный трехмерный анализ структуры деятельного слоя в Мировом океане [226]. В анализе используются данные около 200 фиксированных и плавучих буев, 250 батитермографных наблюдений, до 3000 судовых измерений ТПО и около 120000 значений ТПО по спутниковым данным. Кроме того, используется информация о положении и характеристиках фронтальных зон и синоптических вихрей. В результате анализа генерируются значения температуры воды на 17 горизонтах в слое 0—500 м на сетке с шагом 1,25°.

3.4.2. Технология краткосрочного прогноза температуры и толщины верхнего квазиоднородного слоя океана

Рассмотрим технологию прогноза температуры воды в океане на примере оперативной системы краткосрочного прогноза температуры и толщины верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) океана, разработанной в Гидрометцентре России [131, 137, 252]. Информационной основой системы являются данные оперативных циклических баз. Система включает интегральную модель деятельного слоя океана (ДСО), привязку модели ДСО к данным объективного анализа температуры поверхности океана (ТПО) и к данным выходной продукции глобальной спектральной прогностической модели атмосферы. Шаг расчетной сетки прогноза параметров ВКС равен $1,4^\circ$.

Наиболее надежными при проведении расчетов характеристик деятельного слоя на больших акваториях с использованием оперативной информации зарекомендовали себя интегральные модели, не требующие, в отличие от дифференциальных, значительных ресурсов ЭВМ. В оперативной практике широкое применение получила модель В. И. Калацкого [77], на основе которой в Гидрометцентре России были созданы оперативные системы краткосрочного и долгосрочного прогноза температуры воды в океане.

В модели рассматривается двухслойная структура деятельного слоя, состоящая из ВКС и сезонного термоклина. Для обоих слоев выписывается уравнение теплопроводности, на границе раздела между слоями ставится условие достижения критического значения числа Ричардсона. Уравнения модели, позволяющие рассчитывать толщину ВКС h и его температуру T , можно представить в виде:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{h} [k - (Q + Q_a) / \rho C_p \Phi(h, V)], \quad (3.112)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{h} [(Q + Q_a) / \rho C_p - \varepsilon \Phi(h, V)], \quad (3.113)$$

$$\Phi(h, V) = \alpha + \beta \exp[-0,8(\sin(\varphi))^{0,5} h / V], \quad (3.114)$$

где k – коэффициент турбулентного обмена в сезонном термоклине; Q , V – поток тепла и скорость ветра на поверхности океана; Q_a – адвекция тепла дрейфовыми течениями; ρ , C_p – плотность и теплоемкость морской воды; φ – широта; α , β , ε – размерные коэффициенты. Функция $\Phi(h, V)$ параметризует вертикальный градиент температуры в сезонном термоклине.

Адвективный перенос тепла дрейфовыми течениями рассчитывается на основе экмановских соотношений с использованием компонентов касательного напряжения ветра $\tau_{x,y}$

$$Q_a = \frac{C_p}{2\omega \sin \varphi} \left(\tau_y \frac{\partial T}{\partial x} - \tau_x \frac{\partial T}{\partial y} \right), \quad (3.115)$$

$$\tau_{x,y} = C_d \rho_a V_{x,y} |V|, \quad (3.116)$$

где ω – угловая скорость; C_d – коэффициент трения ($C_d = 1,5 \times 10^{-3}$); ρ_a – плотность воздуха; $V_{x,y}$ – компоненты скорости ветра.

Изложенная модель ДСО прошла тестирование для различных гидрометеорологических условий и различных районов Мирового океана [78, 79, 129, 130, 168].

Важной компонентой технологии прогноза характеристик верхнего слоя океана является объективный анализ ТПО [19, 67]. Исходными данными для анализа служат оперативные судовые наблюдения, поступающие по каналам связи и хранящиеся в базе оперативных данных Гидрометцентра России. При этом используются данные измерений ТПО, передаваемые по международным кодовым формам SHIP, BATHY, TESAC и DRIBU.

На первом этапе выполняется критический контроль исходных данных, целью которого является исключение грубых ошибок, после чего проводится вычисление значений поля в узлах заданной регулярной сетки, и схема анализа завершается восстановлением значений поля в узлах сетки, не освещенных данными наблюдений.

На этапе контроля осуществляется выявление и исключение повторных данных наблюдений и проверяются значения измерений ТПО. Данные наблюдений после первичной обработки содержат много повторений. Для исключения повторов значения координат каждой из отобранных для анализа станций сравниваются с координатами всех остальных станций. В том случае, если разность координат окажется меньше заданного значения (δ_c), выполняется сравнение моментов времени наблюдений на обеих станциях, и когда разность моментов не превышает установленного допуска (δ_t), одна из станций (поступившая из каналов связи раньше) из рассмотрения исключается.

Для выявления грубых ошибок в анализируемых значениях выполняется проверка на попадание измеренного значения температуры в допустимый для данного района и времени года интервал. Интервал допустимых значений определяется по климатическому полю температуры и статистическим характеристикам ее изменчивости, в качестве которых применяются средние квадратичные отклонения. Эти поля используются с месячной дискретностью, и допустимый интервал для температуры T_d вычисляется по отклонениям от среднего месячного значения температуры в данной точке следующим образом:

$$T_N - 2\sigma \leq T_d \leq T_N + 2\sigma \quad (3.117)$$

где T_N и σ – климатическое значение температуры и среднее квадратическое отклонение в точке наблюдений для конкретного месяца.

Процедура вычисления значений поля T в узлах сетки основана на методе весовой интерполяции. Значение поля T в узле сетки с номером i определяется по N -значениям температуры на влияющих станциях по формуле

$$T_i = \sum p_j T_j, \quad (3.118)$$

где T_j – значения температуры на станциях; p_j – веса, которые в данном случае являются заданными функциями расстояния от узла сетки до станций r_j . При расчетах по данной методике проводились эксперименты с весовыми функциями,

затухающими с расстоянием по разным законам. В итоге предпочтение было отдано весовой функции вида

$$p_j(r_j) = \exp(-\alpha \cdot r_j / R - \beta 2j / R^3) / \sum_{j=1}^N \exp(-\alpha \cdot r_j / R - \beta r_j^3 / R^2), \quad (3.119)$$

где R – радиус поиска влияющих станций, α и β – константы.

Реализован следующий алгоритм поиска влияющих станций. Вокруг анализируемого узла сетки условно описывается окружность заданного начального радиуса (r_0), и если число станций, попадающих в эту окружность, превышает или равно установленному минимальному значению ($K_{\min}$), то выполняется интерполяция в данный узел по формуле 3.119. В противном случае радиус окружности увеличивается последовательными приращениями до тех пор, пока он не достигнет заданного максимального значения R . Если и при этом не выбирается достаточное количество станций, то интерполяция в данный узел сетки не проводится. Для получения значений поля в таких узлах сетки, не освещенных данными наблюдений, применяется традиционный подход, состоящий в подстановке климатических значений.

Программное обеспечение схемы позволяет проводить объективный анализ по акваториям произвольной конфигурации. Входная информация, помимо исходных данных наблюдений, должна содержать климатические поля и характеристики их изменчивости. Тестирование схемы объективного анализа ТПО проводилось в частности для акватории Северной Атлантики [67].

Для прогноза характеристик верхнего слоя океана нужны прогностические поля метеорологических параметров на основе атмосферной модели. В описываемой системе используется глобальная прогностическая модель атмосферы Гидрометцентра России [148, 149], которая имеет конфигурацию T85L31 (85 сферических гармоник, шаг по горизонтальным координатам $\approx 1,4^\circ$, вертикальное разрешение 31 уровень, в пограничном слое атмосферы находятся 7–8 уровней). Прогнозы выпускаются два раза в сутки по исходным данным за 00 и 12 ч. Выходная продукция поступает в циклические базы данных в узлах широтно-долготных сеток с шагом $2,5^\circ$ (стандарт для пользователей) и $\approx 1,4^\circ$ (счетная гауссова сетка модели).

Помимо стандартного для международного обмена набора прогностических полей (температура воздуха, геопотенциал, ветер на стандартных изобарических поверхностях и давление на уровне моря), выходная продукция модели атмосферы содержит широкий спектр дополнительных характеристик, важных для различных задач. В частности, для модели ДСО используются: 1) поля потоков скрытого и явного тепла от подстилающей поверхности в атмосферу, вычисляемые в T85L31 при параметризации приземного и приводного слоев атмосферы; 2) радиационный баланс; 3) зональная и меридиональная компоненты поля ветра в приводном слое атмосферы.

При создании прогностической системы была разработана технология совмещения интегральной модели ДСО с выходной продукцией глобальной спектральной прогностической модели атмосферы.

Прогнозирование параметров ВКС осуществляется в три этапа:

1 – чтение из циклических баз данных прогностических полей перечисленных выше характеристик на сроки прогноза 24, 48, 72, 96 и 120 ч;

- 2 — чтение из базы данных результатов объективного анализа ТПО;
- 3 — совмещение модели ДСО с оперативными данными объективного анализа ТПО и прогнозами атмосферных характеристик по модели T85L31;
- 4 — интегрирование модели ДСО и выработка прогноза на 24, 48, 72, 96 и 120 ч полей толщины и температуры ВКС, отождествляемой с ТПО.

Перед внедрением была проведена опытная эксплуатация системы, включающая оценку прогностических значений потоков тепла на поверхности океана в различных синоптических ситуациях [150] и прогностических полей толщины и температуры ВКС.

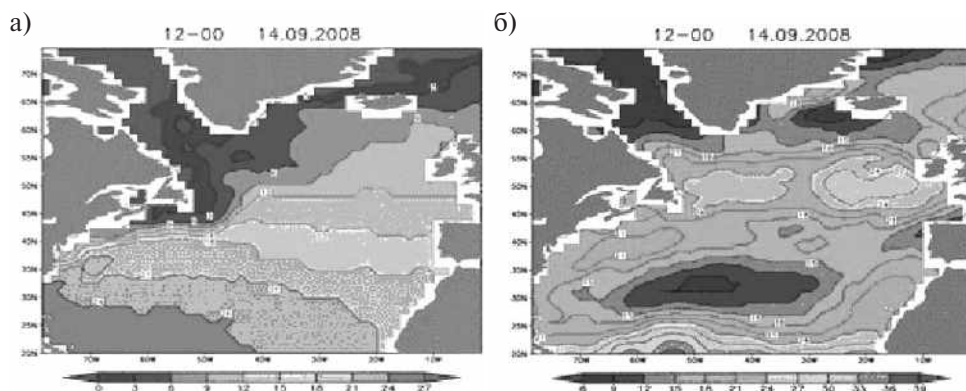


Рис. 3.30. Прогноз температуры в °C (а) и толщины в м (б) ВКС в Северной Атлантике на 14.09.2008 г.

3.4.3. Долгосрочный прогноз температуры и толщины ВКС в Северной Атлантике

На основе интегральной модели, описанной в предыдущем разделе, в Гидрометцентре России был разработан и внедрен в оперативную практику метод долгосрочного прогноза температуры и толщины ВКС в северных частях Атлантического и Тихого океанов [130]. Для задания начального распределения температуры ВКС используются результаты объективного анализа ТПО за 5 суток. Из-за недостатка наблюдений для задания начальных значений толщины ВКС используются климатические и рассчитанные величины. Для задания граничных условий используется прогноз среднемесячной аномалии температуры воздуха, который составляется в Гидрометцентре России по методу аналогов. На основе этой информации по эмпирической формуле рассчитывается приток тепла к океану. В прогнозе также используются среднемесячные (климатические) поля скорости ветра. Прогнозирование осуществляется в теплую часть года.

Для учета адвективного переноса тепла предложен способ, который представляет собой сочетание гидродинамического и статистического подхода [78]. Суть его состоит в следующем: на основе локальной модели рассчитывается среднемесячное распределение температуры воды на какой-либо акватории в течение ряда лет. Абсолютные ошибки таких расчетов осредняются по времени, и полученное распределение используется в дальнейшем в прогнозе как поле

адвективных поправок (поскольку наибольшие ошибки сконцентрированы в зонах с сильной адвекцией). Опытные прогнозы в течение трех лет показали, что такой способ учета адвекции позволяет повысить оправдываемость прогнозов в среднем на 5 %.

Опытные прогнозы составлялись в 1976–1978 гг., а, начиная с 1980 по 1994 г., прогнозирование осуществлялось в оперативном режиме с передачей прогностических карт ТПО по факсимильной связи. При оценке оправдываемости за допустимую ошибку принята величина $0,67\sigma$, где σ – дисперсия среднемесячной температуры, что в среднем по акватории составляет примерно 1° . За период с 1980 по 1994 г. оправдываемость составляла 75–85 %, оправдываемость инерционных прогнозов (сохранение аномалии ТПО) – 70–80 % (табл. 3.18). Анализ прогнозов в аномальных ситуациях, когда аномалия ТПО более 1°C по абсолютной величине охватывала акватории, сравнимые с размерами океана, показал, что в этих случаях эффективность прогнозов, по сравнению с инерцией и климатом, может достигать 10–15 %.

Таблица 3.18

*Оправдываемость долгосрочных прогнозов температуры воды
в Северной Атлантике, %*

Годы	Июнь	Июль	Август	Сентябрь
1980	87	86	78	77
1981	84	85	80	79
1982	81	92	89	89
1983	87	86	84	88
1984	79	90	76	87
1985	86	88	89	85
1986	78	75	82	61
1987	86 (78)		82 (77)	88 (75)
1988	89 (71)	82 (75)	82 (76)	80 (75)
1989	92 (78)	90 (80)	88 (81)	86 (79)
1990	88 (76)	92 (74)	84 (73)	87 (80)
1991	97 (82)	97 (80)	82 (74)	93 (76)
1992	90 (78)	82	83 (72)	89 (82)
1993	85 (72)	90 (68)	90 (72)	79 (70)
1994	94 (80)	93	90	84 (75)
Средн.	90 (77)	90 (76)	84 (75)	85 (76)

Примечание. В скобках – оправдываемость инерционных прогнозов.

3.4.4. Долгосрочный прогноз аномалий ТПО в отдельных районах Северной Атлантики

В начале раздела 3.4 говорилось о том, что множественная корреляция, лежащая в основе статистических методов долгосрочного прогноза температуры воды в океане, позволяет оценивать лишь линейные зависимости, в то время как формирование термической структуры верхнего слоя океана представляет существенно нелинейный процесс.

В связи с этим представляется перспективным развитие таких прогностических схем, которые допускают включение физически обоснованных зависимостей между предиктантом и предикторами независимо от вида и уровня статистической связи. Такие возможности представляют прогностические схемы с использованием групповых аналогов (ГРАН) [190]. Метод групповых аналогов позволяет прогнозировать в категорической и вероятностной формах различные гидрометеорологические элементы. Важным предварительным этапом для реализации прогностической схемы является подбор на основе физических закономерностей предикторов и предиктантов и создание базового архива.

Прогностический комплекс ГРАН состоит из трех последовательно работающих программ. На первом этапе производится оценка мер различия между исходными на момент составления прогноза полями и полями из базового архива в соответствии с заданными критериями. Рассчитываются статистические характеристики мер различия (максимум, минимум, среднее значение, стандартное отклонение). На втором этапе на основе оценок, полученных на первом этапе, производится расчет интегральной по всем предикторам аналогичности и формируются выборки (группы) аналогов, удовлетворяющие заданным требованиям. На третьем этапе рассчитываются статистические характеристики предиктанта по всей выборке (климат) и по выборке аналогов (прогноз), даются оценки успешности прогноза.

Применение схемы ГРАН для долгосрочного прогноза температуры воды в океане [136] требует решения двух принципиальных вопросов: 1) выбор районов, для которых будет составляться прогноз; 2) выбор предикторов для каждого района. Поэтому предварительно должны быть изучены механизмы формирования крупномасштабных АТПО в различных районах и выявлены наиболее значимые факторы.

Исследования изменчивости термической структуры океана позволяют сформулировать следующую концепцию долгосрочного прогноза АТПО в Северной Атлантике.

1. В изменчивости температуры поверхностного слоя океана можно выделить «медленный» и «быстрый» компоненты. «Медленный» компонент обусловлен многолетними изменениями океанской циркуляции, имеет глубину проникновения до главного термоклина (около 1000 м). «Быстрый» компонент обусловлен влиянием процессов с временным масштабом от нескольких суток до нескольких месяцев (теплообмен океана с атмосферой, вертикальное турбулентное перемешивание ветрового и конвективного происхождения и т.д.), глубина проникновения — деятельный слой океана (200–300 м). Предполагается, что «медленный» компонент учитывается в начальном поле АТПО, а «быстрый» прогнозируется с помощью схемы ГРАН.

2. Прогноз осуществляется для районов формирования наиболее крупных АТПО (западная часть Северной Атлантики), где также наблюдается наибольшая изменчивость температуры воды.

3. Для каждого района производится предварительный (вне схемы ГРАН) отбор предикторов, определяются «влияющие» области, оптимальные сдвиги во времени и пространстве между предиктантом и предикторами. При этом учитываются физические особенности формирования АТПО, например, важная роль динамического воздействия атмосферы в периоды весенней и осенней перестройки термической структуры верхнего слоя океана.

Для информационного обеспечения прогностической системы используется банк оперативных данных «Прогноз» Гидрометцентра России, и в частности база данных «ROWS», содержащая информацию о средних месячных полях температуры поверхности Мирового океана, приземного давления, геопотенциала поверхности 500 гПа и т.д. за многолетний период. Описываемый вариант схемы использует поля АТПО и приземного давления. Для последних рассчитываются среднемесячные аномалии, как основная характеристика динамического состояния приводного слоя атмосферы. Подключение к схеме других полей, например температуры воздуха или геопотенциала, не вызывает принципиальных затруднений.

Для оценки качества прогнозов в схеме ГРАН предусмотрены оценки успешности категорического и вероятностного прогноза. Для оценки категорического прогноза рассчитываются: 1) абсолютная ошибка; 2) успешность попадания в градацию в соответствии с заданной матрицей цен ошибок; 3) успешность прогноза знака аномалии; 4) средняя квадратическая ошибка прогноза; 5) коэффициент корреляции между прогностическими и фактическими значениями. Для оценки успешности вероятностного прогноза рассчитывается средняя предсказанная вероятность наблюдаемого класса.

Для испытания схемы был выполнен ряд прогностических экспериментов [136], которые свидетельствуют о возможности использования схемы групповых аналогов для долгосрочного прогноза температуры воды в океане. Ее важной особенностью является возможность представления прогноза в вероятностной форме, когда прогнозируется вероятность осуществления для трех градаций. Такая форма представления прогноза для некоторых целей может быть предпочтительнее, чем категорический прогноз.

Дальнейшее развитие метода долгосрочного прогноза АТПО может быть основано на схеме групповых аналогов с оптимизацией состава предикторов [190], когда набор предикторов настраивается на текущий процесс и меняется от прогноза к прогнозу. Это позволит существенно расширить набор физически обоснованных предикторов в прогностической схеме.

3.4.5. Технология построения полей температуры поверхности моря по спутниковым данным в оперативном режиме

В ГУ «Гидрометцентр России» разработано программное средство для восстановления полей температуры поверхности воды (ТПВ) по данным со спутников серии NOAA (автор — Е. Б. Чернявский) [204]. Данное программное средство испытано в оперативной практике Гидрометцентра России применительно к Каспийскому морю. Предложен алгоритм усвоения новых данных о ТПВ путем сопоставления этих данных с полем первого приближения. Программная процедура предназначена для того, чтобы устранить низкотемпературные сигналы атмосферы, воспринимаемые как сигналы от воды. Она также позволяет более корректно экстраполировать поле на участки, где по причине облачности отсутствует информация. Еще один из типичных случаев, когда применение процедуры позволяет более качественно восстановить поле ТПВ, возникает при наличии в исходной информации систематической ошибки, что нередко бывает со спутниковыми данными.

Входными данными блока усвоения служит поле ТПВ, полученное для данной акватории за один виток спутника серии NOAA с помощью многоканальных

датчиков высокого разрешения AVHRR и заданное в виде матрицы, элементы которой суть числа в промежутке (0, 255). В числах, наряду со служебной информацией, закодированы либо полезные сигналы, под которыми подразумеваются значения ТПВ, либо признаки отсутствия таковых.

На выходе получается исправленное поле ТПВ на регулярной сетке в виде электронной карты и в виде таблицы.

Вспомогательные программы составлены на алгоритмическом языке BPW. Основные программы составлены на алгоритмическом языке SAX BASIC. Они управляют работой приложения Golden Software Surfer 8. Для работы процедуры на компьютере должны быть установлены программы Golden Software Surfer8 и сопутствующая ей программа Scripter.exe. В рабочей директории должны находиться следующие файлы:

- текстовый (или бинарный) файл, содержащий поле первого приближения в виде матрицы значений в узлах равномерной сетки, заданный в формате .grd Surfer 8 ;

- текстовый файл с расширением .dat, содержащий случайным образом распределенные в пространстве первичные векторные данные о температуре воды, полученные путем векторизации растрового спутникового изображения, записанные в виде (x_p, y_p, t_p) ;

- текстовый файл с расширением .bln, содержащий данные о границах водного объекта, записанные в виде последовательности (x_p, y_p) , задающей замкнутую ломаную.

Результаты иллюстрируются на примере восстановленного поля ТПВ Каспийского моря в июне 2002 года. На рис. 3.31 даны образцы обеспеченности данными четырех снимков моря, сделанных в первую декаду июня 2002 года. Снимок от 4 июня (рис. 3.31, крайний слева) выбран в качестве исходного для построения поля первого приближения, так как он достаточно хорошо обеспечен данными.

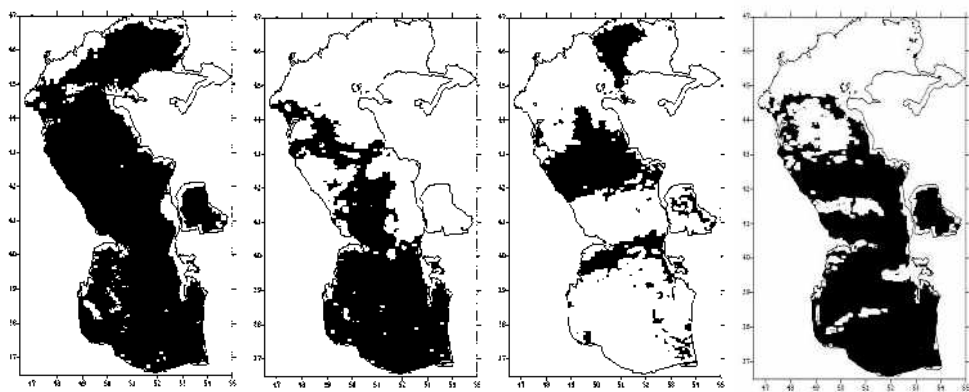


Рис. 3.31. Обеспеченность снимков Каспийского моря 4, 6, 9 и 10 июня 2002 г. (слева направо) полезной информацией о ТПВ, обозначенной темной заливкой

Снимок от 6 июня (рис. 3.31, второй слева) был обработан дважды. Сначала поле ТПВ по нему было получено напрямую, подобно тому, как это было сделано для снимка от 4 июня. Это поле использовано как контрольный образец

(рис. 3.32, в середине). Затем поле ТПВ по данным от 6 июня было восстановлено с помощью предлагаемой программы (рис. 3.32, справа).

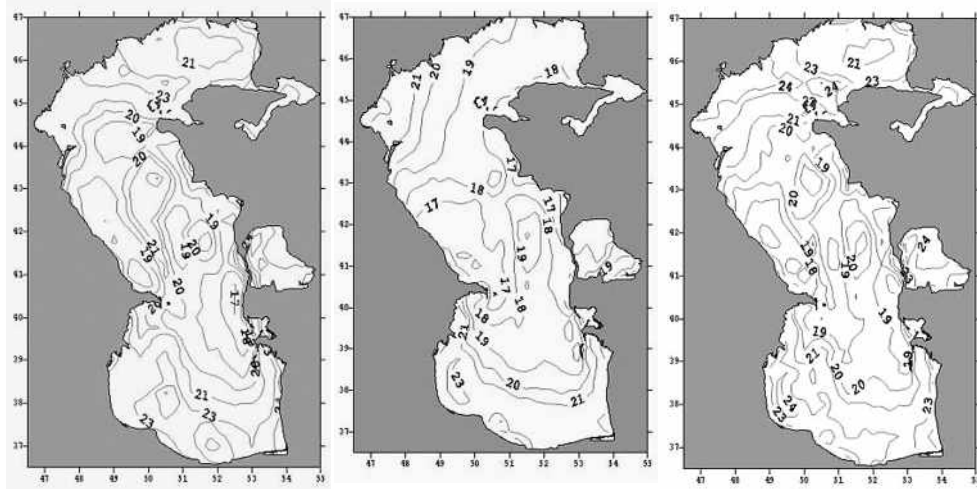


Рис. 3.32. Поле ТПВ от 4 июня 2002 г. (слева), поле ТПВ от 6 июня 2002 г., полученное напрямую (в середине) и поле ТПВ от 6 июня 2002 г., восстановленное с помощью предлагаемой процедуры (справа)

Описанная выше процедура была распространена на случай обработки аналогичных данных по другим морям европейской части России. В частности, для примера показана карта распределения температуры воды на поверхности Черного моря за 13 ч 30 июля 2003 г. (рис. 3.33), построенная исключительно по данным AVHRR NOAA. На карте нанесено сильно сглаженное поле, интерполированное в узлы сетки с шагом в четверть градуса и подвергнувшееся процедуре фильтрации (по Гауссу). Черным квадратом обозначен участок, который показан крупнее на рис. 3.34.

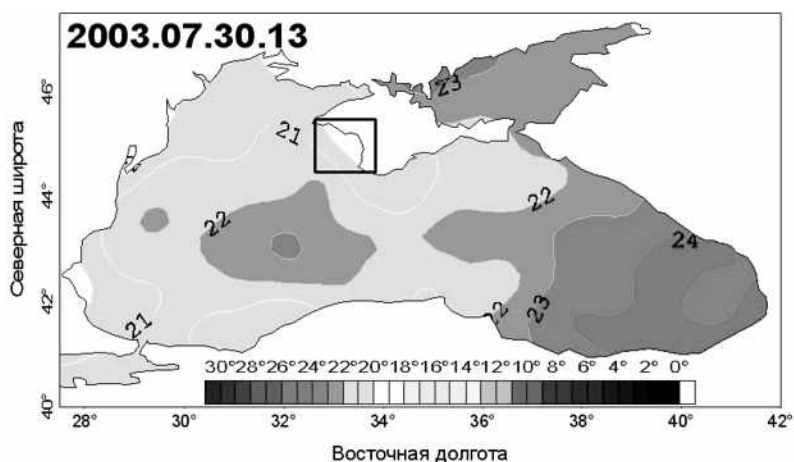


Рис. 3.33. Распределение температуры воды на поверхности Черного моря за 13 ч 30 июля 2003 года по данным AVHRR NOAA

Возможности метода иллюстрирует рис. 3.34, на котором фрагмент этой карты (Евпаторийский залив) показан в укрупненном виде с пространственным разрешением около 2 км. Эти данные сглаживанию не подвергались. На карте хорошо видна ситуация сгона и подъема холодных вод у берега. Через прибрежную область подъема холодных вод проложен разрез АБ, показанный на карте. На рис. 3.35 показано распределение ТПВ вдоль этого разреза. На разрезе и на карте хорошо виден большой контраст ТПВ и сложная картина вихревого обмена между контрастными водами.

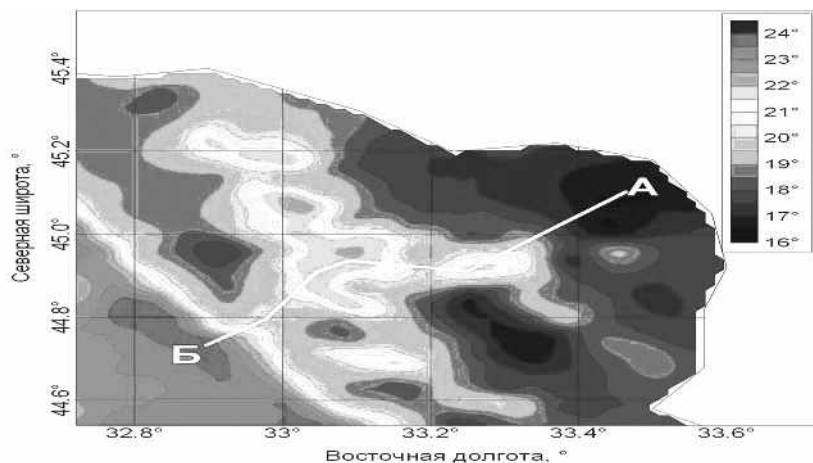


Рис. 3.34. Фрагмент распределения ТПВ Черного моря (Евпаторийский залив) за 13 ч 30 июля 2003 года

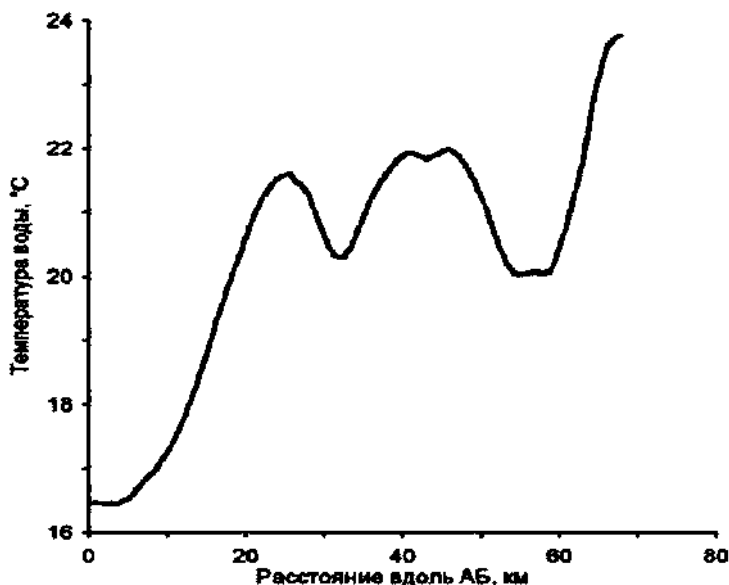


Рис. 3.35. Ход ТПВ вдоль разреза по линии АБ через Евпаторийский залив Черного моря 30 июля 2003 года. Положение разреза показано на рис. 3.33

Глава 4

ПРОГНОЗЫ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ НА МОРЯХ РОССИИ

4.1. Методы наблюдений ледяного покрова на морях

Ледяной покров является одним из наиболее важных факторов, определяющих состояние поверхности моря. Исследование и прогнозирование его параметров представляет не только научный, но и большой практический интерес для морских отраслей экономики. Влияние льда на плавание судов в замерзающих морях намного превышает суммарный эффект воздействия всех остальных природных явлений. Даже на частично замерзающих морях, к которым относятся неарктические моря (Белое, Балтийское, Черное, Азовское, Каспийское, Японское, Охотское, Берингово), ледовая обстановка бывает сложной и требует ледокольной проводки судов и специализированного гидрометеорологического и ледового обслуживания.

Дрейфующий лед оказывает значительное сопротивление движению судов, однако в связи с высокой пространственной неоднородностью и большой временной изменчивостью его распределения это сопротивление можно существенно уменьшить за счет плавания по наилегчайшим маршрутам. Учет фактических и прогнозируемых ледовых условий существенно уменьшает риск плавания во льдах и оптимизирует использование ледоколов.

Очень важным является исследование ледовых условий в Арктике. Полярная экосистема чувствительна к антропогенным воздействиям и к изменениям природно-климатических условий. Поэтому особого внимания требуют районы, наиболее подверженные загрязнению в сочетании с возможными значительными изменениями климата. Изучение гидрометеорологических и ледовых условий Арктики призвано содействовать стратегическим направлениям устойчивого экономического развития районов Крайнего Севера, проблемам экологии и рационального природопользования. Морской доктриной Российской Федерации на период до 2020 г. определены задачи по осуществлению морской деятельности России на функциональных и региональных направлениях национальной морской политики. В их число входят задачи по обеспечению российского флота гидрометеорологической (включая ледовую) информацией, поддержанию и развитию Единой системы информации об обстановке в Мировом океане, ведению научных исследований гидрометеорологических явлений в прибрежных морях России и районах Мирового океана, развитию систем мониторинга состояния морской природной среды и прибрежных территорий, поддержанию научно-исследовательского флота в готовности к решению стоящих перед ним задач, обеспечению присутствия российских исследователей в Арктике и Антарктике.

Современная технология обслуживания морских отраслей экономики в ледовый период основана на реализации комплексного подхода, включающего использование:

- климатических представлений;
- анализа информации с искусственных спутников Земли (ИСЗ);

- анализа информации с попутных и экспедиционных судов и ледоколов;
- данных авиационных ледовых разведок (с самолетов и вертолетов);
- данных гидрометеорологических станций;
- данных с судов и платформ;
- интерпретации результатов модельных расчетов и прогнозов.

Информация береговых станций, а также данные с ИСЗ, судов, ледоколов, самолетов и вертолетов являются исходным материалом для разработки методов ледовых прогнозов.

Наблюдения за льдом, производимые на береговых станциях и постах, охватывают сравнительно узкую зону моря, прилегающую к берегу. Береговые наблюдения включают в себя определение сроков появления льда, образования припая, полного замерзания района наблюдений, взлома припая, полного разрушения припая, очищения района наблюдений ото льда; количества плавучего и неподвижного льда; ширины припая; степени торосистости, разрушенности и загрязненности льда; возрастных характеристик льда; скорости и направления дрейфа льда; сжатия льда; толщины льда и высоты снежного покрова.

Особенно сложно осуществлять измерение параметров дрейфа льда. При этом методы наблюдений за дрейфом можно разделить на три группы в зависимости от положения наблюдателя или автоматической аппаратуры, фиксирующих дрейф:

- наблюдения из неподвижной точки (визуально с помощью углодально-мерных приборов, радиолокационные наблюдения, наблюдения за дрейфующими радиовехами с помощью радиопеленгаторных станций AIDJEX и др.);
- наблюдения из точки, дрейфующей вместе со льдом (выполняются на дрейфующих станциях и судах);
- наблюдения из точки, движущейся относительно льда — аэрофотосъемка, наблюдения с ИСЗ и т.д. [46].

Наблюдения за льдами с самолетов, вертолетов и ИСЗ охватывают значительные акватории моря или все море в целом. Они позволяют оценить такие характеристики ледяного покрова, как распределение льдов различного возраста и сплоченности по акватории моря, положение кромок плавучего и неподвижного льда, раздробленность и разрушенность дрейфующего льда, ширину припая и полыней, размеры наиболее крупных льдин; сжатия и разрежения во льдах. Данные авиаразведок и снимков ИСЗ служат как для климатических обобщений и проверки ледовых прогнозов, так и для обеспечения судоводителей, строителей гидротехнических сооружений, нефтяников, газовиков и т.д. фактической информацией о ледовой обстановке в районах осуществления ими хозяйственной деятельности.

4.1.1. Прибрежные ледовые наблюдения

На станциях государственной гидрометеорологической сети осуществляют наблюдения за ледовой обстановкой в прибрежной зоне. Задача наблюдателя состоит в том, чтобы систематически и с исчерпывающей полнотой отмечать все характерные особенности ледяного покрова в районе наблюдений и фиксировать происходящие в нем изменения во времени.

Для того чтобы данные ледовых наблюдений были сопоставимыми между собой, а также чтобы термины и условные обозначения были едиными,

наблюдатели строго руководствуются «Номенклатурой морских льдов» [142] и Наставлением гидрометеорологическим станциям и постам [128].

Прибрежные ледовые наблюдения производятся тогда, когда в районе станции имеются льды. Осенью, а на высокоширотных морях даже летом, когда море еще свободно ото льда, наблюдения за водным объектом ведутся постоянно, чтобы не пропустить момент начала ледообразования. Если окончательного очищения ото льдов не происходит, что часто имеет место на станциях арктических морей, наблюдения ведутся в течение всего года.

Наблюдения за ледяным покровом подразделяются на основные и дополнительные.

В состав основных наблюдений входит определение следующих характеристик:

- дальность видимости поверхности моря;
- скорость и направление ветра;
- температура воздуха и поверхностного слоя воды;
- положение границы и ширины припая;
- количество неподвижного льда;
- положение границы дрейфующего льда;
- сплоченность дрейфующего льда;
- количество дрейфующего льда;
- количество чистой воды;
- форма льда;
- возрастные виды льда;
- торосистость льда;
- разрушенность льда;
- загрязненность льда;
- заснеженность льда;
- сжатие и разрежение дрейфующего льда;
- направление и скорость дрейфа льда;
- ледяной покров в постоянной точке (толщина и глубина погружения льда, высота и плотность снежного покрова).

В состав дополнительных ледовых наблюдений входят:

- профильные наблюдения;
- маршрутные съемки ледяного покрова;
- наблюдения за температурой и стаиванием снега и льда;
- измерение размеров дрейфующего льда;
- изменение параметров торосов и стамух;
- исследование физико-механических свойств льда.

Основные наблюдения подлежат выполнению всеми станциями и постами. Дополнительные наблюдения для станций определяются УГМС.

Зарисовка ледовой обстановки и основные наблюдения выполняются ежедневно один раз в сутки. При этом в светлые сезоны года они приурочиваются к 8–9 часам дня, в темные сезоны года — ближе к местному полудню.

Наблюдения выполняются при любой видимости поверхности моря. При плохих условиях видимости (снег, туман, метель) наблюдения повторяются в ближайшее время тех же суток при лучших условиях видимости. Следует иметь в виду, что наиболее полноценными являются наблюдения, выполненные при видимости не менее $1/3$ дальности видимого горизонта.

Толщина льда и высота снежного покрова в постоянной точке весной с началом таяния (при достижении разрушенности ледяного покрова 1 балл) на всех морях измеряются ежедневно. Толщина льда и высота снежного покрова в другие сезоны года в полярных областях определяются либо ежедневно, либо через сутки, либо раз в 5 суток, либо раз в декаду при толщинах льда, соответственно, до 20 см, от 20 до 50 см, от 50 до 100 см и свыше 100 см. В морях средних широт эти измерения производятся ежедневно, раз в 5 суток и раз в декаду при толщинах льда, соответственно, до 20 см, от 20 до 50 см и свыше 50 см.

Ледовый наблюдательный пункт располагается на возвышенном месте недалеко от станции и от берега на специально сооруженной вышке или имеющихся сооружениях (вышка маяка, площадка на крыше здания).

Ледовый пункт должен удовлетворять следующим требованиям:

- иметь наибольший обзор в сторону моря (бухты, пролива, залива, губы);
- располагаться возможно выше над средним уровнем моря (не менее 15 м);
- находиться вблизи станции и отстоять не дальше 200 м от береговой черты;
- быть доступным для посещения в любую погоду.

Сводная ледовая таблица «Сведения об основных элементах ледового режима» является одним из главных отчетных документов, ежегодно представляемых станцией в УГМС (табл. 4.1).

Таблица 4.1

Сводная ледовая таблица

«Сведения об основных элементах ледового режима»

1. Ширина припая устойчивая (числитель) и наибольшая (знаменатель), км
2. Наибольшая толщина припая, см
3. Дата измерения наибольшей толщины припая
4. Дата устойчивого перехода температуры воздуха через 0 °С весной
5. Дата устойчивого перехода температуры поверхностного слоя воды через 0 °С весной
6. Дата появления снежиц
7. Дата появления проталин
8. Дата появления водяного заберега
9. Дата начала весеннего взлома или первой весенней подвижки припая
10. Дата окончательного разрушения припая
11. Дата первого полного очищения
12. Дата окончательного очищения
13. Дата устойчивого перехода температуры воздуха через 0 °С осенью
14. Дата устойчивого перехода температуры поверхностного слоя воды через 0 °С осенью
15. Дата первого ледообразования
16. Дата начала устойчивого ледообразования
17. Количество старого льда при первом ледообразовании
18. Дата первого образования ледяного заберега или припая
19. Дата начала устойчивого образования припая
20. Дата первого полного замерзания

21. Дата окончательного замерзания

22. Число суток за год со льдом

На полярных станциях сводная ледовая таблица охватывает календарный год. На прибрежных станциях морей умеренной зоны ледовая таблица составляется за ледовый период. При этом за ледовый период принимается приходящийся на холодное время года период, в течение которого на объекте, последовательно сменяя друг друга, протекают процессы образования, развития и разрушения ледяного покрова, завершающиеся в большинстве случаев его полным исчезновением. Продолжительность ледового периода подсчитывается, начиная с даты первого ледообразования и кончая днем, предшествующим дате окончательного очищения. Если окончательного очищения объекта ото льда не произошло, за последние сутки данного ледового периода принимается дата, после которой на следующие сутки имело место первое ледообразование, означающее начало нового ледового периода.

Российская Арктика — это район, который требует особого внимания, так как здесь активно развивается хозяйственная деятельность различных российских и иностранных компаний по освоению месторождений углеводородного сырья. Безопасность и эффективность добычи и транспортировки нефти и газа в значительной мере зависит от развития системы мониторинга ледового покрова, атмосферы и океана.

В Росгидромете успешно функционирует Автоматизированная ледово-информационная система для Арктики «Север», которая создавалась специально для осуществления гидрометеорологического мониторинга и для оперативного обеспечения различных видов деятельности в Арктике [25].

Основные компоненты подсистемы наблюдений в Арктике:

- наземная сеть гидрометеорологических наблюдений;
- сеть геофизических наблюдений;
- дистанционные наблюдения;
- морские экспедиционные наблюдения.

Максимальное развитие наземной арктической сети гидрометеорологических наблюдений было достигнуто к 1987 г., когда функционировало 120 полярных станций. В 90-е гг. XX века число полярных станций уменьшилось почти втрое, что в ряде случаев привело к прерыванию климатических рядов. В настоящее время ситуация стабилизировалась. В последние годы некоторые станции удалось восстановить (например о. Белый, м. Стерлигова, о. Андрея, Санникова, о. Хейса). На сегодня в Арктике функционирует более 50 полярных станций.

4.1.2. Ледовые авиационные разведки

В архивах ААНИИ, Гидрометцентра России, региональных организаций Росгидромета хранятся данные ледовых авиационных разведок более чем за 50-летний период наблюдений, однако эта информация используется исследователями достаточно редко в силу большой трудоемкости площадной оцифровки ледовых характеристик.

С начала 90-х гг. XX века систематические авиаразведки полностью прекращены. Тем не менее их данные, являясь единственным видом площадной

информации о дрейфующих льдах в 30-х — начале 80-х гг. XX века, по достоверности, системности и подробности не уступают современной спутниковой информации среднего разрешения.

Систематические ледовые авиаразведки осуществлялись на всех российских морях с периодичностью как минимум один раз в декаду. Для каждого моря были разработаны схемы стандартных маршрутов (рис. 4.1), позволявшие достаточно полно фиксировать информацию о ледовой ситуации на море и осуществлять ее картирование.

В настоящее время в ААНИИ и Гидрометцентре России осуществляется перевод в электронный вид карт ледовых авиаразведок, существующих пока преимущественно на бумажных носителях, с целью создания банков данных и получения качественного климатического материала.

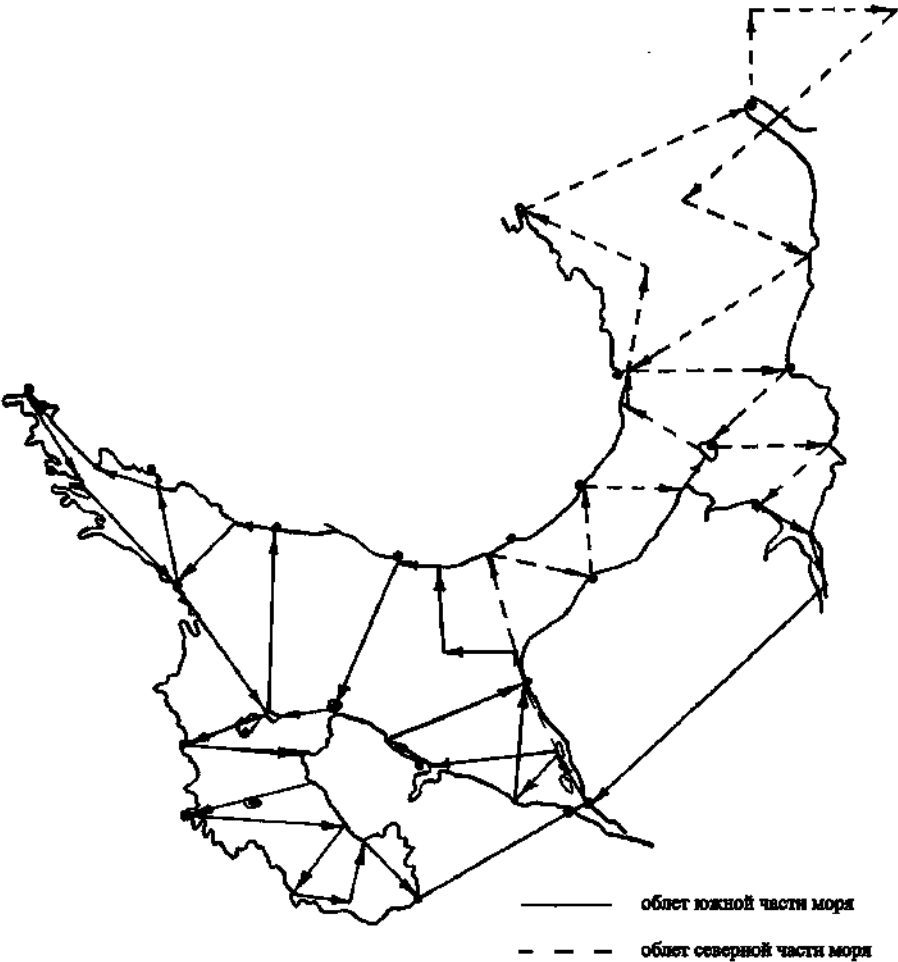


Рис. 4.1. Схема маршрутов ледовых разведок в Белом море

4.1.3. Интерпретация снимков ИСЗ

Специалисты Росгидромета, начиная с середины 70-х гг. XX века, используют в своей работе для картирования ледовой обстановки данные отечественных ИСЗ серий ОКЕАН, РЕСУРС, МЕТЕОР и зарубежных – TERRA, AQUA, спутников серии NOAA (США). Широкое распространение при картировании ледовой обстановки в полярных регионах Земли имеют данные спектрометра AVHRR, получаемые с ИСЗ NOAA. Эффективными средствами наблюдения за основными параметрами ледяного покрова являются радиолокационные данные. В отличие от информации видимого и инфракрасного (ИК) диапазонов, эти данные являются всепогодными, то есть не зависят от освещенности и облачности [197].

С 2000 г. для мониторинга состояния ледяного покрова активно используется информация, передаваемая в режиме on-line спутникового сканирующего спектрорадиометра среднего разрешения MODIS (рис. 4.2, 4.3), который является одним из основных инструментов на борту американских спутников серии EOS (TERRA и AQUA). MODIS имеет 36 спектральных каналов: в видимом, ближнем, среднем и тепловом инфракрасном диапазонах с разрешением в зависимости от канала 250–1000 м [25].



*Рис. 4.2. Ледовая обстановка в Азовском море 16 января 2008 г.
по данным ИСЗ TERRA*

Главным недостатком информации оптических диапазонов, получаемой от спутников серий NOAA и EOS, является их зависимость от облачности. Для мониторинга состояния ледяного покрова необходимо регулярное поступление данных, которое не зависит от погодных условий. Требованиям всепогодности удовлетворяют данные радиолокационных съемок из космоса. В настоящее

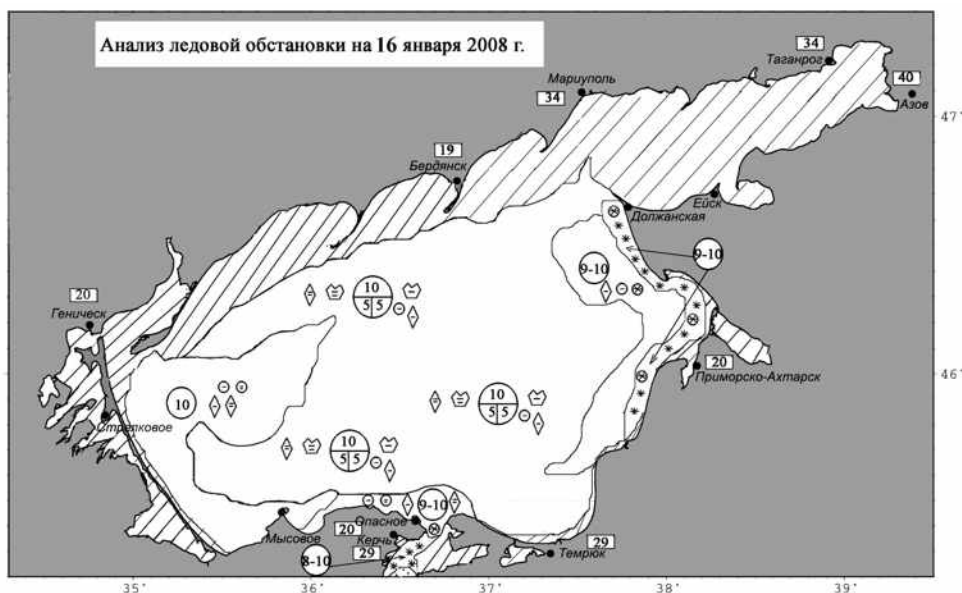


Рис. 4.3. Интерпретация ледовой обстановки по данным ИСЗ

время такие съемки осуществляют следующие зарубежные спутниковые системы: Radarsat, ERS, Envisat, QuikSCAT.

Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии «Планета» (НИЦ «Планета») — ведущая организация Росгидромета по осуществлению оперативного управления и научно-методического руководства наземным комплексом приема и обработки спутниковой информации, включающим в себя три региональных центра приема и обработки спутниковых данных в городах Москва, Новосибирск и Хабаровск, а также сеть стационарных и мобильных автономных пунктов приема информации в России (рис. 4.4).

Важной задачей по информационному обеспечению морского транспорта является проведение спутникового мониторинга арктических и внутренних морей. В рамках решения данной задачи в НИЦ «Планета», ААНИИ, Гидрометцентре России, а также в региональных гидрометцентрах регулярно проводятся работы по оперативному картированию ледовой обстановки по трассе Северного морского пути (СМП) в Арктике, Антарктиде, а также на неарктических морях России (рис. 4.5).

Северный морской путь — исторически сложившаяся национальная единая коммуникация России в Арктике. Действующая здесь морская транспортная система — важнейшая часть инфраструктуры экономического комплекса Севера.

Льды на трассе СМП, как правило, наблюдаются в течение круглого года. Наиболее эффективным источником информации о ней являются данные дистанционного зондирования, роль которых существенно возросла в связи с сокращением наземной сети гидрометеорологических станций и сведением почти к нулю объемов авиационных наблюдений.

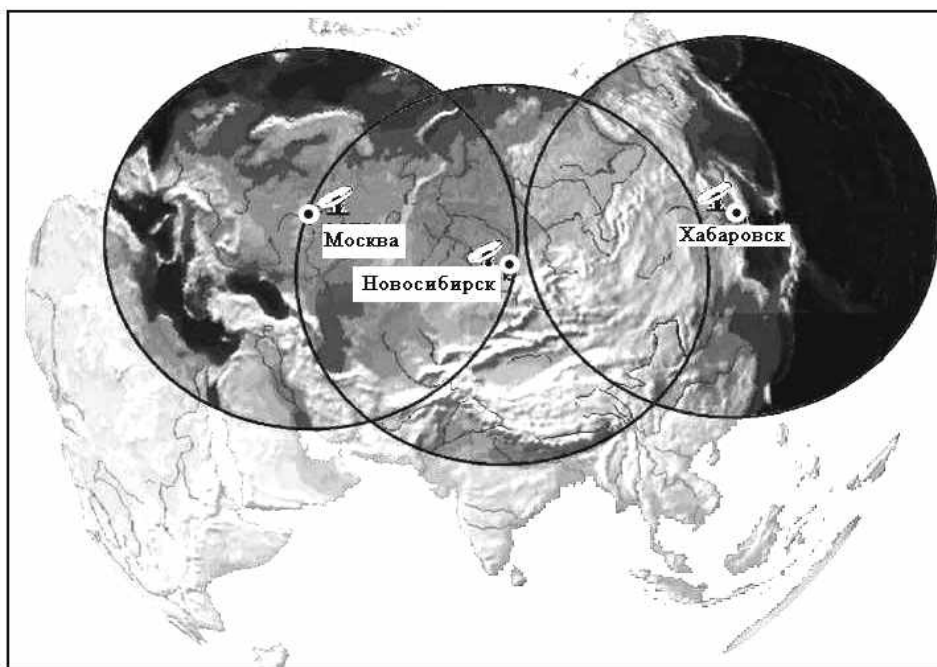


Рис. 4.4. Зоны радиовидимости центров приема, обработки и распространения спутниковых данных Росгидромета

Разработанная технология картирования по спутниковым данным ледяного покрова в настоящее время интегрирована в многофункциональную программную систему «PlanetaMeteo», создаваемую в последние годы в НИЦ «Планета». В системе сочетаются функции предварительной и тематической обработки данных ДЗЗ с использованием автоматизированных и интерактивных технологий и географической информационной системы (ГИС). На рис. 4.6 показаны отдельные этапы построения ледовых карт в многофункциональной системе.

Следует отметить некоторые особенности двух различных носителей информации: карт ледовых разведок и снимков ИСЗ.

Карты ледовых разведок имеют специфику с точки зрения существования зависимости качества собранной и визуализированной информации от человеческого фактора. Об этом упоминают в своих статьях многие специалисты, имеющие отношение к ледовым разведкам. Так, В.Е. Бородачев в статье [24], проводя сравнение между ледовыми авиационными и вертолетными разведками, обращает внимание на то, что ледовые разведки с самолета и вертолета, выполнявшиеся одновременно, не дублировали друг друга. В них имелись существенные расхождения в оценках сплоченности льда. Автор статьи утверждает, что при скорости полета самолета 259–300 км/ч от взгляда наблюдателя ускользают объекты малой протяженности, что приводит к некоторому завышению общей сплоченности в массивах и занижению — в разреженных льдах.

Существенно зависит от человеческого фактора и дешифрирование ледовой информации по снимкам ИСЗ среднего и низкого разрешения. Ограничения

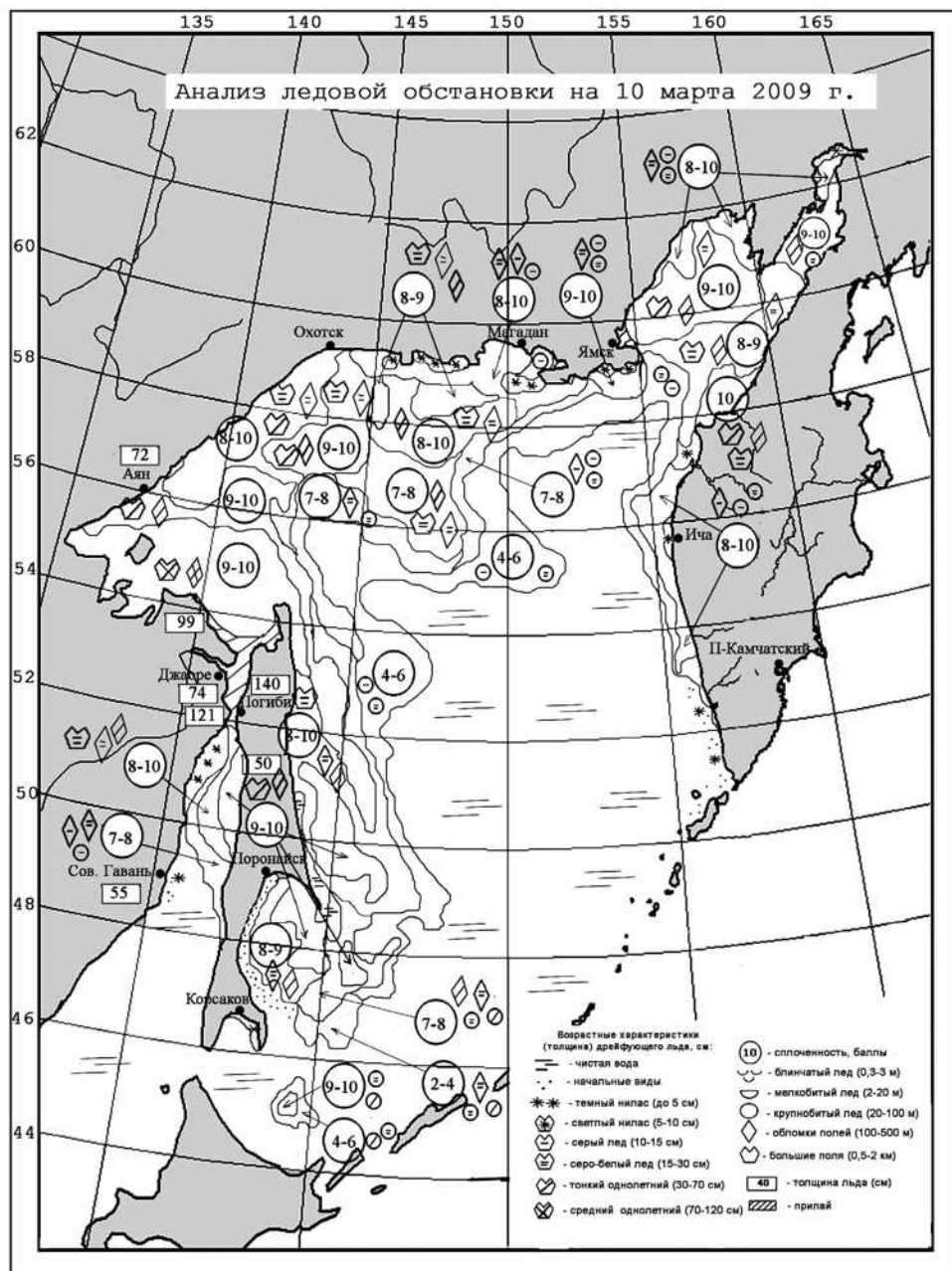
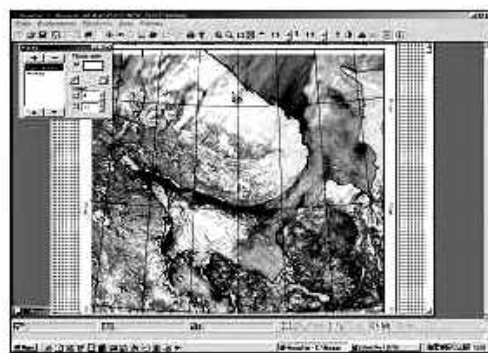


Рис. 4.5. Картирование ледовой обстановки в Охотском море



Генерация картографической основы



Трансформирование спутникового изображения в картографическую основу



Нанесение границ и символов обобщенных характеристик льда



Условная раскраска по возрасту льда

Рис. 4.6. Отдельные этапы построения ледовых карт в многофункциональной программной системе

в надежности информации тем не менее касаются прежде всего сплоченности и возраста льда. Для определения положения кромок льда данные ледовых разведок и ИСЗ достаточно надежны.

4.1.4. Экспедиционные наблюдения ледовых условий

В системе мониторинга ледяного покрова важное место занимают морские экспедиционные наблюдения. Ряд параметров ледяного покрова и атмосферы над ним сегодня в той или иной степени могут контролироваться с искусственных спутников Земли. Однако толщина льда, состояние морской среды подо льдом, морфологические и физические характеристики льда не могут определяться дистанционными методами. Информация о подледных и глубоководных характеристиках океана может быть получена лишь контактными способами. Кроме того, регулярное проведение арктических морских экспедиций имеет важное геополитическое значение, так как фиксирует присутствие России в высокоширотных районах Северного Ледовитого океана.

Крупномасштабные высокоширотные экспедиции осуществляют такие научно-исследовательские суда, как НЭС «Академик Федоров», НЭС «Михаил Сомов» В северных высоких широтах Центральной Арктики с определенной

регулярностью по различным научным программам работают дрейфующие станции «Северный полюс» (СП).

В последние годы экспедиционные работы в Арктике выполняются в большинстве случаев либо в рамках международных программ и проектов, либо в интересах и на средства частных российских и зарубежных компаний. В 2000 г. была проведена научно-исследовательская экспедиция на НЭС «Академик Федоров» в район относительной недоступности. В 2003 г. после большого перерыва (с 1991 г.) была создана российская дрейфующая станция «СП-32». В 2004 г. с борта НЭС «Академик Федоров» была создана новая дрейфующая станция «СП-33» и выполнен широкий комплекс научных исследований в Центральном бассейне Северного Ледовитого океана (СЛО) и его окраинных морях. Регулярно проводятся морские экспедиции в районы предполагаемой добычи нефти и газа на шельфе Баренцева моря, совместные российско-германские и российско-американские экспедиции в районах морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского. Западные страны также активизировали работы и исследования в высоких широтах Арктики, в том числе по созданию нового поколения системы мониторинга за природными условиями и состоянием природной среды в Арктике. В первую очередь это обусловлено отмечаемыми в последние два десятилетия значительными изменениями климатических условий.

В 2005 г. российскими учеными выполнена очередная высокоширотная экспедиция НЭС «Академик Федоров» Росгидромета и организована дрейфующая станция «СП-34». Работа дрейфующей станции «СП-35» завершилась в июле 2008 года.

Особенно интенсивно исследования в Арктике проводятся в периоды объявления Международного полярного года (МПГ).

Россия принимала активное участие в первом (1882/1883) и втором (1932/1933) МПГ. В первый МПГ учеными 12 стран, включая Россию, проводились геофизические, метеорологические и биологические наблюдения в 13 пунктах Арктики, а также на м. Горн и о. Южная Георгия в Южной полярной области. Эти наблюдения имели большое значение для изучения климата Арктики, ее воздушных течений, ледовых условий, магнитных вариаций, полярных сияний.

Во время второго МПГ в СССР были проведены наблюдения на метеостанциях советского сектора Арктики, расположенных на берегах и островах Северного Ледовитого океана. В период второго МПГ была расширена гидрометеорологическая сеть в полярных районах. Всего от СССР во втором МПГ участвовало 115 станций, из них 50 были новыми. Кроме того, в судовых экспедициях в арктических морях изучались ледовый режим и свойства льдов. Важным продолжением второго МПГ в изучении Арктики стало открытие в 1937 г. первой дрейфующей станции на Северном полюсе «СП-1». Ценный материал о строении атмосферы полярных районов дали уникальные трансполярные перелеты советских летчиков из СССР в Америку в 1937 году.

Состоявшийся в 1957/1958 гг. Международный геофизический год (МГГ) явился развитием идей МПГ. В Советской Арктике по специальной программе работали десятки станций, были начаты комплексные исследования в Антарктике, в которых СССР принял активное участие путем проведения ежегодных антарктических экспедиций. В эти годы в обеих полярных областях были получены новые сведения об атмосфере, океане и оледенении, был инициирован

ряд крупных международных проектов по изучению различных компонентов природной среды полярных областей.

В 2007–2008 гг. мировое сообщество организовало Третий Международный полярный год. Цель Международного полярного года состоит в объединении международных и национальных программ и проектов, направленных на эффективное исследование арктических регионов (рис. 4.7).

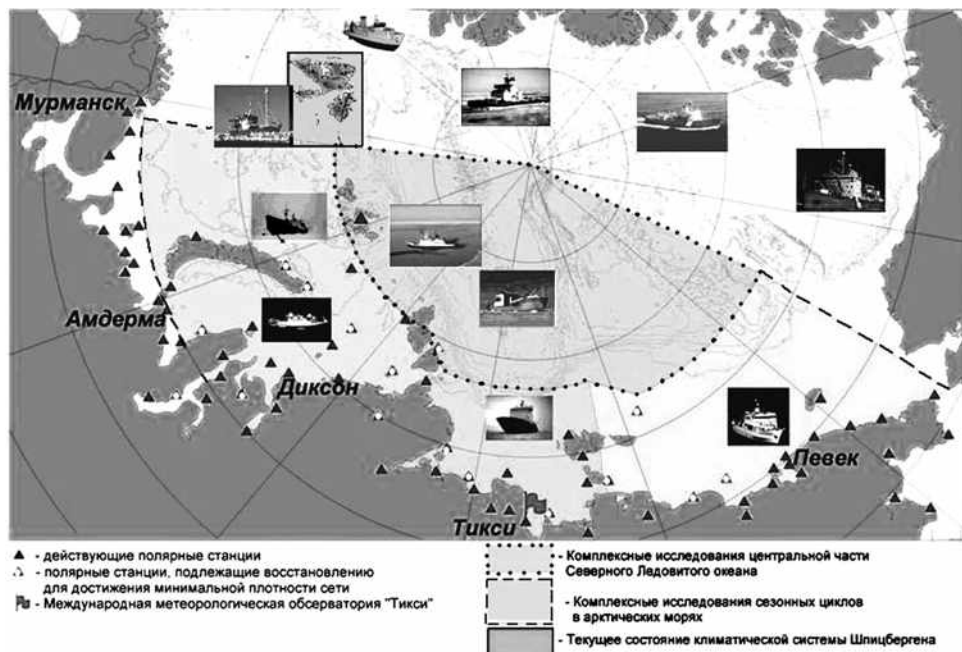


Рис. 4.7. Схема экспедиционных работ в рамках Программы МПГ 2007/2008

Южный полюс планеты — Антарктида — также является объектом повышенного интереса Международного сообщества при проведении мероприятий, посвященных Третьему Международному полярному году. Антарктида является одной из важнейших составных частей климатической системы нашей планеты. Процессы, происходящие в атмосфере, ледниковом покрове и океане вокруг нее, являются определяющими в формировании глобального климата, включая климат умеренных широт Северного полушария. Антарктика, как наиболее удаленный от промышленных центров регион, является индикатором глобальных изменений, происходящих в атмосфере, гидросфере и криосфере Земли.

В изучении окружающей среды Земли полярные области занимают особое место в силу своей труднодоступности и той важной роли, которую они играют в глобальных изменениях природной среды [12]. Особенности природной среды Арктики — низкие температуры, морской и материковый ледяной покров, вечная мерзлота, уязвимость наземных и морских экосистем — являются основными факторами, существенно влияющими на социально-экономический комплекс, энергетику, транспорт, уклад жизни коренного населения.

Изменения природной среды Антарктики при определенных сценариях могут угрожать сложившемуся мировому хозяйству. Возможность таяния ледникового

щита и развития «озоновой дыры», повышенная гелиогеофизическая активность и ряд других природных явлений определяют широкий круг исследований, которые ведутся в Антарктике.

Целью МПГ 2007/2008 в части деятельности Росгидромета являлось определение текущих и будущих изменений климата, оценка состояния природной среды и последствий климатических изменений для выработки практических рекомендаций по устойчивому социально-экономическому развитию полярных регионов. В соответствии с выставленной целью во время экспедиционных работ на сезонных полевых базах, судах Росгидромета, РАН, МПР России были проведены:

- исследования мезо- и мелкомасштабных полярных процессов, подверженных воздействию изменений климата и участвующих в формировании обратных связей в полярной части климатической системы (ледовитость, альbedo, температурные инверсии в атмосфере, глубокая конвекция в открытом океане и на материковом склоне, эволюция ледников и др.);

- комплекс геофизических наблюдений за процессами в полярных шапках планеты, влияющими на климат и окружающую среду, включая эффекты влияния кратковременных вариаций и долговременных трендов солнечной активности на ледовые, геофизические и атмосферные процессы в полярных областях;

- разработка рекомендаций для природоохранительной деятельности, а также для обеспечения дальнейшего устойчивого социально-экономического развития полярных областей.

4.2. Методы изучения ледовых условий на морях

Ледовые условия сильно меняются от года к году и от месяца к месяцу в зависимости от гидрометеорологических условий. На морях, расположенных в северных широтах, продолжительность ледового приода достигает восьми-девяти месяцев, в морях умеренных широт — шести месяцев, а в южных морях — от двух до четырех месяцев.

Все изменения ледовых условий в морях тесно связаны с погодными условиями. Поэтому для изучения ледового режима моря и разработки прогностических методик необходимо располагать материалами как гидрологических, так и метеорологических наблюдений. В настоящее время в связи с развитием компьютерных технологий исследователь ледового режима или разработчик ледового прогноза для одного или нескольких морей должен обладать электронными базами данных, включающими максимально полные ряды наблюдений за элементами метеорологического и ледового режима этих морей.

При изучении и прогнозировании ледовых явлений выделяют три периода, в которых действие метеорологических и гидрологических параметров имеет свои особенности и для которых по-разному должны составляться расчетные и прогностические алгоритмы — это период ледообразования (осенний сезон), период ледонакопления (зимний сезон) и период ледоразрушения (весенний сезон).

4.2.1. Статистические характеристики ледового режима

Сводные ледовые таблицы, составляемые на береговых гидрометеорологических станциях, а также данные систематических наблюдений служат

исходной информацией для определения таких статистических характеристик, как средние, минимальные и максимальные значения толщины припайного льда и высоты снежного покрова; средние многолетние, ранние и поздние даты наступления различных ледовых фаз; дисперсии и т.д. Статистический анализ данных должен предусматривать, во-первых, районирование, необходимое для того, чтобы учесть пространственную изменчивость ледовой характеристики, и, во-вторых, сезонность ледовых процессов.

В качестве примера ниже приведены климатические таблицы основных осенних и весенних ледовых фаз (табл. 4.2), а также толщины льда на конец месяца (табл. 4.3) для некоторых станций Белого моря.

Таблица 4.2

*Средние, ранние и поздние сроки наступления основных ледовых фаз
по данным ГМС Белого моря (в скобках – год аномалии)*

ГМС	Ряд наблюдений	Дата	Первого появления льда	Устойчивого появления льда	Полного разрушения припая	Окончательного очищения
Архангельск	1881–1984	средняя	30.10	02.11	05.05	10.05
	1881–2003	ранняя	09.10 (1883)	13.10 (1902)	17.04 (1951)	22.04 (1951)
	1881–2003	поздняя	24.11 (1967)	26.11 (1967)	22.05 (1893)	06.06 (1938)
Мудьюг (море)	1909–1984	средняя	27.10	03.11	15.05	17.05
	1909–2003	ранняя	06.10 (1977)	17.10 (1977, 1993)	23.04 (1921)	26.04 (1921)
	1909–2003	поздняя	21.11 (1992)	12.12 (1997)	06.06 (1918)	08.06 (1918)
Зимнегорский	1908–1984	средняя	25.11	12.12	05.05	14.05
	1908–2003	ранняя	24.10 (1912)	06.11 (1928)	24.03 (1020)	05.04 (1920)
	1908–2003	поздняя	05.01 (1937)	27.01 (1930)	03.06 (1969)	10.06 (1941)
Онега	1915–1984	средняя	01.11	07.11	04.05	07.05
	1915–2003	ранняя	13.10 (1976)	13.10 (1976)	19.04 (1962)	21.04 (1951)
	1915–2003	поздняя	24.11 (1967)	06.01 (1983)	23.05 (1941)	25.05 (1941)
Раз-Наволоок	1917–1984	средняя	12.11	25.11	13.05	17.05
	1917–2003	ранняя	19.10 (1945)	27.10 (1926)	21.04 (1975)	24.04 (1975)
	1917–2003	поздняя	19.12 (1920)	27.12 (1936)	01.06 (1958)	12.06 (1966)
Кемь-Порт	1916–1984	средняя	07.11	15.11	16.05	21.05
	1916–2003	ранняя	17.10 (1962)	18.10 (1968)	13.04 (1943)	26.04 (1943)
	1916–2003	поздняя	18.12 (1916)	18.12 (1916, 2000)	6.06 (1969)	23.06 (1966)
Соловки	1940–1984	средняя	13.11	21.11	20.05	26.05
	1940–2003	ранняя	12.10 (1941)	27.10 (1952)	02.05 (1950)	05.05 (1989)
	1940–2003	поздняя	17.12 (2003)	23.12 (2000)	03.06 (1969)	22.06 (1966)
Жижгин	1910–1984	средняя	03.12	12.12	10.05	21.05
	1910–2003	ранняя	25.10 (1965)	25.10 (1965)	04.04 (1943)	05.04 (1917)
	1910–2003	поздняя	11.01 (1973)	11.01 (1973)	04.06 (1971)	23.06 (1941)
Гридино	1916–1984	средняя	17.11	30.11	11.05	24.05
	1916–2003	ранняя	15.10 (1966)	21.10 (1925)	09.03 (1975)	10.04 (1921)
		поздняя	04.01 (1936)	23.01 (1930)	06.06 (1941)	10.07 (1966)

Таблица 4.3

*Толщина припайного льда на конец месяца
и годы наблюдения аномальных значений толщины льда*

ГМС	Ряд лет	Толщина льда, см	Декабрь	Январь	Февраль	Март	Апрель
Архангельск	1923–1986	средняя	37	51	58	60	50
		максимальная	53(1924)	79(1924)	96(1924)	96(1924,85)	99 (1985)
		минимальная	19(1943)	31(1951)	34(1951,70)	34(1975)	0 (1951)
Мудьюг	1925–1986	средняя	30	48	57	70	60
		максимальная	55(1966)	70(1979)	86(1969)	94(1969)	89 (1976)
		минимальная	16(1962)	16(1949)	36(1952)	47(1973)	0 (1921)
Онега	1932–1986	средняя	32	46	53	61	54
		максимальная	52(1964)	72(1985)	83(1985)	81(1969)	80 (1969)
		минимальная	15(1963)	15(1975)	37(1975)	35(1970)	0 (1951)
Жижгин	1929–1986	средняя	27	37	50	61	60
		максимальная	44(1970)	71(1942)	95(1966)	104(1942)	91 (1969)
		минимальная	0(1938)	18(1932)	24(1949)	29(1949)	0(1917,43)
Кемь-Порт	1966–1986	средняя	31	45	57	67	64
		максимальная	42(1971)	69(1969)	90(1969)	103(1969)	103(1969)
		минимальная	23(1979)	23(1975)	37(1975,83)	42(1975,83)	0(1943)
Соловки	1968–1986	средняя	33	49	60	68	64
		максимальная	47(1984)	65(1969)	92(1969)	92(1969)	100(1969)
		минимальная	19(1975)	30(1975)	40(1975)	49(1975)	36(1975)
Гридино	1929–1986	средняя	26	36	50	60	60
		максимальная	40(1941)	57(1979)	92(1966)	111(1973)	90(1941)
		минимальная	0(1971)	12(1935)	18(1957)	27(1948)	0(1921,35)
Кандалакша	1929–86	средняя	33	49	60	66	62
		максимальная	57(1941)	74(1942)	78(1942)	88(1982)	85 (1934)
		минимальная	16(1962)	16(1973)	34(1973)	42(1973)	0(1975,92)

Статистические обобщения необходимы для описания ледового режима моря. Также могут быть рассчитаны вероятности наступления ледового явления в определенные сроки (например вероятность появления льда к 10 октября) или вероятность конкретного события (например вероятность достижения припайным льдом толщины 70 см). Такая информация будет являться основой для составления вероятностного прогноза.

4.2.2. Построение вероятностных ледовых карт

Особенности внутрисезонной изменчивости характеристик дрейфующего ледяного покрова в морях можно проследить по картам вероятности встречи судами и ледоколами льда с различными характеристиками [58, 60].

В качестве примера ниже приведены четыре вида карт вероятности встречи судами льда различной сплоченности, толщины и раздробленности в Белом море, построенные для шести ледовых месяцев (декабрь–май):

1. Карты вероятности встречи льда сплоченностью 7–10 баллов и толщиной более 30 см, показывающие частоту присутствия в различных районах моря самого

труднопроходимого для Белого моря льда – тонкого однолетнего (30–70 см), сплошного и очень сплошного (7–10 баллов).

2. Карты вероятности встречи льда сплошностью 10 баллов, показывающие частоту присутствия в данном районе моря зон очень сплошного льда, для которых характерен процесс торошения и возникновения сжатий.

3. Карты вероятности встречи больших полей льда.

4. Карты вероятности встречи чистой воды, показывающие частоту наличия в данном районе наиболее благоприятного режима мореплавания.

Для построения этих карт с бланков ледовых авиаразведок, максимально приближенных по датам к середине соответствующего месяца, снималась информация о ледовых характеристиках в квадратах сетки с шагом 10 миль. Вероятность встречи льдов (B_k) рассчитывалась по формуле

$$B_k = \frac{N_k}{n_k} \cdot 100\%, \quad (4.1)$$

где N_k – число встреч со льдом с заданными свойствами; n_k – количество наблюдений в k -м квадрате.

С практической точки зрения очень полезно для судоводителей, строителей гидротехнических сооружений и других субъектов, осуществляющих хозяйственную деятельность в различных районах моря, режимное описание ледовых условий для различных месяцев ледового сезона, сделанное на основе анализа вероятностных карт. Так, для ледовых плаваний в феврале в Белом море важно учитывать тот факт, что 9–10-балльный лед с вероятностью более 75 % наблюдается в северо-восточной части Онежского залива, в центральной и восточной частях Бассейна моря, в Горле, а также на северо-востоке Мезенского залива и Воронки моря (рис. 4.8).

Из анализа карты вероятности встречи льда сплошностью 7–10 баллов и толщиной более 30 см следует, что с большой вероятностью (50–75 %) тяжелый лед может наблюдаться на северо-востоке Мезенского залива, с вероятностью 25–50 % – в Онежском и Кандалакшском заливах, на севере Бассейна и Горла, в восточных частях Мезенского залива и Воронки моря (рис. 4.9).

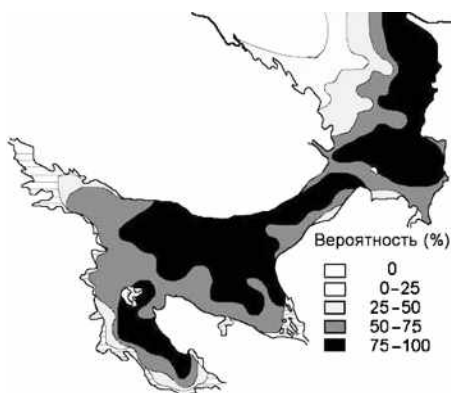


Рис. 4.8. Вероятность встречи льда сплошностью 9–10 баллов в феврале

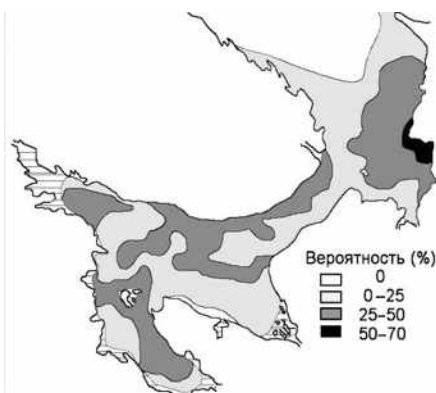


Рис. 4.9. Вероятность встречи льда сплошностью 7–10 баллов и толщиной более 30 см в феврале

Зоны, соответствующие наименьшей вероятности (0–20 %) встречи больших полей, — это Онежский залив, северная часть Горла, южная часть Воронки и восток Мезенского залива (рис. 4.10). Практически эти зоны совпадают с районами максимальной приливной активности моря. Вероятность существования в феврале зон чистой воды минимальна (рис. 4.11). Образующиеся запримайные полыньи и разводья быстро покрываются молодым льдом.

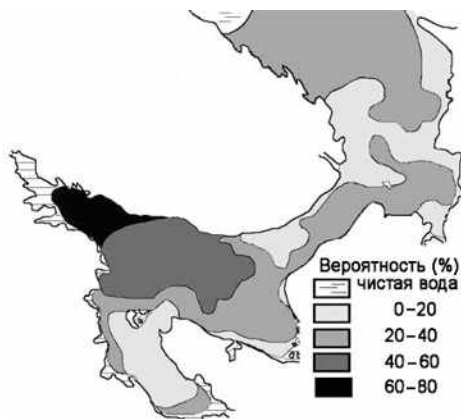


Рис. 4.10. Вероятность встречи обширных и больших полей в феврале

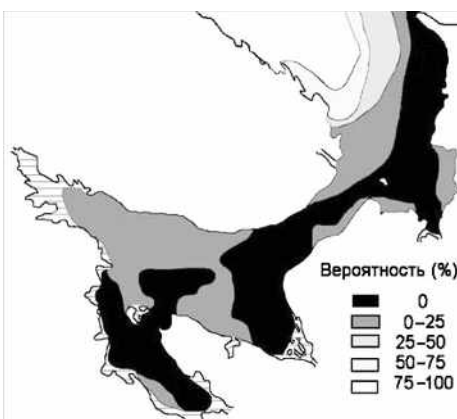


Рис. 4.11. Вероятность встречи чистой воды в феврале

Можно осуществить прокладку оптимальных курсов с использованием карт вероятности встречи льда различного возраста, сплоченности, степени раздробленности, который заключается в следующем: вероятностные карты последовательно совмещаются между собой и анализируются на предмет наиболее благоприятных условий плавания в различных районах моря. При этом ограничивающим фактором для движения виртуального судна является лимит глубины и при прочих равных условиях предпочтение отдается кратчайшему маршруту. Примеры прокладки оптимальных курсов ледовых плаваний с использованием ледовых карт приведены в работах [61, 62].

Кроме прокладки рекомендованных маршрутов, на основе вероятностного анализа могут быть построены средние многолетние карты распределения льда в море (рис. 4.12).

4.2.3. Моделирование эволюции дрейфующего ледяного покрова

Одним из современных способов изучения ледовых процессов в море является моделирование перераспределения льда как на этапах отдельных периодов эволюции ледяного покрова (ледообразования, ледонакопления или ледоразрушения), так и в течение полного ледового цикла, начиная с момента появления льда осенью и заканчивая полным очищением моря ото льда весной.

Задачей математического моделирования ледяного покрова является воспроизведение в общих чертах существенных физических процессов, происходящих на этапах образования, нарастания, перераспределения, таяния и исчезновения льда в море. При этом сложное строение морского ледяного покрова, разнообразие внешних условий его формирования, значительные погрешности

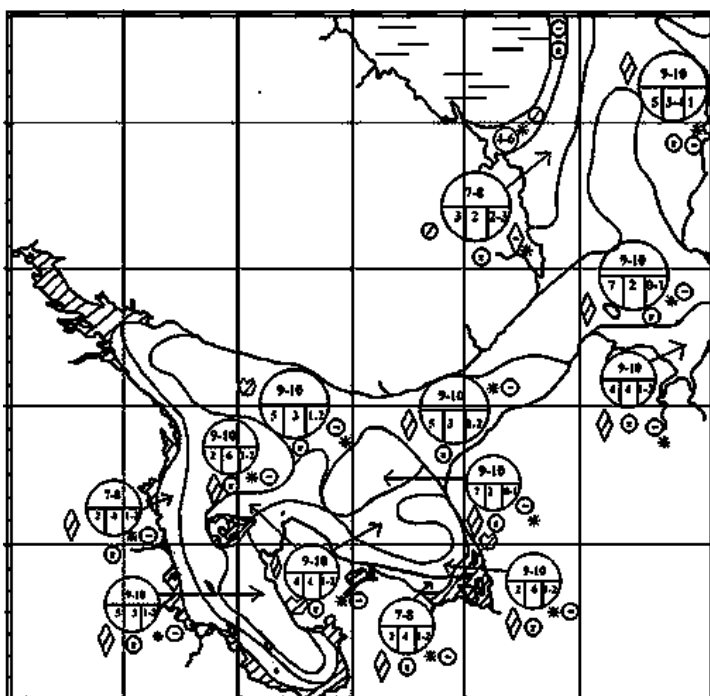


Рис. 4.12. Карта средней многолетней ледовой обстановки в Белом море на середину марта. Обозначения ледовых характеристик соответствуют «Номенклатуре морских льдов»

в наблюдениях определяют инвариантность при построении моделей ледяного покрова.

Создатели моделей понимают, что процессы, происходящие в природе, соответствуют их модельным аппроксимациям с большой степенью условности [15, 138]. В реальных условиях льды редко дрейфуют единым потоком. Вследствие разнообразия форм, толщины, торосистости, неравномерности ветра и течений, воздействия берегов, сложности возрастного состава в каждой точке ледяного массива льдины движутся с различными скоростями, сталкиваются и вращаются. В сплошном ледяном покрове образуются разводья, поля разламываются (дробятся), напротив, битый лед смерзается, образуя сморози, ледяные поля громоздятся друг на друга, сопровождая дробление торосением. Льдины непрерывно обмениваются количеством движения, особенности их взаимодействия зависят от сплоченности ледяного покрова.

В настоящее время не существует моделей в чистом виде универсальных для любого моря. Любая из них нуждается в отладке. Ее математический аппарат может быть использован только как основа, коррекция которой с точки зрения понимания и учета особенностей того или иного моря либо района моря может дать приемлемый результат, позволив использовать модель в оперативной работе.

Этап отладки крайне важен в процессе построения модели. Именно в этот период осуществляется параметризация многих характеристик природной

среды, оказывающих влияние на ледовые процессы. При этом некоторые параметры являются результатом натурных наблюдений, другие же определяются путем численных экспериментов. В данном случае численный эксперимент наравне с натурным являет собой процесс познания закономерностей эволюции ледового покрова, а численная модель работает в качестве исследовательского инструмента.

Вычисление скорости дрейфа является ключевой позицией в работе любой модели эволюции ледяного покрова и является необходимым для расчета изменений во времени в конкретных районах моря (или узлах сетки) таких площадных характеристик дрейфующего льда, как сплоченность и толщина льда.

Физико-статистические и гидродинамические методы расчета характеристик дрейфующего ледяного покрова имеют общую основу — учет основных сил (F_j), влияющих на дрейф льда:

F_1 — силы, приводящей к ветровому дрейфу льда (напряжения ветра);

F_2 — касательного напряжения на нижней поверхности льда;

F_3 — силы, обусловленной горизонтальным градиентом давления воды, представляющей собой проекцию силы тяжести на наклонную поверхность моря;

F_4 — силы Кориолиса;

F_5 — силы взаимодействия льдин друг с другом.

Сила F_1 является наиболее существенной и определяет ветровой дрейф ледяного покрова. Следует отметить, что, строго говоря, она представляет собой сумму касательного напряжения F'_1 и нормального напряжения F''_1 . Первое из них является не чем иным, как силой трения между поверхностью льда и воздушным потоком, а второе — силой давления ветра на возвышающуюся над водной боковую поверхность льдины и на торосы. Уравнение скорости дрейфа для одиночной льдины в общем случае имеет вид

$$M \frac{dV}{dt} = \sum_j F_j, \quad (4.2)$$

где M — масса льдины; $\frac{dV}{dt}$ — ускорение.

Эта же формула описывает дрейф сплоченных льдов, при этом считается, что силы приложены не к отдельным льдинам, а к ледяному покрову в целом. Для баланса сил, отнесенных к единице площади льда, эта формула имеет вид

$$\rho_{\text{л}} H \frac{dV}{dt} = F_1 + F_2 + F_3 + F_4 + F_5, \quad (4.3)$$

где V — скорость дрейфа льда; t — время; $\rho_{\text{л}}$ — плотность льда; H — толщина льда.

4.2.3.1. Физико-статистические методы расчета характеристик дрейфующего ледяного покрова

Эмпирические зависимости между различными метеорологическими и ледовыми параметрами определяются на основе наблюдений за дрейфом льда.

Впервые систематические наблюдения за дрейфом льда осуществил Ф. Нансен во время дрейфа на шхуне «Фрам» в Северном Ледовитом океане в 1893—1896 гг., при этом он обнаружил, что дрейф льда имеет две основные

компоненты: чисто ветровую и не зависимую от ветра. В соответствии с формулой (4.3) первая компонента вызывается силой F_1 — напряжением ветра на верхней поверхности ледяного покрова, вторая компонента — суммарным действием сил $F_2 \dots F_5$.

В эмпирических формулах (из предположения линейной зависимости между скоростями ветра и дрейфа льда) скорость дрейфа описывается уравнением вида:

$$V = A_1 \cdot W_a, \quad (4.4)$$

где V — скорость дрейфа (размерность соответствует размерности скорости ветра); A_1 — ветровой коэффициент; W_a — скорость ветра,

или по формуле Н.Н. Зубова [70]:

$$V = A_2 \cdot \cos \beta \cdot dp/dn, \quad (4.5)$$

где V — скорость дрейфа, км/сут; β — угол отклонения изобар от генерального направления дрейфа для данного района; A_2 — изобарический коэффициент; dp/dn — градиент давления воздуха, мб/км.

Направление ветра может также характеризоваться углом между векторами скорости ветра и скорости движения льдов, называемым углом отклонения α .

Коэффициенты, входящие в зависимости (4.4) и (4.5), соответственно, A_1 и A_2 , различны для разных физико-географических условий моря и требуют уточнений.

Ф. Нансен в период наблюдения дрейфа арктических льдов определил, что ветровой коэффициент A_1 в среднем равен 0,0182. Угол отклонения α колебался от плюс 80° до минус 63° и в среднем составил плюс 28°. Нансен объяснил это явление влиянием силы Кориолиса [251].

Наблюдения Бреннеке в море Уэдделла в 1911—1922 гг. показали, что угол α тем меньше, чем больше скорость ветра, ветровой же коэффициент A_1 с увеличением скорости ветра почти не меняется. По данным Бреннеке, ветровым движением льдов захватывается только очень тонкий слой воды. Уже на глубине 2 м течение отклоняется на 19° от движения льдины и скорость его составляет 58 % от скорости дрейфа. На глубине 25 м ветровое течение практически равняется нулю.

Свердруп во время экспедиции на судне «Мод» (1922—1924 гг.) заметил, что ветровой коэффициент A_1 в Восточно-Сибирском море в июле—сентябре больше, чем в зимние месяцы. Это объясняется, во-первых, большей неровностью (шероховатостью) верхней поверхности льда и меньшей его толщиной (меньше инертность льдины), а во-вторых, большей свободой движения льдов в летнее время благодаря большему количеству полыней. Н.Н. Зубов, изучая условия дрейфа льда по данным л/к «Седов», установил два важных правила для расчета направления и скорости дрейфа льда:

1. Чисто ветровой дрейф направлен по изобарам так, что область повышенного атмосферного давления остается справа.

2. Абсолютная величина скорости дрейфа льда меняется в зависимости от скорости ветра по линейному закону, она пропорциональна градиенту атмосферного давления и определяется формулой (4.5).

Более поздние исследования, касающиеся дрейфа одиночной льдины, установили нелинейность зависимости между скоростями ветра и дрейфа: ветровой коэффициент должен возрастать с усилением ветра, а угол отклонения уменьшаться. Однако эмпирические данные свидетельствуют о том, что с определенным приближением можно считать, что для сплоченных льдов ветровой коэффициент, как и угол между направлениями дрейфа и ветра, — величины постоянные для данного времени года и определенных физико-географических условий [46].

Для формулы (4.5) Н.Н. Зубовым по результатам наблюдений во время дрейфа в 1941–1942 гг. п/х «Сорока» в Горле Белого моря впервые было получено среднее значение коэффициента $A_2=540$. Исследования К.И. Кудрявой в 1952–1960 гг. позволили выяснить, какова изменчивость изобарического коэффициента A_2 при различных метеорологических и гидрологических условиях в отдельных районах Белого моря [98]. В основу работы были положены данные наблюдений за дрейфом льда, выполненных тремя способами: данные авиа-разведок (перемещение кромок льда и границ зон однородного льда), данные слежения за маркированными льдинами и данные аэрофотосъемок льдов по методу повторных фотогалсов.

К. И. Кудрявая в своих работах отметила, что представленное в работе Н. Н. Зубова значение коэффициента A_2 было получено для очень тяжелой зимы, в более легкие зимы — коэффициент выше, так, для зимы 1953–1954 гг. $A_2=960$. По данным авиаразведок 1955–1957 гг. К. И. Кудрявой были рассчитаны коэффициенты для нажимных и отжимных (выносных) воздушных потоков, которые приведены в табл. 4.4.

Таблица 4.4

Изобарические коэффициенты A_2 для Белого моря

Район моря	A_2 выносной	A_2 нажимной	$\frac{A_2 \text{ выносной}}{A_2 \text{ нажимной}}$
Двинской залив	370	130	2,8
Онежский залив	370	130	2,8
Карельский берег	570	200	2,8
Терский берег, Бассейн (р-н с. Кузомень)	540	180	3,0
Бассейн	500	180	2,8
Горло	850	230	3,7
Терский берег, Воронка (р-н м. Терско-Орловский)	650	150	4,3
Канинский берег, Воронка (р-н с. Шойна)	600	140	4,3

В 70-х гг. XX века специалистами ААНИИ проводились определения ветровых коэффициентов и углов отклонения в Карском море [1]. Векторы дрейфа определялись участниками экспедиции НИС «Отто Шмидт» с шагом в 12 ч в течение 15 суток. Было определено 30 векторов. В результате осреднения расчетных данных оказалось, что средний ветровой коэффициент $A_1=0,026$ при средней скорости дрейфа 0,06 м/с.

Существенное влияние на дрейф льда оказывает конфигурация береговой черты, а также близость к берегу района дрейфа льда [140, 141]. В работах

К. И. Кудрявой изобарические коэффициенты A_2 вычисляются для двух противоположных направлений воздушных потоков — нажимного и отжимного (выносного). Их разница обуславливается как влиянием берега, так и системой существующих в данном районе течений. Следует отметить как положительный момент, что во всех эмпирических формулах подбор параметров применительно к локальным районам косвенно обеспечивает учет глубины моря, течений и прочих местных условий.

Основным фактором, вызывающим дрейф льда, принимается, как правило, тангенциальное напряжение ветра F_I . Однако ветровой дрейф в большой степени зависит от фактуры дрейфующего льда. З. М. Гудкович и М. А. Романов в работе [47], исследуя влияние торосистости на напряжение ветра, пришли к выводу о том, что действие силы F_I увеличивается по отношению к ее величине для ровного льда в два раза при степени торосистости 2–3 балла, а при степени торосистости 4–5 баллов — более чем в три раза.

Тангенциальное напряжение ветра F_I практически может быть определено разными путями. С одной стороны, пропорциональность напряжения ветра квадрату его скорости подтверждается работами многих авторов [166, 215]. При этом один из видов этой зависимости определяется эмпирической формулой

$$F_I = C_a \rho_a W_a^2, \quad (4.6)$$

где C_a — коэффициент трения, ρ_a — плотность воздуха, W_a — скорость ветра.

Экспериментальные данные, полученные из разных источников, показывают, что величина коэффициента трения близка значениям $1,6 \cdot 10^{-3}$ — $2,2 \cdot 10^{-3}$.

При условии, что $C_a = 1,7 \cdot 10^{-3}$, формула (4.6) имеет вид:

$$F_I = 0,0022 W_a^2.$$

С другой стороны, исходя из понятия турбулентных потоков, тангенциальное напряжение F_I рассматривается как поток количества движения:

$$F_I = K_{za} \rho_a \frac{\partial W_a}{\partial z}, \quad (4.7)$$

где W_a — скорость ветра; K_{za} — коэффициент турбулентности для количества движения.

Определение тангенциального напряжения в соответствии с формулой (4.7) может быть осуществлено по результатам натурных градиентных измерений скорости ветра [188]. По методике градиентного анализа практически напряжение F_I может быть рассчитано по так называемым формулам универсального вида, в которых F_I является функцией от $(\Delta W_a)^2$. Здесь ΔW_a — разность скоростей ветра между двумя высотами над подстилающей поверхностью.

Опыт проведения градиентных наблюдений в Арктике и вычисления значений тангенциального напряжения изложен в статье [164]. В табл. 4.5 приведены значения F_I , полученные в результате градиентных наблюдений и вычисленные по формуле (4.6) при $C_a = 1,7 \cdot 10^{-3}$. Следует отметить хорошую сопоставимость результатов.

Изменение направления дрейфа под влиянием силы Кориолиса F_4 в эмпирических методах учитывается либо при использовании угла отклонения α (обычно в расчетах его считают постоянным для данного района, хотя в действительности

Таблица 4.5

Зависимость тангенциального напряжения F_l от скорости ветра

Скорость ветра на высоте 17 м, м/с	Скорость ветра, средняя по интервалу, м/с	F_l результат градиентных наблюдений, кг·м ⁻¹ ·с ⁻²	F_l по формуле (4.6), кг·м ⁻¹ ·с ⁻²
5,0–6,0	5,5	0,04–0,07	0,07
7,0–10,0	8,5	0,10–0,13	0,16
11,0–13,0	12,0	0,25–0,40	0,32
14,0–16,0	15,0	0,42–0,55	0,50

угол α есть функция скорости ветра), либо путем принятия положения Н. Н. Зубова о дрейфе льда по изобарам, когда вектор дрейфа льда под действием силы Кориолиса отклоняется вправо от направления ветра и приближается к изобаре.

В каждом конкретном случае фактический дрейф может отличаться от расчетного из-за эффектов нестационарности и взаимодействия льдин друг с другом (F_s). Последнее может быть учтено тем, что в расчетах принимается во внимание зависимость ветровых коэффициентов и углов отклонения от сплошенности льда или сезона.

Сила, обусловленная горизонтальным градиентом давления воды F_z , в эмпирических методах, так же как и в гидродинамических, как правило, не учитывается.

Важным моментом для правильной оценки ледовых условий является установление связи между толщиной припайного и дрейфующего льда. Определением соотношения толщины припайного и дрейфующего льда занимались многие исследователи [27, 28, 48, 90, 122, 123]. Д. Б. Карелин на основе анализа данных измерений толщины льда во время дрейфа ледокола «Ленин» в 1937–1938 гг. в Арктике и сопоставления их с толщиной припайного льда показал, что толщина дрейфующего льда на 5–25 % меньше, чем толщина припайного льда. Он объяснил это зависимостью интенсивности роста толщины от солёности подледного слоя воды и скорости течения [90]. Е. У. Миронов в работах [122, 123] показывает, что по данным наблюдений в море Лаптевых в апреле–мае 1988 г. разница между толщиной дрейфующего и припайного льда составила порядка 30 %.

Само понятие — толщина дрейфующего льда — весьма условно. Часто в моделях используют средневзвешенную толщину дрейфующего льда (H_{cp}), которая определяется по формуле

$$H_{cp} = \frac{\sum_k H_k S_k}{\sum_k S_k}, \quad (4.8)$$

где H_k и S_k — частные значения толщины и сплошенности льда различного возраста (ниласа, серого, серо-белого, белого).

Существуют и иные подходы, позволяющие охарактеризовать толщину льда, например, возможно определение так называемой «условной толщины льда» [29]. Речь идет о такой средней толщине льда, которую бы имел лед, если сгладить все бугры и торосы и заполнить этим льдом впадины, промоины и проталины.

Существует большое количество эмпирических формул [101], позволяющих определить нарастание ровного льда по данным о температуре воздуха.

В работе [89] Д. Б. Карелин приводит данные натурных наблюдений на о. Диксон, позволившие ему вывести аналитическую зависимость между среднесуточной температурой (T_a) воздуха и приростом толщины льда для льда с различной начальной толщиной (H_0). Соответствующая аналитическая формула имеет вид:

$$\Delta H = 1,63 H_0^{-0,7} (-T_a).$$

Целый ряд эмпирических формул устанавливает зависимость между приростом толщины льда и суммой градусодней мороза [105]. Коэффициент корреляции уравнений такого типа для расчета толщины ровного льда достаточно высок – порядка 0,95. Тем не менее основным недостатком эмпирических формул является игнорирование всех других гидрометеорологических факторов [92]. В результате усилий многих исследователей появились эмпирические формулы, которые наряду с суммой градусодней мороза учитывают скорость ветра, радиационный баланс, высоту снежного покрова, температуру воды на нижней поверхности льда. Однако эти формулы не получили практического распространения. Н. Н. Зубов [70] для учета воздействия термического фактора на нарастание толщины льда предложил эмпирическую формулу, связывающую сумму градусодней мороза с толщиной льда, которая получила широкое практическое применение:

$$H = -25 + \sqrt{(25 + H_0)^2 + 8 \sum (-T_a)}, \quad (4.9)$$

где H – конечная толщина льда (см), H_0 – начальная толщина льда (см), $\sum (-T_a)$ – сумма градусодней мороза за расчетный период.

Следует заметить, что присутствие снежного покрова влияет также и на процессы таяния. Некоторые эмпирические выкладки, касающиеся процесса таяния и влияния на него снежного покрова, приведены в статьях И. М. Кузнецова [99–101]. Автор отмечает тот факт, что при степени разрушенности 1–2 балла дрейфующий лед, как правило, еще покрыт снегом, который неравномерно распределяется по его поверхности. По результатам анализа материалов наблюдений на 32 полярных станциях (более 1200 случаев), а также на дрейфующих полярных станциях были получены данные о среднестатистических значениях скорости таяния однолетнего льда при различных баллах разрушенности (табл. 4.6).

Таблица 4.6

Скорость таяния однолетнего льда при различных баллах разрушенности

Разрушенность, баллы	Стаивание, см/сут
1	0,4
2	0,7
3	2,2
4	3,4
5	5,0

Автор статей показывает, что величина стаявшего льда при наличии снега высотой более 20 см на 15–25 % меньше уменьшения толщины оголенного льда. Кроме того, из анализа материалов ледовых разведок и наблюдений на станциях следует, что разрушенность как дрейфующего, так и припайного льда выше 4 баллов отмечается крайне редко, так как припай обычно взламывается при разрушенности льда 3 балла, а поля и обломки дрейфующего льда распадаются при 3–4 баллах разрушенности на более мелкие формы. При этом образуется битый лед, разрушенность которого не определяется.

Работы многих авторов посвящены анализу ледовых фаз (дат наступления различных ледовых явлений) и взаимосвязи между ними [33, 88, 97, 196, 205, 206, 216, 217]. В настоящее время в связи с наличием мощных вычислительных средств было бы крайне полезно систематизировать, обновить и проверить формулы, полученные прежними исследователями.

Крайне важно выявить ледовые условия, наиболее негативно влияющие на работу морского флота. Установлено, что наиболее резкое снижение скорости движения любого судна происходит в сплоченных льдах при сжатии. Ю. Н. Синюриным получена зависимость степени сжатия льдов на Азовском море от силы ветра. Для изучения сжатия льдов на Азовском море использовались диспетчерские сообщения с судов и ледоколов начиная с зимы 1968/69 по зиму 1975/76 гг. Анализ сведений с этих судов дает основание утверждать, что в нормальные и суровые зимы сжатия в открытых частях моря связаны со скоростью ветра.

На рис. 4.13 приведен график зависимости степени сжатия льдов от силы ветра для дрейфующих льдов сплоченностью 9–10 баллов, толщиной 15 см и более.

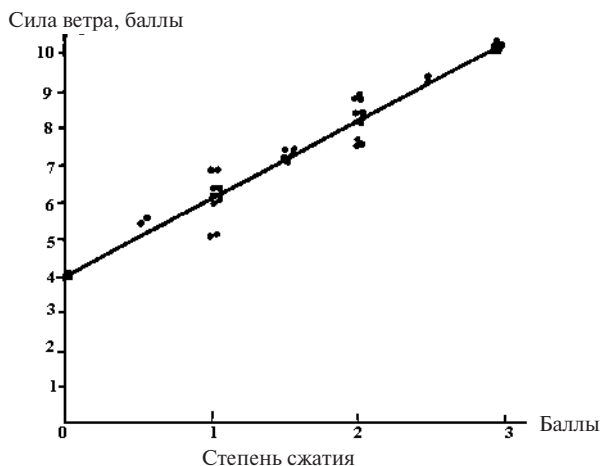


Рис. 4.13. Зависимость степени сжатия льда от силы ветра в Азовском море

При усилении ветра на 2 балла, начиная с 4 баллов, степень сжатия дрейфующего льда на Азовском море увеличивается в среднем на 1 балл. Таким образом, ветры силой 7–8 баллов вызывают сжатие 2 балла, а силой 9–10 баллов – 2–3 и 3 балла. Такая зависимость получена для открытого моря в районе судоходных трасс. В прибрежных же районах, у мысов, кос, в узкостях и каналах

(Мариупольский, Бердянский) в случае прижимных ветров сжатие до 3 баллов может возникнуть при силе ветра 7–8 баллов.

Зависимость степени сжатия льдов от силы ветра может быть использована судоводителями и прогнозистами в оперативных целях. Имея краткосрочный прогноз ветра и зная ледовую обстановку, можно определить степень сжатия льдов на трассе Керченский пролив – Таганрогский залив.

Явления сжатия могут быть достаточно продолжительными в случаях, когда причиной им служат особенности ветрового дрейфа, либо иметь краткосрочный характер, определяясь приливными колебаниями скорости дрейфа. В любом случае для зон сжатий характерно достижение сплоченности 10 баллов, уменьшение скорости дрейфа и активное образование торосов.

Например, в Белом море приливно-отливные разрежения и сжатия льда, накладываясь на режим течений и преобладающих ветров, провоцируют образование стационарных зон сплоченных либо разреженных льдов. Наличие таких зон в 30-е гг. прошлого века определил А. К. Бурке. Наименее динамичным районом Белого моря, по наблюдениям в феврале за формами плавающего льда, характеризующими раздробленность (степень разлома) ледяного покрова, является северо-западная и центральная части бассейна. На рис. 4.14 – карта вероятности встречи судами обширных и больших полей льда в феврале.

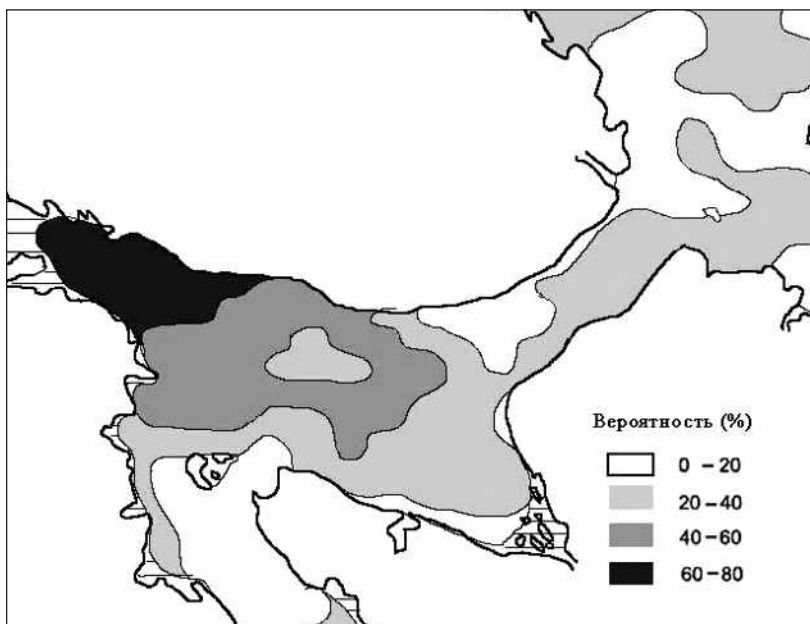


Рис. 4.14. Вероятность встречи обширных и больших полей льда в феврале

Зоны, соответствующие наименьшей вероятности (0–20 %) встречи больших полей – это Онежский и Мезенский заливы, Горло Белого моря, южная часть Воронки. Практически эти зоны совпадают с районами максимальной приливной активности. Действительно, наибольшие величины

прилива наблюдаются в Мезенском заливе, в Горле они несколько уменьшаются, в Бассейне — минимальны, а в Онежском заливе вновь возрастают.

Зоны очень сплоченных льдов называются (по местному выражению) «колоба» — в случае расположения у берега, и «остроги» — в случае расположения в мористых районах. Зоны разрежений называются «разделами». Крупный колоб, по А. К. Бурке, расположен в устье р. Поной (Понойский колоб), остроги — севернее о. Моржовец (Поперечная), между о. Моржовец и устьем р. Поной (Глубничная), к востоку от мыса Городецкого (Панфиловская), к северо-западу от о. Жижгин (Жижгинская). Разделы — в центральной части Горла (на разрезе м. Инцы — о. Сосновец), на северном подходе к Горлу, у м. Конушин.

Со сжатиями льда тесно связана торосистость льда. Зоны с вероятностью встречи больших полей льда 40–60 % соответствуют значениям средней многолетней торосистости 1–2 балла, 20–40 % — 2–3 балла, 0–20 % — 3–4 балла.

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 нелинейная и зависит как от сезона, так и от ледового класса судна. При одной и той же толщине и сплоченности льда скорость летом почти вдвое выше, чем зимой.

Торосистость льда приводит к снижению скорости движения судна, влияние торосистости зависит от ее степени и толщины льда, характер связи также нелинейный.

Разрушенность льда приводит к увеличению скорости движения. Скорость движения ледокола в сплошных льдах увеличивается примерно на 20 % с увеличением разрушенности на 1 балл. А при увеличении степени сжатия льда резко уменьшается скорость движения.

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 АНИИ П. А. Гордиенко, А. Я. Бузуевым, В. И. Смирновым и другими исследователями, позволили найти обобщенные показатели влияния льда на судоходство [199].

Один из таких показателей назван *мощностью льда*. Он учитывает толщину льда, его торосистость, разрушенность, прочность и сплоченность. Вторым показателем, названный *коэффициентом трудности плавания* (k_t), представляет собой отношение затрат времени на прохождение пути во льдах к затратам на прохождение его по чистой воде.

Использование коэффициента k_t 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_t рассчитывают для каждого вида плавания: автономное движение ледокола, проводка каравана судов определенных классов и т. д. Поскольку k_t зависит от параметров ледяного покрова, имеющих годовой ход, то он также меняется от сезо-

на к сезону. Использование k_t в качестве обобщенной характеристики влияния ледяного покрова на судоходство удобно в практических расчетах и научных исследованиях.

4.2.3.2. Гидродинамические методы расчета дрейфа и перераспределения льда

Во второй половине XX века очень широкое применение в работах по расчету и прогнозированию процессов в атмосфере и океане, а также ледяном покрове, являющемся границей раздела этих двух сред, получили физико-математические модели [15, 23, 126]. В основе этих моделей лежат уравнения гидродинамики, которые решаются численными методами.

Атмосфера и океан оказывают воздействие на лед, в результате чего меняются скорость дрейфа, толщина, сплоченность, торосистость и ряд других параметров. В свою очередь ледяной покров оказывает воздействие на прилегающие слои атмосферы и океана [139]. Теоретические основы динамического расчета дрейфа и перераспределения льда были заложены В. В. Шулейкиным [215], который впервые в 1938 г. дал количественную оценку динамических процессов, формирующих ледовый режим моря. При изучении закономерностей дрейфа станции «Северный полюс-1» он предположил, что основное сопротивление ветровому дрейфу льдины оказывает вода, и стационарное движение льда может быть описано уравнением баланса трех слагаемых: напряжения трения ветра F_1 , напряжения трения воды F_2 и силы Кориолиса F_4 .

В 1960-х гг. В. Кэмпбэлл [224] и Д. Л. Лайхтман [104], проведя аналогию между ледяными частицами (льдины, группы льдин) и жидкими частицами, аппроксимировали ледяной покров вязкой пленкой, для которой справедливы уравнения движения вязкой жидкости на вращающейся сфере в прямоугольной системе координат:

$$\begin{aligned}\frac{du}{dt} &= lv - \frac{1}{\rho_a} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} K_z \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} K_x \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} K_y \frac{\partial u}{\partial y}, \\ \frac{dv}{dt} &= -lu - \frac{1}{\rho_a} \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} K_z \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} K_x \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} K_y \frac{\partial v}{\partial y},\end{aligned}\quad (4.10)$$

где u, v – составляющие скорости дрейфа; ρ_a – плотность льда; $l = 2\omega \sin \varphi$ – параметр Кориолиса; K_x, K_y, K_z – коэффициенты турбулентного обмена.

Без учета нестационарности левая часть равна 0.

Лед рассматривается как некоторая прослойка между пограничными слоями атмосферы и океана. Д. Л. Лайхтман полагал, что в воде и воздухе имеют место спирали Экмана, начинающиеся от соответствующих поверхностей льда, где скорости движения воздуха, льда и воды совпадают (склейка скоростей). Для вывода формул компонент скорости дрейфа одиночной льдины Д. Л. Лайхтман использовал уравнения (4.10) в виде

$$\begin{aligned}lv + \frac{\partial}{\partial z} K_z \frac{\partial u}{\partial z} &= 0, \\ -lu + \frac{\partial}{\partial z} K_z \frac{\partial v}{\partial z} &= 0,\end{aligned}\quad (4.11)$$

т.е. рассматривал стационарный дрейф без учета силы градиента давления и взаимодействия льдин между собой. В качестве граничных условий он использовал положение о стремлении ветра к геострофическому, а дрейфового течения — к 0 на границах соответствующих пограничных слоев. В последующем эта теория получила развитие, включив в себя представление о меняющемся по вертикали в пограничном слое коэффициенте турбулентности (модель с изломом коэффициента турбулентности). Предполагалось, что в пределах приземного слоя (толщина которого $h_a = 30-50$ м) и слоя трения в воде под льдиной ($h_w = 1-3$ м) коэффициенты турбулентности с удалением от льдины линейно растут, а далее остаются неизменными.

Согласно теории Прандтля [112], коэффициент турбулентности определяется через длину пути смешения κz и вертикальный градиент скорости ветра $\frac{\partial W_a}{\partial z}$:

$$K_{za} = (\kappa z)^2 \cdot \frac{\partial W_a}{\partial z}.$$

Исходя из этих представлений и положения теории приземного слоя атмосферы о постоянстве по вертикали потока тепла P и напряжения трения F_L , значения коэффициентов турбулентности на границах слоев, т.е. на высоте h_a и на глубине h_w , находятся по формулам:

$$K_{za} = \frac{\kappa^2 (W_{ah} - V)}{\ln \frac{h_a + z_0}{z_0}} h_a \quad K_{zw} = \frac{\kappa^2 (W_{wh} - V)}{\ln \frac{h_w + z_{0w}}{z_{0w}}} h_w$$

где z_0 и z_{0w} — параметры шероховатости верхней и нижней поверхностей льдины; κ — постоянная Кармана, равная 0,4; W_{ah} — скорость ветра на уровне h_a ; W_{wh} — скорость течения на уровне h_w ; V — скорость дрейфа льда [46, 52].

В. Кэмпбэлл, для учета взаимодействия льдин между собой ввел в два последних члена уравнений (4.10) коэффициент взаимодействия между льдинами [224]:

$$K_a = K_c f(N), \quad (4.13)$$

где N — сплоченность льдов в десятых долях балла, K_c — некоторый постоянный эффективный коэффициент.

В принятых обозначениях сила взаимодействия льдин записывается в виде:

$$F_{5x} = \frac{\partial}{\partial x} K_a \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} K_a \frac{\partial u}{\partial y},$$

$$F_{5y} = \frac{\partial}{\partial x} K_a \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} K_a \frac{\partial v}{\partial y}. \quad (4.14)$$

В настоящее время существует достаточно большое количество моделей, отличающихся друг от друга способами описания физических процессов и методами решения уравнений. Используемое В. Кэмпбэллом и Д. Л. Лайхтманом представление морских льдов в виде вязкой жидкости является основой

многих численных моделей. Так, в работе [239] с помощью модели, учитывающей объемную (определяется свойствами вязкой жидкости, в случае льда — сплоченностью и пластичностью, зависящей от толщины) и сдвиговую вязкость (определяется тангенциальным напряжением ветра и течения, вызывающими сдвиг ледяной пленки), исследована ветровая циркуляция льдов в Арктическом бассейне.

Для Ботнического залива была создана модель [271], учитывающая действие на лед тангенциального напряжения ветра и сопротивление льда, пропорциональное ему и противоположно ему направленное. При этом коэффициент пропорциональности зависит от расстояния до берега, возрастает с увеличением сплоченности и толщины льда.

В модели [248] используются зависящие от сплоченности объемная и сдвиговая вязкости, причем первая при дивергенции приравнивается нулю. При рассмотрении баланса массы льда учитывается не только толщина ровного льда, но и торосистость. В работах [145, 192] сила взаимодействия льдин выражается в виде величины изотропного (не зависящего от направления движения) давления с помощью функции, резко возрастающей при конвергенции (сжатии) в сплоченных льдах. Это позволило грубо учесть сопротивление льдов сжатиям и облегчило построение расчетной схемы, в которой перераспределение ледяного покрова определяется методом «частиц в ячейках». В работе [21] сделана попытка использовать упругую нестационарную модель для изучения межгодовой изменчивости состояния ледяного покрова в Арктическом бассейне с учетом течений, задаваемых картой динамической топографии уровня океана. Оценка роли течений показала, что их вклад в скорость дрейфа не превышает 10 %.

Модель дрейфа ледяного покрова, созданная коллективом американских ученых в рамках программы AIDJEX, учитывает упругопластические свойства ледяного покрова и позволяет рассчитывать перераспределение толщины льда при деформациях. Ее особенностью является то, что расчеты проводятся вне зоны влияния береговой линии, а граничные условия получаются на основе данных наблюдений за дрейфом автоматических буев [229]. Вязкопластическая модель [268] была использована для расчета ледовых условий у побережья Гренландии. Под руководством Л. А. Тимохова на основе вязко- и упруго пластической модели, учитывающей релаксацию напряжений, разработан метод краткосрочного численного прогноза [117], используемый для предсказания распределения сжатий заблаговременностью до 3 суток.

В физико-математических моделях эволюции ледяного покрова может осуществляться комплексное описание тепловых и динамических процессов [46, 52, 103]. Первые определяют обмен теплом между компонентами природной системы, вторые вызывают движение ледяного покрова, определяют процессы его деформации (сжатия, разрежения, торошения льда). Присоединение к динамическим блокам модели термических блоков приводит к созданию динамико-термодинамических моделей, которые решают задачи вычисления поля скоростей дрейфа, перераспределения площадных ледовых характеристик, а также моделируют тепловое разрушение и нарастание льда как по толщине, так и по охвату площади водоема.

Ю. П. Дорониным и А. В. Сметанниковой [53] была реализована численная модель расчета и прогноза сроков замерзания и нарастания льда для условий

арктических морей. Основой для разработки этой модели послужила система уравнений, описывающих изменение теплосодержания и солёности деятельного слоя моря за счет теплообмена его с атмосферой и нижележащими слоями, а также таяния льдов и ледообразования. В модели А. Я. Николаевой, Н. П. Шестерикова [141] рассмотрены основные закономерности формирования состояния ледяного покрова в течение целого годового цикла и предложена схема учета влияющих факторов. Комплексный учет тепловых и динамических процессов впервые реализован в работах Ю. П. Дорониной [50–52], ставших основой соответствующего направления численных методов, получившего развитие в работах З. М. Гудковича и И. А. Аппеля [164, 15–17, 33, 47].

Для осенне-зимнего периода нарастания льда И. Е. Фроловым реализована модель, нашедшая применение в научно-оперативной работе в Арктике, позволяющая рассчитывать изменение состояния ледяного покрова и подстилающих слоев воды [201]. Модель американских исследователей [250] достаточно полно учитывает термические (на основе средних многолетних данных) и механические процессы в ледяном покрове, но позволяет проводить расчеты только для одномерного случая.

Модели С. В. Кочетова [96] и В. И. Сычева [191] иллюстрируют возможность распространения метода, предложенного Ю. П. Дорониным, на более длительный период или другие акватории при проведении соответствующей модификации.

Учет воздействия тепловых процессов введен в модель А. Н. Зуева [71], где влияние указанных процессов полагается неизменным в пределах сравнительно однородных зон ледяного покрова, а также в модель С. Н. Овсиенко, В. О. Эфроимсона [144, 218], где учитываются изменения размеров льдин, обусловленные термическими факторами. Динамико-термодинамическая модель морских льдов Б. А. Кагана, В. А. Рябченко, А. С. Сафрая [76] представляет ледяной покров в виде пленки конечной толщины и производит расчет уменьшения площади льдов Арктического бассейна под влиянием термических факторов. В модели [259] годового цикла состояния ледяного покрова обоих полушарий предусмотрен расчет изменений температуры воды как подо льдом, так и в разводьях между льдинами за счет вертикального и горизонтального турбулентного обмена, а также при боковом таянии и нарастании льда. Модель [238], учитывающая упругопластические свойства льда, изменение сплоченности и функции распределения толщины льда, была испытана при расчете эволюции морских льдов в Арктическом бассейне в течение восьми лет. Для таких длительных интервалов времени необходимым является учет воздействия течений и наклонов уровня.

4.3. Физико-статистические методы ледовых прогнозов

Все существующие физико-статистические методы прогнозов можно разделить на три группы:

1. Методы, учитывающие климатическую изменчивость ледовых параметров, основанные на статистическом анализе рядов наблюдений (вероятностный прогноз).

2. Методы, учитывающие предшествующие прогнозу ледовые и метеорологические условия (количество льда или сумма градусодней мороза, накопленные

в предыдущую зиму или в предшествующий прогнозу период текущего ледового сезона; температура воздуха или воды, повторяемость той или иной формы атмосферной циркуляции в предшествующий прогнозу период и т.д.).

3. Методы, в которых используются фактические параметры ледяного покрова в качестве начальных данных и прогноз метеорологических элементов.

4. Методы, основанные на возможности использования для ледовых прогнозов существующих в природе циклических колебаний с различными периодами (циклы солнечной активности, макроциркуляционные эпохи атмосферных процессов и т.д.).

В зависимости от заблаговременности прогноза подход к разработке метода прогноза может быть различен. Традиционно ледовые прогнозы делят по заблаговременности на:

- краткосрочные прогнозы (до 3 сут);
- среднесрочные (от 3 до 15 сут);
- долгосрочные (от 15 сут до 2 мес. и более).

При разработке физико-статистических методов прогнозов из многообразия факторов, определяющих интенсивность или сроки наступления того или иного ледового явления, необходимо выбрать те факторы, которые являются главными для развития ледового явления в данное время и в данном районе моря. Следовательно, важно проанализировать относительную роль факторов, предшествующих ледовому явлению, с учетом принадлежности к той или иной макроциркуляционной эпохе, сезону года и местным условиям.

Прогнозы ледовых явлений основываются на учете составляющих теплового баланса, климатических особенностях региона и влияния атмосферных процессов.

Прогноз осенних ледовых явлений, процессов ледообразования начинается с того момента, когда вода в результате осенне-зимнего выхолаживания достигает температуры кристаллизации льда. Это наступает тем скорее, чем больше теплоотдача воды (определяемая прежде всего температурой воздушной массы, находящейся над акваторией моря) и чем меньше теплонакопление за предшествующий весенне-летний период (определяемый температурой воды). Раньше всего ледообразование начинается в мелководных, распресненных бухтах и заливах. При достаточном выхолаживании почти одновременно с появлением начальных видов 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.

Прогноз зимних ледовых процессов, состоящих в увеличении мощности ледяного покрова (толщины и количества льда), учитывает прежде всего два основных фактора: температуру воздуха и режим ветра. На суммарный результат ледонакопления к определенному моменту времени влияет сумма отрицательных температур воздуха, накопленная от дня перехода температуры воздуха через 0°C к отрицательным значениям до дня, на который прогнозируется данная ледовая характеристика (дата появления льда, либо дата достижения толщиной льда определенных значений, и т.д.). Эту величину принято называть суммой градусодней мороза $\Sigma(-T_a)$.

Кроме увеличения мощности ледяного покрова в течение всего ледового периода происходит перераспределение таких площадных характеристик дрейфующего льда, как сплоченность и толщина льда.

Эмпирико-статистические зависимости между метеорологическими и ледовыми параметрами определяются на основе наблюдений за нарастанием и перераспределением льда.

Прогноз весенних ледовых процессов предсказывает время наступления различных фаз разрушения ледового покрова, которое начинается с того момента, когда тепловой баланс поверхности моря становится положительным. С течением времени инсоляция увеличивается и таяние льда активизируется. Скорость таяния находится в прямой зависимости от температуры воздуха над акваторией моря. Чем интенсивнее идет таяние льда, тем раньше происходит разрушение припая и очищение моря ото льда. На этот процесс накладываются и механические факторы (приливно-отливные явления, течения, ветер), которые ускоряют процесс разрушения ледяного покрова.

Помимо тепловых и динамических факторов, большое значение имеют физико-географические условия моря — изрезанность побережья, глубина моря, приближенность к береговой черте.

В весенних прогнозах разрушения припая и очищения моря ото льда главными факторами являются теплозапас моря и мощность ледяного покрова, для характеристики которой обычно используются ледовитость и толщина льда.

Ледовитость моря — это отношение площади, занятой льдом любой сплоченности, к общей площади моря. Данная характеристика для осени, начала зимы и весны, когда в море наблюдаются льды различной сплоченности и толщины, не является показательной с точки зрения оценки ледовых условий, влияющих как на ледопроходимость судов, так и на ход весенних процессов. Однако этот параметр оказывается высокоинформативным для периода максимального развития ледяного покрова в море, когда лед практически по всей его площади достигает сплоченности 9—10 баллов. В это время ледовитость определяет мощность ледяного покрова, ледозапас моря. Степень ледонакопления также может быть охарактеризована суммой градусодней мороза.

Даты ледообразования, даты разрушения припая и очищения моря, толщина льда определяются прежде всего тепловыми факторами. Динамические факторы определяют в основном дрейф и торосистость льда, а также его перераспределение в море. Последние, однако, могут способствовать увеличению объема льда в море, например при многократном образовании льда в зонах открытой воды и заприпайных полыней или при выносе льда из соседних акваторий. Динамические факторы могут вызвать также более раннее или позднее замерзание, вскрытие или очищение моря (взлом припая сильным ветром, влияние тепла глубинных вод при сгонно-нагонных явлениях, дробление дрейфующего льда, увеличивающее площадь боковой поверхности таяния льдин, и др.).

При разработке методов долгосрочного прогноза ледовых условий учитываются крупномасштабные процессы взаимодействия океана и атмосферы, а также существующие в природе длиннопериодные циклические колебания.

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 ряда других ледовых характеристик. В настоящее время составляются прогнозы ледовитости, положения кромки дрейфующего льда, сплоченности, толщины, зон сжатия и разрежения, установления и взлома припая

и окончательного очищения моря ото льда. Составляются также навигационные рекомендации, указывающие возможность плавания на отдельных участках ледовых трасс без ледоколов и с ледоколами разной мощности.

В методической литературе [126, 168] достаточно полно и конкретно описаны существующие методы прогноза ледовых явлений, разработанные во второй половине XX века. В настоящем пособии будут проанализированы общие подходы к решению прогностических задач, а также тенденции, существующие в ледовом прогнозировании в настоящее время.

4.3.1. Краткосрочные и среднесрочные прогнозы ледовых явлений

Краткосрочные и среднесрочные прогнозы (до 15 сут) 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 безледокольное плавание судов, закрываются бухты для рыболовных судов, прекращаются многие другие виды хозяйственной деятельности на морях.

За короткие промежутки времени может значительно меняться сплоченность 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 и среднесрочные ледовые прогнозы уточняют долгосрочные прогнозы, поэтому к их точности предъявляются повышенные требования.

Важным вопросом, решение которого связано с прогнозами характеристик ледяного покрова, является разработка обобщенных показателей влияния льдов на судоходство.

Большая изменчивость прогнозируемых явлений обусловила соответствующий подход к решению задачи их прогноза. Большинство методов прогноза прямо или косвенно связано с использованием метеорологического прогноза.

Время наступления осенних ледовых явлений — появления льда и замерзания моря — зависит от целого ряда причин: теплозапаса деятельного слоя воды, его толщины, стратификации вод, интенсивности охлаждения за счет испарения, турбулентного теплообмена с атмосферой и эффективного излучения, адвекции тепла течениями, приноса льда из соседних участков моря, волнения, колебания уровня моря и др.

Сроки разрушения ледяного покрова и очищения моря ото льда зависят от его состояния к началу таяния (толщины льда, образовавшегося за зиму, макро- и микроструктуры льда, его загрязненности), 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. 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 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.

4.3.1.1. 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.

Сроки первого появления льда связаны с датой перехода температуры воды через точку замерзания. Существует тесная связь между датой первого появления льда и датой перехода температуры воды через точку замерзания. Однако прогнозы появления льда, основанные на этой связи, имеют малую заблаговременность, а следовательно, и малое прогностическое значение. Значительно большую заблаговременность имеет связь даты первого появления льда с датой перехода температуры воздуха через 0°C . Существенный недостаток прогноза, основанного на использовании этой зависимости, состоит в том, что эта связь не учитывает хода температуры воздуха после перехода ее через 0°C . Это приводит к значительным погрешностям прогноза.

Большое влияние на дату появления льда оказывает теплозапас моря. Чем больше теплозапас моря в период, предшествующий ледообразованию, тем позже появляется лед.

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 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 воды существенно зависят от температуры воздуха. Поэтому в прогностические уравнения в качестве аргумента вводится сумма градусодней мороза, которая в свою очередь зависит от теплозапаса моря. К методам прогноза появления льда в море может быть отнесен метод, разработанный Я. А. Тютневым [126].

Учитывая, что для прибрежных мелководных районов моря соленость, а следовательно, и температура замерзания подвержены незначительным изменениям, есть основание записать:

$$\Sigma(-T_{al}) = f(h, T_{w0}), \quad (4.15)$$

где $\Sigma(-T_{al})$ – сумма градусодней мороза, необходимая для появления льда; h – глубина моря; T_{w0} – температура воды в момент перехода температуры воздуха через 0°C .

Эта зависимость лежит в основе методов краткосрочного прогноза даты появления льда при условии, что отсутствуют вертикальные и горизонтальные градиенты температуры воды. Я. А. Тютнев для отдельных пунктов неарктических морей получил ряд зависимостей сумм градусодней мороза, необходимых для появления льда, от температуры воды в данный момент времени. По уравнениям регрессии, различным для разных пунктов, определяется, какая сумма градусодней мороза соответствует температуре воды, при которой произошел переход температуры воздуха через 0°C , а по прогнозу средних суточных температур воздуха, данному на несколько суток вперед, рассчитывается, к какому числу накопится соответствующая сумма отрицательных температур воздуха. Это число и принимается за дату первого появления льда.

В табл. 4.7 приведены прогностические уравнения для некоторых пунктов неарктических морей.

Однако не для всех акваторий задача может решаться столь однозначно. 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 отдельно рассчитывать суммы градусодней тепла и суммы градусодней мороза и за дату устойчивого перехода температуры воздуха через 0° принимать дату, начиная с которой сумма градусодней мороза, рассчитанная за период после первого понижения температуры воздуха ниже 0° , больше суммы градусодней тепла, рассчитанной за то же время.

Таблица 4.7

Прогностические уравнения

Пункт	Уравнение	R	δ
Одесса	$\Sigma(-T_{al}) = 10,8 T_{w0} + 7,0$	0,86	± 1
Николаев	$\Sigma(-T_{al}) = 4,0 T_{w0} + 1,0$	0,87	± 1
Мариуполь	$\Sigma(-T_{al}) = 8,8 T_{w0} - 4,8$	0,92	± 1
Таганрог	$\Sigma(-T_{al}) = 3,1 T_{w0} + 3,1$	0,97	± 2
Керченский пролив	$\Sigma(-T_{al}) = 4,3 T_{w0} - 2,5$	0,84	± 2
о. Искусственный	$\Sigma(-T_{al}) = 9,8 T_{w0} + 1,0$	0,87	± 1
Бухта Нагаево	$\Sigma(-T_{al}) = 23,0 T_{w0} + 48,0$	0,71	± 2

Примечание. R – коэффициент корреляции; δ – допустимая погрешность, равная $0,674\sigma$, где σ – среднее квадратическое отклонение.

Таким образом, прогностическая зависимость для определения $\Sigma(-t_{al})$ приобретает вид:

$$\Sigma(-T_{al}) = f \left[T_{w0}, \Sigma(+T_a), \Sigma \Delta h \right], \quad (4.16)$$

где $\Sigma(+T_{al})$ – сумма градусо-дней тепла, накопившаяся после устойчивого перехода температуры воздуха через 0° ; $\Sigma \Delta h$ – фактическая сумма отклонений уровня моря от среднего значения за период от перехода температуры воздуха через 0° до момента появления льда.

Значение $\Sigma \Delta h$ в данном случае служит косвенным показателем адвекции тепла течениями из Балтийского моря через Ирбенский пролив, поскольку между колебаниями уровня и течениями в прибрежных районах существует тесная связь.

При прогнозировании появления льда в глубоководных районах моря, где воды стратифицированы, необходимо знать глубину конвекции к началу ледообразования, названную Н. Н. Zubовым «критической глубиной вертикальной зимней циркуляции».

При отсутствии глубоководных наблюдений для характеристики теплозапаса моря часто используют температуру его поверхностного слоя. Однако к этому приему следует относиться с некоторой осторожностью, поскольку сравнительно высокие температуры поверхностного слоя моря могут наблюдаться 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. Zubов и Н. А. Белинский разработали схемы расчета появления льда в стратифицированном море [126]. В период, предшествующий появлению льда, проводят глубоководные наблюдения за температурой и соленостью, которые

принимаются за начальные условия. По начальным значениям солености рассчитывается температура замерзания воды, соответствующая значениям солености на каждом горизонте. Затем находятся средние значения температуры замерзания и солености для каждого слоя, ограниченного горизонтами наблюдения, далее определяются средневзвешенные значения фактической температуры воды и температуры замерзания в слое, соответствующем глубине конвективного перемешивания.

Прогностическое уравнение имеет вид:

$$\sum(-T_{al}) = f[h_{пер}, (\bar{T}_w - \bar{T}_z)], \quad (4.17)$$

где $\bar{T}_w$ – средняя температура слоя перемешивания толщиной $h_{пер}$, $\bar{T}_z$ – средняя температура замерзания в слое перемешивания.

При этом для $\bar{T}_z$ в большинстве случаев может быть взято среднее многолетнее значение, соответствующее принятой глубине перемешивания, в то время как средняя фактическая температура слоя должна определяться только по результатам наблюдения.

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. 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.

Важной информацией для мореплавателя являются прогноз появления плавучих льдов в открытом море. Плавучие льды дрейфуют под влиянием ветров и течений и представляют большую опасность для судов. Принято считать, что плавучие льды становятся помехой для судоходства, когда их сплоченность превышает четыре балла. Сроки появления плавучего льда сплоченностью четыре балла связаны со сроками первого появления льда, а также суммой градусодней мороза, накопленной от даты первого появления льда до даты появления четырехбалльных льдов. Сумма градусодней мороза может быть определена по данным метеорологического прогноза. Может быть установлена связь также даты первого появления льда и соответствующей суммы градусодней мороза с такими ледовыми фазами, как появление припая, полное замерзание района моря, появление льда сплоченностью 9–10 баллов, достижения толщины льда тех или иных значений и т.д.

При этом в качестве дополнительных предикторов могут использоваться в каждом конкретном случае и другие параметры. Так, для образования припая, а также для полного замерзания моря существенно влияние ветра. Если спокойная морозная погода будет удерживаться долго, то район подвергнется замерзанию. В противном случае поднявшийся ветер будет препятствовать смерзанию ледяных полей и образованию припая.

4.3.1.2. Краткосрочный 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 [126, 168].

Для вычисления температуры воды необходимо располагать материалами гидрометеорологических наблюдений: начальным распределением температуры воды, прогнозами температуры воздуха. По указанным исходным данным можно за период 5–6 сут рассчитать изменения температуры воды по формуле:

$$\Delta T_w = \Delta Q / (Ch_{nep}), \quad (4.18)$$

где ΔQ – потери тепла за сутки; h_{nep} – глубина перемешивания; C – теплоемкость воды. Используя эту формулу, О. И. Шереметевская разработала метод прогноза положения кромки льда в северной части Каспийского моря.

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. При этом потери тепла морем принимаются пропорциональными разности температур воды и воздуха. 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 [219]. 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.

Поля атмосферного давления и температуры воздуха представлялись аналитически в виде рядов Чебышева. Коэффициенты ряда используются в качестве аргументов в прогнозе положения среднедекадных кромок льда.

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 кромки 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 $A_0 - A_3$ представляет самостоятельный интерес: каждый из них характеризует важные особенности распределения льда (рис. 4.15).

Коэффициент A_0 характеризует, например, общий запас льда в море и может рассматриваться в качестве показателя ледовитости. Значение коэффициента A_1 выражает интенсивность дрейфовой составляющей.

Иной подход к расчету перемещения границ льдов у о. Сахалин применила Ю. И. Бубликова. Она произвела расчет полей дрейфа льда в движущихся циклонических системах. Поскольку наиболее значительное смещение кромок происходит при прохождении глубоких циклонов, расчет дрейфа льда 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. По ветровым полям различных типов циклонов по уравнению для расчета дрейфа льда типа (4.5) рассчитываются векторы дрейфа льда.

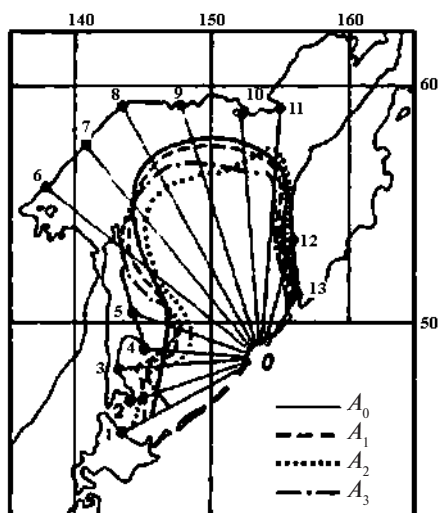


Рис. 4.15. Аналитическое представление кромки льда в Охотском море

4.3.1.3. Статистическая модель ДВНИГМИ для расчета комплекса ледовых характеристик

В последние годы в связи с созданием региональных вычислительных центров и широкого распространения персональных вычислительных средств стали разрабатываться и реализовываться системы автоматизированного прогноза ледовых характеристик в комплексе. Так, в Дальневосточном научно-исследовательском гидрометеорологическом институте (ДВНИГМИ) для акватории Охотского моря разработана такая система, которая позволяет с заблаговременностью от одной декады до одного месяца и более прогнозировать комплекс ледовых характеристик: сплоченность, положение кромки льда, ледовитость и др. [154, 168]. Для этой цели был создан архив исходящей информации за период с 1969 г. по настоящее время. В основу системы были положены физико-статистические модели прогноза. В качестве исходных данных для прогноза использовались:

- карты ледовых авиаразведок;
- карты приземного атмосферного давления и барической топографии над Северным полушарием;
- данные о температуре воды и воздуха по прибрежным станциям Охотского моря;
- спутниковые снимки ледяного покрова.

Кромка льда представляется положением ее характеристик изгибов, фиксируемых лучами, выходящими из заранее выбранной реперной точки в районе Курильской гряды в направлениях на север, северо-запад, запад, юго-запад. По выбранным направлениям проводилась выборка ежедекадных положений кромки льда за период с декабря по май.

Поля трех ледовых элементов (сплоченность, возраст, формы льда) задавались по 50 сравнительно однородным районам, на которые разбивалось Охотское море, а средние декадные поля приземного давления и геопотенциала H_{500} снимались с синоптических карт по 50 точкам, расположенным в азиатско-американском секторе Северного полушария. Использовались также массивы средней декадной температуры на 18 прибрежных станциях. Средняя декадная температура воды задавалась по данным четырех станций.

Схема прогноза состоит из трех этапов. На первом этапе все исходные поля, содержащиеся в архиве, преобразовываются посредством разложения по естественным ортогональным функциям. На втором этапе проводится отбор предикторов, для которых существует тесная корреляционная связь с прогнозируемыми элементами ледового режима. На третьем этапе отобранные связи используются для прогноза полей ледовых характеристик. После этого делается статистическая оценка прогноза, определяется его эффективность по отношению к климатическому и инерционному прогнозу.

Таким образом, при каждом прогнозе информация частично или полностью обновляется. С целью проверки метода на независимом материале составлялись прогнозы среднего декадного распределения ледовых элементов за 1982–1983 гг. с заблаговременностью 1–3 декады. Всего было получено около 60 прогностических полей для каждого элемента. В табл. 4.8 приводятся осредненные характеристики успешности, полученные по всему ансамблю прогнозов.

Таблица 4.8

Характеристики успешности прогноза полей ледовых элементов в Охотском море по результатам оперативных испытаний на независимом материале 1982–1983 гг.

Прогнозируемый элемент	Заблаговременность	Оправдываемость, %			Эффективность, %	
		Физико-статистический метод	Инерционный метод (И)	Климатический метод (К)	Сравнение с И	Сравнение с К
Кромка льда	1 декада	87	68	61	19	26
	2 декады	81	46	61	35	20
	3 декады	77	38	61	39	16
Сплоченность льда	1 декада	81	74	64	7	17
	2 декады	77	63	64	14	13
	3 декады	70	54	64	16	6
Возраст льда	1 декада	84	82	78	2	6
	2 декады	82	77	78	5	4
	3 декады	81	71	78	10	3
Формы льда	1 декада	85	82	79	3	6
	2 декады	84	81	79	3	5
	3 декады	81	74	79	7	2

4.3.1.4. Среднесрочный прогноз распределения льда в арктических морях

Методика среднесрочного 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 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 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 сут и карту фактического распределения льда в день составления прогноза. По прогностической карте распределения атмосферного давления определяют 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. 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. Далее уточняют ранее выбранный аналог.

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_1) и угла отклонения дрейфа льда от вектора ветра (α), как показала А. Я. Николаева, характерны для льда сплоченностью 4–6 баллов. Средние ветровые коэффициенты при сплоченности 4–6 баллов больше, чем при сплоченности 1–3 и 7–10 баллов, соответственно, в 1,24 и 1,65 раза.

4.3.1.5. Прогнозы весенних ледовых явлений

При разработке методов прогноза весенних явлений в качестве предикторов часто используются даты перехода либо среднесуточной, либо дневной температуры воздуха через 0°C , максимальная за зиму толщина льда, накопленная за зиму сумма градусодней мороза, сумма градусодней тепла за период от начала ледотаяния до момента вскрытия.

Прогностические зависимости для прогноза вскрытия и очищения ото льда с учетом этих факторов были построены Е. М. Саускан для районов Каспийского, Азовского и Черного морей [175].

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°C в 13 часов.

Автором была установлена связь между датами достижения максимальных толщин льда и перехода температуры воздуха через 0° в 13 часов. 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, 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°C в 13 часов 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.

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 действительности 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.

Приток тепла на поверхность льда можно характеризовать суммой положительных среднесуточных температур воздуха (суммой градусодней тепла). Сопоставляя толщину стаявшего льда с суммой положительных температур воздуха с момента достижения льдом максимальной толщины до момента его исчезновения, Е. М. Саускан получила уравнение:

$$\Sigma(+T_{\text{ал}}) = 1,4\Delta H + c, \quad (4.19)$$

где $\Sigma(+T_{a1})$ – сумма положительных среднесуточных температур воздуха, необходимая для таяния льда толщиной H , где H в см; c – свободный член, величина которого различна для различных пунктов наблюдения.

Автором также получено уравнение, связывающее сумму градусодней мороза за зиму и сумму градусодней тепла, необходимую для таяния льда произвольной толщины:

$$\Sigma(+T_{a1}) = 0,08\Sigma(-T_a) \quad (4.20)$$

Зная сумму градусодней мороза за зиму, можно определить сумму градусодней 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 [168]. Им исследована связь между температурой воздуха и толщиной стаявшего льда. Предполагается, что температура воздуха пропорциональна количеству тепла, необходимого для таяния льда ΔQ :

$$\Delta Q = kT_a, \quad (4.21)$$

где k – коэффициент пропорциональности.

Если известно количество тепла, поступившего на поверхность льда, то толщину стаявшего льда можно рассчитывать по формуле

$$\Delta H = \Delta Q / (\lambda \rho_{\text{л}}) = kT_a (\lambda \rho_{\text{л}}), \quad (4.22)$$

где λ – удельная теплота плавления льда; $\rho_{\text{л}}$ – плотность льда.

Располагая прогнозом температуры воздуха, эту зависимость можно использовать для прогнозов стаивания льда 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 большой 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 показана Ю. В. Тарбеевым [168, 193]. Им установлена связь толщины льда со скоростью ветра, разрушающей припай. 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. Данные, полученные Ю. В. Тарбеевым, приведены в табл. 4.9.

Таблица 4.9

Скорость отжимных ветров, разрушающих припай различной толщины (H), м/с

Район	H, см					
	60	80	100	120	140	160
Пролив Санникова	5	6	8	9	11	15
Мыс Челюскин	5	6	8	9	12	>15
Мыс Биллингса	6	8	10	12	>15	>15
Мыс Шмидта	7	9	12	>15	>15	>15
Мыс Стерлигова	8	12	>15	>15	>15	>15

Эти данные могут быть использованы для краткосрочного прогноза, так как позволяют по толщине льда в весенний период определить, какой должен быть ветер для того, чтобы припай разрушился.

4.3.1.6. Среднесрочные прогнозы появления льда и очищения моря ото льда

В Гидрометцентре России М. Д. Андреевым [14] были разработаны методы среднесрочного прогноза (с заблаговременностью до 10–15 сут) появления льда и очищения моря ото льда для основных портов российских неарктических морей.

Основная концепция метода *среднесрочного прогноза появления льда* заключается в следующем. По прогнозу на 7 суток можно определить дату перехода температуры воздуха через 0 °С для соответствующего порта. Далее предполагается, что температура воды в день перехода температуры воздуха через 0 °С в значительной мере определяется температурой воздуха за некоторый интервал, предшествующий этой дате. Оптимальный интервал, за который следует брать среднюю температуру воздуха, определяется на основе корреляции между температурой воды и средней температурой воздуха за разные интервалы предшествующего периода времени. Такие зависимости были построены для 14 основных российских портов для 10, 15, 20, 25-суточного осреднения температуры воздуха. Наилучшие связи получились для 20 и 25-суточного осреднения температуры воздуха. При этом для южных морей (Черное, Азовское,

Каспийское) наиболее тесные связи ($R=0,60-0,65$) получились при 20-суточном осреднении, а для северных (Баренцево, Белое, Балтийское) – при 25-суточном ($R=0,65-0,75$).

По исходным данным о средней температуре воздуха за оптимальный интервал, предшествующий дате перехода температуры воздуха через 0°C , и по самой этой дате были построены зависимости для прогноза даты первого появления льда в порту (табл. 4.10).

Таблица 4.10

Корреляционные зависимости для прогноза первого появления льда на акватории порта

N	Порт	Расчетная зависимость	R	Обеспеченность метода при $\delta=0,8\sigma$, %
Баренцево море				
1	Нарьян-Мар	$D_{н.л.} = 0,69 \bar{T}_a^{25} + 0,92 DT_{a0} + 10$	0,82	87
Белое море				
2	Архангельск	$D_{н.л.} = 0,85 \bar{T}_a^{25} + 0,94 DT_{a0} + 12$	0,84	89
3	Кемь	$D_{н.л.} = 1,04 \bar{T}_a^{25} + 0,79 DT_{a0} + 11$	0,90	92
Балтийское море				
4	С.-Петербург	$D_{н.л.} = 0,85 \bar{T}_a^{25} + 0,82 DT_{a0} + 10$	0,87	90
5	Таллинн	$D_{н.л.} = 1,06 \bar{T}_a^{25} + 1,13 DT_{a0} + 10$	0,81	86
6	Рига	$D_{н.л.} = 0,98 \bar{T}_a^{25} + 1,22 DT_{a0} + 6$	0,93	94
7	Калининград	$D_{н.л.} = 1,02 \bar{T}_a^{25} + 0,98 DT_{a0} + 5$	0,92	93
Черное море				
8	Одесса	$D_{н.л.} = 0,92 \bar{T}_a^{20} + 0,90 DT_{a0} + 33$	0,79	84
9	Николаев	$D_{н.л.} = 0,62 \bar{T}_a^{20} + 0,74 DT_{a0} + 35$	0,83	88
Азовское море				
10	Мариуполь	$D_{н.л.} = 0,66 \bar{T}_a^{20} + 0,93 DT_{a0} + 40$	0,81	86
11	Керчь	$D_{н.л.} = 0,78 \bar{T}_a^{20} + 0,64 DT_{a0} + 55$	0,85	89
Каспийское море				
12	Астрахань	$D_{н.л.} = 0,95 \bar{T}_a^{20} + 0,57 DT_{a0} + 19$	0,80	84
13	о. Искусственный	$D_{н.л.} = 1,76 \bar{T}_a^{20} + 0,59 DT_{a0} + 19$	0,86	90
14	о-ва Пешные	$D_{н.л.} = 1,43 \bar{T}_a^{20} + 0,84 DT_{a0} + 18$	0,98	98

Здесь: R – коэффициент корреляции; δ – допустимая погрешность, равная $0,8\sigma$, где σ – среднее квадратическое отклонение; $D_{н.л.}$ – дата первого появления льда; DT_{a0} – дата перехода температуры воздуха через 0°C в отсчетах от 1 сентября; $\bar{T}^{20}$, $\bar{T}^{25}$ – средняя температура воздуха за предшествующие 20, 25 сут до перехода температуры воздуха через 0°C .

Разрушение ледяного покрова и последующее очищение моря ото льда определяется:

– состоянием ледяного покрова к началу разрушения (толщина, структура, соленость, загрязненность, наличие снежного покрова на льду и др.);

- тепловым балансом моря;
- динамикой вод моря (течения, сгонно-нагонные явления, ветер).

В основу метода *среднесрочного прогноза даты очищения моря ото льда* были положены следующие физические положения.

В весенний период в связи с увеличением притока солнечного тепла к поверхности моря температуру поверхности льда или снежного покрова уже нельзя отождествлять с температурой воздуха, как зимой. На основе анализа данных натурных наблюдений за таянием льда было установлено, что оно начинается сверху еще при температуре воздуха несколько ниже нуля. С другой стороны, соленость поверхностного слоя льда в весенний период бывает незначительной, и температура таяния льда близка к нулевой. Однако из-за радиационного притока тепла температура поверхности снежного покрова или льда несколько выше температуры воздуха.

Таяние льда начинается с момента установления положительного теплового баланса на поверхности ледяного покрова. В процессе таяния во льду происходят структурные изменения, придающие ему пористость и уменьшающие его прочность. На поверхности льда талая вода заполняет все углубления, шероховатости сглаживаются, толщина льда уменьшается. Поскольку основной процесс таяния происходит в дневные часы, в качестве предиктора была выбрана дата устойчивого перехода температуры воздуха через 0°C к положительным значениям в срок 12 ч по Гринвичу, определяемая по 7-суточному прогнозу. Полученные прогностические зависимости приведены в табл. 4.11.

4.3.2. Долгосрочные прогнозы ледовых явлений

При разработке методов долгосрочных прогнозов принято придерживаться представлений о преемственности, инерции, аналогичности и цикличности атмосферных и гидрологических процессов [13]. Например, достаточно четко прослеживается преемственность от предзимья к зиме. Замечено, что меридиональным процессам в январе—феврале, обуславливающим частые вторжения холодного воздуха на европейскую территорию, предшествуют меридиональные процессы в октябре—ноябре, и напротив, преобладание западной циркуляции в октябре—ноябре влечет за собой преобладание этой же циркуляции в зимние месяцы. Инерционность обеспечивают устойчивые процессы в океане и атмосфере, например, малоподвижный зимний Сибирский антициклон провоцирует длительное поступление холодного воздуха на акватории южных морей России. Большая устойчивость температурных аномалий в океане оказывает влияние на температуру и влагосодержание воздушных масс, движущихся на материк.

Развитие синоптических процессов в масштабах сезона и на обширных пространствах позволяет выявить крупномасштабные процессы.

В зависимости от вида долгосрочного прогноза ледовых явлений, определяемого сезоном, используются различные предикторы, входящие в прогностические уравнения.

Основными факторами, определяющими сроки появления льда в районах, где нет постоянной адвекции тепла течениями, являются теплозапас деятельного слоя в море к началу осеннего охлаждения и интенсивность охлаждения моря в осенние месяцы.

Таблица 4.11

Корреляционные зависимости для прогноза очищения акватории порта

N	Порт	Расчетная зависимость	R	Обеспеченность метода при $\delta=0,8\sigma$, %
Баренцево море				
1	Нарьян-Мар	$\mathcal{L}_0 = 0,62H_m + 0,41DT_{a0} + 155$	0,77	83
Белое море				
2	Архангельск	$\mathcal{L}_0 = 0,37H_m + 0,13DT_{a0} + 200$	0,82	88
3	Кемь	$\mathcal{L}_0 = 0,82H_m + 0,27DT_{a0} + 142$	0,78	85
Балтийское море				
4	С.-Петербург	$\mathcal{L}_0 = 0,13H_m + 0,09DT_{a0} + 204$	0,69	80
5	Таллинн	$\mathcal{L}_0 = 0,74H_m + 0,28DT_{a0} + 160$	0,75	80
6	Рига	$\mathcal{L}_0 = 0,02H_m + 0,71DT_{a0} + 108$	0,72	78
7	Калининград	$\mathcal{L}_0 = 0,34H_m + 0,68DT_{a0} + 82$	0,83	89
Черное море				
8	Одесса	$\mathcal{L}_0 = 0,93H_m + 0,18DT_{a0} + 122$	0,84	89
9	Николаев	$\mathcal{L}_0 = 0,47H_m + 0,35DT_{a0} + 119$	0,78	84
Азовское море				
10	Мариуполь	$\mathcal{L}_0 = 1,06H_m + 0,03DT_{a0} + 164$	0,98	98
11	Керчь	$\mathcal{L}_0 = 1,02H_m + 0,01DT_{a0} + 162$	0,97	97
Каспийское море				
12	Астрахань	$\mathcal{L}_0 = 0,39H_m + 0,19DT_{a0} + 136$	0,71	77
13	о-в Искусственный	$\mathcal{L}_0 = 0,26H_m + 0,19DT_{a0} + 152$	0,69	76
14	о-в Пешной	$\mathcal{L}_0 = 0,30H_m + 0,28DT_{a0} + 136$	0,72	78

Здесь: R – коэффициент корреляции; δ – допустимая погрешность, равная $0,8\sigma$, где σ – среднее квадратическое отклонение; $\mathcal{L}_0$ – дата очищения моря ото льда; DT_{a0} – дата перехода температуры воздуха через 0°C в 12 ч по Гринвичу в отсчетах от 1 сентября; H_m – максимальная толщина льда, см.

Для весенних ледовых явлений (таяние льдов, вскрытие и очищение моря ото льда) наиболее важными аргументами служат количество льда, накопленное морем в течение зимы, и интенсивность весенних процессов в атмосфере, связанных с увеличением поступления солнечного тепла.

4.3.2.1. Долгосрочные прогнозы осенних ледовых явлений и толщины льда

Отбор наиболее эффективных аргументов осуществляется путем обработки имеющихся рядов гидрометеорологических наблюдений с помощью методов математической статистики.

Методику долгосрочного прогноза *сроков ледообразования* целесообразно рассматривать отдельно для прибрежных мелководных районов и для открытого моря. Для прибрежных районов прогноз основывается на учете теплозапаса деятельного слоя на момент прогноза, показателем которого может быть температура воды, и интенсивности теплоотдачи в предзимье, выражаемой через температуру воздуха осенью.

Значительно сложнее разработать методику долгосрочного прогноза сроков появления льда в открытом море. Здесь, кроме теплосодержания деятельного слоя и интенсивности теплоотдачи в атмосферу в предзимье, следует учитывать адвекцию тепла течениями.

Таким образом, прогноз сроков появления льда в открытом море строится на учете:

- 1) теплозапаса деятельного слоя моря;
- 2) адвекции тепла морскими течениями;
- 3) интенсивности осеннего охлаждения вод.

Делались попытки при разработке метода долгосрочного прогноза появления льда учитывать внешние гелиофизические факторы, например геомагнитную возмущенность планеты [168]. Л. А. Вительс и другие исследователи высказывали предположение о том, что с увеличением возмущенности магнитного поля Земли устанавливается устойчивый западный перенос, а при уменьшении возмущенности в районе Гренландии образуется область повышенного давления, которая, соединяясь с Азорским антициклоном, образует гребень давления, блокирующий развитие западного переноса. При этом вероятность меридиональной циркуляции возрастает, что должно способствовать раннему появлению льда на морях.

Основываясь на этих представлениях, О. И. Шереметевская [168, 207–209] разработала метод долгосрочного прогноза появления льда на морях. В качестве предикторов использовались коэффициенты разложения поля атмосферного давления над Северным полушарием по естественным составляющим по функциям координат X и Y , коэффициенты разложения аномалий температуры воды в Северной Атлантике и индексы геомагнитной возмущенности.

Поля аномалий сроков первого появления льда представлялись также аналитически путем разложения их в ряды по естественным составляющим. При этом строились прогностические зависимости коэффициентов разложения поля аномалий сроков появления льда (A_i^A) от коэффициентов разложения августовских полей атмосферного давления над Северным полушарием (A_i^P)

и температуры воды в Северной Атлантике (A_i^{Tw}), а также от индекса геомагнитной возмущенности (K):

$$A_i^a = f(A_i^P, A_i^{Tw}, K) \quad (4.23)$$

Общие коэффициенты корреляции для данной зависимости варьировали от 0,69 до 0,91. Обеспеченность метода по расчетам, выполненным на зависимом ряде за 1948–1973 гг., составила 77 % (при $\delta=\sigma$). Заблаговременность метода – более 2 месяцев.

О. И. Шереметевской был также предложен метод прогноза скорости охлаждения воды на Белом, Балтийском и Баренцевом морях. Применительно к процессу осеннего охлаждения воды, для скорости охлаждения воды до температуры замерзания можно записать уравнение вида:

$$(T_{wa} - T_{wz}) / \Delta t = \sum_{t_1}^{t_2} Q / (c \rho_w h), \quad (4.24)$$

где $\Delta t = t_2 - t_1$ – промежуток времени от момента максимального прогрева до температуры замерзания (в сут); T_{wa} – средняя месячная температура воды в деятельном слое в августе, когда теплозапас моря наибольший; T_{wz} – температура замерзания воды; $\sum_{t_1}^{t_2} Q$ – сумма тепловых потоков на границе раздела вода–воздух за время Δt ; c – теплоемкость воды; ρ_w – плотность воды; h – глубина перемешивания.

На ряде наблюдений с 1944 по 1976 г. для 12 станций получена средняя многолетняя скорость охлаждения, равная 0,25 – 0,30 °/сут.

Для каждого года поля скорости охлаждения воды были разложены по естественным составляющим по формуле

$$C(t) = B_0(t) + B_1(t)X_p + B_2(t)X_2 + \dots + B_{11}(t)X_{11}, \quad (4.25)$$

где B_0 – средняя скорость охлаждения воды для района, в котором выбраны пункты (12 станций); $B_1(t), B_2(t) \dots B_{11}(t)$ – коэффициенты разложения, меняющиеся от года к году; $X_p, X_2, \dots, X_{11}$ – естественные составляющие, рассчитанные по совокупности 33 полей, заданных в 12 пунктах.

При этом элементарное поле, соответствующее первой естественной составляющей X_p , характеризует различия в скорости охлаждения воды на западе и востоке европейской части России. Поле X_2 дает представление о различиях в осеннем выхолаживании на севере и юге рассматриваемой области.

Уравнения для прогноза скорости охлаждения (4.25) включают в себя коэффициенты разложения $B_1(t), B_2(t) \dots B_{11}(t)$, являющиеся функциями от коэффициентов разложения полей аномалий атмосферного давления ($BPi(t)$), температуры воды в Северной Атлантике (T_w^A), температуры воды в Баренцевом море (T_w^B) и Z – величины, характеризующей положение высотной фронтальной зоны.

Основными факторами, влияющими на *нарастание льда*, являются температура воздуха, высота и плотность снежного покрова на льду и приток тепла из глубины к нижней поверхности льда. Наибольшее влияние на нарастание льда оказывает температура воздуха в холодный период года (сумма градусодней 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.

Широкое распространение в долгосрочных прогнозах нарастания льда получила эмпирическая формула Н. Н. Зубова (4.9).

Так как сумма отрицательных температур воздуха во всех эмпирических формулах рассчитывается по метеорологическому прогнозу, точность таких расчетов полностью зависит от точности последнего. 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 эмпирическую формулу Н. Н. Зубова. Предикторами в формуле Н. Н. Зубова является сумма градусодней мороза и начальная толщина льда. В связи с этим использование этой эмпирической связи в качестве прогностической возможно только при наличии надежного долгосрочного прогноза температуры воздуха.

4.3.2.2. Единый подход к разработке метода долгосрочного ледового прогноза

Несмотря на то, что все неарктические моря находятся в различных физико-географических районах, в их ледовом режиме много общего:

1. На всех неарктических морях наблюдается большая ледовая инерция, что позволяет по средней за зиму ледовитости вычислять среднемесячную.

В табл. 4.12 приведены коэффициенты корреляции между среднемесячной ледовитостью и средней за зиму ледовитостью для неарктических морей [168].

Таблица 4.12

Коэффициенты корреляции между среднемесячной ледовитостью и средней за зиму ледовитостью для неарктических морей

Море	Декабрь	Январь	Февраль	Март	Апрель
Белое	0,40	0,59	0,72	0,78	0,67
Балтийское	0,41	0,70	0,73	0,78	0,84
Черное	0,79	0,91	0,96	0,95	—
Азовское	0,75	0,97	0,98	0,95	0,65
Каспийское	0,77	0,93	0,83	0,92	0,75
Японское	0,76	0,86	0,96	0,93	0,70
Охотское	0,67	0,85	0,88	0,87	0,86
Берингово	0,45	0,81	0,92	0,90	0,97

Как видно из табл. 4.12, наиболее тесная связь между средней месячной ледовитостью и средней за зиму приходится на январь—март. Следовательно, если с достаточной точностью предсказать среднюю ледовитость за зиму, то можно сказать и о средней месячной, не прибегая к специальному построению прогностических зависимостей.

2. Положительной или отрицательной аномалии ледовитости на одном море, как правило, соответствует такая же по знаку аномалия на других морях данного региона. Особенно это характерно для южных европейских морей.

3. Существует достаточно высокая корреляция (коэффициент корреляции 0,75–0,80) между ледовитостью и положением кромки льда, ледовитостью и толщиной льда.

4. Конфигурация средней месячной кромки льда за отдельные зимы идентична средней месячной многолетней (соответствующего месяца).

5. Чем больше запас льда в море, тем больше толщина и торосистость льда и тем позднее очистится море ото льда.

Все это дает возможность единого подхода к разработке метода долгосрочного прогноза ледовитости и других характеристик ледового режима (толщины льда, положения кромки, продолжительности ледового периода, даты очищения моря ото льда и т.д.) для всех неарктических морей России.

Попытка единого подхода к разработке метода долгосрочного прогноза ледовитости была предпринята в Гидрометцентре России А. И. Каракашем [83–87, 168].

По данным наблюдений за ледовитостью неарктических морей были вычислены средние месячные значения ледовитости. Кривая сезонного хода ледовитости представлялась аналитически в виде ряда разложения по естественным составляющим. Для расчета естественных составляющих использовались фактические данные о ледовитости за 30 сезонов (1950–1982 гг.). Коэффициенты разложения ледовитости моря использовались в качестве предиктантов (искомых величин), а в качестве предикторов использовались:

- коэффициенты разложения полей атмосферного давления по различным секторам Северного полушария в зависимости от принадлежности к ним акватории моря;

- температура воздуха над акваторией моря;
- ледовитость моря в предшествующую зиму;
- температура воды на Кольском меридиане.

Коэффициенты разложения полей атмосферного давления использовались для различных морей за разные месяцы, предшествующие ледовому сезону: для прогноза, составляемого в августе это могли быть месяцы с ноября предыдущего года по июль текущего, а для прогноза, составляемого в ноябре, — с ноября предыдущего года по октябрь текущего.

В прогностические уравнения входили коэффициенты разложения ледовитости предыдущей зимы по естественным составляющим, а также значения средней ледовитости за отдельные месяцы предыдущей зимы.

После получения прогностических значений ледовитости за все месяцы ледового сезона определялась продолжительность ледового сезона для некоторых пунктов по уравнениям связи, приведенным в табл. 4.13. Далее определялись даты очищения моря ото льда. При этом в качестве предикторов использовались данные об очищении моря ото льда в предыдущий ледовый сезон и полученные прогностические значения ледовитости для месяцев, предшествующих очищению моря ото льда (так, для Белого моря — это апрель, для Финского залива — март–апрель, для Каспийского моря — март, для Азовского и Черного морей — февраль). Уравнения для вычисления дат очищения моря приведены в табл. 4.14. Поскольку с ледовитостью тесно связана максимальная за зиму толщина льда, то А. И. Каракаш также предложил ряд уравнений для расчета толщины льда для отдельных пунктов по прогностическим значениям ледовитости

и фактическим значениям максимальной толщины льда за предыдущую зиму (табл. 4.15).

Таблица 4.13

*Уравнения для расчета продолжительности ледового сезона
по прогнозу ледовитости*

Вид уравнения	R	σ	Обеспеченность уравнения по зависимому ряду, %	Природная обеспеченность, %
Архангельск $P = 0,48P' - 0,26S_{IV} - 73,5$	0,82	12	94	63
С.-Петербург $P = 0,27(S_{IV} + S_V) - 2,23$	0,78	14	92	50
Николаев $P = 0,48P' + 0,43S_{II} - 42,1$	0,79	12	88	77
Мариуполь $P = 0,67S_{III} - 0,43S_{II} + 5,8$				
Таганрог $P = 0,70P' + 0,85S_{XII-IV} - 115,8$	0,81	25	87	67
о. Тюлений $P = 0,67P' - 0,27S_{III} - 72,4$	0,76	11	85	73
м. Золотой (Татарский пролив) $P = 1,1P' - 0,93S_{XII-V} - 63,4$	0,87	19	88	66
Бухта Нагаева $P = 1,23S_{XII-V} + 137,0$	0,77	12	88	65

Здесь: P – прогнозируемая продолжительность ледового сезона; P' – прошлогодняя продолжительность ледового сезона; S_{III} – ледовитость в марте в % (в методике А. И. Каракаша – прогноз ледовитости).

В основе метода А. И. Каракаша лежит прогноз ледовитости моря. Это первый этап и самый главный, поскольку далее следует «прогноз по прогнозу», а именно по полученным значениям средней месячной ледовитости находятся максимальная ледовитость, максимальная толщина льда в основных портах, продолжительность ледового периода и сроки очищения моря ото льда. Далее обратным отсчетом определяется начало ледообразования.

Таким образом, неудовлетворительно предсказанная ледовитость влечет за собой неудовлетворительный результат при прогнозе полного комплекса ледовых характеристик. В Гидрометцентре России в 2008 г. была осуществлена проверка комплексного метода по независимому 25-летнему ряду лет (1983–2007 гг.),

Таблица 4.14

Уравнения для расчета дат очищения моря ото льда по прогнозу ледовитости

Вид уравнения	R	σ	Отсчет D_0 от даты	Обеспеченность уравнения по зависимому ряду, %	Природная обеспеченность, %
Архангельск $D_0 = 1,27D'_0 - 0,24S_{IV} - 33,2$	0,88	8	1.IV	93	77
С.-Петербург $D_0 = 1,13D'_0 - 0,23S_{IV} - 15,7$	0,88	9	1.IV	93	77
Таллинн $D_0 = 0,9D'_0 - 0,5S_{III} + 29,3$	0,87	16	1.IV	86	70
Николаев $D_0 = 1,07D'_0 - 0,18S_{III} - 14,6$	0,78	14	1.III	87	72
Мариуполь $D_0 = 0,30S_{II} + 11,0$	0,70	12	1.III	90	81
Таганрог $D_0 = 0,32S_{II} + 17,2$	0,78	12	1.III	94	79
Волго-Каспийский канал $D_0 = 0,35S_{III} + 5,0$	0,74	14	1.III	86	72
м. Золотой (Татарский пролив) $D_0 = 0,93D'_0 - 0,47S_{IV} - 20,8$	0,70	13	1.III	81	70
Бухта Нагаева $D_0 = 1,57S_{XIV-V} - 49,2$	0,78	9	1.V	88	60

Здесь: D_0 – прогнозируемая дата очищения моря ото льда, D'_0 – прошлогодняя дата очищения моря ото льда, S_{III} – ледовитость в марте в % (в методике А.И. Каракаша – прогноз ледовитости).

которая показала, что в среднем оправдываемость метода прогноза ежемесячной ледовитости не превысила природную обеспеченность метода.

Этот результат не является неожиданным. В настоящее время мы являемся свидетелями климатических изменений, которые вносят свои коррективы в зависимости, полученные на основе эмпирико-статистических исследований, осуществленных в прошлом веке. В связи с изменением характера погоды на акваториях морей меняется и характер ледовых условий на этих морях. Эти перемены связаны, прежде всего, со сменой макроциркуляционных эпох.

Для неарктических морей в период последней циркуляционной эпохи, которая наблюдается с 1991 г. по настоящее время, характерно (как будет показано ниже в разделе 5) повышение повторяемости легких ледовых условий и нетипичность развития ледовых условий по отношению к стереотипам 1950–1980-х гг.

Таблица 4.15

*Уравнения для расчета максимальной за зиму толщины льда
по прогнозу ледовитости*

Вид уравнения	R	σ	Обеспеченность уравнения по зависимому ряду, %	Природная обеспеченность, %
Архангельск				
$H_{max} = 0,87H'_{max} - 3,1S_{II} - 34,0$	0,82	8	86	68
С.-Петербург				
$H_{max} = 3,1S_{max} + 30,0$	0,80	13	95	74
Николаев				
$H_I = 0,43S_I + 5,5$	0,70	9	93	68
Мариуполь				
$H_I = 0,94S_I + 3,8$	0,75	9	93	68
$H_{II} = 0,41S_{II} + 1,4$	0,80	15	92	61
$H_{III} = 0,54S_{III} - 1,3$	0,87	13	94	60
Таганрог				
$H_I = 0,3S_I + 4,0$	0,84	10	96	60
$H_{II} = 0,43S_{II} + 1,6$	0,85	14	96	68
$H_{III} = 0,62S_{III} + 1,3$	0,79	20	88	50
о-в Пешной				
$H_I = 0,63S_I - 16,4$	0,72	11	94	64
$H_{II} = 0,8S_{II} - 17,0$	0,71	14	89	72

Здесь: H_{max} – прогнозируемая максимальная за зиму толщина льда, см; H'_{max} – прошлогодняя максимальная за зиму толщина льда, см; H_{II} – прогнозируемая среднемесячная толщина льда в феврале, см; S_{III} – ледовитость в марте в % (в методике А. И. Каракаша – прогноз ледовитости).

4.4. Гидродинамические методы прогноза эволюции ледяного покрова

В подразделе 4.2.3.2 был представлен подробный обзор методов расчета перераспределения льда в арктических и неарктических морях. Каждый из этих методов с различной успешностью может использоваться для решения прогностических задач. При этом в моделях в качестве исходных данных вместо фактических используются прогностические поля метеорологических элементов (давления, ветра, температуры воздуха и воды, радиационного баланса и т.д.).

При численном моделировании ледовых процессов, когда прогностическая схема охватывает весь или значительную часть ледового периода, деление прогнозов по типу заблаговременности носит весьма условный характер, т.е. заблаговременность может быть любой в зависимости от выставяемого в компьютерной программе числа дней расчетного цикла.

В качестве примера ниже приведены общие описания работы численных моделей для Каспийского и Белого морей.

4.4.1. Численная модель ветрового дрейфа льда в Каспийском море

Лед, образовавшийся в северной части Каспийского моря, под действием ветра и течений, дрейфует в западном и южном направлениях. Наиболее интенсивный дрейф наблюдается вдоль западного побережья, где лед в виде узкой полосы (шириной 15–40 км) проникает далеко на юг.

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 используются коэффициенты разложения поля атмосферного давления по полиномам Чебышева, характеризующие направление и интенсивность меридионального переноса.

Численная модель ветрового дрейфа льда в Каспийском море была разработана С. Н. Овсиенко [143, 145]. Для описания нестационарного ветрового дрейфа им предложена замкнутая система, включающая уравнение сохранения массы льда и уравнения движения.

Для численного решения задачи С. Н. Овсиенко использовал метод частиц в ячейках, предложенный Харлоу. Расчетная область 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 (со стороной 30 км).

Плотной упаковке льдин соответствовало 100 частиц в ячейке. Численные эксперименты показали, что данная модель позволяет описывать перемещение ледяного массива со свободной границей. На рис. 4.16 представлено фактическое и расчетное (через 15 дней) положение границы плавающего 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.

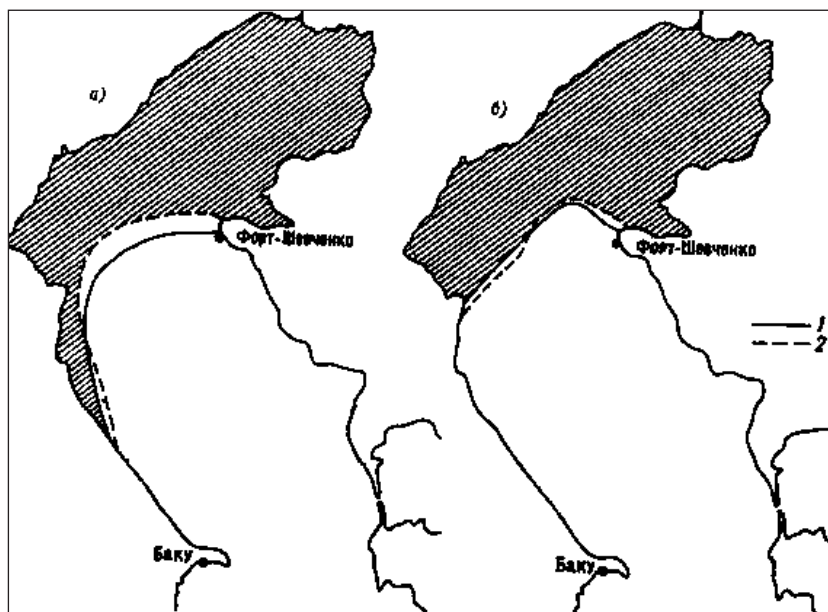


Рис. 4.16. Положение кромки льда в Каспийском море в феврале (а) и марте (б) 1964 г.: 1 — фактическая кромка; 2 — рассчитанная кромка

4.4.2. Прогноз перераспределения сплоченности и толщины льда в Белом море (гибридный метод прогноза)

В Гидрометцентре России И. О. Думанской был разработан метод расчета перераспределения сплоченности и толщины льда в Белом море в течение всего ледового сезона. За основу была взята численная модель Ю. П. Доронина для Карского моря в весенне-летний период [46, 50], которая была дополнена блоками, учитывающими особенности ледового режима Белого моря [39, 196]. Подробное описание метода приведено в [57–59, 62]. Данный метод является гибридным и включает в себя гидродинамическую и эмпирико-статистическую компоненты. Схема расчета ледовой обстановки и оценки эффективности метода включает шесть основных блоков.

В блоке подготовки информации осуществляется:

- усвоение исходных данных;
- расчет средней температуры воздуха и эффективного излучения;
- формирование массивов сплоченности и средневзвешенной толщины льда по данным ледовых авиаразведок на начало и конец расчета; средневзвешенная толщина льда ($H_{ср}$) определяется по формуле (4.8);
- аппроксимация поля атмосферного давления. При этом в качестве исходных данных используются массивы ежедневных значений давления

на 15 гидрометеорологических станциях Белого моря. По данным станций путем интерполяции восстанавливается давление в девяти фиксированных точках, и далее решается система из девяти уравнений вида:

$$P(x, y) = \sum_{m=0}^{n=2} A_{mn} x^m y^n, \quad (4.27)$$

где $P(x, y)$ — давление в девяти точках (для северного и южного районов); A_{mn} — коэффициенты, определяемые из системы уравнений для девяти фиксированных точек с известными индексными координатами (x, y) .

После нахождения коэффициентов A_{mn} осуществляется интерполяция значений давления во все узлы регулярной сетки по формуле (4.27). Для проверки правильности разложения поля давления осуществляется контроль в точках, совпадающих с положением гидрометстанций.

В динамическом блоке рассчитываются составляющие скоростей ветрового дрейфа, перераспределение сплоченности и средней взвешенной толщины дрейфующего льда под действием ветра численным способом с шагом по времени 1 сут с использованием модели Ю. П. Доронина [50]. Для расчета движения льда на акватории Белого моря была использована двумерная гидродинамическая модель с изломом коэффициента турбулентности на границах приземного слоя воздуха и слоя трения в воде.

Система уравнений движения (4.10) в данном случае рассматривается без учета эффекта нестационарности и силы горизонтального градиента давления:

$$\begin{aligned} lv + \frac{\partial}{\partial z} K_z \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} K_x \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} K_y \frac{\partial u}{\partial y} &= 0, \\ -lu + \frac{\partial}{\partial z} K_z \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} K_x \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} K_y \frac{\partial v}{\partial y} &= 0, \end{aligned} \quad (4.28)$$

где K_x , K_y и K_z — коэффициенты турбулентного обмена.

Уравнение баланса сил (4.3) выглядит таким образом:

$$F_1 + F_2 + F_4 + F_5 = 0.$$

Считается, что в приземном слое воздуха и слое трения в воде скорости ветра и течения изменяются по вертикали по логарифмическому закону, а напряжения трения в соответствии с положением о постоянных потоках не меняются до h_a и h_w :

$$\begin{aligned} \frac{\partial(F_1 + F_1')}{\partial z} &= \frac{\partial}{\partial z} \rho_a (K_{za} + K_{za}') \frac{\partial W_a}{\partial z} = 0, \\ \frac{\partial(F_2 + F_2')}{\partial z} &= \frac{\partial}{\partial z} \rho_w (K_{zw} + K_{zw}') \frac{\partial W_w}{\partial z} = 0, \end{aligned} \quad (4.29)$$

где F_1 и F_2 — турбулентное напряжение в воздухе и воде; F_1' и F_2' — молекулярное напряжение в воздухе и воде; K_{za} и K_{zw} — коэффициенты турбулентного обмена

в воздухе и воде; K'_{za} и K'_{zw} — коэффициенты молекулярной вязкости в воздухе и воде; h_a и h_w — толщины призматического слоя воздуха и слоя трения в воде; W_a и W_w — скорости ветра и течения.

Предполагается, что в слоях трения коэффициенты турбулентности растут пропорционально увеличению z

$$K_{za} = K_a \cdot z \text{ и } K_{zw} = K_w \cdot z,$$

где K_a и K_w — некоторые постоянные коэффициенты.

В этом случае условие (4.29) записывается в виде:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial z} (K_a z + K'_{za}) \rho_a \frac{\partial W_a}{\partial z} &= 0, & 0 \leq z \leq h_a, \\ \frac{\partial}{\partial z} (K_w z + K'_{zw}) \rho_w \frac{\partial W_w}{\partial z} &= 0, & 0 \leq z \leq h_w. \end{aligned} \quad (4.30)$$

Начиная с внешних границ h_a и h_w , коэффициент турбулентности считается постоянным и полагается, что профили скорости потоков воздуха и воды за пределами слоев описываются уравнениями:

$$\begin{aligned} K_{za} \frac{\partial^2 W_a}{\partial z^2} &= -l(\bar{U}_a - \bar{W}_a), & h_a \leq z \leq \infty, \\ K_{zw} \frac{\partial^2 W_w}{\partial z^2} &= -l(\bar{U}_w - \bar{W}_w), & h_w \leq z \leq \infty, \end{aligned} \quad (4.31)$$

где $\bar{U}_a$ — геострофический ветер, $\bar{U}_w$ — геострофическое течение.

В качестве краевых условий при решении системы уравнений (4.30, 4.31) принимается:

$$\begin{aligned} \text{при } z = 0 & \quad W_a = W_w = V, \\ \text{при } z = \infty & \quad W_a = U_a; W_w = U_w, \\ \text{при } z = h_a & \quad K_{za} = K_a \cdot h_a, \\ \text{при } z = h_w & \quad K_{zw} = K_w \cdot h_w. \end{aligned} \quad (4.32)$$

Первое условие — склейка скоростей ветра W_a , течения W_w и дрейфа льда V .

Последние два члена в левых частях уравнений (4.28) описывают влияние силы F_s на дрейфующий ледяной покров. Составляющие силы F_s в соответствии с предложением В. Кэмпбэлла о вводе коэффициента взаимодействия между льдинами описываются системой уравнений (4.14). При этом в модели Ю. П. Доронина эффективный коэффициент взаимодействия определяется формулой

$$K_l = K_c N, \quad (4.33)$$

где K_c — постоянный эмпирический коэффициент; N — сплоченность льда.

Решение уравнений движения (4.10) в экмановской постановке приводит к получению следующих зависимостей, описывающих ветровой дрейф и являющихся математической основой численной модели Ю. П. Доронина [50]:

$$\left. \begin{aligned} B_1 + \varepsilon v - u + C_1 &= 0 \\ B_2 - \varepsilon u - v + C_2 &= 0 \end{aligned} \right\}, \quad (4.34)$$

$$\begin{aligned}
\text{где } B_1 &= K_c' \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(N \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(N \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right]; & B_2 &= K_c' \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(N \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(N \frac{\partial v}{\partial y} \right) \right], \\
C_1 &= \frac{b_a U_{ax} - b_a' U_{ay}}{b_a + b_w \Delta}; & C_2 &= \frac{b_a U_{ay} + b_a' U_{ax}}{b_a + b_w \Delta}; \\
\varepsilon &= \frac{b_a' + b_w' \Delta}{b_a + b_w \Delta} + \frac{\ell \rho_a H}{M}; & M &= \frac{\rho_a K_{za} a_a (b_a + b_w \Delta)}{(1 + 4 a_a^4 D_a^4)}; \\
\Delta &= \frac{\rho_w K_{zw} a_w (1 + 4 a_a^4 D_a^4)}{\rho_a k_{za} a_a (1 + 4 a_w^4 D_w^4)}; & K_c' &= \frac{K_c}{M}; \\
b_a &= 1 - 2 a_a^2 D_a^2 + 4 a_a^3 D_a^3; & b_w &= 1 - 2 a_w^2 D_w^2 + 4 a_w^3 D_w^3; \\
b_a' &= 1 - 2 a_a D_a + 2 a_a^2 D_a^2; & b_w' &= 1 - 2 a_w D_w + 2 a_w^2 D_w^2; \\
a_a &= \sqrt{\frac{\ell}{2 K_{za}}}; & a_w &= \sqrt{\frac{\ell}{2 K_{zw}}}; \\
D_a &= h_a \ln \frac{K_{za}}{K_{za}'}; & D_w &= h_w \ln \frac{K_{zw}}{K_{zw}'};
\end{aligned}$$

$$\ell = 2\varpi \sin \varphi.$$

Решение системы уравнений движения дрейфующего льда реализуется при следующих параметрах: широта $\varphi = 65^\circ$; плотность льда $\rho_l = 0,9 \text{ г/см}^3$; плотность воздуха $\rho_a = 1,3 \cdot 10^{-3} \text{ г/см}^3$; плотность воды $\rho_w = 1,0 \text{ г/см}^3$; постоянный эффективный коэффициент $K_c = 6,5 \cdot 10^6 \text{ м}^2/\text{с}$; коэффициенты молекулярной вязкости в воздухе и воде $K_c' = 1,32 \cdot 10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}$ и $K_{zw}' = 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$; коэффициент турбулентного обмена в воде $K_{zw} = 0,02 \text{ м}^2/\text{с}$; толщины приземного слоя воздуха и слоя трения в воде $h_a = 50 \text{ м}$ и $h_w = 0,5 \text{ м}$; параметр шероховатости верхней поверхности льдины $z_0 = 0,0005 \text{ м}$, параметр Кориолиса $\ell = 0,00013$.

Составляющие скорости геострофического ветра при решении системы находятся из формул

$$U_{ax} = - \frac{1}{\rho_a \ell} \frac{\partial P}{\partial y}; U_{ay} = + \frac{1}{\rho_a \ell} \frac{\partial P}{\partial x}, \quad (4.35)$$

где U_{ax} и U_{ay} — составляющие скорости геострофического ветра.

Коэффициент турбулентности на верхней границе приземного слоя K_{za} определяется из формулы:

$$K_{za} = \frac{\kappa^2 W_a}{\ln \frac{h_a + z_0}{z_0}} h_a, \quad (4.36)$$

где z_0 — параметр шероховатости верхней поверхностей льдины; κ — постоянная Кармана, равная 0,4; $W_a = 0,8 U_a$ — скорость ветра на уровне h_a [52].

Система уравнений движения определяет изменение скорости дрейфа и сплоченности льда в пространстве и содержит три переменные – составляющие скорости дрейфа v , u и сплоченность N . Для замыкания системы используется уравнение неразрывности сплоченности

$$\frac{\partial N}{\partial t} = -\text{div} N \vec{V} = - \left[u \frac{\partial N}{\partial x} + v \frac{\partial N}{\partial y} + N \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \right]. \quad (4.37)$$

Сначала вычисляются составляющие скорости дрейфа v , u с учетом начального поля сплоченности. Расчет конечного поля сплоченности сводится к решению уравнения неразрывности. Его конечно-разностный аналог создан для шага сетки $\Delta x = 10$ миль и шага по времени $\Delta t = 1$ сут. Аналогично рассчитывается и средневзвешенная толщина льда.

В термическом блоке для весеннего периода расчет таяния льда осуществляется на основе предложенных Ю. П. Дорониным формул, получаемых из уравнения теплового баланса для дрейфующего льда [52]. Для определения стаивания дрейфующего льда с верхней поверхности за время Δt , равное 1 суткам, используется уравнение

$$\Delta H = 0,0139R + 0,12(I + 0,81r)(0,4 + 0,48U_a)T_a - 1,13(1-r)(0,4 + 0,48U_a), \quad (4.38)$$

где R – радиационный баланс (в кал/см² сут); r – относительная влажность воздуха (в долях единицы); T_a – температура воздуха (в °C); U_a – скорость геострофического ветра.

В весенне-летний период, кроме стаивания льда с верхней поверхности, происходит уменьшение сплоченности льда вследствие бокового таяния за счет части потока тепла P , поглощаемого разводьями:

$$N = 1 - (1 - N_0) \exp \left(\frac{\rho_w}{L \rho_a} \frac{P}{H} \Delta t \right). \quad (4.39)$$

Вычисление P – потока тепла из атмосферы – производится по уравнению

$$P = 0,9(Q + q) + 0,51(r - 1) \exp(0,083T) + 57,6(0,03T_a - 1), \quad (4.40)$$

где P – поток тепла из атмосферы (в кал/см² сут), $Q + q$ – сумма прямой и рассеянной радиации (кал/см² сут); r – относительная влажность воздуха (в долях единицы), T_a – температура воздуха (°C).

В термическом блоке для осенне-зимнего периода, т.е. периода нарастания льда, модель обеспечивает расчет нарастания толщины льда в каждом узле регулярной сетки по формуле Н. Н. Зубова (4.9).

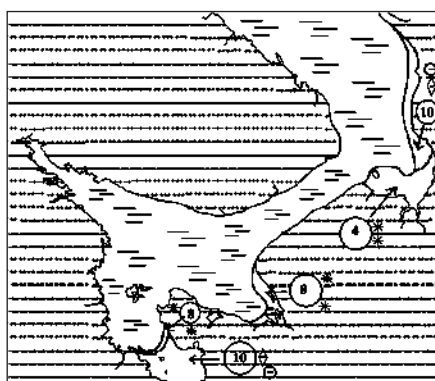
Коррекция средневзвешенной толщины и сплоченности льда в каждом узле сетки производится в зависимости от накопления суммы среднесуточных отрицательных температур за период Δt . При условии, что $\Delta t \leq 10$ сут, в конце цикла происходит увеличение средневзвешенной толщины льда в узлах сетки и увеличение сплоченности льда за счет новообразовавшегося льда. Если период расчета превышает 10 сут, операция увеличения толщины и сплоченности льда в узлах повторяется по прошествии каждых 10 дней. При этом увеличение сплоченности в каждом узле сетки определяется по специальной таблице, составленной на основе анализа изменчивости параметров дрейфующего льда,

и зависит от типа зоны чистой воды, интенсивности ледообразования, принадлежности к тому или иному району Белого моря и периоду ледового сезона, а также величины среднего радиационного баланса R за расчетный цикл.

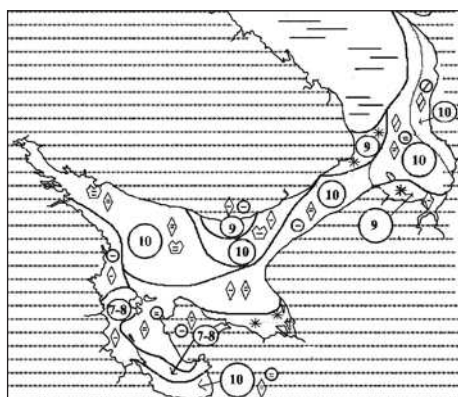
В блоке вычисления обеспеченности и эффективности осуществляется расчет оправдываемости климатического и инерционного прогноза в каждом узле сетки, а также эффективности метода по принципу, используемому в оперативной практике ААНИИ [15]. В качестве критерия оправдываемости (обеспеченности) прогноза (расчета) принимается точность попадания расчетных данных в стандартные интервалы фактической сплоченности (1–3, 4–6, 7–8 и 9–10 баллов).

При вычислении оправдываемости (обеспеченности) прогноза (расчета) средневзвешенной толщины льда за допустимое отклонение принимается значение, равное 20 % амплитуды толщины беломорского льда.

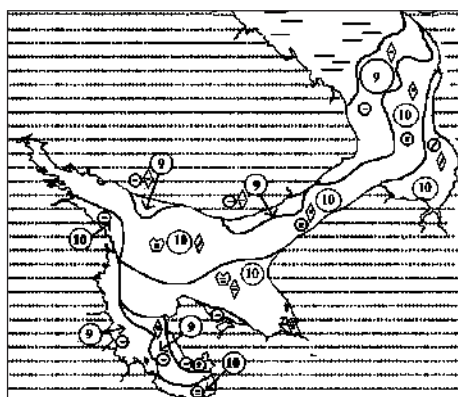
На рис. 4.17 приведен пример расчета ледовой ситуации на 45 дней.



а) ледовая обстановка на 6–7 декабря 1970 г.



б) фактическая ледовая обстановка на 19–20 января 1971 г.



в) рассчитанная ледовая обстановка на 19–20 января 1971 г.

Рис. 4.17. Пример расчета распределения дрейфующего льда в море (6.12.1970 г. – 20.01.1971 г.): а – начальная ледовая ситуация; б – фактическая ледовая обстановка на конец расчета; в – результат расчета

Начальная ледовая обстановка (рис. 4.17 а) соответствует данным ледовых разведок, выполненных 6–7 декабря 1970 г., даты окончания расчета соответствуют данным ледовых авиаразведок, выполненных 19–20 января 1971 года. Модель начала работать с момента, когда море было практически свободно ото льда. Конец расчета пришелся на конец второй декады января, когда дрейфующим льдом было покрыто почти все море.

На рис. 4.17б, в представлены схемы фактической и рассчитанной ледовой обстановки на 20 января 1971 года. Обеспеченность расчетного метода для сплоченности льда в этом случае оказалась равной 91 % при природной обеспеченности 77 %. Эффективность метода таким образом составила 14 %. Показатели расчетной и природной обеспеченности для средневзвешенной толщины льда на конец расчета составили 91 %.

Для оценки возможности использования метода в оперативной практике были проанализированы результаты его авторских испытаний как на фактических (более 30 вариантов расчета), так и на прогностических исходных данных. Эффективность расчетного метода для сплоченности, по сравнению с инерционной обеспеченностью, — 10 %, по сравнению с природной обеспеченностью — 6 %.

Были также осуществлены расчет и прогноз ледовой обстановки на Белом море с 7 сут заблаговременностью в период с января по апрель 2006 года. В табл. 4.16 приведены результаты оценки прогноза на 7 сут сплоченности (S) и толщины льда (H) для ледового сезона 2006 г. по данным метеорологических прогнозов модели атмосферы Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ЕЦСПП). Эффективность прогноза (Е) определялась как разность между средней по всем узлам сетки обеспеченностью расчета (R) и средними по всем узлам значениями оправдываемости инерционного (I) или климатического (K) прогноза.

Таблица 4.16

Оправдываемость и эффективность (%) метода расчета сплоченности (S) и толщины льда (H) по прогностическим метеорологическим параметрам

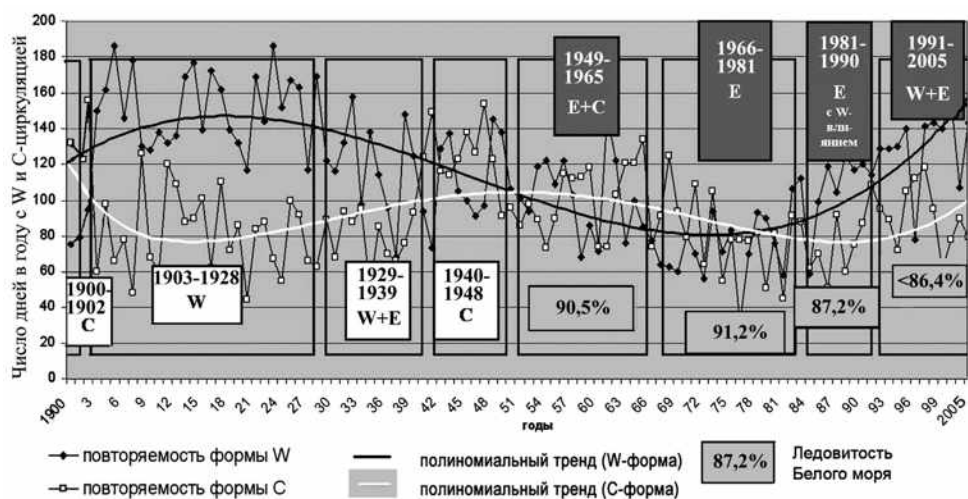
№	Период расчета	R		I		K		E=R-I		E=R-K	
		S	H	S	H	S	H	S	H	S	H
1	10.01–17.01	78	85	66	74	58	70	12	11	20	15
2	17.01–24.01	77	97	54	72	72	93	23	25	5	4
3	24.01–31.01	89	86	80	88	74	84	9	–2	15	2
4	14.02–21.02	94	61	94	61	88	62	0	0	6	–1
5	21.02–28.02	90	68	91	57	83	51	–1	11	7	17
6	28.02–07.03	96	71	92	71	85	54	4	0	11	17
7	07.03–14.03	94	77	93	74	87	62	1	3	7	15
8	11.04–18.04	61	–	61	–	61	–	0	–	0	–
9	18.04–25.04	59	–	59	–	56	–	0	–	3	–
	Средняя	81	78	76	71	73	68	5	7	8	10

Средняя оправдываемость прогноза для сплоченности и толщины льда составила соответственно, 81 и 78 %. Средняя эффективность прогнозов, по сравнению с обеспеченностью инерционного прогноза для сплоченности и толщины льда, составляет 5 и 7 % соответственно, по сравнению с обеспеченностью климатического прогноза — 8 и 10 % соответственно.

4.5. Проблемы ледового обеспечения морских отраслей экономики в условиях современных изменений климата

Сегодня мы являемся свидетелями как экономических, так и климатических изменений, происходящих на российской территории. При этом и те, и другие внесли существенные коррективы в планы организаций, деятельность которых связана с морем. Во-первых, в связи с малым грузопотоком в Арктическом регионе центр внимания транспортных компаний переместился на неарктические моря; во-вторых, гидрометеорологическое и ледовое обеспечение транспортных операций в этих морях в настоящее время стало более актуальным на фоне повышения повторяемости и увеличения интенсивности неблагоприятных погодных явлений в рамках климатической перестройки, связанной прежде всего со сменой макроциркуляционных эпох [30, 40].

Известно, что на ледовые характеристики различных районов земного шара оказывают влияние макроциркуляционные атмосферные процессы, оцениваемые по классификации, разработанной Г. Я. Вангенгеймом и А. А. Гирсом для евро-атлантического сектора [30, 40, 41]. Главной особенностью зональной (западной) циркуляции (W) являются наблюдающиеся в толще тропосферы волны малой амплитуды, которые быстро смещаются с запада на восток, что выражается в движении в этом направлении наземных барических образований. При межширотном обмене массой, количеством движения и энергией, характерном для меридиональных E и C-форм циркуляции, высотные гребни распространяются далеко на север, а ложбины — на юг.



На рис. 4.18 представлен график повторяемости W и C- форм циркуляции.

Рис. 4.18. Повторяемость W и C- форм циркуляции

Мы видим две синусоидальные кривые — это тренды хода повторяемости W и C- форм циркуляции, демонстрирующие циклический характер изменчивости процессов с явно выраженными минимумами и максимумами.

При этом существуют устойчивые периоды времени, когда повторяемость одного из видов (или двух видов их трех) циркуляции лидирует. Они называются макроциркуляционными эпохами и длятся примерно 10–25 лет.

В табл. 4.17 приведены данные, позволяющие охарактеризовать ту или иную климатическую эпоху с 1900 г. до наших дней. При этом каждому году, начиная с 1900 г., присвоен, соответственно, индекс Е, W или С – «индекс года», фиксирующий преобладание той или иной формы циркуляции в течение данного года.

Таблица 4.17

Определение преобладающей формы циркуляции (1900–2005 гг.)

Год	Индекс года	Год	Индекс года	Год	Индекс года	Год	Индекс года
С-эпоха (предположительно) – 80–90-е гг. XIX в.							
С		1927	Е	1952	Е	1979	Е
1900	С	1928	W	1953	W	1980	Е
1901	С	W+E		1954	Е	1981	Е
1902	С	1929	W	1955	Е	1982	Е
W		1930	Е	1956	С	1983	Е
1903	W	1931	W	1957	С	1984	Е
1904	W	1932	W	1958	Е+С	1985	Е
1905	W	1933	Е	1959	С	1986	Е
1906	W	1934	Е+W	1960	Е	1987	Е
1907	W	1935	Е	1961	W	1988	Е
1908	W + С	1936	Е	1962	С	1989	Е
1909	W + Е	1937	Е	1963	С	1990	W
1910	W	1938	W	1964	С	W+E	
1911	W+С	1939	W	1965	С		
1912	W+С	С		Е		1991	С
1913	W	1940	С			1992	W
1914	W	1941	С	1966	Е	1993	W
1915	W	1942	С+W	1967	Е	1994	W
1916	W	1943	С+W	1968	Е+С	1995	W
1917	W+С	1944	С	1969	Е	1996	Е
1918	W	1945	С	1970	Е	1997	W+С
1919	W	1946	С	1971	Е+С	1998	W
1920	Е	1947	С	1972	Е	1999	W
1921	W	1948	С+W	1973	С	2000	W
1922	W	Е+С		1974	Е	2001	Е
1923	W			1975	Е	2002	W
1924	W	1949	W	1976	Е	2003	W
1925	W	1950	Е+С	1977	Е	2004	W
1926	W	1951	Е	1978	Е	2005	W

Из таблицы следует, что, начиная с 1991 г., мы живем в условиях W+Е-макроциркуляционной эпохи.

Для неарктических морей Атлантико-Европейского региона в период 1991–2007 гг. характерно:

1. *Повышение повторяемости и интенсивности штормов в безледный период.*

Иллюстрацией этого положения и его экономических последствий могут служить события, произошедшие 11 ноября 2007 г., когда циклон, зародившийся на холодном атмосферном фронте, пришедшем в регион Черного моря с северо-запада 10 ноября, вызвал необычно сильный шторм в Керченском проливе. 11 ноября этот циклон прошел через Крым, Азовское море, вышел на сушу и 13 ноября прекратил свое существование. При этом в Керченском проливе ветровая волна наложилась на волны зыби, что вызвало резонансные волны с высотой 3,5–4,5 метра. Во время шторма затонули четыре судна, были сорваны с якорей и сели на мель шесть судов, получили повреждения два танкера, в море попало около 3 тыс. тонн мазута и около 6 тыс. тонн серы. Общий ущерб, нанесенный окружающей среде затонувшими в Керченском проливе судами «Коваль», «Нахичевань», «Вольногорск» и «Волгонефть-139», включая разлив мазута в Керченском проливе, превысил 900 млн долларов [124].

2. *Повышение повторяемости легких ледовых условий.*

Так, ледовый период 2007–2008 гг. на Финском заливе определен как самый легкий за весь ряд наблюдений. Вероятность таких ледовых условий один раз в 100 лет.

3. *Нетипичность развития ледовых условий по отношению к стереотипам 1960–1980-х гг.*

Эти перемены можно объяснить сменой макроциркуляционных эпох. В качестве примера, иллюстрирующего особенности настоящей макроциркуляционной эпохи, можно привести описание ледовых условий на российских морях в ледовый сезон 2007–2008 гг. Первая половина ледового сезона (ноябрь – начало февраля) в судоходных зонах морей России характеризовалась:

1. Легкими ледовыми условиями на Баренцевом море и в западной части Карского моря (рис. 4.19, 4.20).

2. Крайне легкими ледовыми условиями на северо-западных морях – Белом и Балтийском.

3. Сложными ледовыми условиями на южных морях – Азовском и Каспийском.

Рассмотрим более подробно события первой половины ледового сезона на морях европейской территории.

В декабре активная циклоническая деятельность на севере Европы и над арктическими морями способствовала тому, что теплый и влажный атлантический воздух выносился на Баренцево и Карское моря, где отмечалась очень высокая температура воздуха (аномалии до +8 °C). Холодная же воздушная масса, сформировавшаяся в Сибирском антициклоне, обусловила холодную погоду над северной частью Каспийского моря и над Азовским морем.

В связи с резким похолоданием в конце декабря 2007 г. на Азовском море началось интенсивное ледообразование.

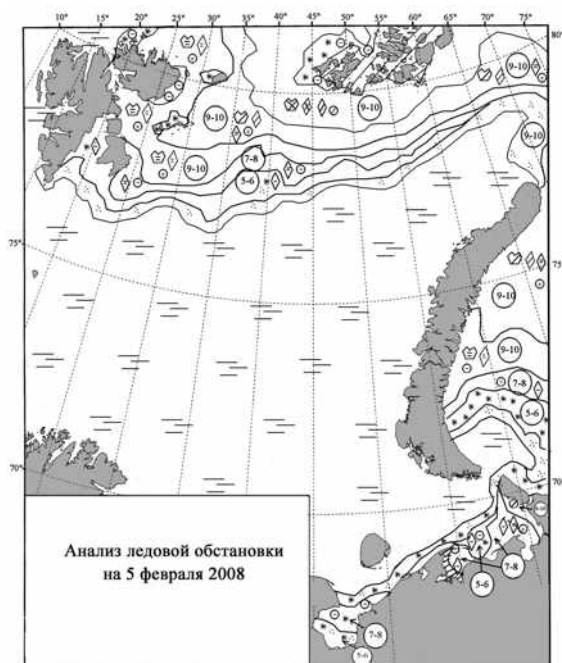


Рис. 4.19. Ледовая обстановка на Баренцевом море 5.02.2008 г.

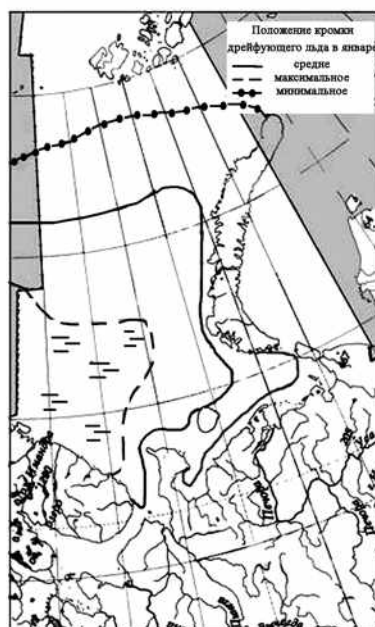


Рис. 4.20. Положение кромки льда в Баренцевом море, соответствующее среднему, минимальному и максимальному развитию ледяного покрова в середине января

Примечание. На рис.4.19 и на всех приведенных ниже ледовых картах используются следующие условные обозначения:

Возрастные характеристики (толщина) дрейфующего льда, см:

— чистая вода

— начальные виды

*** — темный нилас (до 5 см)

— светлый нилас (5—10 см)

— серый лед (10—15 см)

— серо-белый лед (15—30 см)

— тонкий однолетний (30—70 см)

— средний однолетний (70—120 см)

⑩ — сплоченность, баллы

— блинчатый лед (0,3—3 м)

— мелкобитый лед (2—20 м)

— крупнобитый лед (20—100 м)

— обломки полей (100—500 м)

— большие поля (0,5—2 км)

40 — толщина льда (см)

— припай

В январе и феврале влияние Сибирского антициклона (давление в его центре превысило в феврале 1055 гПа) распространилось даже на Северную Африку. Это были очень холодные месяцы для Южного федерального округа (январь был отмечен в числе первых десяти самых холодных январей с 1891 года.).

На юго-востоке Баренцева моря и в западной части Карского моря в начале февраля наблюдалось отставание по нарастанию припайного льда на 15–25 см. Пролив Карские Ворота был свободен ото льда. На трассах Карские Ворота – Мурманск, Карские Ворота – Белое море наблюдалась чистая вода. Сравнение с климатическим положением кромок показывает, что данная ледовая ситуация является аномально легкой для января–начала февраля (рис. 4.20).

Крайне легкие ледовые условия наблюдались также на северо-западных морях – Белом и Балтийском (рис. 4.21–4.24).

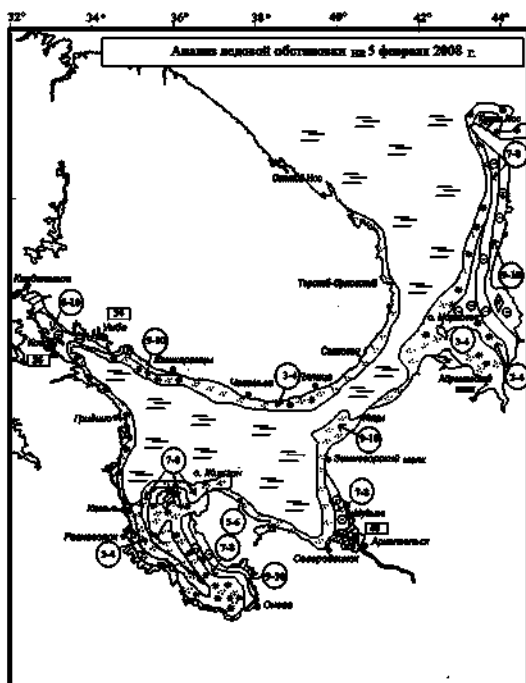


Рис. 4.21. Ледовая обстановка на Белом море 5.02.2008 г.

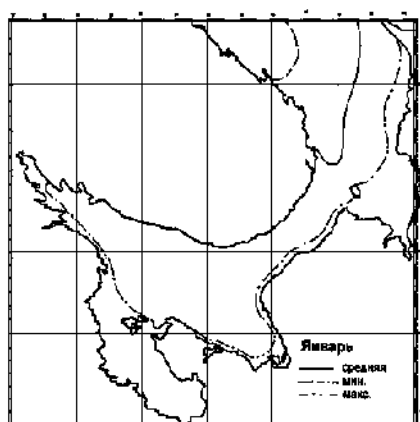


Рис. 4.22. Положение кромки льда в Белом море, соответствующее среднему, минимальному и максимальному развитию ледяного покрова в середине января

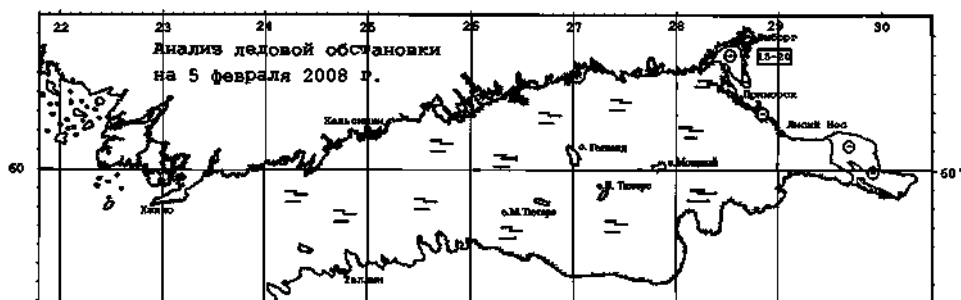


Рис. 4.23. Ледовая обстановка на Финском заливе 5.02.2008 г.

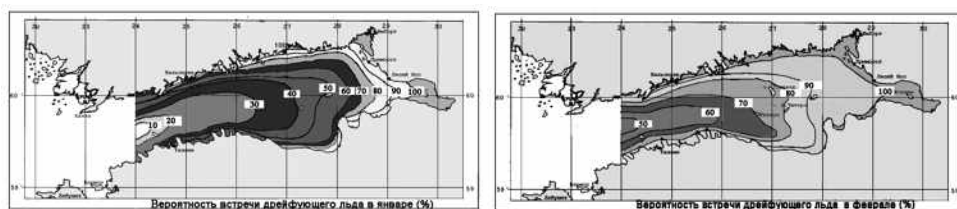


Рис. 4.24. Вероятность встречи дрейфующего льда в Финском заливе в январе–феврале

Для южных российских морей — Азовского и Каспийского — ледовый сезон 2007–2008 гг., напротив, характеризовался сложными ледовыми условиями (рис 4.25–4.29).

В середине января Минтранс России обратился в Гидрометцентр России с просьбой дать оценку ситуации и определить, следует ли считать ледовые условия в Азовском море экстремально сложными для судоходства. В это время у кромки льда в Керченском проливе около 150 судов ожидали ледокольной проводки. Ледовое обеспечение осуществляли три ледокола «Капитан Мошкин», «Капитан Демидов» и «Капитан Крутов».

Проведенное исследование показало, что, в соответствии с типизацией зим по суммам градусодней мороза, зима 2007/2008 гг. на Азовском море не достигла критерия суровой зимы. Но даже если бы прошедшая зима и была признана суровой, это обстоятельство не могло бы являться основанием для оценки ледовых условий в Азовском море как экстремально сложных для судоходства.

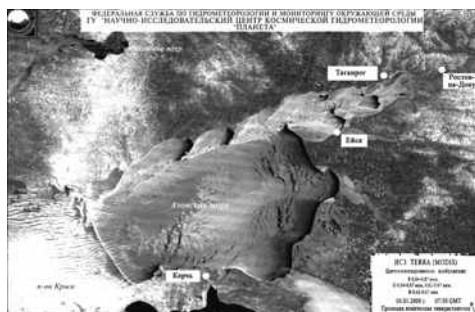


Рис. 4.25. Ледовая обстановка на Азовском море 8. 01.2008 г. (по данным ИСЗ, данные НИЦ «Планета»)

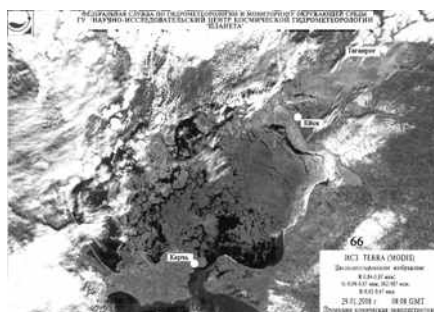


Рис. 4.26. Ледовая обстановка на Азовском море 29.01.2008 г. (по данным ИСЗ, данные НИЦ «Планета»)

За проанализированный 120-летний период на Азовском море выявлено 29 суровых и 35 мягких зим. Таким образом, каждая четвертая зима на Азове — суровая.

В соответствии с «Порядком действий организаций и учреждений Росгидромета при возникновении опасных природных явлений» для определения критериев экстремального или опасного явления (ОЯ) следует учитывать, что значение гидрометеорологической величины или интенсивность явления должны быть нехарактерными (т.е. редкими) для данной территории, а климатическая

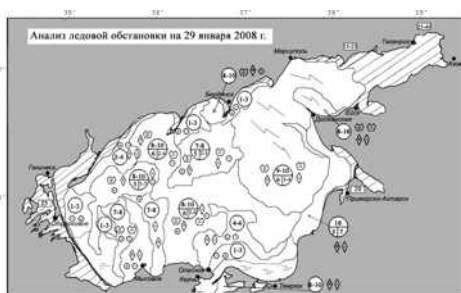


Рис. 4.27. Ледовая обстановка на Азовском море 29.01.2008 г. (дешифрирование)

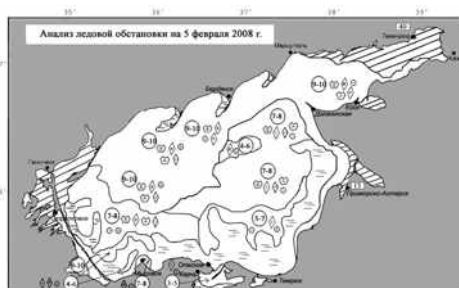


Рис. 4.28. Ледовая обстановка на Азовском море 5.02.2008 г. (дешифрирование)

повторяемость явления должна составлять не более 10 %. В связи с этим ледовые условия на Азовском море в обычную суровую зиму не могут быть охарактеризованы как аномально тяжелые.

Экстремальными для судоходства в Азовском море считаются условия, когда толщины припайного льда достигают 55 см и более, все море покрыто льдом и на трассе наблюдается тонкий однолетний лед (30 – 45 см). Такое событие, действительно, в среднем наблюдается не чаще, чем один раз в 10 лет. Экстремальные ледовые условия наблюдались в Азовском море в сезоны 1910/11, 1928/29, 1930/31, 1941/42, 1944/45, 1946/47, 1953/54, 1968/69, 1971/72 гг. В эти годы были периоды, когда Азовское море на 60–70 % было покрыто припайным льдом. При этом толщина неподвижного льда достигала 55–70 см, дрейфующего – 35–45 см.

В 2008 г. условия для ледового плавания на Азовском море были нормальными с тенденцией к сложным, но не экстремальными.

Аналогичными в январе–феврале 2008 г. были ледовые условия для плавания на Каспийском море (рис. 4.29).

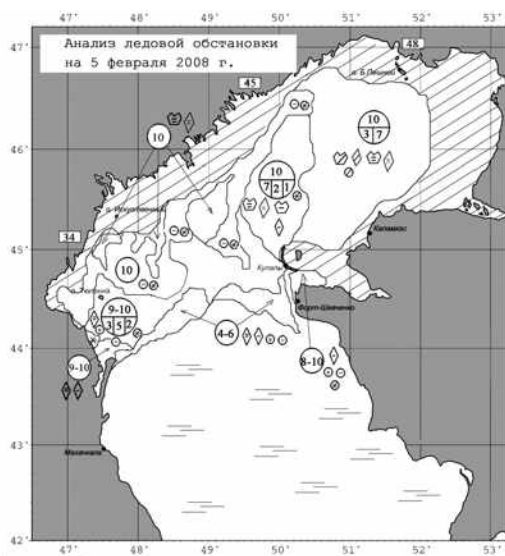


Рис. 4.29. Ледовая обстановка на Каспийском море 5.02.2008 г.

Во второй половине ледового сезона (февраль–апрель) ситуация поменялась. С 15 февраля на Белом море похолодало (до -10 —...— -15°) и началось интенсивное развитие льда. Заливы быстро покрылись плавучим серым, серо-белым льдом. В начале марта переохлажденная поверхность воды в Горле и Басейне также покрылась льдом различного возраста.

В течение марта на Белом море продолжалось развитие льда. Количество тонкого однолетнего льда (толщиной более 30 см) на трассе увеличилось местами до пяти баллов. В вершине Двинского залива наблюдался припай толщиной 50–60 см, в Канда拉克шском и Онежском заливах — 35–45 см. (рис. 4.30).

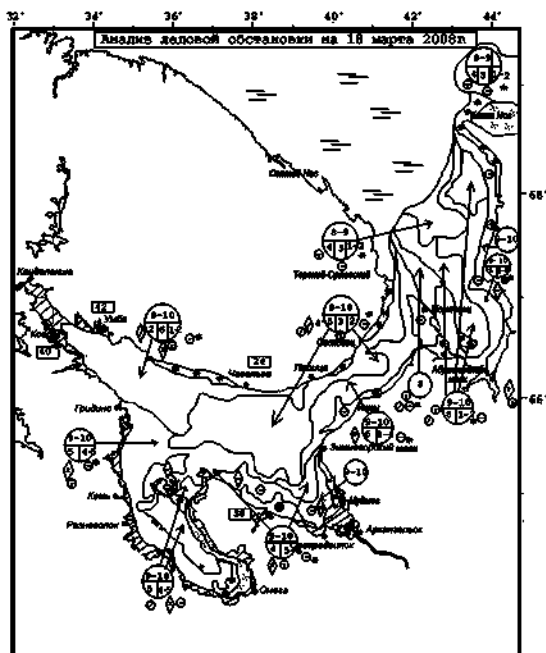


Рис. 4.30. Ледовая обстановка на Белом море 18.03.2008 г.

Как видно из рис. 4.31, ледовая обстановка в марте на Балтийском море оставалась экстремально легкой.

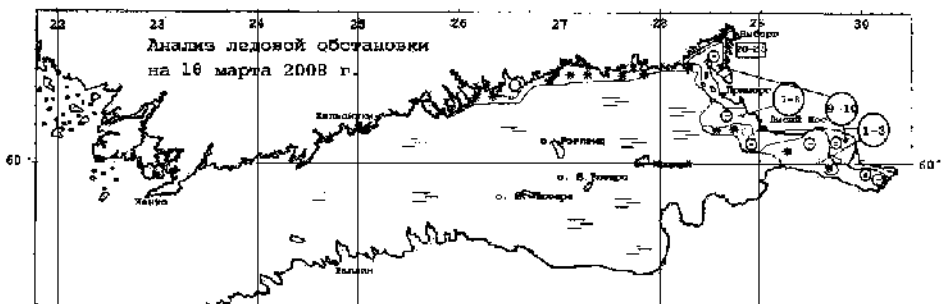


Рис. 4.31. Ледовая обстановка в Финском заливе 18.03.2008 г.

На Азовском море в третьей декаде февраля потеплело до $+5 \dots +10^\circ\text{C}$. Лед начал очень быстро разрушаться и к середине марта исчез. К концу марта освободилось ото льда Каспийское море.

Трудности на Азовском море с проводкой судов в ледовый сезон 2007/2008 гг. показали, что за последние 17 лет на европейских морях выработан стереотип работы судов в легких ледовых условиях, и мы воспринимаем обычные для прошлых лет условия как аномальные. Тем не менее, поскольку изменение климата в сторону потепления и, как следствие, облегчение ледовых условий на морях наблюдается на протяжении непродолжительного промежутка времени, нельзя делать вывод о том, что это устойчивый процесс. В связи с этим не следует ориентироваться на него при обосновании технических решений по различным морским проектам.

Рассмотрим изменчивость суровости зим на морях за 120 лет.

В табл. 4.18 приведены синхронные данные по типизации зим в Белом море, Финском заливе и Азовском море по суммам градусодней мороза. К умеренным зимам отнесены такие, для которых сумма градусодней мороза попадала в интервал от значения, соответствующего «среднее плюс 20 % амплитуды» до значения «среднее минус 20 % амплитуды». При этом, как наименее характерные, исключались две крайние аномальные зимы — самая холодная и самая теплая.

Интервалы критериев суровости зим по суммам градусодней мороза для Белого моря рассчитаны по данным ГМС Архангельск за период с 1886 по 2005 г. (в $^\circ\text{C}$):

- мягкая зима < 1180 ;
- умеренная зима $1180\text{—}1740$;
- суровая зима > 1740 .

За 120-летний период на Белом море были выявлены 21 суровая зима и 23 мягких зимы.

Критерии суровости зим для Финского залива рассчитаны по данным Санкт-Петербурга:

- мягкая зима — < 470 ;
- умеренная зима — $470\text{—}970$;
- суровая зима — > 970 .

За 120-летний период на Финском заливе выявлены 22 суровых и 23 мягких зимы.

Критерии суровости зим для Азовского моря рассчитаны по данным Генческа:

- мягкая зима < 90 ;
- умеренная зима $90\text{—}320$;
- суровая зима > 320 .

За 120-летний период на Азовском море выявлено 29 суровых и 35 мягких зим.

В табл. 4.19 приведена повторяемость суровых и мягких зим на Белом море, в Финском заливе и на Азовском море для различных макроциркуляционных эпох за 120-летний период наблюдений. Анализ таблицы свидетельствует о том, что на всех трех морях максимальная повторяемость суровых зим зафиксирована для меридиональной С-эпохи 1940–48 гг. (33–44 %)

Таблица 4.18

*Классификация зим по суровости
для Белого моря (Б), Финского залива (Ф) и Азовского моря (А)*

Сезон	Тип зимы			Сезон	Тип зимы			Сезон	Тип зимы			Сезон	Тип зимы		
	Б	Ф	А		Б	Ф	А		Б	Ф	А		Б	Ф	А
1885–86	С	С	У	1909–10	М	М	М	1933–34	У	У	У	1957–58	У	У	М
1886–87	М	М	У	1910–11	У	У	С	1934–35	М	У	У	1958–59	У	М	У
1887–88	С	С	У	1911–12	У	У	У	1935–36	У	У	М	1959–60	У	У	У
1888–89	С	С	С	1912–13	У	У	У	1936–37	М	М	У	1960–61	М	М	М
1889–90	У	М	С	1913–14	У	У	М	1937–38	У	У	М	1961–62	У	У	М
1990–91	У	У	С	1914–15	У	У	М	1938–39	У	У	У	1962–63	У	С	У
1891–92	С	С	У	1915–16	У	У	М	1939–40	С	С	С	1963–64	У	У	С
1892–93	С	С	С	1916–17	У	С	У	1940–41	С	С	У	1964–65	У	У	У
1893–94	У	У	С	1917–18	У	У	М	1941–42	С	С	С	1965–66	С	С	М
1894–95	С	У	М	1918–19	У	У	У	1942–43	М	У	У	1966–67	У	У	У
1895–96	У	У	С	1919–20	У	У	С	1943–44	М	М	М	1967–68	У	У	У
1896–97	У	У	У	1920–21	М	У	С	1944–45	У	У	У	1968–69	С	С	С
1897–98	У	У	У	1921–22	У	С	У	1945–46	У	У	У	1969–70	У	У	У
1898–99	С	У	М	1922–23	У	У	М	1946–47	У	С	С	1970–71	У	У	М
1899–00	У	У	У	1923–24	У	У	С	1947–48	У	У	У	1971–72	У	У	С
1900–01	У	У	У	1924–25	М	М	У	1948–49	М	М	С	1972–73	М	М	У
1901–02	С	С	М	1925–26	У	С	У	1949–50	У	У	С	1973–74	У	У	У
1902–03	У	У	У	1926–27	У	У	У	1950–51	У	У	У	1974–75	М	М	М
1903–04	М	У	У	1927–28	У	У	С	1951–52	М	У	М	1975–76	У	У	С
1904–05	У	У	У	1928–29	С	С	С	1952–53	У	У	М	1976–77	У	У	У
1905–06	У	У	М	1929–30	М	М	У	1953–54	М	У	С	1977–78	У	У	У
1906–07	У	У	С	1930–31	У	С	У	1954–55	У	У	М	1978–79	С	У	М
1907–08	С	С	У	1931–32	У	У	С	1955–56	С	С	С	1979–80	У	У	У
1908–09	У	У	С	1932–33	У	У	У	1956–57	У	У	У	1980–81	У	У	М
												2004–05	У	У	М

Здесь: С – суровая зима; У – умеренная зима; М – мягкая зима.

и для 80–90-х гг. XIX века (35–47 %), также пришедшихся предположительно на С-эпоху. В W+E-эпохи для всех трех морей повторяемость суровых зим оказалась минимальной: для периода 1929–1939 гг. – 9–18 %, а для незавершенной W+E-эпохи 1991–2005 гг. – 0–13 %.

Повторяемость мягких зим на европейских морях России в С-эпохи составляет 6–20 %, а в другие эпохи может достигать более 40 %.

Для Е-эпохи на Балтийском море характерна низкая повторяемость суровых зим и сравнительно высокая повторяемость мягких зим (24 %). Повторяемость мягких зим в эту эпоху на Азовском море очень высокая (32 %), на Белом море – значительно ниже (16 %). Необходимо также отметить очень высокую повторяемость мягких зим на всех морях в настоящую Е+W-эпоху – 33–47 %.

Показательным, с точки зрения привыкания к новым стереотипам легких условий, может служить ледовый сезон 2002–2003 гг., который хотя и был достаточно сложным для судоходства на Финском заливе, но по объективному анализу сумм градусодней мороза в Санкт-Петербурге был умеренным – не достиг критериев суровой зимы. Тем не менее статистика ОАО «Морской порт Санкт-Петербург» показала, что за четыре первых месяца 2003 г. было переработано на 12,5 % грузов меньше, чем за аналогичный период 2002 года. Трудности в работе порта были связаны с укоренившимся мнением об устойчивом преобладании в Финском заливе легких ледовых условий [54].

Таблица 4.19

*Повторяемость суровых и мягких зим на европейских морях России
для различных макроциркуляционных эпох*

Ледовый сезон	Эпоха	Число суровых зим	Повторяемость суровых зим, %	Число мягких зим	Повторяемость мягких зим, %
Белое море					
1885–1902	C	8	47	1	6
1903–1928	W	1	4	4	15
1929–1939	W+E	1	9	3	22
1940–1948	C	3	33	2	20
1949–1965	E+C	1	6	4	24
1966–1990	E	5	20	4	16
1991–2005	W+E	2	13	5	33
Всего зим		21		23	
Финский залив					
1885–1902	C	6	35	2	11
1903–1928	W	4	15	2	8
1929–1939	W+E	2	18	2	18
1940–1948	C	4	44	1	11
1949–1965	E+C	3	18	3	18
1966–1990	E	3	12	6	24
1991–2005	W+E	0	0	7	47
Всего зим		22		23	
Азовское море					
1885–1902	C	6	40	3	18
1903–1928	W	7	27	7	27
1929–1939	W+E	2	18	2	18
1940–1948	C	3	33	1	11
1949–1965	E+C	5	29	7	41
1966–1990	E	5	20	8	32
1991–2005	W+E	1	7	7	47
Всего зим		29		35	

Из вышеизложенного следует, что в настоящее время мы живем в условиях W+E-макроциркуляционной эпохи – пока самой мягкой из всех эпох в плане

ледовых условий для европейских неарктических морей. Возраст эпохи, как было показано, от 9 до 26 лет (табл. 4.17). С 1991 года — года начала последней эпохи — прошло 17 лет. И если потепление является результатом цикличности природных процессов, то оно через несколько лет (5–10) закономерно сменится похолоданием. Поэтому следует относиться к облегчению ледовых условий в связи с глобальным потеплением как к временному явлению. Необходимо поддерживать в рабочем состоянии систему мониторинга ледяного покрова на российских морях и продолжать совершенствование ледовых прогнозов.

Кроме того, в настоящее время мы являемся свидетелями бума проектирования объектов гидротехнического строительства при сооружении стационарных платформ для добычи нефти и газа на шельфе замерзающих неарктических и арктических морей, а также морских перевалочных терминалов. Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что при разработке морских проектов необходимо закладывать параметры ледовых условий не по данным последних 10–15 лет, а по характеристикам, соответствующим всему имеющемуся ряду наблюдений за гидрометеорологическими и ледовыми параметрами.

Необходимо отметить также, что при проверке эмпирико-статистических зависимостей, заложенных в методы прогнозов ледовых явлений, разработанных в прошлом веке, выявлены факты значительного понижения оправданности этих прогнозов в последние годы. Специалисты, разработавшие эти методики, конечно, понимали, что статистические зависимости имеют ограничения по срокам годности. Но ряды наблюдений были в то время еще достаточно малы, а вычислительные средства весьма ограничены. Расчет уравнений регрессий на основе множественной корреляции занимал много времени. При этом предполагалось длительное использование полученных зависимостей. Сейчас мы приходим к выводу о том, что уравнения должны обновляться с определенной периодичностью (например, период может быть равен средней продолжительности макроциркуляционного процесса). При этом возможна замена не только весовых коэффициентов, но и самих предикторов.

Из вышесказанного следует, что в условиях настоящей климатической эпохи прогнозистам необходимо:

1. Создать и структурировать под прогностические задачи электронные базы ледовых данных.
2. Проверить и переосмыслить все прошлые статистические выводы и связи.
3. Применить единый подход к поиску прогностических связей для всех российских морей.
4. Выявить не только временные, но и пространственные связи между метеорологическими и ледовыми параметрами разных морей.
5. Заложить в статистические модели возможности по осуществлению периодического корреляционного анализа предикторов, входящих в уравнения, и быстрой корректировке самих уравнений.

Глава 5

ПРОГНОЗЫ ОПАСНЫХ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ (ОЯ)

Природные опасные явления на морях и океанах, такие, как штормовой ветер и сильное волнение, сгоны и нагоны, туманы, экстремальные ледовые условия на замерзающих морях, цунами, «тягун», интенсивное обледенение морских судов и др., могут вызвать стихийные бедствия и нанести серьезный ущерб экономике страны и населению.

Поэтому выпуск штормовых предупреждений об опасных явлениях является важнейшей задачей прогностических подразделений Росгидромета.

Гидрометеорологические явления оцениваются как опасные (ОЯ) при достижении ими определенных значений гидрометеорологических величин (критериев). К ОЯ также относится сочетание (комплекс) гидрометеорологических явлений, каждое из которых по интенсивности и/или силе не достигает критерия отдельного ОЯ, но близко к нему. Типовой перечень и критерии ОЯ приведены в табл. 5.1.

Штормовые предупреждения составляются на основе детального анализа диагностической и прогностической информации о погоде и состоянии поверхности морей и океанов с применением соответствующих прогностических моделей и данных Каталога критериев опасности морских гидрологических явлений, которые систематически проверяются и пополняются на основании уточненных или новых сведений о показателях опасности явлений. Качество предупреждений об ОЯ связано с качеством прогностических моделей, которые постоянно совершенствуются. Важным обстоятельством является круглосуточное слежение за развитием опасного гидрологического явления. Опыт многолетней практической работы прогностических подразделений Росгидромета показывает, что они правильно ориентируют директивные органы и население страны о степени опасности стихийного гидрометеорологического явления на морях и океанах.

Таблица 5.1

Морские гидрометеорологические явления	Характеристики и критерии или определение ОЯ
1. Цунами	Долгопериодные морские гравитационные волны, возникающие в результате подводных землетрясений, извержений подводных вулканов, подводных и береговых обвалов и оползней, приводящие к затоплению прибрежных населенных пунктов, береговых сооружений и народно-хозяйственных объектов.
2. Очень сильный ветер	Скорость ветра на акватории океанов, арктических, дальневосточных и антарктических морей (включая порывы) не менее 30 м/с, на акватории других морей — не менее 25 м/с.
3. Ураганный ветер (ураган)	Скорость ветра на акватории океанов и морей 33 м/с и более.

4. Сильное волнение	Высота волн в прибрежных районах не менее 4 м, в открытом море — не менее 6 м, в открытом океане — не менее 8 м
5. Обледенение судов	Быстрое и очень быстрое (не менее 0,7 см/ч) обледенение судов.
6. Сгонно-нагонные явления	Уровни воды ниже опасных отметок, при которых прекращается судоходство, гибнет рыба, повреждаются суда, или выше опасных отметок, при которых затопляются населенные пункты, береговые сооружения и объекты; критерии устанавливаются территориальными органами или ГУ УГМС.
7. Сильный «тягун» в морских портах	Резонансные волновые колебания воды в портах, вызывающие циклические горизонтальные движения судов (не менее 1 м), стоящих у причала.
8. Раннее появление льда	Появление ледяного покрова или припая в ранние сроки повторяемостью не чаще одного раза в 10 лет.
9. Интенсивный дрейф льда	Дрейф ледяных полей (льдин размером не менее 500 м) со скоростью не менее 1 км /ч.
10. Сжатие льда	Сжатие интенсивностью 3 балла.
11. Сильный туман на море	Туман с видимостью менее 100 м.
12. Появление льда, непроходимого судами и ледоколами, в период навигации на судовых трассах и в районах промысла	—
13. Отрыв прибрежных льдов в местах выхода людей на лед	—
14. Навалы льда на берега и морские гидротехнические сооружения	—

5.1. Прогнозы цунами

Побережья дальневосточных морей подвержены воздействию разрушительных волн цунами. Цунами — это волны, возбуждаемые землетрясениями, извержениями вулканов и подводными оползнями, а иногда и метеорологическими причинами. Разрушительное влияние цунами проявляется на побережьях, вызывая катастрофические наводнения, разрушения береговых сооружений и выбрасывание судов на берег. В некоторых случаях причиняемый ими ущерб во много раз превосходит последствия, вызываемые самими землетрясениями.

Разрушительная сила цунами на побережье зависит как от интенсивности породивших их землетрясений, так и от особенностей рельефа дна. В некоторых случаях рельеф дна и конфигурация береговой линии могут оказаться определяющими в перестройке волн цунами при их распространении к берегу.

Учитывая специфический характер поражающих факторов цунами, его можно отнести к одному из наиболее неотвратимых природных явлений. Возникая

обычно в результате сейсмотектонических подвижек дна в зоне сейсмического очага, волны цунами распространяются далеко от источника, нанося ущерб там, где само землетрясение не ощущалось. Эффект неожиданности атаки цунами является дополнительным фактором риска.

Огромные объемы морской воды, накатывающие на берег, в большинстве случаев не могут быть остановлены искусственными защитными сооружениями. Высота наводнения порой превышает 10 м, а в некоторых зонах побережья (в области мелководного шельфа, в устьях рек и т.д.) волна приобретает форму бора (водной стены). Двигаясь с огромной скоростью в глубь берега, этот вал воды аккумулирует колоссальную динамическую энергию, уничтожая на своем пути суда и сооружения. Наиболее эффективной защитой от этого бедствия являются мероприятия по своевременной эвакуации населения в безопасные зоны побережья и увод судов в открытое море. Естественно, в этом случае важен фактор заблаговременности поступления информации о приближении волны. Своевременный оперативный прогноз цунами — это, пожалуй, наиболее важный аспект этой проблемы.

Для Российского Дальнего Востока наибольшую угрозу представляют цунами, источники которых расположены вдоль Курило-Камчатской впадины. Это так называемые «ближние цунами». Время «добегания» до берега «ближних цунами» составляет всего несколько десятков минут. Этого времени бывает недостаточно для осуществления эвакуационных мер. Поэтому для обеспечения защиты людей и прибрежной инфраструктуры от цунами на Дальнем Востоке Росгидрометом совместно с Геофизической службой РАН, МЧС, Мининформсвязи, администрациями Камчатского и Приморского краев и Сахалинской области создана и функционирует Служба предупреждения о цунами (СПЦ). После катастрофического цунами 26 декабря 2004 г. МОК приняла решение о создании четырех новых региональных систем предупреждения о цунами: в Индийском океане, в северо-восточной части Атлантического океана и Средиземном море, в Карибском бассейне. Также было принято решение о распространении информации по цунами через систему SafetyNET.

Современный оперативный прогноз цунами основывается прежде всего на сейсмической информации. Регистрация сильного подводного землетрясения, способного вызвать цунами, является для СПЦ сигналом к оперативным действиям, заключающимся в:

- определении параметров очага землетрясения (магнитуды, эпицентра, глубины и др.);

- оценке времени добегания волн цунами до населенных пунктов на побережье.

В зависимости от положения возможного очага цунами, вероятности возбуждения цунами и рассчитанного времени добегания цунами до побережья, принимается решение о немедленном объявлении тревоги цунами в определенных пунктах, или решение принимается позже на основании данных о проявлении волны в других пунктах побережья по данным мареографных наблюдений.

Для задач строительства, социального планирования и деятельности по уменьшению ущерба от возможных природных катастроф важен долгосрочный прогноз цунами, который основывается на цунамирайонировании всего побережья морей Дальнего Востока, подвергаемого воздействию волн цунами

[94, 168, 184]. В частности, оценка опасности цунами важна при проектировании строительства в прибрежной полосе, для оценки риска при страховании, при определении опасных для проживания населения участков побережья, навигации и т.д.

Существует два подхода к оценке цунамиопасности. Первый основывается на статистике исторических данных (экстремальных значениях высот волн цунами, их повторяемости и т.д.). Другой основывается на численном моделировании исторических событий (землетрясений и цунами). Оптимальный подход включает оба подхода, т.е. статистика исторических данных о высотах цунами на побережье дополняется численными оценками для тех районов, где отсутствуют измерения или другие сведения о цунами.

Предупреждения о цунами выпускаются в форме бюллетеня. В общем виде бюллетень должен содержать:

- заголовок, указывающий на тип предупреждения (TSUNAMI WARNING), происхождение (выпускающее агентство), дата/час, номер предупреждения;
- описание области, на которую распространяется предупреждение;
- тип предупреждения: наблюдаемое цунами (сейсмические параметры и изменения уровня моря) или вероятность возникновения цунами (только сейсмические параметры);
- информацию о землетрясении: положение очага, дата/час, магнитуда;
- информацию о потенциальном цунами: интенсивность, ожидаемое время распространения;
- общую информацию: уровень неопределенности, длительность явления, связанные с цунами изменения характеристик (уровень моря, течения).

Также в бюллетень может быть включена дополнительная информация для мореплавания, например:

- общие рекомендации (обходить мелкие глубины или не заходить в порты);
- сведения для информации, распространяемые портовыми властями;
- распространение информации всеми средствами на соседние суда.

5.2. Прогнозы «тягуна»

Среди гидрометеорологических факторов, нарушающих работу флота и портов, особое место занимает опасное и во многом пока мало изученное явление природы — «тягун». «Тягун» наблюдается во многих портах мира и проявляется везде одинаково. В российских портах «тягун» наиболее часто наблюдается в порту Туапсе на Черном море (304 случая за 1964–2000 гг., до 20 случаев в год) и в портах Корсаков и Холмск на Охотском море.

При «тягуне» суда, пришвартованные у причалов или стоящие на якоре, начинают самопроизвольно раскачиваться, при этом амплитуда качки увеличивается до таких размеров, что может привести к срыву судов с якорей, наваливанию их на причалы или, наоборот, резкому отжиму судов от причалов, приводящему даже к обрыву швартовых канатов и, как следствие, к повреждению как судов, так и причалов. Причем это может происходить как во время сильного волнения, так и при полном штиле. Возникает угроза столкновения судов, посадка их на мель, повреждения корпуса судна и причалов. В таких условиях погрузочно-разгрузочные работы в порту прекращаются, а суда выводятся на внешний рейд. В результате порт несет значительные материальные и финансовые убытки. Продолжительность

«тягуна» может достигать нескольких суток. Повторяемость «тягуна» неравномерна, не обнаружено характерной сезонной или же межгодовой изменчивости.

На основе анализа накопленных данных наблюдений, экспериментов и теоретических исследований было показано, что «тягун» возникает в результате двойного резонанса — колебаний водных масс в порту и колебаний пришвартованных судов, частоты которых могут совпадать с частотой воздействующих внешних сил — длиннопериодных волн [189]. Прогноз условий возникновения «тягуна» основывается на расчетных моделях волнения. Методика прогноза «тягуна» подробно изложена в пособии [120].

«Тягун», как и многие опасные гидрометеорологические явления, нельзя предотвратить, а можно только спрогнозировать возможность его возникновения, интенсивность и продолжительность действия и тем самым избежать аварий и повреждений причалов и судов.

5.2.1. Расчет параметров «тягуна»

Синоптические условия возникновения и прогноз «тягуна» для различных портов России подробно описаны в работе [120]. В основе метода лежит гипотеза о том, что «тягун» возникает в результате взаимодействия длиннопериодной волны, входящей в порт из открытого моря, с собственными колебаниями массы воды в порту. Расчет «тягуна» осуществляется в два этапа. На первом этапе рассчитываются параметры длиннопериодных регулярных волн при подходе их к порту по формуле

$$h_{\partial t} = \frac{2\pi^2 h_1 h_2}{g \tau_2^2}, \quad (5.1)$$

$$\tau_{\partial t} = \frac{\tau_1 \tau_2}{\tau_2 - \tau_1}, \quad (5.2)$$

где h_1 — высота волн с частотой μ_1 ; h_2 — высота волн с частотой μ_2 ; τ_1 — период волн, отвечающий частоте μ_1 ; τ_2 — период волн, отвечающий частоте μ_2 .

Эти формулы получены для регулярных волн. Для нерегулярного волнения при условии $h_1 = h_2$ и $\tau_1 = 0,9\tau_2$ расчетные формулы имеют следующий вид:

$$\bar{h}_{\partial t} = \frac{2\pi^{3/2} \bar{h}^2}{g \bar{\tau}^2}, \quad (5.3)$$

$$\bar{\tau}_{\partial t} = 10\bar{\tau}, \quad (5.4)$$

где $\bar{h}_{\partial t}$ — средняя высота длиннопериодных волн; $\bar{h}$ — средняя высота ветровых волн; $\bar{\tau}_{\partial t}$ — средний период длиннопериодной волны; $\bar{\tau}$ — средний период ветровых волн.

В мелководных морях с горизонтальным дном или малыми уклонами дна (0,001 и менее) при расчете средней высоты длиннопериодной волны используется формула

$$\bar{h}_{\partial t} = 11 \frac{\bar{h}^2}{g \bar{\tau}^2} f\left(\frac{H}{g \bar{\tau}^2}\right), \quad (5.5)$$

где $f\left(\frac{H}{g \bar{\tau}^2}\right)$ — редукционная поправка; H — глубина моря.

На втором этапе рассчитываются непосредственно параметры «тягуна». Средняя высота колебаний массы воды в бассейне порта $\bar{h}_n$ рассчитывается по формуле

$$\bar{h}_n = R_H \bar{h}_{0л}, \quad (5.6)$$

где R_H — коэффициент усиления исходных длиннопериодных колебаний. Коэффициент R_H определяется по отношению $\frac{R_H}{R_R}$, где R_R — коэффициент резонансного усиления по отношению к резонансному периоду τ_R и среднему периоду длиннопериодной волны $\bar{\tau}_{0л}$. Резонансный период τ_R принимается равным среднему периоду колебаний массы воды в бассейне порта $\bar{\tau}_n$ и вычисляется по формуле

$$\tau_R = \frac{2\pi}{k_R \sqrt{gH}}, \quad (5.7)$$

где k_R — резонансное волновое число.

Резонансное волновое число k_R и резонансный коэффициент усиления R_R для бассейна порта, имеющего очертания, близкие к прямоугольному, определяются по номограмме (рис. 5.1).

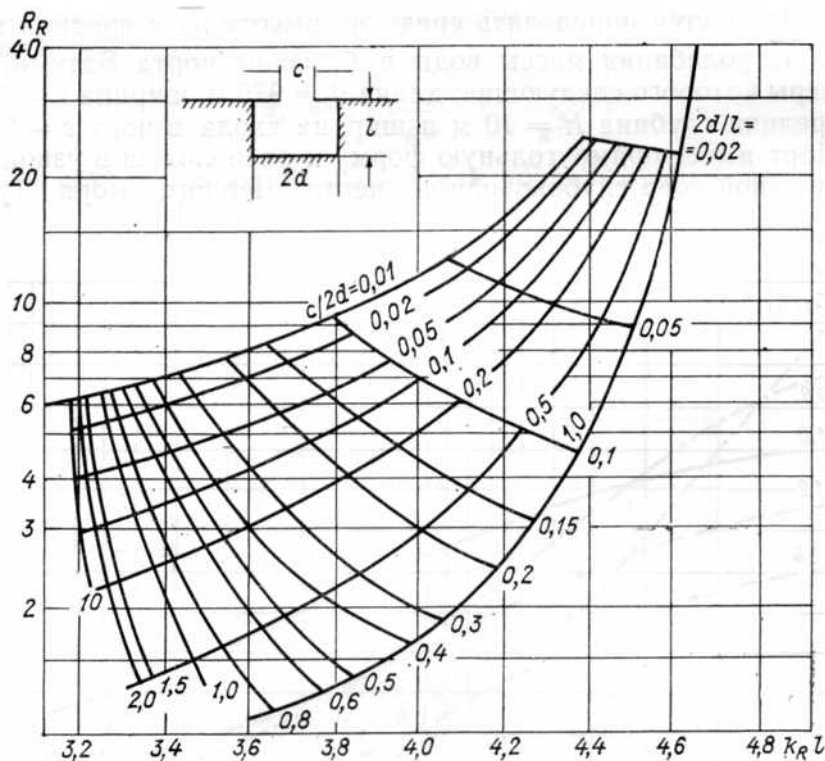


Рис. 5.1. Номограмма для определения резонансного коэффициента усиления R_R и резонансного волнового числа k_R

5.2.2. Прогноз «тягуна» на примере морского порта Туапсе

Возникновение «тягуна» в порту Туапсе связано с волновой активностью в открытом море. Волны, распространяющиеся из открытого моря в направлении порта Туапсе, проникают на акваторию порта, взаимодействуют с массой воды в порту, и при совпадении по частоте собственных колебаний массы воды в порту с длиннопериодными волнами возникают знакопеременные колебания массы воды в порту — «тягун».

Для анализа и прогноза возможных условий возникновения и развития «тягуна» в порту Туапсе необходимо располагать следующей основной исходной информацией:

- о наличии штормовой зоны к западу от порта Туапсе и ее горизонтальных размерах;
- о пространственно-временной изменчивости штормовой зоны;
- о максимальной скорости ветра в штормовой зоне;
- о расстоянии штормовой зоны от порта Туапсе и продолжительности сохранения зоны в одних и тех же пространственно-временных границах;
- о разности давления в районе Туапсе в направлении распространения волн и ее изменчивости;
- о разности давления над морем в направлении барического градиента на расстоянии 500 км от побережья и ее изменчивости.

Прогностические признаки возникновения «тягуна» зависят от типов атмосферных процессов, формирующихся над регионом Черного моря.

При типе атмосферных процессов, когда в западном секторе Черного моря располагается малоподвижный циклон, а над восточной частью моря — малоградиентная область пониженного давления, «тягун» бывает слабым или умеренным и лишь в 7–8% случаев сильным. Продолжительность «тягуна» при этом типе находится в пределах 20–24 часов и редко достигает 48 часов.

При типе атмосферных процессов, когда над Европейской территорией России располагается центр обширного глубокого циклона, а над Турцией располагается антициклон или гребень, над Черным морем возникает штормовая зона. В районе Туапсе наблюдается сильный ветер. При этом типе возникает умеренный и сильный «тягун» со средней продолжительностью от 36 до 48 часов, достигая в отдельных случаях 70 часов. Наибольшая повторяемость возникновения «тягуна» при этом типе атмосферных процессов отмечается в холодную половину года.

При типе атмосферных процессов, когда циклон располагается над северо-востоком Украины, а над Турцией прослеживается малоподвижная область высокого давления, над Черным морем резко увеличивается градиент давления, обуславливающий сильные ветры западного и юго-западного направлений, связанные с прохождением холодного фронта. «Тягун» обычно достигает максимального развития, когда холодный фронт проходит через район Туапсе.

Статистический анализ показал четкую зависимость продолжительности «тягуна» от размеров штормовой зоны и ее географического положения. Он также показал, что продолжительные «тягуны» наблюдаются в тех случаях, когда штормовая зона находится от порта Туапсе на расстоянии более 400 км и имеет горизонтальный размер более 400 км. В табл. 5.2 приведена статистика длительных и кратковременных «тягунов».

Таблица 5.2.

Продолжительность «тягуна» в зависимости от размера штормовой зоны и ее расстояния от порта Туансе

Продолжительность «тягуна», ч	Число случаев	Расстояние от Туансе до штормовой зоны, км				Размеры штормовой зоны, км			
		200–300	300–400	400	500	100–200	200–300	400	500
Длительный «тягун»	22	—	2	7	3	—	—	7	15
Кратковременный «тягун»	16	14	2	—	—	—	—	—	—

5.3. Прогнозы обледенения морских судов

5.3.1. Общая характеристика гидрометеорологических условий обледенения судов

В северных и умеренных широтах рыбопромысловые суда подвержены воздействию опасного природного явления — обледенению [151]. Опасности обледенения в той или иной степени подвергаются суда почти всех типов, независимо от их размеров, водоизмещения и конструкции. Однако наибольшую опасность оно представляет для малых судов, которые в штормовую погоду подвергаются сильному разбрызгиванию и заливанию забортной водой, в результате чего происходит их интенсивное обледенение. Опасности, связанные с обледенением, вызывают необходимость ограничения районов плавания отдельным категориям судов, приводят к сокращению сроков навигации, затрудняют планирование различных промысловых работ в море, а иногда приводят к срыву рыболовных операций.

Хотя сам факт обледенения судов известен давно, причины его возникновения и интенсивность нарастания льда на судовых надстройках изучены недостаточно, что связано прежде всего с трудностями как экспериментального, так и теоретического исследования этого явления. Исследование явления обледенения в естественных природных условиях также сложно. Специальные наблюдения за обледенением начались сравнительно недавно.

В последние годы в России и за рубежом (США, Япония, Канада и Великобритания) стали уделять большое внимание изучению гидрометеорологических условий обледенения судов и проблеме прогноза обледенения судов. В России прогнозы обледенения начали выпускать с 60-х гг. прошлого столетия. Выполненные исследования причин обледенения судов показали, что обледенение судов возникает при наличии отрицательной температуры воздуха, атмосферных осадков, тумана, а также вследствие забрызгивания судна забортной водой при большой скорости ветра и сильном волнении. Чем больше скорость ветра и высота волны и чем ниже температура воздуха, тем интенсивнее происходит обледенение судна. Эти условия, как правило, связаны с вторжением холодных масс воздуха, часто сопровождающиеся осадками в виде дождя и мокрого снега. Обычно это происходит в тыловой части циклона при северных, северо-западных и западных ветрах. Реже обледенение бывает в передней

части циклона при северо-восточных и восточных ветрах. Наиболее опасной зоной обледенения судов является тыловая часть циклона.

Оценка интенсивности обледенения в различных условиях является одним из необходимых этапов при прогнозе обледенения судов. Под интенсивностью обледенения судна понимается скорость нарастания льда на всех конструкциях судна в целом. Она измеряется в тоннах за час (т/ч). Опасность интенсивного обледенения судов в море состоит в том, что на палубе и надстройках происходит отложение большого количества льда, в результате чего резко ухудшаются мореходные качества судна. При обледенении повышается центр тяжести, увеличивается парусность, что во время шторма может привести к потере устойчивости, внезапному опрокидыванию и гибели судна. Особую опасность обледенение представляет для промысловых судов с низким надводным бортом. Согласно типового перечня опасных явлений опасным считается обледенение со скоростью не менее 0,7 см/ч. Механизмы обледенения судов очень сложны и недостаточно хорошо изучены.

Интенсивность обледенения зависит как от гидрометеорологических условий, так и от типа судна и его размеров, высоты борта, а также ориентации судна относительно направления ветра. Различают три степени обледенения — слабое, умеренное и сильное.

При слабом обледенении команда не ведет борьбу с ним, критическое состояние может наступить не ранее, чем через 24 часа. Этого времени бывает достаточно, чтобы вывести судно из зоны обледенения. При умеренном обледенении критическое состояние наступает не ранее 12 часов. Этого времени бывает достаточно, чтобы выйти из зоны обледенения при одновременной борьбе с ним. При сильном обледенении судно может оказаться в критическом положении менее чем за 12 часов. В этой ситуации команда принимает активные действия по борьбе с обледенением.

При оценке количественных характеристик этих градаций обледенения на практике принято исходить от типа судна. Так, для судов типа СРТМ (водоизмещение 900—1200 т) слабым считается обледенение, нарастающее со средней линейной скоростью 0—1 см/ч и массовой скоростью 0—2 т/ч; сильным, если средняя линейная скорость его нарастания составляет 1—3 см/ч, а массовая — более 6 т/ч. Предельную ледовую нагрузку судно типа СРТМ при слабом обледенении получит через 32 часа, при умеренном через 11 часов и сильным — менее чем за 10 часов.

В Баренцевом море при температуре воздуха от -3° до -12°C в 70 % случаев обледенение от слабого до умеренного; наиболее вероятно оно при температуре $-7^{\circ}\dots-8^{\circ}\text{C}$. При понижении температуры до -16°C увеличивается вероятность сильного обледенения и наиболее часто оно происходит при температуре $-15^{\circ}\dots-16^{\circ}\text{C}$. В 75 % случаев обледенение происходит в период с января по март, а максимум наблюдается в феврале. В 80 % случаев в период слабого и умеренного обледенения температура поверхностного слоя воды имеет положительное значение $2-3^{\circ}\text{C}$ в диапазоне скоростей ветра от 3 до 22 м/с (наиболее вероятные значения 10—15 м/с). Выпадение осадков в Баренцевом море в 80 % случаев сопровождается слабым и умеренным обледенением. Обычно это снег (для сильного обледенения характерны ливневые осадки).

В Гренландском, Норвежском морях и Датском проливе в 75 % случаев слабое и умеренное обледенение отмечается при температуре воздуха от 0° до -12°C ,

а наиболее вероятно оно при температуре от -5°C до -8°C . Сильное обледенение наиболее вероятно при температурах от -4°C до -16°C и особенно при температурах от -10°C до -16°C . Как и в Баренцевом море, в годовом ходе обледенение чаще всего осуществляется в период с января по март с максимумом в феврале. Температура поверхностного слоя для различных стадий обледенения составляет 5°C – 0°C , а наиболее вероятной является от 3°C до -2°C . В 92 % случаев такая температура относительно равномерно встречается с ноября по март. В случаях слабого и умеренного обледенения скорости ветра преимущественно (85 %) находились в пределах 5–22 м/с. В 96 % случаев при таких ветровых условиях обледенение протекало почти равномерно в период с ноября по март. При высоте волн 1–6 м в 88 % случаев наблюдается слабое и умеренное обледенение. Сильное обледенение обычно происходит при увеличении высоты волн до 8 м. В большинстве случаев при выпадении осадков обледенение слабое и умеренное. Сильное обледенение обычно сопровождается снежными зарядами.

При парении моря довольно часто бывает быстрое обледенение и нарастает весьма опасный слой льда толщиной до 10 см. Если парение моря происходит при больших скоростях ветра и достигает уровня выше мостика судна, то образуется наиболее опасное обледенение, сильнее всего нарушающее остойчивость судна. В таких случаях много льда нарастает на верхних частях судна, где труднее всего его скалывать, т.к. этот лед отличается большой плотностью и вязкостью.

Обледенение обычно наблюдается в тыловой части хорошо развитых глубоких циклонов (53 %), где происходит адвекция холодного воздуха, сопровождающаяся штормовыми ветрами преимущественно северо-западного направления (в Южном полушарии — юго-восточного). Зона обледенения в тылу циклона располагается не сразу за холодным фронтом, а на некотором удалении от него. Объясняется это тем, что непосредственно за холодным фронтом температура холодной воздушной массы еще не достигает низких значений, при которых начинается обледенение, а вследствие изменения направления и скорости ветра в зоне холодного фронта волнение еще не достигает своего максимального развития. В случае глубоких окклюзированных циклонов, при благоприятных значениях скорости ветра (12–15 м/с), температуры воздуха (-2°C ... -10°C) и воды (2– 5°C) обледенение может наблюдаться и вблизи центра циклона.

Случаи обледенения судов отмечаются также и в зонах теплых фронтов или соответствующих фронтов окклюзии (33 %). Они наиболее типичны для районов Баренцева и Норвежского морей, причем особо важную роль здесь играет прифронтальное усиление ветра. В зависимости от того, в каком направлении движется циклон, фронты могут быть ориентированы в широтном или меридиональном направлении. В первом случае обледенение происходит при северо-восточных ветрах, дующих со стороны центральных районов Арктики; во втором — при южных или юго-западных ветрах, дующих со стороны выхолаженного континента Евразии.

Сочетание низких температур и больших скоростей ветра — довольно редкое явление. Поэтому и вероятность обледенения в таких случаях уменьшается. К самым опасным видам относят обледенение, обусловленное брызгами и снегом.

В северо-западной части Атлантического океана, Гренландском, Норвежском морях преобладающим является брызговое обледенение (90 %). При одновременном действии брызг, тумана, дождя или мороси обледенение наблюдается редко (6,4 %), а при одновременном действии брызг воды и снега – еще реже (1,1 %). На долю случаев обледенения, вызванного туманом, дождями или моросью, приходится 2,7 %.

Для борьбы с обледенением применяются активные и пассивные средства. Активные средства защиты судов от обледенения предусматривают либо уход судна из зоны интенсивного обледенения, либо периодическое удаление с него образующегося льда. К пассивным средствам защиты относятся прогнозы обледенения. Прогноз обледенения судов является одной из трудных проблем синоптической метеорологии, прежде всего из-за недостатка информации об условиях обледенения судов.

В настоящее время налажена система сбора информации об обледенении, а также система предупреждений об угрозе обледенения. Предупреждения об угрозе обледенения рыбопромысловых судов выпускаются, когда ожидается умеренное или сильное обледенение судна, обусловленное забрызгиванием. Все рыбопромысловые суда снабжены специальными режимными пособиями и «Рекомендациями капитанам рыбопромысловых судов по борьбе за плавучесть судна в условиях обледенения».

5.3.2. Синоптический прогноз обледенения судов

Прогнозы обледенения судов составляются синоптическими методами и расчетными методами с помощью номограмм. Методы расчета и прогноза обледенения судов подробно изложены в работе [119]. Прогнозы обледенения судов выпускаются многими странами, при этом применяются различные формулировки прогнозов обледенения. В одних странах (США, Канада) в прогнозах указывается только возможность обледенения. В других странах (Россия, Аргентина, Исландия, Япония, Швеция, Великобритания и Германия) в прогнозы обледенения судов включают непосредственно количественные характеристики размеров и интенсивности обледенения. Местные метеорологические службы иногда выпускают предупреждения о возможном обледенении, но без указания размеров и интенсивности обледенения.

Одним из главных факторов, определяющих обледенение судов, является адвекция холодного воздуха в тылу циклона при достаточно сильных ветрах преимущественно северо-западного направления.

При составлении прогноза обледенения судов прежде всего необходимо располагать прогнозом скорости и направления ветра, температуры воздуха и волнения, поскольку сочетания этих элементов при определенных синоптических условиях могут приводить к обледенению судов. Дополнительными факторами, способствующими обледенению судов, являются температура моря, осадки и парение моря, которые также должны учитываться при составлении прогноза обледенения судов.

Прогноз обледенения судов состоит из нескольких этапов.

На *первом этапе* рассчитывается ожидаемая зона обледенения. Для этой зоны выбирается несколько характерных точек. Их положение зависит

от акватории моря и изменчивости прогностических значений метеорологических величин.

На *втором этапе* в этих точках после их наложения на прогностические карты полей ветра, волнения, температуры воздуха и температуры воды определяют величины ветра, высоты волны, температуры воздуха и воды путем интерполяции.

На *третьем этапе* по полученным значениям скорости ветра, высоты волны, температуры воздуха и воды, с учетом солёности воды, с помощью номограммы (рис. 5.2) определяют ожидаемую интенсивность обледенения для определенного типа судна в каждой выбранной точке.

На *четвертом этапе* проводят изолинии интенсивности обледенения через 0,5 т/ч и выделяют зоны различной степени обледенения судов согласно градациям, приведенным в табл. 5.3 (слабое, умеренное, сильное).

Таблица 5.3

*Зависимость степени опасности обледенения промысловых судов
от интенсивности обледенения (в т/ч)*

Тип судна	Степень опасности обледенения		
	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 случае угрозы обледенения судов оперативными органами Гидрометслужбы выпускаются предупреждения об угрозе обледенения судов. В предупреждении об угрозе обледенения судов должно быть указано следующее:

- номер предупреждения;
- время возникновения обледенения;
- район ожидаемого обледенения;
- интенсивность;
- ожидаемые направление и скорость ветра, температура воздуха.

5.3.3. Методика расчета брызгового обледенения судов

Наряду с синоптическими методами прогноза обледенения судов развиваются и численные методы прогноза обледенения. В работе [91] предложен метод расчета и прогноза интенсивности брызгового обледенения судов, в основу которого положена эмпирическая связь между фактической интенсивностью обледенения судов и комплексным теоретическим критерием обледенения, представляющим собой скорость обледенения фигуры правильной формы в виде цилиндрического стержня, находящегося в тех же гидрометеорологических условиях, что и судно в море. Критерий обледенения N (скорость обледенения стержня см/с) определяется по формуле

$$N = \frac{\frac{W\lambda_a}{\nu} \frac{Nu}{Re} (t_\phi - t_a) + C_w \left[(t_\phi - t_a) - (t_w - t_a) \exp\left(-\frac{3X}{C_w \rho_w r_k} \frac{\lambda_a}{\nu} \frac{Nu_k}{Re_k}\right) \right]}{\rho_{\text{л}} L} \quad (5.8)$$

$$* \frac{W\xi h E(1-a) + \frac{W\lambda_a}{\nu} \frac{Nu}{Re} \frac{L_u}{C_a} \frac{\mu}{M} \frac{e_n - e_a}{P}}{-a C_w \rho_w \left[(t_\phi - t_a) - (t_w - t_a) \exp\left(-\frac{3X}{C_w \rho_w r_k} \frac{\lambda_a}{\nu} \frac{Nu_k}{Re_k}\right) \right]}$$

где t_a, t_w — температура воздуха и воды соответственно; W — скорость ветра; h — высота волны; ξ — коэффициент пропорциональности в уравнении связи между водностью брызгового облака и высотой волны; $\rho_w, \rho_{\text{л}}$ — плотность воды и льда соответственно; Re, Re_k — число Рейнольдса для цилиндра и капли; t_ϕ — температура на фронте кристаллизации; Nu, Nu_k — число Нуссельта для цилиндра и капли; ν — кинематическая вязкость воды; λ_a — теплопроводность воздуха; e_a, e_n — парциальное давление в воздухе и у поверхности пленки соответственно; L_u — теплота испарения воды; μ, M — молекулярная масса водяного пара и воздуха соответственно; C_w, C_a — удельная теплоемкость воды и воздуха; P — атмосферное давление; L — теплота кристаллизации воды; E — коэффициент захвата воды каплей обледеневающим объектом; a — коэффициент, показывающий, какое количество теплоты, приносимой брызгами, уносится сливающейся водой; X — характерное расстояние, пролетаемое каплями до поверхности судна; r_k — средний радиус капли. При расчетах критерия интенсивности обледенения N значение $E = 1$; $a = 0,7$; $r_k = 0,5$ мм; $X = 10$ м.

Для прогноза обледенения судов используются корреляционные связи между критерием N , рассчитываемым только по гидрометеорологическим параметрам, обуславливающим обледенение, и реальной интенсивностью обледенения судна $N_{\text{фр}}$ в море при этих же гидрометеорологических параметрах. Уравнения этих связей имеют вид:

$$\text{для судов типа РС} \quad N_{\text{фр}} = 0,54 + 0,68N, \quad (5.9)$$

$$\text{для судов типа СРТ} \quad N_{\text{фр}} = 0,46 + 0,56N, \quad (5.10)$$

$$\text{для судов типа СРТМ} \quad N_{\text{фр}} = 0,22 + 0,43N. \quad (5.11)$$

Таким образом, используя уравнения регрессии (5.9)–(5.11), по температуре воздуха и воды, скорости ветра, высоте волны и солёности морской воды можно определить максимальную интенсивность обледенения судов типа РС, СРТ и СРТМ. Оперативные расчеты осуществляются с помощью номограммы (рис. 5.2).

Первый квадрант этой номограммы представляет зависимость критерия N от скорости ветра и температуры воздуха при температуре воды $t_w = 1^\circ\text{C}$, солёности $S=35\%$ и высоте волны $h = 4$ м. Во втором квадранте определяется поправка на температуру воды. Каждая кривая соответствует определенной температуре воды. В третьем квадранте учитывается влияние реальной высоты волны. В четвертом квадранте построены линии связи между $N_{\text{фр}}$ и N для судов типа РС, СРТ и СРТМ. В этом же квадранте определяется поправка на солёность. Каждая линия соответствует определенной солёности.

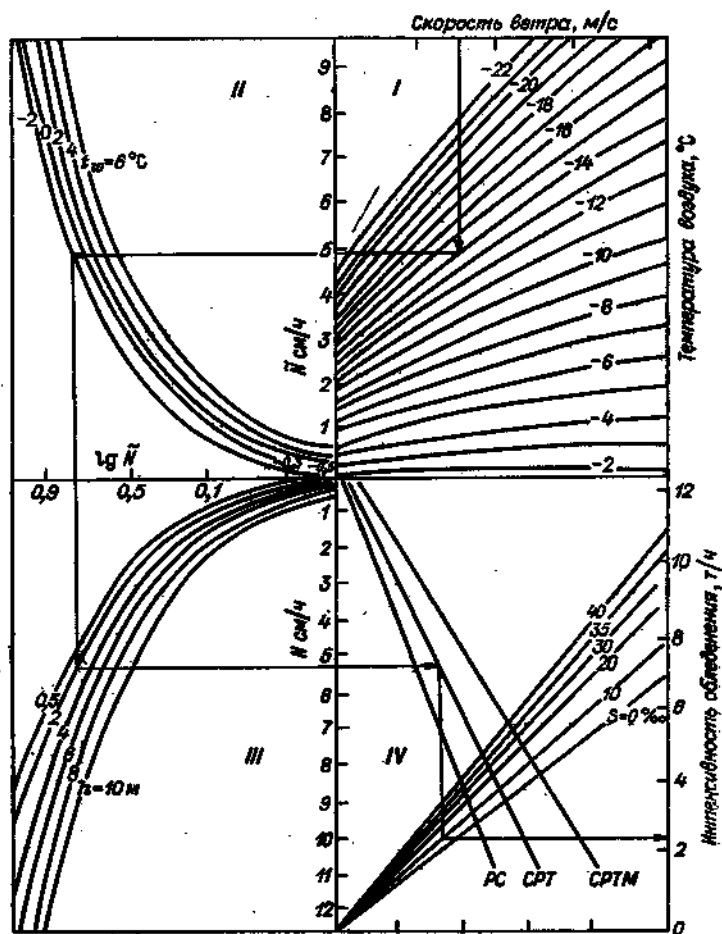


Рис. 5.2. Номограмма для расчета интенсивности обледенения судов

5.4. Прогнозы возникновения и перемещения тропических циклонов

Для судов, находящихся в открытых и прибрежных водах южных широт, серьезную опасность представляют тропические циклоны (ураганы в Атлантике и тайфуны в Тихом океане). Тропические циклоны (ТЦ) — гигантские атмосферные вихри со скоростями ветра до нескольких сотен километров в час. Они принадлежат к одному из наиболее разрушительных природных явлений на земном шаре [159, 198].

В повседневной практике мореплавания применяются хорошо известные морякам правила расхождения судна с ТЦ, которые приведены в справочниках по навигационной гидрометеорологии. Для расхождения с ТЦ капитан руководствуется информацией о местоположении и направлении перемещения ТЦ, предоставляемой ему прогностическими органами Росгидромета. Такая информация дает капитану возможность своевременно предпринять какие-либо предупредительные меры, чтобы избежать встречи со штормом и сделать

в связи с этим соответствующую оценку ожидаемого времени прибытия судна в порт назначения.

В России тайфуны поражают Приморье, Сахалин, Курилы и иногда доходят до Камчатки.

Физический механизм зарождения ТЦ является одной из сложнейших проблем метеорологии. Существует немало теорий и гипотез, объясняющих причины возникновения ТЦ [110, 198, 202, 203]. Считается, что основную роль в формировании тропических циклонов играет неустойчивость тропической атмосферы. ТЦ образуются там, где наблюдается высокая температура поверхности океана (выше $26-27^{\circ}\text{C}$), а разность температур вода–воздух более $1-2^{\circ}\text{C}$. Это приводит к усилению испарения, увеличению запасов влаги в воздухе, что в известной степени определяет накопление тепловой энергии в атмосфере и способствует вертикальному подъему воздуха. Проявляющаяся мощная тяга увлекает все новые и новые объемы воздуха, нагретшиеся и увлажнившиеся над водной поверхностью. Вращение Земли придает подъему воздуха вихревое движение, и вихрь становится подобным гигантскому волчку, энергия которого грандиозна.

Важной практической задачей является прогноз перемещения ТЦ. Существуют различные подходы к прогнозу ТЦ: синоптический, статистический и гидродинамический.

Основы синоптического метода прогноза перемещения ТЦ с использованием синоптических карт изложены в [198]. Для определения направления и скорости перемещения ТЦ синоптическим методом используются данные о направлении и скорости ведущего потока. В начальной и молодой стадиях ТЦ в качестве ведущего потока используются данные о ветровом поле над приземным центром циклона на высоте $3-5$ км. В зрелой стадии, когда ТЦ вихрь распространяется на всю толщу тропосферы, в качестве ведущего потока можно использовать направление и скорость ветра на периферии ТЦ на уровне изобарических поверхностей AT_{500} или AT_{700} . Для прогноза перемещения ТЦ также можно использовать осредненное поле воздушных течений в тропосфере.

Статистические схемы прогноза траекторий ТЦ в зависимости от вида исходных данных разделяют на две группы: а) использующие данные о траекториях (аналоговые и регрессионные) и б) использующие синоптические данные и данные о траекториях (статистико-синоптические и статистико-динамические).

Метод регрессионного типа был разработан во ВНИИГМИ-МЦД и испытан в совместных советско-кубинской и советско-вьетнамской лабораториях для ураганов Атлантического океана и тайфунов северо-западной части Тихого океана. Оперативные испытания этого метода также были проведены в Гидрометцентре СССР для траекторий ТЦ в 1986–1987 гг.

В последние годы в прогностическую практику внедряются численные (гидродинамические) методы прогноза траекторий ТЦ. В ГУ «Гидрометцентр России» разработан численный метод прогноза перемещения тайфунов. Первые численные модели прогноза перемещения ТЦ появились в конце 50-х начале 60-х гг. прошлого столетия и основывались на принципе ведущего потока и смещении затем циклонического вихря в направлении этого потока с определенной скоростью.

Прогноз основывался на применении баротропной модели с использованием уравнений для мелкой воды. Модель внедрена в Приморском УГМС. В последние годы были выполнены более углубленные исследования по изучению взаимодействия тайфунов между собой. Случаи одновременного появления 2–4 тайфунов нередки. Численные эксперименты по взаимодействию двух и даже трех тайфунов показали наличие разных режимов их поведения: сближение, иногда слияние в один тайфун, а в некоторых случаях — расталкивание (при взаимном вращении). В результате исследований удалось найти критические параметры, определяющие, какой режим будет реализовываться.

Оперативная модель для прогноза перемещения ТЦ основана на решении уравнений мелкой воды. Для этого был использован баротропный вариант оперативной модели краткосрочного прогноза, разработанной Л. В. Берковичем с соавторами в ГУ «Гидрометцентр России». В качестве начальных данных для крупномасштабного потока на высоте АТ-500 на Северном полушарии использовались результаты объективного анализа, рассчитанного по методу А. Н. Багрова. Ветер за пределами региона с ТЦ брался геострофическим. Расчетная область охватывала площадь 5000×5000 км вокруг ТЦ. Расчеты выполнялись на мелкой сетке с горизонтальным шагом 60 км. Сам циклон задавался асимметричным профилем тангенциальной компоненты скорости v_θ :

$$v_\theta(r) = \frac{3V_{\max} \frac{r}{r_0}}{2 + \left(\frac{r}{r_0}\right)^3}, \quad (5.12)$$

где $V_{\max}$ — максимальная скорость в ТЦ; r_0 — радиус, на котором $v_\theta = V_{\max}$.

Слежение за центром ТЦ в ходе прогноза происходит по локальному максимуму относительной завихренности

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}. \quad (5.13)$$

Результаты прогноза с прогностическими координатами ТЦ, полученные по данному методу, представляются в табличной форме через каждые 6 часов. На основе данных таблицы выпускаются штормовые оповещения и даются консультации для заинтересованных потребителей. На рис. 5.3 показан пример прогноза траекторий движения тайфунов в Тихом океане.

Использование численных гидродинамических методов прогноза перемещения и эволюции ТЦ связано с целым рядом трудностей, обусловленных, с одной стороны, слабой метеорологической освещенностью районов, в которых наблюдаются ТЦ, а с другой — недостаточной изученностью причин возникновения ТЦ, процессов перехода энергии из одного вида в другой в течение всего периода существования ТЦ. Как правило, гидродинамические методы прогноза перемещения ТЦ удовлетворительно работают на промежутке времени порядка 12–36 часов. Для прогноза перемещения ТЦ на большие сроки обычно применяют статистические методы, которые дают лучшие результаты.

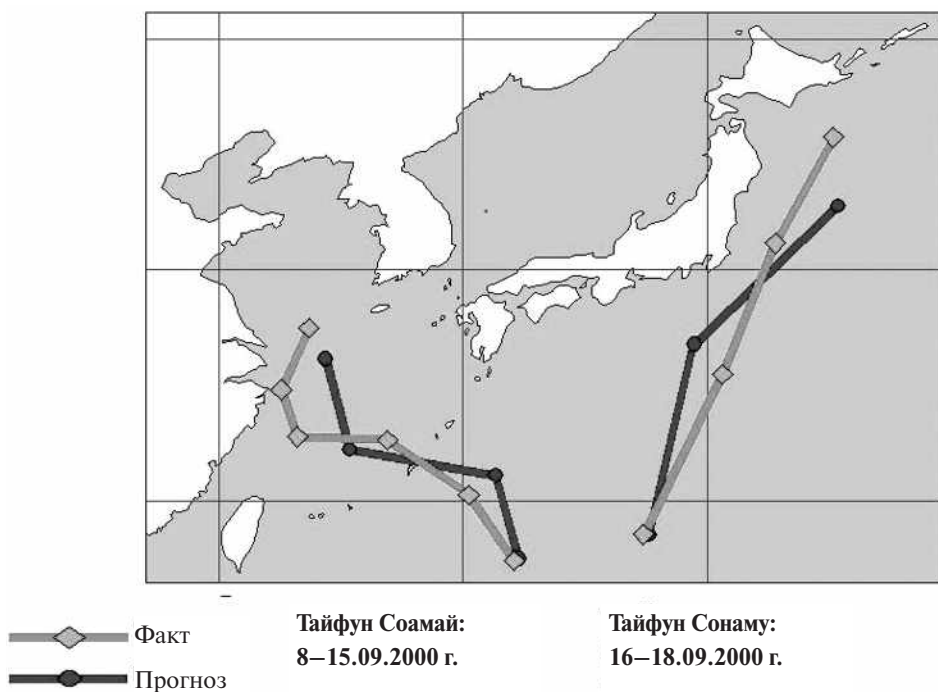


Рис. 5.3. Прогноз траекторий движения тропических циклонов в западной части Тихого океана в сентябре 2000 года

Глава 6

ЕДИНАЯ СИСТЕМА ИНФОРМАЦИИ ОБ ОБСТАНОВКЕ В МИРОВОМ ОКЕАНЕ

6.1. Общая структура

Единая система информации об обстановке в Мировом океане (ЕСИМО), выполняемая в рамках Федеральной целевой программы «Мировой океан», предназначена для комплексного информационного обеспечения морской деятельности России. Основное направление развития ЕСИМО – это интеграция и рациональное использование ресурсов и средств уже существующих в России ведомственных информационных систем. В работах по созданию ЕСИМО участвуют более 30 организаций из 15 министерств и ведомств России, среди которых:

- Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды;

- Министерство природных ресурсов Российской Федерации;
- Министерство обороны Российской Федерации;
- Министерство транспорта Российской Федерации;
- Российская академия наук и др.
- Функциями ЕСИМО, в частности, являются:

- формирование и ведение Единого информационного пространства об обстановке в Мировом океане;

- ведение Единой нормативно-правовой и методической базы по сбору, накоплению, обработке, хранению, защите и распространению информации об обстановке в Мировом океане;

- комплексное информационное обеспечение потребителей информацией о фактическом и ожидаемом состоянии морской среды и морской деятельности;

- взаимодействие с международными информационными системами в области обмена информацией об обстановке в Мировом океане.

Основными элементами ЕСИМО являются:

- центры ЕСИМО и комплексы средств, реализующие технологии сбора, накопления, обработки и распространения информации в центрах системы;

- телекоммуникационная технология интеграции информации об обстановке в Мировом океане;

- автоматизированные рабочие места (АРМ) пользователей системы.

Функции центров ЕСИМО осуществляют следующие организации:

- Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт Росгидромета (ГУ «ААНИИ», г. Санкт-Петербург);

- Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных Росгидромета (ГУ «ВНИИГМИ-МЦД», г. Обнинск, Калужской обл.) – тематический и координационный центр ЕСИМО;

- Государственный океанографический институт Росгидромета (ГУ «ГО-ИН», г. Москва);

- Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации Росгидромета (ГУ «Гидрометцентр России», г. Москва);

— Государственный научно-исследовательский навигационный и гидрографический институт Минобороны России (ГНИНГИ, г. Санкт-Петербург) — координационный центр военного контура ЕСИМО;

— Дальневосточный научно-исследовательский гидрометеорологический институт Росгидромета (ГУ «ДВНИГМИ», г. Владивосток) и др.

Деятельность центров ЕСИМО направлена на выполнение основной задачи — комплексного информационного обеспечения национальной морской политики по исследованиям, освоению и использованию Мирового океана.

В зависимости от категории пользователей устанавливается несколько видов комплексного информационного обеспечения:

- предоставление информации по запросу пользователей;
- предоставление регламентированной по составу и срокам информации об обстановке в Мировом океане органам государственной власти России, другим юридическим и физическим лицам, осуществляющим морскую деятельность;
- информационное сопровождение морской деятельности по специальным программам, определяющим информационные, технологические и другие условия обслуживания.

6.2. Оперативный модуль

В качестве примера рассмотрим деятельность одного из центров ЕСИМО — ГУ «Гидрометцентр России», который является основой оперативного модуля ЕСИМО и осуществляет деятельность в области подготовки и распространения оперативной диагностической и прогностической информации о состоянии атмосферы и морской среды [69]. Производимая центром информационная продукция предназначена для широкого круга пользователей ЕСИМО в целях обеспечения хозяйственной, оборонной и других видов деятельности в океанах и морях. Предоставление информации потребителям производится непосредственно из центра и через систему распределенных баз данных ЕСИМО.

Информационную основу деятельности центра составляют оперативные данные наземной и спутниковой наблюдательной системы и результаты их обработки в крупных метеорологических центрах, распространяемые по Глобальной системе телесвязи (ГСТ) ВМО, автоматизированной системе передачи данных и сети Интернет.

Оперативная продукция — информация о текущем состоянии морской среды и прогнозе ее развития — строится на базе использования систем объективного анализа и усвоения гидрометеорологических данных, прогностических расчетов по гидродинамическим моделям, работающим в оперативном режиме. В технологическом отношении деятельность центра состоит в реализации информационно-вычислительной системы, действующей в автоматизированном режиме и обеспечивающей регулярный выпуск и распространение регламентированной оперативной продукции ЕСИМО.

6.2.1. Информационные технологии

Основная деятельность центра связана с разработкой, сопровождением и развитием технологических линий, предназначенных для выпуска соответствующей информационной продукции. В настоящее время в Гидрометцентре

России в рамках ЕСИМО функционируют 8 технологий диагноза и прогноза гидрометеорологических характеристик. Эти технологии обеспечены всеми требуемыми компонентами, в том числе: массивами и базами данных; аппаратно-программными комплексами накопления, контроля, обработки и выполнения других операций формирования информационных ресурсов, а также программными приложениями для удаленного доступа к массивам данных. Описание технологий приведено в табл. 6.1.

Таблица 6.1

Номенклатура тематических информационных технологий и информационных ресурсов об обстановке в Мировом океане в ГУ «Гидрометцентр России»

№ п/п	Наименование технологии	Характеристика информационных ресурсов
1	Система усвоения океанографических данных	Диагностическая информация о гидрологических условиях Мирового океана и отдельных регионов (Северо-Европейский бассейн, северо-западная часть Тихого океана). Параметры: температура, соленость и плотность морской воды; средняя скорость течений на разных горизонтах; толщина и теплосодержание верхнего перемешанного слоя; интегральный перенос водных масс через основные океанические створы. Тип ресурса: оперативный анализ. Разрешение: $1^{\circ} \times 1^{\circ}$. Период обобщения и обновления информации: 7–10 сут.
2	Технология оперативного представления данных спутниковой альтиметрии	Данные синоптических аномалий уровня моря. Район: Мировой океан и моря России (Черное, Каспийское, Японское, Охотское, Берингово). Параметры: синоптические аномалии уровня моря. Сетка: $0,3^{\circ} \times 0,3^{\circ}$. Тип ресурса: оперативный анализ в задержанном режиме. Период обобщения и обновления информации: 7 сут.
3	Технология интерактивного доступа к данным о температуре поверхности океана (ТПО)	Данные текущего и ретроспективного анализа среднемесячных полей ТПО по Мировому океану. Параметры: среднемесячные и аномалии температуры поверхности воды. Тип ресурса: оперативный анализ. Период обобщения и обновления информации: 1 мес.
4	Технология представления прогноза метеорологических полей с высоким пространственным разрешением	Прогноз метеорологических полей по Мировому океану и морям России. Район: Мировой океан и моря России (Черное и Азовское, Каспийское, Балтийское, Белое, Баренцево, Японское, Охотское, Берингово). Параметры: скорость ветра, температура и влажность воздуха, осадки, поверхностные потоки тепла и пресной воды. Тип ресурса: оперативный прогноз. Сетка: $0,3^{\circ} \times 0,3^{\circ}$. Заблаговременность прогноза 5 сут с дискретностью 12 ч. Период обновления прогностических полей: 1 сут.

№ п/п	Наименование технологии	Характеристика информационных ресурсов
5	Технология глобального прогноза и диагноза параметров состояния приводного слоя Мирового океана	Прогностические и диагностические данные приводного слоя Мирового океана. Параметры: ветер, атмосферное давление, температура воздуха, осадки, облачность. Тип ресурса: оперативный прогноз/анализ. Сетка: 1,25°×1,25°. Период обновления информации: 12 ч.
6	Технология прогноза параметров ветрового волнения в Мировом океане	Прогноз ветрового волнения в Мировом океане. Параметры: высота, направление и период ветровых волн и зыби. Тип ресурса: оперативный прогноз. Сетка: 2,5°×2,5°. Период обновления информации: 12 ч.
7	Технология анализа температуры поверхности воды в Мировом океане	Диагностические данные ТПО в Мировом океане за декаду. Параметры: температура поверхности воды. Тип ресурса: оперативный прогноз. Разрешение: 1,0°×1,0°. Период диагноза: 10 дней. Период обновления информации: 1сут.
8	Технология прогноза уровня и течений в Каспийском море	Прогноз уровня и течений в Каспийском море. Параметры: течения (по горизонтам), уровень моря – поля. Тип ресурса: оперативный прогноз. Разрешение: сетка: 4×4 км.. Дискретность прогностических полей: 3 ч.

В функциональном отношении технологии подготовки и распространения оперативной диагностической и прогностической гидрометеорологической информации по Мировому океану и неарктическим морям России обеспечивают [69]:
 диагноз и прогноз параметров приводного слоя Мирового океана с локализацией для морей России;

глобальный прогноз параметров ветрового волнения;
 глобальный анализ температуры поверхности океана;
 анализ параметров Мирового океана на основе системы усвоения океанографических данных;

прогноз уровня и течений в Каспийском море;
 прогноз ледовых условий для неарктических морей России;
 оценку опасных штормовых условий для акватории морей России.

Для объективизации степени опасности штормовых условий введены три градации скорости ветра: менее 15 м/с, 15–20 м/с («желтый» уровень опасности) и более 20 м/с («красный» уровень). В качестве исходной информации используется прогноз скорости приводного ветра на высоте 10 м, выпускаемый метеорологическим центром NCEP/NOAA. Прогностические поля этого центра имеют высокое пространственное разрешение (около 0,3°); прогноз рассчитывается четыре раза в сутки.

Сведения об опасных штормовых условиях предоставляются пользователям ЕСИМО для 9 морей России в двух формах, отличающихся уровнем детализации информации. Для сжатого обобщенного представления прогнозируемых штормовых условий разработан специальный информер (рис. 6.1), который дает сводку ожидаемых скоростей ветра для всех морей.

Наряду с этим пользователь при необходимости имеет возможность получить детализированную информацию по конкретной морской акватории с требуемой заблаговременностью (рис. 6.2). На рисунке представлена страница прогноза штормовых условий для 9 морей с индикацией опасности по максимальной скорости ветра, прогнозируемой для морских акваторий. Пользователь имеет возможность по соответствующему выбору получить подробную прогнозную карту приводного ветра. В качестве примера на рис. 6.3 показана карта прогноза ветра в регионе Черного и Азовского морей, которой на сводной странице соответствует индикация «желтого» уровня опасности.

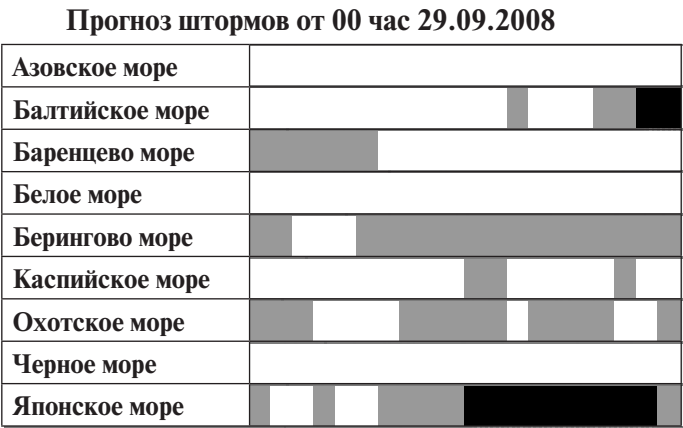


Рис. 6.1. Информер со сводкой прогнозируемого уровня опасности штормовых условий на акватории морей России

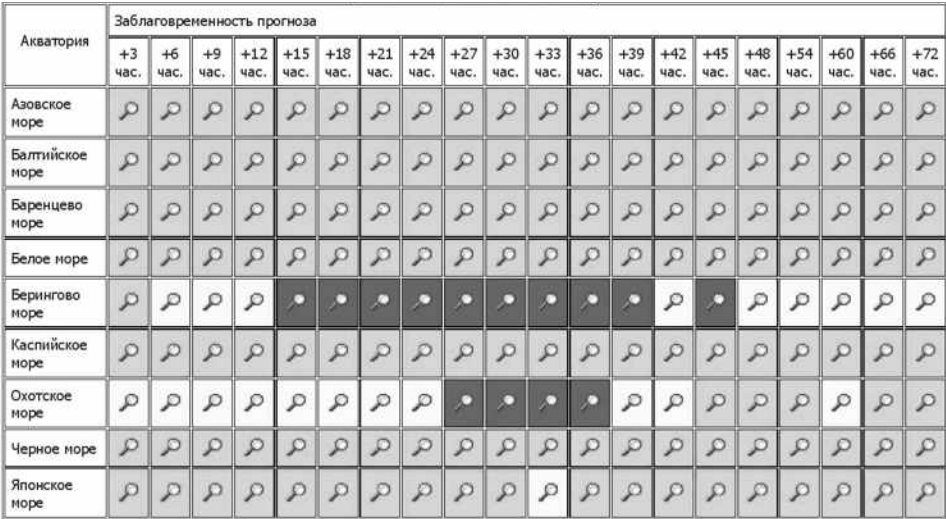


Рис.6.2. Пример информационных ресурсов по прогнозу опасных морских явлений на морях России

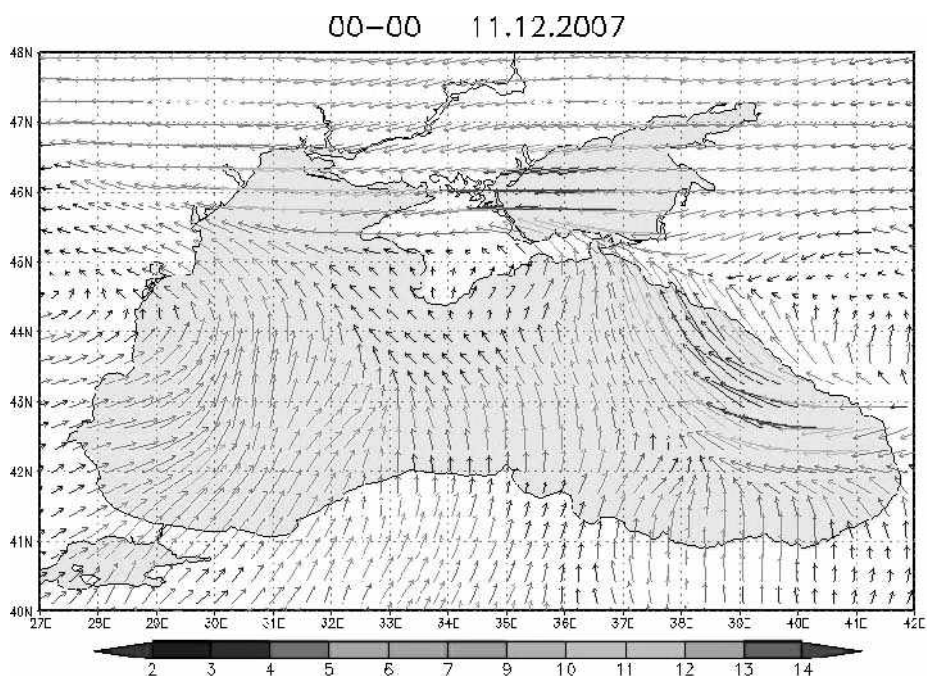


Рис. 6.3. Прогноз скорости ветра для Черного моря на 48 ч от 00 ч 09.12.2007 г.

На карте представлены векторы скорости ветра (м/с) на высоте 10 м. Величина скорости характеризуется цветом и длиной стрелок

6.2.2. Глобальная система усвоения океанографических данных

Реализация глобальной системы усвоения океанографических данных (ГСУОД) (авторы – А.А. Зеленько, Ю.Д. Реснянский) является одной из наиболее важных задач для оперативного модуля ЕСИМО в связи с тем, что эта система представляет основу для диагноза и прогноза термохалинной структуры и динамики вод Мирового океана.

В состав ГСУОД входят следующие основные компоненты [45]:

- подсистема обработки поступающих практически в реальном времени данных оперативных морских метеорологических и океанографических наблюдений;
- модель общей циркуляции океана (МОЦО), описывающая эволюцию основных характеристик океана, и в первую очередь изменчивость его верхних слоев;
- подсистема подготовки информации об атмосферных воздействиях на океан (поля потоков импульса, тепла и пресной воды на поверхности Мирового океана) на базе продукции глобальных атмосферных моделей;
- блок, обеспечивающий синтез оперативных данных океанографических наблюдений и результатов расчетов по МОЦО;
- программно-вычислительный комплекс, способный перерабатывать большие объемы информации с необходимой скоростью для работы системы в режиме, близком к режиму реального времени.

Исходную информацию для ГСУОД обеспечивают данные, поступающие по каналам Глобальной системы телесвязи ВМО. Эти данные включают

наблюдения, производимые с разных платформ (суда, дрейфующие и заякоренные буи, морские нефтяные платформы), распространяются в специальных кодовых формах, поддерживаемых ВМО: SHIP (морская метеорология), BUOY (морская метеорология и профили температуры и скорости течений), BATHY (профили температуры), TESAC (профили температуры и солёности). Эти процедуры обеспечивают оперативное распространение данных, в частности таких крупных наблюдательных проектов, как программа «ныряющих» буев ARGO, массивы заякоренных буев TOGA TAO, PIRATA и др.

Выходная продукция ГСУОД — поля основных гидрофизических величин на разных горизонтах, обновляемых в оперативном режиме на Web-сайте оперативного модуля ЕСИМО. Рассчитываются следующие параметры:

- температура морской воды;
- солёность морской воды;
- плотность морской воды;
- горизонтальные скорости течений;
- вертикальная скорость;
- характеристики верхнего перемешанного слоя океана.

Эти поля представлены для разных акваторий: Мировой океан, Северо-Европейский бассейн, Северная часть Тихого океана, Индийский океан.

Примеры карт гидрофизических полей, получаемых в рамках технологии ГСУОД, представлены на рис. 6.4, 6.5.

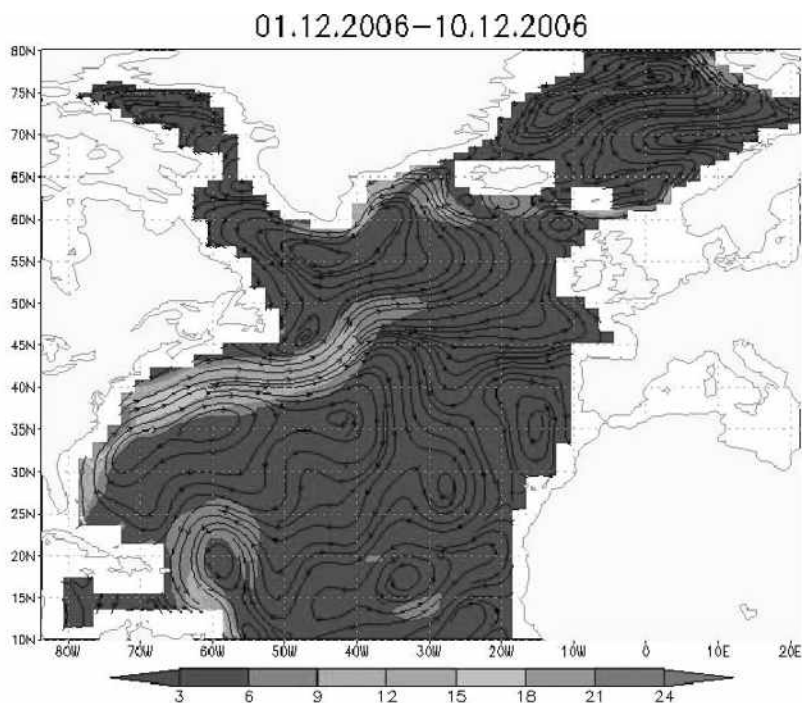


Рис. 6.4. Горизонтальные скорости течений в Северной Атлантике на горизонте 200 м. Поле течений осреднено за 10 сут. Направление течений характеризуют линии тока. Шкала внизу — скорость течений (см/с)

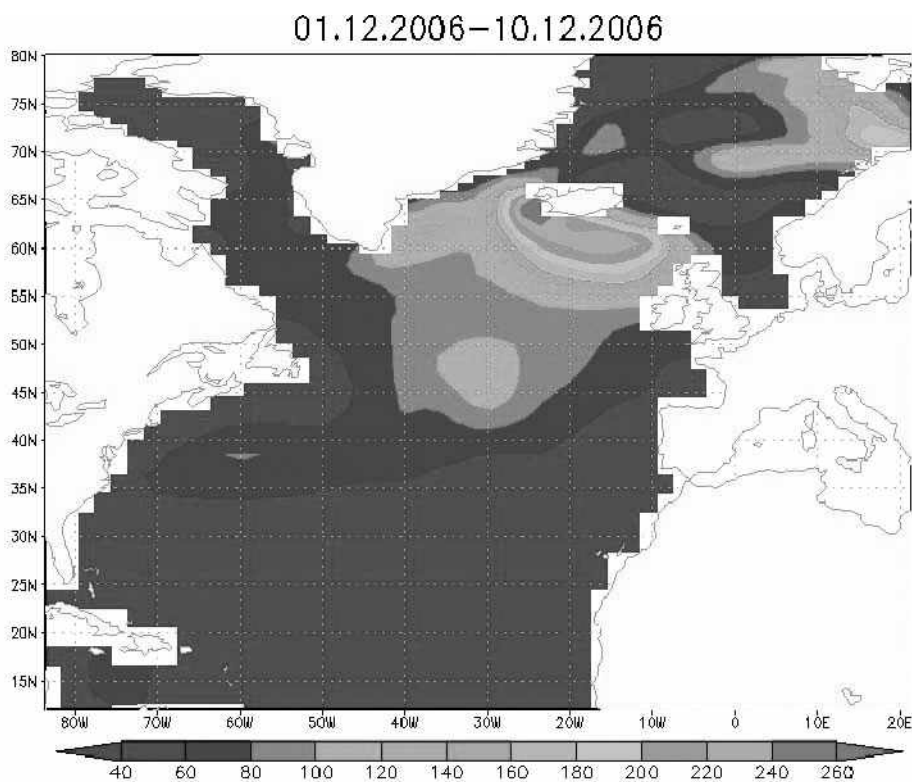


Рис. 6.5. Толщина верхнего перемешанного слоя (м) в Северной Атлантике, осредненная за 10 сут

6.3. Арктический регион

Основным производителем и поставщиком диагностической и прогностической оперативной информации по Арктическому региону является центр ЕСИМО – ГУ «ААНИИ», где разрабатываются новые методы и технологии расчетов и прогнозов гидрометеорологических параметров, а также новые средства и технологии сбора данных, ориентированные на конкретных потребителей. Спектр выходной продукции ГУ «ААНИИ» очень широк и включает, в частности, прогнозы важнейших параметров состояния морской среды Арктики: волнение, уровень, течения, ледовый покров. Некоторые из видов прогностической продукции представлены в табл. 6.2 и на рис. 6.6, 6.7.

Таблица 6.2

Номенклатура тематических информационных технологий и информационных ресурсов об обстановке в Северном Ледовитом океане в ГУ «АНИИ»

№ п/п	Наименование технологии	Характеристика информационных ресурсов
1	Прогноз приводного ветра и элементов волнения заблаговременностью от 3 до 6 сут	Скорость ветра на 10 м , значительные высоты волн. Район: акватории Карского, Баренцева и Норвежского морей. Заблаговременность: от 3 до 6 сут. Шаг сетки: $1^{\circ} \times 0,5^{\circ}$
2	Прогноз средних течений и денивелации уровня на акватории Северного Ледовитого океана заблаговременностью до 6 сут	Уровень, скорость и направление течений. Заблаговременность: 6 сут с детализацией по суткам.
3	Краткосрочный прогноз колебаний уровня в юго-восточной части Баренцева моря и юго-западной части Карского моря	Суммарный уровень моря в шести пунктах юго-восточной части Баренцева моря и юго-западной части Карского (пп. Бугрино, Мал. Кармакулы, Варандей, Амдерма, Усть-Кара, Новый Порт). Заблаговременность: до 6 сут с детализацией по срокам.
4	Прогноз среднесуточного дрейфа морского льда на акватории Северного Ледовитого океана заблаговременностью до 6 сут	Направление и скорость дрейфа льдов. Заблаговременность — 6 сут с детализацией по суткам.
5	Краткосрочный прогноз эволюции ледяного покрова Баренцева и Карского морей	Толщина, возраст, дрейф, торосистость, сжатие ледяного покрова. Район: Баренцево и Карское моря. Шаг сетки: 25 км. Заблаговременность: до 7 сут.
6	Ледовые прогнозы по пяти арктическим морям заблаговременностью от 1 до 5 мес.	Ледовые прогнозы по пяти арктическим морям заблаговременностью от 1 до 5 мес. для первой и второй половины навигации. Ледовитость морей и районов морей, площади ледяных массивов, сроки взлома припая, сроки устойчивого ледообразования и достижения льдом толщины 20–25 см. Районы: Баренцево, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское моря.
7	Ледовые прогнозы по устьевым областям рек Сибири заблаговременностью от 1,5 до 3 мес. на весенний и осенний периоды	Толщины льда на конец апреля, сроки начала весеннего ледохода, сроки устойчивого появления плавающего льда осенью. Район: устьевые области рек бассейнов морей Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского.

на 15 мск 28.05.2008 – 15 мск 29.05.2008

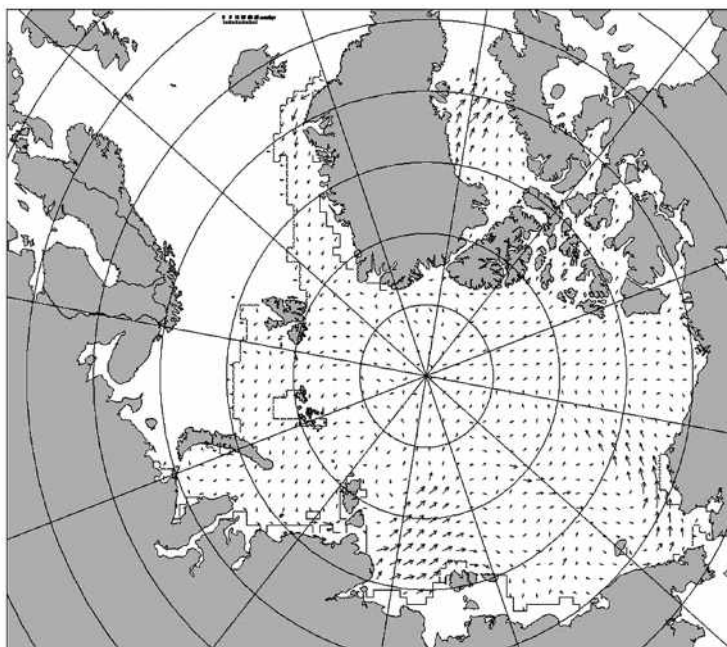


Рис. 6.6. Прогноз дрейфа морского льда на акватории Северного Ледовитого океана на 28–29.05.2008 г.

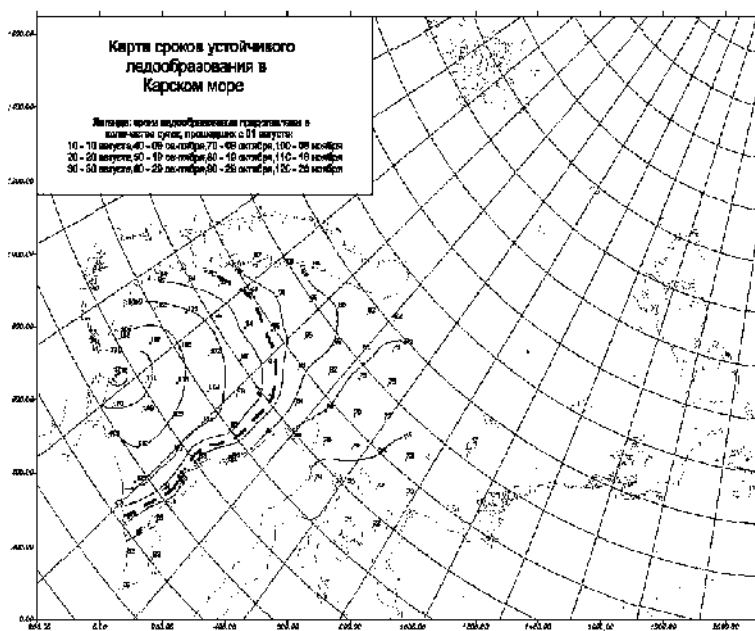


Рис. 6.7. Пример прогноза изохрон сроков устойчивого ледообразования в юго-западной части Карского моря

6.4. Дальневосточный регион

В центре ЕСИМО ГУ «ДВНИГМИ» для обеспечения пользователей информацией об обстановке на дальневосточных морях и в Тихом океане в режиме, максимально приближенном к реальному времени, разработаны, в частности, методы и автоматизированные технологии прогноза ветрового волнения и ледовитости морей (табл. 6.3). Продукция этих технологий важна в таких сферах экономики, как мореплавание, рыболовство, добыча и транспортировка нефти и газа на море, обеспечение обороноспособности страны.

Таблица 6.3

Номенклатура тематических информационных технологий и информационных ресурсов об обстановке в Дальневосточном регионе в ГУ «ДВНИГМИ»

№ п/п	Наименование технологии	Характеристика информационных ресурсов
1	Технология прогноза характеристик ветра и волнения на дальневосточных морях и в северной части Тихого океана	Параметры: высота смешанного волнения, направление и скорость ветра. Сетка: 1°x2°. Период обновления информации: 12 ч, прогноза — 48 ч.
2	Технология прогноза кромки льда для дальневосточных морей	Параметры: положение декадной кромки льда. Район: Японское, Охотское, Берингово моря. Период обновления информации: ежнедекадно. Заблаговременность прогноза: 3 декады.

Автоматизированная технология прогноза волнения на морях основана на спектральной волновой модели WaveWatch III. Прогноз волнения (рис. 6.8) может производиться с использованием прогноза приземного давления Гидрометцентра России и Метеорологического центра Великобритании Экзетер. Для оценки успешности прогнозов используются факсимильные карты прогнозов волнения Японского метеорологического агентства и карты высот волн Океанографического центра Военно-морского флота США, доступные по Интернету.

Оперативная линия долгосрочного прогноза ледовитости Охотского моря включает три блока: формирование и пополнение данных 4-срочных полей метеорологических элементов, ежедневных данных по сплоченности льда, спутниковых и факсимильных карт ледовой обстановки, индекса южной осцилляции; обработки данных и создания архивов ежемесячных значений (метеорологические поля и ледовитость); метод прогноза ледовитости. Прием исходной информации производится из Интернета и (или) оперативной базы ГИС-Метео. Метод прогноза включает в себя шесть прогностических регрессионных моделей и одну аналоговую. Прогноз осуществляется один раз в год в начале июня. Общая схема технологической линии представлена на рис. 6.9.

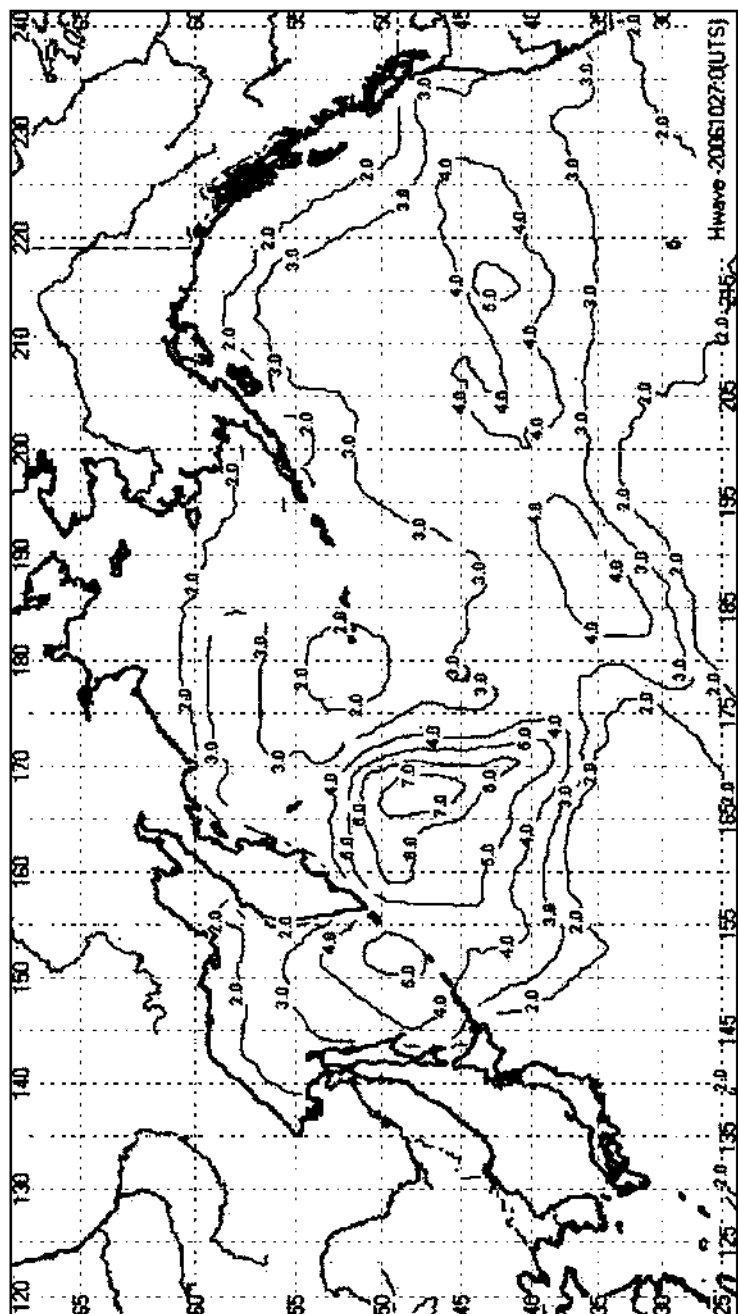


Рис. 6.8. Прогноз высоты ветровых волн в северной части Тихого океана на 27.10.2006 г. с заблаговременностью 48 часов

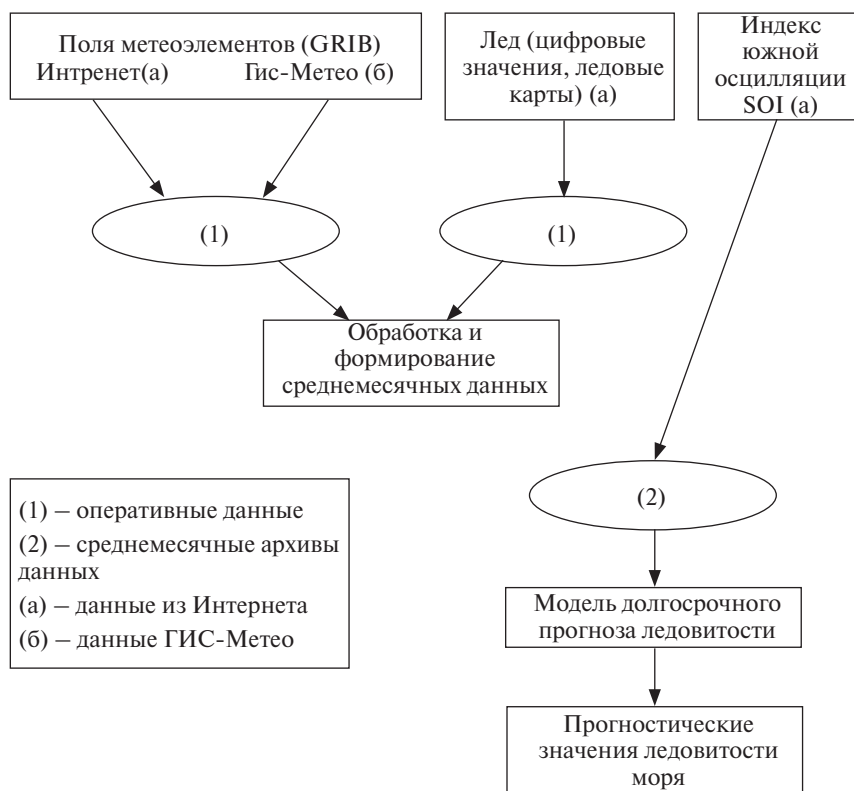


Рис. 6.9. Общая схема линии прогноза ледовитости Охотского моря

Глава 7

ЕВРОПЕЙСКИЕ МОРСКИЕ ПРОГНОСТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ

Оперативное обеспечение морской деятельности метеорологической и океанографической информацией (фактической и прогностической) имеет давнюю историю. Однако обеспечение «морских» потребителей всегда было существенно затруднено, по сравнению с обеспечением «сухопутных» потребителей, прежде всего из-за редкой сети наблюдений в морях и океанах. В последние 10–15 лет этот разрыв стал сокращаться благодаря интенсивному развитию различных наблюдательных систем и спутниковому мониторингу Мирового океана.

На основе новых видов наблюдений начали создаваться региональные морские автоматизированные прогностические системы, которые, как правило, включают следующие основные компоненты [132, 223, 230, 254]: 1) наблюдательную систему; 2) систему сбора и контроля данных наблюдений; 3) блок усвоения данных наблюдений, анализа и прогноза морских элементов с использованием атмосферных и морских моделей; 4) систему распространения продукции.

При создании прогностических систем для морей широкое распространение получила технология встроженных (nesting) моделей, которая используется как для метеорологических, так и для океанографических прогнозов. В этой технологии сначала считается модель на сетке с грубым пространственным разрешением для области, значительно большей, чем интересующая нас. На основе этих расчетов задаются граничные условия для меньшей области, расчеты в которой ведутся с высоким пространственным разрешением.

Ниже дается краткая характеристика основных прогностических оперативных систем для морей Европы.

7.1. Средиземное, Эгейское и Черное моря

Средиземное море

Одной из первых и наиболее развитых европейских морских прогностических систем является система MFSTEP (<http://www.bo.ingv.it/mfstep/>) для Средиземного моря, в создании которой принимали участие 13 стран во главе с Италией. Это интегрированная система, состоящая из трех компонент:

- наблюдательной системы;
- системы численного прогноза морских характеристик;
- системы распространения и эксплуатации продукции.

Оперативный период MFSTEP начался в сентябре 2004 г.; выпускаются прогнозы характеристик на масштабе всего моря (ММ) (разрешение 6,5 км) и региональные прогнозы (РМ) с разрешением до 3 км. Прогнозы выпускаются один раз в неделю на 10 дней для ММ и на 5 дней для РМ с использованием атмосферной прогностической модели с высоким разрешением.

Наблюдательная система включает в себя следующие компоненты:

- программа наблюдений с добровольных судов (VOS) состоит из 9 маршрутов с разрешением 12 морских миль и включает профили ХВТ;

- сеть заякоренных буюв;
- 23 бую MEDARGO, дающие профили температуры и солёности до глубины 700 м в 5-дневном цикле (через каждые 5 циклов – профиль до 2000 м);
- система анализа альтиметрии с использованием четырех датчиков для аномалий возвышения уровня моря;
- анализ спутниковых радиометрических измерений AVHRR, который производит ежедневные поля температуры поверхности моря с ночных витков;
- анализ данных скаттерометра по ветру с получением ежедневных оценок поверхностного ветра.

Оперативная численная прогностическая система включает следующие модели:

- прогностическая (на 10 дней) модель ММ с разрешением 6,5 км и 71 уровнем по вертикали;
- четыре региональных модели с разрешением 3 км в четырех районах, встроенных в ММ модель. Это районы: а) северо-западная часть Средиземного моря; б) Сицилийский пролив; в) Адриатическое море; г) Эгейское море. Прогнозы выпускаются один раз в неделю на пять дней.
- четыре шельфовых модели с разрешением 1,5 км в четырех районах, встроенных в РМ модели. Это шельфовые системы: а) Левантский и Кипрский шельф; б) Лионский залив; в) шельф у Мальты; г) юго-восточный Левантский шельф. Базовой морской моделью является трехмерная модель циркуляции MOM (Modular Ocean Model).

Система также включает модель взаимодействия моря и атмосферы, которая рассчитывает потоки тепла и импульса на поверхности моря. Атмосферное воздействие в модели Средиземного моря основано на анализах и прогнозах Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды и включает следующие параметры: давление на уровне моря, облачность, температуру воздуха на уровне 2 м и температуру точки росы.

Для усвоения данных в моделях ММ используется обновленная схема оптимальной интерполяции; ежедневно усваиваются аномалии уровня моря, профили ХВТ, профили ARGO и спутниковые данные температуры поверхности моря. Для шельфовых моделей развиты схемы усвоения на основе вариационной инициализации.

Для моделирования экосистемы разработана биохимическая модель, которая описывает изменения биомассы, хлорофилла, фитопланктона и т.д. Модель легко подсоединяется к любой гидродинамической модели. В настоящее время используется для Адриатического и Эгейского морей.

Выходной продукцией системы MFSTEP является еженедельный прогноз на 10 сут температуры поверхности моря, потока тепла, топографии поверхности моря, напряжения ветра (рис. 7.1), распределения температуры воды, солёности и течений на горизонтах 5, 30, 120 и 360 м, толщины перемешанного слоя.

Данные анализов и прогнозов доступны в реальном времени внутренним и внешним пользователям. К последним относятся государственные и военные агентства, агентства по защите окружающей среды, научные институты и частные компании.

Приложения для потребителей включают прогноз разливов нефти, дисперсии загрязнения в прибрежных областях, наблюдения и модели для менед-

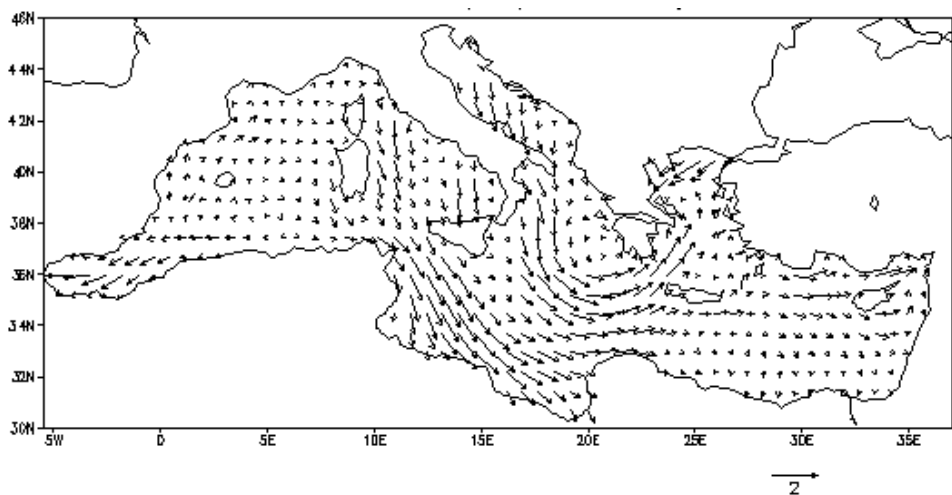


Рис. 7.1. Прогноз напряжения ветра в Средиземном море на 16 июня 2004 г. (дн/см²)

жмента рыболовного промысла, прогнозы для поиска и спасения и для быстрой оценки состояния окружающей среды.

Продукция оперативно отражается на Web-сайте и загружается потребителям через ftp по паролю. Для просмотра продукции разработана система, позволяющая визуализировать основные характеристики из гидродинамических моделей: уровень моря, течения, температуру, соленость и плотность воды, а также дополнительные поля: потоки тепла, напряжение ветра, потоки массы. Загрузка основана на ftp-обмене данными между ММ, РМ и шельфовыми моделями, между прогностическими моделями и приложениями для потребителей.

Эгейское море

Система POSEIDON (Греция) (<http://www.poseidon.ncmr.gr>) была развита в 1997–2000 гг. как интегрированная система мониторинга, прогноза и информации для Эгейского и Ионического морей. Наблюдательная сеть основана на 11 буях, которые измеряют скорость и направление ветра, температуру воздуха и давление, высоту и направление распространения волн, скорость и направление течений, температуру воды на глубинах от 3 до 50 м, концентрацию хлорофилла, растворенный кислород и т.д.

Прогностическая компонента включает три численных модели:

- атмосферную прогностическую модель, которая обеспечивает прогнозы на 72 ч с разрешением 0,1° над Грецией и 0,25° над Средиземным морем;
- модель ветрового волнения WAM с разрешением 5 км для прогноза волн в Эгейском и Ионическом морях на 48 ч (рис. 7.2);
- модель циркуляции POM (Princeton Ocean Model) с разрешением 5 км, которая дает прогноз на 72 ч по всей толще вод поля течений, температуры, солености и плотности в Эгейском и Ионическом морях;
- другие модели, используемые по запросу; в частности, в случае аварии может быть использована модель дрейфа нефтяных пятен, которая в качестве входной информации использует прогноз ветра, волн и течений.

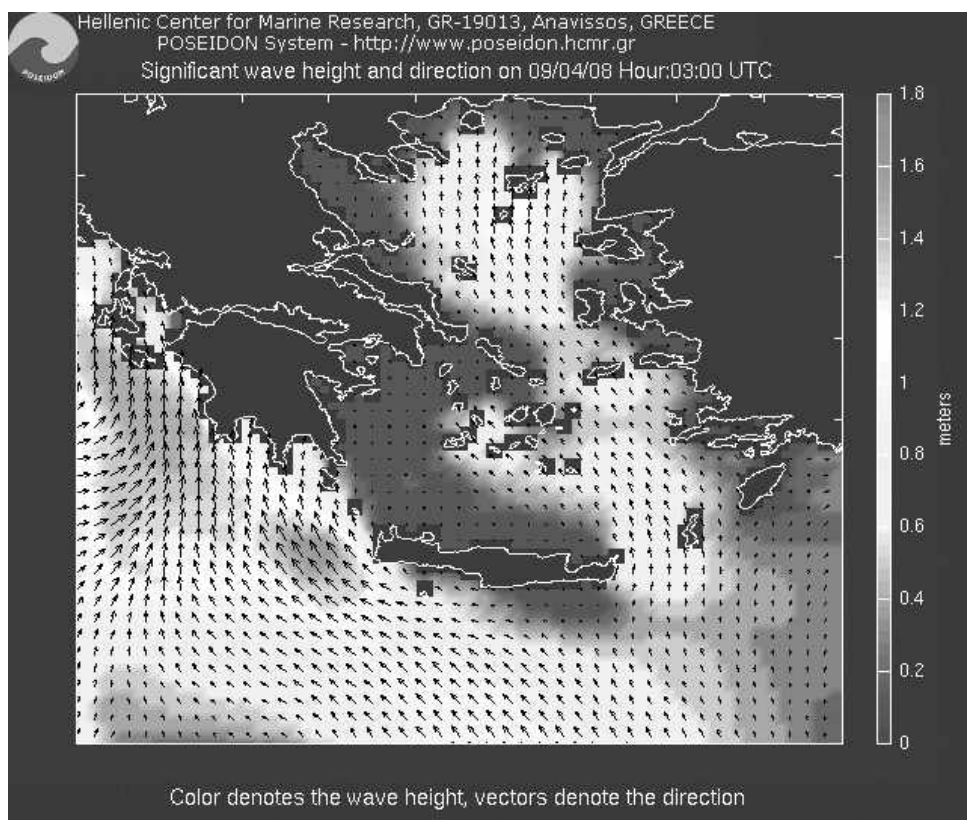


Рис. 7.2. Прогноз ветрового волнения в Эгейском море на 9 апреля 2008 г

Черное море

Консорциум научно-исследовательских и оперативно-прогностических организаций Болгарии, Грузии, России, Румынии, Турции и Украины принимал участие в выполнении проектов ARENA (2003–2006 гг.) и ASCABOS (2006–2008 гг.), выполняемых под эгидой МОК ЮНЕСКО и финансируемых Европейской комиссией. Выполнение этих проектов явилось первым шагом к организации на Черном море региональной системы морского информационного обслуживания, именуемой Черноморским модулем ГСНО (Black Sea GOOS).

В результате выполнения проектов были получены следующие результаты:

- создана и развивается основа для оперативной прогностической системы в Черном море и для своевременного распространения полученной продукции непосредственным потребителям и нуждающимся в этой информации;
- укреплены связи между океанологическими и метеорологическими институтами в регионе Черного моря;
- выполнена оценка региональной материально-технической базы в актуальных направлениях оперативной океанологии и метеорологии;
- создана и протестирована система моделирования циркуляции Черного моря, которая позволяет воспроизвести эволюцию поля течений с учетом данных

альтиметрических измерений уровня моря из космоса [162]; выполнены работы по моделированию экологической системы Черного моря;

— создана система управления базой данных по Черному морю, которая в состоянии пополнять сведения о наблюдениях и обеспечивать прогноз, а также поддерживать информационный обмен на необходимом уровне.

Проекты ARENA и ASCABOS стимулировали развитие оперативной океанологии в регионе Черного моря и внесли вклад в создание устойчивой европейской морской оперативной системы наблюдений и прогноза.

7.2. Балтийское и Северное моря

Оперативная океанография в регионе Балтийского и Северного морей развивается в рамках проектов BOOS и NOOS под эгидой европейского модуля ГСНО. Участниками проекта BOOS (<http://www.boos.org>) (с 2001 г.) являются Швеция, Финляндия, Россия, Эстония, Латвия и Литва. Основные усилия в стратегии BOOS направлены на интеграцию оперативной океанографической деятельности в Балтийском море, которая включает следующие элементы:

- наблюдения, контроль качества, анализ и обмен данными;
- прогнозирование по моделям на масштабе всего Балтийского моря и на локальных масштабах с высоким разрешением, включая усвоение данных, взаимодействие моделей и ансамблевый прогноз;
- распространение продукции, услуг и информации, в основном через Web-сайт BOOS, который в будущем будет центральным порталом морской информации по Балтийскому морю; создана система обмена данными через ftp-сервер.

Web-сайт BOOS был создан в 1999 г. и представляет океанографическую продукцию членов BOOS, в том числе наблюдения уровня моря (рис. 7.3), ежедневный анализ температуры поверхности воды в Северном и Балтийском морях на основе спутниковых наблюдений, информацию о штормовых нагонах, волнении, горизонтальном и вертикальном распределении температуры воды, солёности и течений, дрейфе нефтяных загрязнений.

В качестве примера успешного международного сотрудничества в рамках BOOS можно привести пример урагана Edwin/Gudrun, который 7–9 января 2005 г. прошёл по Северной Европе и вызвал разрушения и гибель 17 человек. При этом в некоторых районах Балтийского моря были зафиксированы штормовые нагоны с рекордными отметками уровня, например, в Пярну — 275 см выше среднего уровня. Хотя прямых наблюдений волнения не было, но детальный анализ членов BOOS показал возможные высоты волн 10–11 м, что исключительно для этого района.

Ураган был хорошо предсказан национальными метеоагентствами, и члены BOOS обменялись прогнозами уровня и волнения. Этот обмен был ценным для стран Восточной Балтики, в частности для Эстонии, которая распространила информацию через средства оповещения, что способствовало спасению жизней и имущества.

Участниками проекта NOOS (<http://www.noos.cc/>) (с 2002 г.) являются Норвегия, Швеция, Дания, Германия, Нидерланды, Бельгия, Великобритания, Ирландия, что покрывает все побережье Северного и Ирландского морей. Океанографическая продукция членов NOOS включает прогноз штормовых нагонов

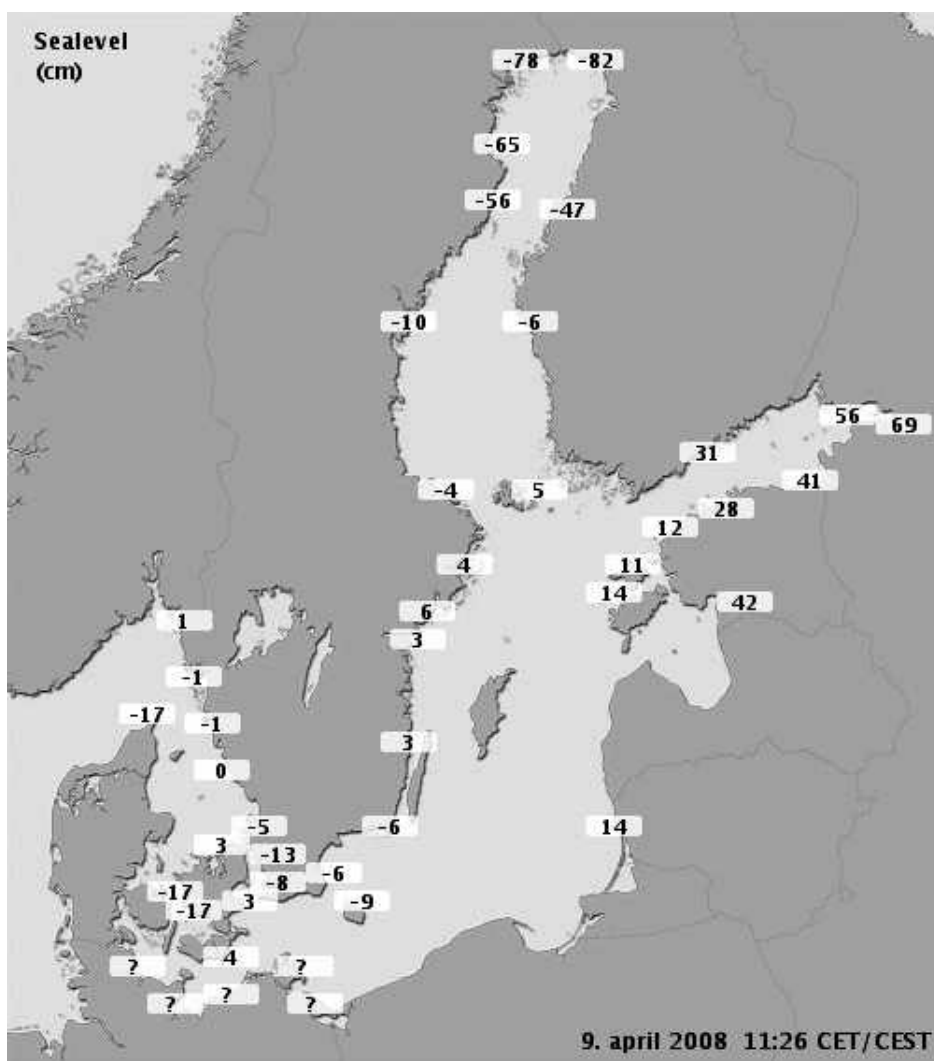


Рис. 7.3. Наблюдения уровня Балтийского моря 9 апреля 2008 года

и волнения, прогнозы для мореплавания, включая операции по спасению жизней на море, прогноз и мониторинг морского льда, прогноз дрейфа нефтяных загрязнений, прогнозы для добычи нефти и газа, прогнозы для рыбаков, военных, туризма и отдыха.

Обмен прогнозами штормовых нагонов осуществляется ежедневно через ftp-сервер. Это помогает определить ошибку в прогнозе времени и амплитуды нагонов в отдельных прогностических системах. Другой пример сотрудничества — обеспечение граничными условиями встроженных локальных моделей в Северном море, когда партнеры дают информацию о стоке рек.

В качестве примера создания оперативной океанографической продукции в регионе можно рассмотреть деятельность Датского метеорологического

института (ДМИ). В 1998 г. в ДМИ было образовано отделение Оперативной океанографии, а в январе 2005 г. на базе отделения был создан Центр по морским прогнозам. В настоящее время Центр ответствен за оперативный выпуск прогнозов уровня моря, течений, волнения, температуры воды, солёности, распределения ледового покрова в Северной Атлантике, Северном и Балтийском морях, за выпуск штормовых предупреждений для датских вод. Дополнительно ежедневно выпускается прогноз волнения в Средиземном море и дрейфа льда в гренландских водах. Продукция Центра выставляется на Web-сайте ДМИ (www.ocean.dmi.dk.)

Прогнозы штормовых нагонов основаны на сети измерений уровня (более 40 станций). Прогнозы даются на основе модели MIKE 21. Модель имеет четыре встроённых уровня с разрешением 9, 3, 1 и 1/3 морских миль соответственно, с наивысшим разрешением в датских водах. Атмосферный форсинг — на основе собственной метеорологической модели HIRLAM с прогнозом на 54 часа.

3-мерная модель циркуляции BSHcmmod, полученная из Гамбурга, даёт два раза в сутки прогнозы на 54 часа температуры воды, солёности, течений, уровня моря и покрытия льдом в Балтийском и Северном морях. Модель имеет разрешение 6 миль в Балтийском и Северном морях и 1 милю — во внутренних датских водах. Модель включает блок затопления—осушки и атмосферный форсинг из ежечасного прогноза по модели HIRLAM.

Прогноз волнения считается на основе модели WAM третьего поколения (рис. 7.4).

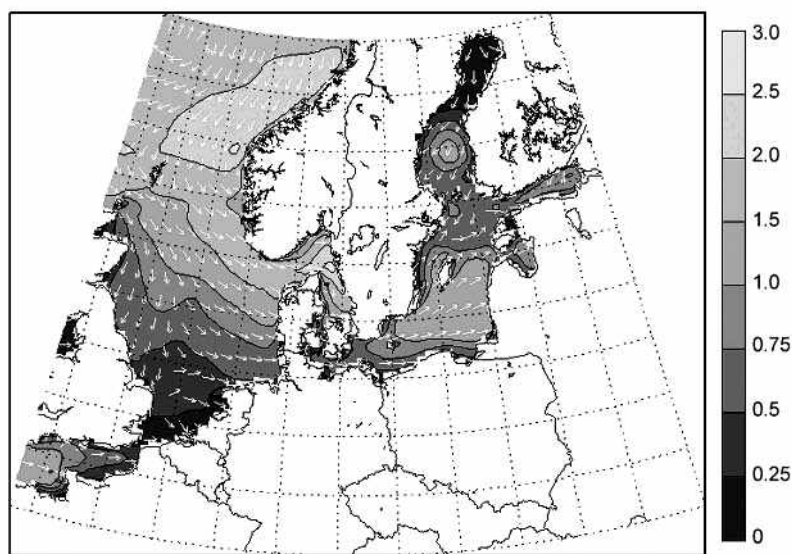


Рис. 7.4. Прогноз значительных высот волн в Северном и Балтийском морях на 8 июня 2004 года

Прогнозы льда даются для Балтийского и Северного морей на основе термодинамической модели льда типа Hibler, соединённой с 3-мерной океанской моделью ДМИ. Модель рассчитывает сплоченность и толщину льда. Сравнение

с финскими ледовыми картами для Ботнического залива показало хорошее соответствие.

ДМИ создал систему, позволяющую прогнозировать в любое время дрейф нефти и других объектов в Северном море. Это сделано на основе специального модуля дрейфа, соединенного с 3-мерной моделью циркуляции.

7.3. Норвежское море

Ответственность за мониторинг и прогноз метеорологических и океанографических явлений, которые влияют на морскую деятельность в норвежских водах, возложена на Норвежский метеорологический институт (НМИ) (<http://met.no>). Поэтому НМИ имеет ряд оперативных численных прогностических моделей для атмосферы, волнения, океана, морского льда и морской экосистемы в дополнение к оперативным наблюдениям *in situ* и спутниковым наблюдениям.

Морские прогнозы (на срок до 10 дней) включают ежедневные прогнозы морских переменных, прогнозы дрейфа загрязнений и ежедневные прогнозы цветения водорослей в водах Южной Норвегии.

Основа прогностической системы — это численные атмосферные прогностические модели для Европы и Арктики. Модель HIRLAM (High Resolution Limited Area Model) имеет разрешение 20 км и использует граничные условия из прогнозов ECMWF; она дает прогноз на 60 часов четыре раза в сутки. Для встроенных локальных моделей с более высоким разрешением используются модель Met Office и модель MM5. Все эти модели обеспечивают атмосферный форсинг для океанских моделей.

Для прогноза волнения используется модель WAM с разрешением 45 км для северных морей с использованием граничных условий из модели WAM ECMWF; для Северного моря работает встроенная модель с разрешением 8 км. Прогнозы волнения даются на 60 часов два раза в сутки.

Для прогноза штормовых нагонов используется модель MI-POM (версия модели POM) с разрешением 20 км, прогноз на 60 часов.

Для морской циркуляции (течения, температура, соленость) используется та же модель, но в 3-мерном бароклинном варианте на встроенных сетках. Разрешение для северных морей — 4 км, дается ежедневный прогноз на 60 часов. На боковых границах используются месячные климатические данные.

Для прогноза морского льда в Арктике используется модель MI-POM в 3-мерном бароклинном варианте совместно с моделью льда с разрешением 20 км для северных морей и Арктики. Прогноз дается на 240 часов с использованием атмосферного форсинга ECMWF.

Усвоение данных используется ограниченно. Для модели WAM усваиваются альтиметрические данные со спутника ENVISAT с использованием модифицированной схемы последовательных коррекций. Модели циркуляции MI-POM усваивают температуру поверхности моря и концентрацию морского льда по данным OSI-SAF ENVISAT.

НМИ поддерживает национальное обслуживание для морской безопасности, особенно для дрейфующих объектов, включая дрейф судов и операции по поиску и спасению и по борьбе с разливами нефти. Для этих случаев

используются модели, находящиеся в режиме ожидания (standby) и получающие информацию из оперативных моделей атмосферы, океанской циркуляции и волнения. Прогнозы даются по запросу с использованием Web-системы запроса и доставки.

В 2001–2005 гг был разработан и реализован проект MONCOZE (www.neresc.no/MONCOZE), который действовал как система оперативного мониторинга и прогноза морской прибрежной зоны в области Норвежского течения. Реализация этого проекта стала возможной в связи с тем, что за последние 20 лет наблюдения и моделирование Норвежского течения были существенно улучшены путем:

- развития технологий наблюдений *in situ* и удаленных наблюдений;
- быстрого доступа к данным;
- повышения мощностей компьютеров и развития численных моделей;
- новых методов усвоения различных данных;
- доступа к диагностическим и прогностическим атмосферным полям.

Основные цели MONCOZE заключались в следующем:

- понимание и описание мезомасштабной изменчивости в Норвежском течении и окружающих водах;
- обеспечение мониторинга и предупреждений об экстремальных и вредных явлениях;
- развитие методов комбинирования данных из различных источников, неоднородных во времени и в пространстве, для анализа и оценки цветения водорослей.

Особое внимание уделялось созданию Web-сервера для решения следующих задач:

- совмещение продукции мониторинга и прогнозов (например, изменчивости течений и переноса, концентрации и распределения планктона, длительности загрязнения и т.д.);
- облегчение получения информации и продукции для пользователей, включая научное сообщество, прибрежную индустрию и менеджмент береговой зоны.

Наблюдательная сеть MONCOZE включала спутниковые наблюдения (температура поверхности моря, поверхностные течения и цвет моря), наблюдения *in situ* (температура, соленость, плотность воды, данные о течениях в толще воды), радарные наблюдения поверхностных течений.

Для расчетов и прогнозов использовались три модели с высоким разрешением (4 км). Модели HYCOM и MI-POM давали физическое состояние, включая эволюцию во времени, уровня моря, течений, температуры и солености. Результаты MI-POM использовались в модели MIPOM-BIO для изучения первичной продукции в Северном море и в проливах Скагеррак и Каттегат.

Таким образом, система MONCOZE обеспечивала оперативный прогноз и оценку состояния норвежской прибрежной зоны (рис. 7.5), включая:

- скорость течений, положение фронтов и мезомасштабную изменчивость;
- распределение температуры и солености;
- распространение вредоносных водорослей.

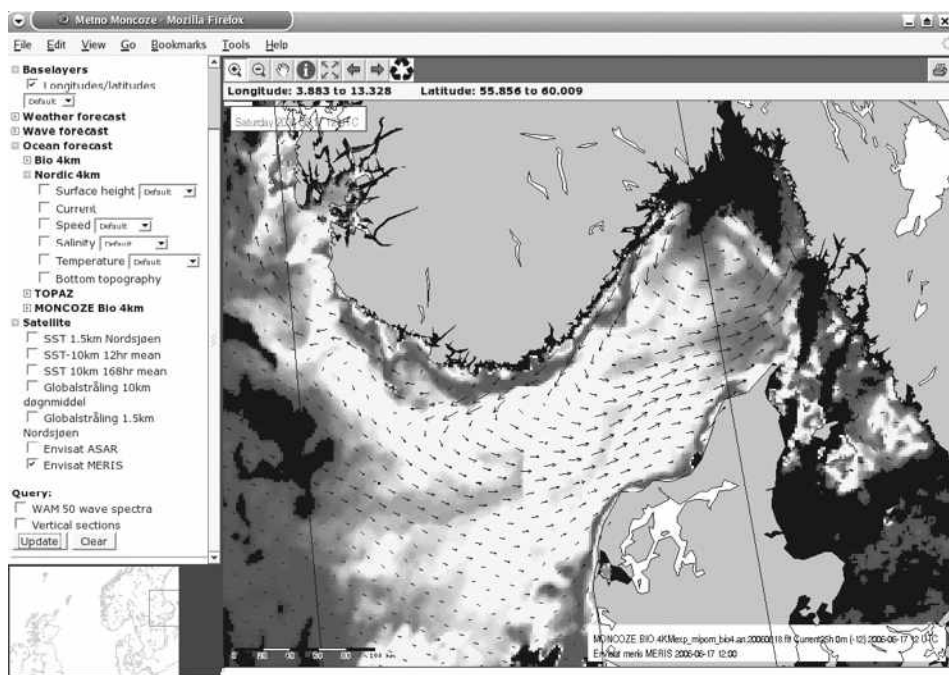


Рис. 7.5. Прогноз течений на поверхности Норвежского моря на 26 июня 2006 г. в системе MONCOZE

Этой информацией пользовались потребители, которых условно можно объединить в следующие группы:

- управление морской окружающей средой и ресурсами;
- мониторинг цветения водорослей;
- научные исследования;
- образование и обучение.

В качестве примеров использования системы в различных целях можно отметить:

- анализ сезонной и годовой изменчивости притока атлантических вод в Северное море и Скагеррак для оценки рыбных запасов;
- быстрый сбор наблюдений для определения типа и уровней токсичности в случае аномального цветения водорослей;
- исследование мезомасштабной изменчивости в Норвежском течении, включая влияние вихрей на биохимические условия;
- создание эффективных средств для интерактивной демонстрации и визуализации информационной продукции на новом этапе оперативной океанографии.

Основным назначением системы MONCOZE был мониторинг и прогноз характеристик прибрежной зоны в Северном море и Скагерраке. Авторы системы считают, что необходимо внедрение подобных систем вдоль всего Норвежского побережья и в прилегающих морях с учетом значительной экономической важности этих регионов.

7.4. Мониторинг, моделирование и прогноз дрейфа нефтяных загрязнений

В связи с интенсификацией добычи нефти и ее транспортировки морским транспортом и трубопроводными системами увеличивается риск аварийных инцидентов на суше и на море. Наиболее активное развитие мониторинга, моделирования и прогнозирования дрейфа нефтяных загрязнений началось после инцидента с танкером Prestige у Пиренейского полуострова в ноябре 2002 года. В последние годы было создано несколько оперативных систем, позволяющих прогнозировать дрейф и эволюцию нефтяных пятен. Опишем некоторые из них.

Моделирование разливов нефти и оценка риска воздействия на окружающую среду (Россия, ГУ «ГОИН»)

Для оценки риска воздействия на окружающую среду аварийных сбросов нефти в России (ГОИН) разработан комплекс математических моделей и методология их применения [147]. В основе комплекса лежит математическая модель расчета возможных сценариев поведения разлившейся нефти, позволяющая моделировать процессы переноса нефти под действием ветра и течений, растекания под действием сил плавучести и турбулентной диффузии, испарения, осаждения на берега и дно и т.д.

Необходимыми составными частями системы прогнозирования являются метеорологический и гидрологический прогноз с пространственно-временным разрешением, соответствующим решаемой задаче, а также региональная адаптация модели нефтяного разлива. Результаты прогноза траектории движения нефтяного пятна и изменения характеристик нефти можно использовать для ликвидации последствий аварии.

Математическая модель распространения нефти в море основана на осредненных по вертикали уравнениях Навье — Стокса и позволяет проводить необходимые расчеты в областях сложной конфигурации при наличии ледяного покрова и т.д. На поверхностях раздела нефть—вода и нефть—воздух задаются условия непрерывности напряжений и кинематические условия.

Модель описывает следующие процессы:

- растекание нефтяного пятна за счет плавучести;
- перемещение и деформацию нефтяного пятна под действием ветра и течений;
- диффузионное рассеяние нефти по поверхности моря и в водной толще;
- испарение смеси нефтепродуктов и др.

Для инициализации модели используется следующая информация:

- гидрометеорологические условия (ветер, течения, температура воды, волнение);
- сведения о разлившейся нефти (фракционный состав, плотность, вязкость, поверхностное натяжение);
- координаты источника сброса;
- сведения об источнике сброса (количество сброшенной нефти или интенсивность сброса, задание контура нефтяного пятна и его средней толщины по аэрокосмической информации);
- батиметрическая карта района, в котором проводится моделирование;
- контур береговой линии.

Выходная продукция модели включает:

- карты концентраций нефти на поверхности моря;
- количество испарившейся нефти;
- количество нефти в воде;
- количество нефти на берегу и распределение ее вдоль береговой линии.

В качестве примера на рис. 7.6 изображены результаты расчета дрейфа нефтяного пятна на шельфе Сахалина в результате гипотетического разлива 5500 т нефти. На рисунке также показано изменение массы нефти, позволяющее оценить возможный масштаб аварии.

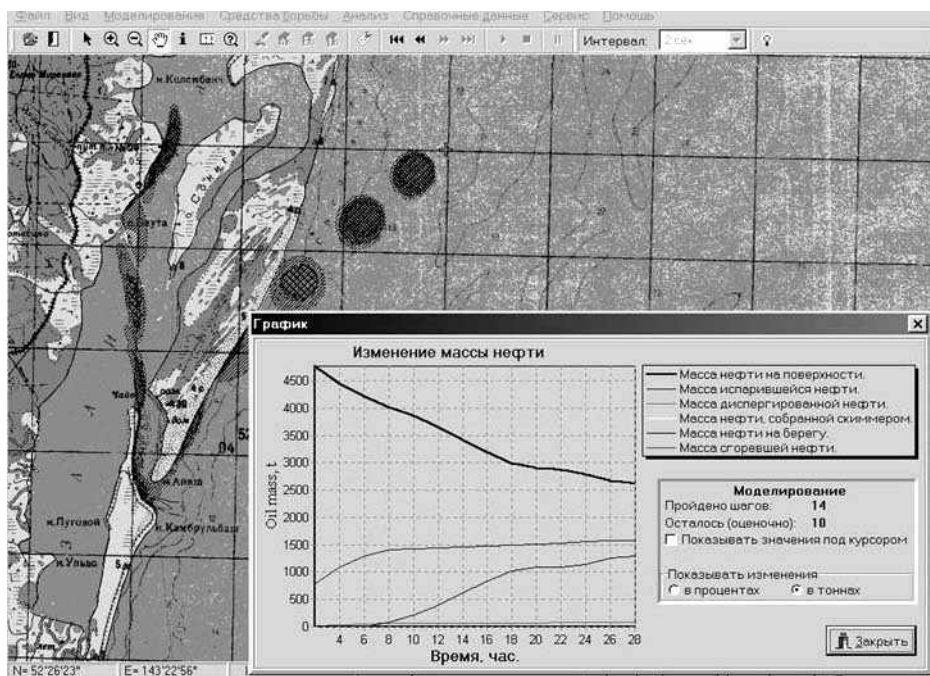


Рис. 7.6. Расчет последовательных положений нефтяного пятна и график изменения массы нефти

Система Seatrack Web (Швеция)

Seatrack Web – это система прогноза нефтяного дрейфа, покрывающая Балтийское море и восточную часть Северного моря. Это полностью оперативная система, ориентированная на потребителей и доступная через Интернет. Прогнозы дрейфа в этой системе основаны на прогнозах ветра и течений из оперативных моделей атмосферы и циркуляции моря.

Seatrack Web состоит из трех модулей. Первый – это оперативная система морского и метеорологического прогноза, который обеспечивает поля ветра и течений. Используется ветер из атмосферной модели HIRLAM и течения из 3-мерной бароклинной модели циркуляции Балтийского моря HIROMB (High Resolution Operational Model for the Baltic Sea). Модель HIROMB запускается два раза в день, используя прогностические поля из HIRLAM и дает прогнозы

на 48 часов течений, уровня моря, температуры, солености и ледовых условий для Северного и Балтийского морей.

Второй модуль — это модель дрейфа и распространения нефтяных пятен, которая основана на технике траекторий лагранжевых частиц.

Третий модуль — это Web-приложение клиент/сервер. Он реализует взаимодействие компьютерных приложений системы Seatrack Web и потребителей. Любой расчет дрейфа стартует по запросу потребителя, который вводит через интерфейс необходимые для расчета параметры. Параметры передаются через Интернет, и расчет выполняется на сервере системы, который имеет доступ к прогнозам ветра и течений. Результаты расчета передаются на компьютер потребителя, где они представляются в графическом виде. Результаты расчета обычно бывают доступны в течение нескольких минут в зависимости от типа расчета.

Для выполнения расчетов потребитель должен ввести четыре группы параметров. В первую группу входят время, координаты и глубина, на которой произошел разлив нефти. Во второй группе указываются характеристики загрязнения, например сорт нефти. В третьей группе задаются условия выброса (длительность, скорость и т.д.). В четвертой группе потребитель может задать некоторые условия для расчета, например ввести свои скорости и направление течений (по умолчанию система использует прогноз течений по модели HIROMB).

В целях дальнейшего развития системы предполагается в алгоритм расчета дисперсии нефти включить данные по волнению из моделей прогноза волнения.

Система MOTHU (Франция)

Метеорологическая служба Франции Meteo-France в оперативном режиме обслуживает операции по ликвидации последствий разливов нефти, а также поисковые и спасательные операции. Основу прогноза дрейфа нефтяных загрязнений составляет система MOTHU, которая включает прибрежные гидродинамические модели с учетом приливов и атмосферный форсинг из глобальных метеорологических моделей. MOTHU интенсивно использовалась во время аварий судов Erika (декабрь 1999 г.) и Prestige (ноябрь 2002 г.) в Бискайском заливе.

MOTHU основана на иерархии встроженных моделей циркуляции, соединенных с моделью дисперсии загрязнения. Течения рассчитываются на основе теории мелкой воды. Это приближение хорошо подходит к областям, где крупномасштабными течениями можно пренебречь (Ла-Манш или шельф Бискайского залива).

Разлив нефти моделируется как распределение независимых капель, которые движутся под действием течений, турбулентности и плавучести. Модель была откалибрована на хорошо документированных инцидентах с загрязнением (аварии танкеров Torrey Canyon, Amoco Cadiz и Tanio). С 1994 г. система MOTHU эксплуатируется в Meteo-France, причем дежурный метеоролог в состоянии запустить систему по запросу. В среднем каждый месяц происходит около 10 случаев, когда требуется запуск MOTHU.

Система Центра морских исследований (Греция)

Система возникла в результате интеграции системы обнаружения разливов нефти на основе спутниковой информации и численных моделей, способных прогнозировать эволюцию разливов нефти в морской среде. Создание системы

было совместным усилием компании Telespazio (Италия) и Центра морских исследований (HCMR, Греция), который реализовал численные модели для прогноза эволюции нефтяных пятен в море. Система была предназначена для того, чтобы через несколько часов после получения спутниковых данных провести расчеты характеристик разлива нефти и дать прогноз его эволюции для центральной и южной частей Эгейского моря.

Ожидается, что транспортировка нефти из стран Черного моря в Европу и США в ближайшие годы существенно увеличится, поэтому необходимость такой системы очевидна. Необходимая для прогнозов информация обеспечивается системой POSEIDON.

Система состоит из трех частей: мониторинг, прогноз и распространение продукции.

Мониторинг включает получение и анализ изображений со спутника ERS-2. Прогноз основан на модели дрейфа нефти, которая описывает дисперсию капель нефти и их химическую трансформацию, используя необходимую информацию (ветер, волны, течения и характеристики диффузии) из системы POSEIDON.

Информация, необходимая для прогноза эволюции разлива нефти, обеспечивается следующими моделями:

- атмосферная прогностическая модель, основанная на модели ETA и данунскейлинге глобальной модели NCEP или прогнозов ECMWF над Средиземным морем (сетка с шагом $0,24^\circ$) с встроенной моделью для Эгейского моря с высоким разрешением ($0,1^\circ$). Эта модель обеспечивает условия на границе море—атмосфера для моделей циркуляции;

- 3-мерная гидродинамическая модель, основанная на модели POM, обеспечивает три компоненты поля течений, а также горизонтальную и вертикальную диффузию.

Для распространения продукции был создан Web-сайт (<http://roses.ncmr.gr>), где представлена детальная информация об обнаружении и прогнозе разливов нефти. Доступ к этой странице имеют только зарегистрированные пользователи.

Система работает следующим образом. Как только в компании Telespazio на основе спутниковой информации обнаружен разлив нефти, то в HCMR посылается сообщение, которое содержит дату, время и координаты спутникового изображения, количество разливов на снимке, и для каждого разлива — координаты центра, площадь разлива (в км^2) и периметр пятна.

На основе этой информации с помощью модели составляется прогноз, который содержит последовательные графики эволюции нефтяного пятна каждый час в течение 72 часов после события. Дополнительно каждый график содержит информацию об объеме нефти, которая испарилась, достигла дна или ближайшего побережья. По завершении расчетов информация об обнаружении и прогнозе становится доступной на сайте. Зарегистрированным пользователям сообщается об этом по электронной почте, и они получают необходимую информацию об инциденте.

Испытание системы проходило с апреля по сентябрь 2004 года. Время между получением спутниковой информации и оповещением пользователей составляло в среднем 4,5 часа, из которых около четырех часов требовалось компании Telespazio для обработки спутниковой информации и около 30 мин требовалось HCMR для получения прогноза эволюции пятна.

Анализ 105 спутниковых снимков с апреля по сентябрь 2004 года выявил 34 разлива нефти на 16 снимках (в большинстве случаев на одном снимке было обнаружено более одного разлива). Пользователям было послано 32 предупреждения.

В результате анализа основных систем мониторинга, моделирования и прогноза дрейфа нефтяных загрязнений были сделаны следующие выводы [231]:

- для прогноза дрейфа нефтяных загрязнений необходимо использование 3-мерных гидродинамических моделей; 2-мерные модели могут давать ошибочные оценки, особенно в случае глубокого разлива нефти;

- модели должны иметь высокое горизонтальное и вертикальное разрешение (вертикальное разрешение в верхнем слое моря должно составлять от нескольких сантиметров до метров);

- есть потребность развивать методы оценки поверхностных (пленочных) течений, поскольку они сильно влияют на дрейф загрязнений при ветрах — от умеренных до сильных;

- для оптимизации мониторинга нефтяных пятен целесообразно комбинирование судовых наблюдений с данными спутникового синтетического радара с апертурой (SAR);

- модели дрейфа нефтяных загрязнений должны быть состыкованы с информационными системами по экологии и геоморфологии прибрежных областей; это оптимизировало бы моделирование процессов выброса загрязнений на берег и систему принятия решений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В книге сделана попытка представить современное состояние оперативной океанографии как в России, так и за рубежом. Авторы не ставили своей задачей дать исчерпывающее описание всех разделов данной отрасли, да это и вряд ли возможно. Например, минимальное внимание уделено наблюдательным, в том числе спутниковым системам, а также приборам и другим средствам измерений в океане.

Оперативная океанография бурно развивается в последние десятилетия. Появляются принципиально новые направления, например мониторинг солёности Мирового океана на основе спутниковой информации. Создаются приборы, позволяющие получать новую информацию о состоянии Мирового океана (буи АРГО, глайдеры и т.д.).

Современная оперативная океанография развивается по пути объединения усилий многих стран. Успешно реализуются международные проекты с участием России (EuroGOOS, ARENA, ASCABOS, ECOOP и др.). Понимание важности оперативной океанографии для мирового сообщества дает гарантию ее дальнейшего успешного развития.

Литература

1. *Абрамов В. А., Гудкович З. М.* Результаты анализа материалов наблюдений за дрейфом льда в Карском море // Труды ААНИИ. — 1985. — Т. 400. — С. 115–123.
2. *Абузяров З. К.* Морское волнение и его прогнозирование. — Л.: Гидрометеиздат, 1981. — 166 с.
3. *Абузяров З. К., Шамраев Ю. И.* Морские гидрологические информации и прогнозы. Учебник для гидрометеорологических техникумов / под ред. М. Г. Глаголевой. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 219 с.
4. *Абузяров З. К.* Вопросы оперативного применения численных прогностических моделей ветрового волнения // Труды Гидрометцентра России. — 2004. — Вып. 339. — С. 32–43.
5. *Абузяров З. К.* О расчете полей ветра для прогноза волнения на морях и океанах // Труды Гидрометцентра СССР. — 1980. — Вып. 229. — С. 77–86.
6. *Абузяров З. К.* Роль составляющих водного баланса Каспийского моря в месячных и годовых приращениях его уровня // Труды Гидрометцентра России. — 2006. — Вып. 341. — С. 3–27.
7. *Абузяров З. К.* О прогностической оценке фоновых изменений уровня Каспийского моря на срок до 12 лет // Труды Гидрометцентра России. — 2004. — Вып. 339. — С. 3–21.
8. *Абузяров З. К., Красюк В. С.* Прогноз годового хода уровня Каспийского моря, основанный на приближенном расчете уравнения водного баланса // Гидрометеорологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна. — СПб.: Гидрометеиздат, 2003. — С. 310–322.
9. *Абузяров З. К.* Технология прогноза тенденций изменения уровня Каспийского моря на перспективу 6 и 18 лет // Гидрометеорологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна. — СПб.: Гидрометеиздат, 2003. — С. 351–363.
10. *Абузяров З. К., Нестеров Е. С.* Развитие методов и технологий морского метеорологического обслуживания // 70 лет Гидрометцентру России. — СПб.: Гидрометеиздат, 1999. — С. 216–231.
11. *Абузяров З. К., Сиротов К. М.* Рекомендуемые курсы плавания судов в океане. — Л.: Гидрометеиздат, 1970. — 92 с.
12. *Алексеев Г. В., Священников П. Н.* Естественная изменчивость характеристик климата северной полярной области и Северного полушария. — Л.: Гидрометеиздат, 1991. — 159 с.
13. *Алехин Ю. М.* Проблема причинности в гидрометеорологических прогнозах большой заблаговременности // Труды ЛГМИ. — 1969. — Вып. 35. — С. 39–45.
14. *Андреев М. Д.* Среднесрочный прогноз появления льда, очищения моря ото льда и толщины льда. — М., 1990. — 20 с. — Деп. во ВНИИГМИ-МЦД 10.07.1990 г. № 1011.
15. *Аппель И. Л., Гудкович З. М.* Численное моделирование и прогноз эволюции ледяного покрова арктических морей в период таяния. — СПб.: Гидрометиздат, 1992. — 143 с.
16. *Аппель И. Л., Гудкович З. М.* Учет влияния тепловых процессов на изменение сплоченности ледяного покрова // Труды ААНИИ. — 1977. — Т. 346. — С. 29–44.
17. *Аппель И. Л., Гудкович З. М.* Численная модель перераспределения ледяного покрова в летний период // Труды ААНИИ. — 1977. — Т. 346. — С. 4–129.

18. Ашик И. М. Численный гидродинамический метод прогноза колебаний уровня моря в Финском заливе с учетом влияния ледяного покрова // Информационный сборник № 29. — 2002. — С. 90–107.
19. Багров А. Н., Кожевникова Н. Н. Объективный анализ температуры поверхности океана в Северном полушарии // Метеорология и гидрология. — 1981. — № 12. — С. 69–76.
20. Багров Н. А. Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих // Труды ЦИП. — 1959. — Вып. 74. — С. 3–24.
21. Баранов Г. И., Масловский М. И. Моделирование межгодовой изменчивости состояния ледового покрова Арктического бассейна // Труды ААНИИ. — 1979. — Т. 357. — С. 48–56.
22. Белинский Н. А. Морские гидрометеорологические информации и прогнозы. — Л.: Гидрометеоиздат, 1956. — 254 с.
23. Борисенков Е. П. Численные методы анализа и предвычисления гидрометеорологических полей в полярных районах // Проблемы Арктики и Антарктики. — 1970. — Вып. 36–37. — С. 67–85.
24. Бородачев В. Е. Некоторые особенности распределения льдов в арктических морях летом и их влияние на скорость судов // Труды ААНИИ. — 1974. — Т. 316. — С. 35–41.
25. Бресткин С. В. Система гидрометеорологических наблюдений в полярных районах и перспективы ее развития // Метеоспектр. — 2004. — № 4. — С. 146–155.
26. Будыко М. И., Берлянд Т. Г., Зубенок Л. И. Методика климатологических расчетов составляющих теплового баланса // Труды ГГО. — 1954. — Вып. 48 (110). — С. 5–16.
27. Бузуев А. Я. Некоторые статистические закономерности распределения толщины многолетнего льда // Труды ААНИИ. — 1968. — Т. 284. — С. 76–82.
28. Бузуев А. Я. Статистическая оценка пространственного распределения основных параметров ледяного покрова // Труды ААНИИ. — 1975. — Т. 326. — С. 187–192.
29. Бузуев А. Я., Дубовцев В. Ф. Статистические характеристики некоторых параметров ледяного покрова в Арктике // Труды ААНИИ. — 1971. — Т. 303. — С. 166–178.
30. Вангенгейм Г. Я. Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики // Труды ААНИИ. — 1952. — Т. 34. — 314 с.
31. Васильев В. И. Применение ЭВМ для расчета оптимальных маршрутов судов в Северной Атлантике // Информационное письмо № 11 (129). — Л., 1981. — С. 16–25.
32. Веселов Е. П. Прибрежные ветры. — Женева: ВМО, 1988. — ТД № 275. Докл. № 21. — 21 с.
33. Волков Н. А., Гудкович З. М. Состояние и перспективы методики ледовых прогнозов для арктических морей // Океанология. — 1967. — Т. 7, вып. 5. — С. 792–800.
34. Волков Ю. А., Полников В. Г., Погарский Ф. А. Численная модель ветровых волн с динамическим приводным слоем // Известия РАН. Серия «Физика атмосферы и океана». — 2002. — Т. 38, № 1. — С. 146–153.
35. Вольцингер Н. Е., Пясковский Р. В. Основные океанологические задачи теории мелкой воды. — Л.: Гидрометеоиздат, 1968. — 300 с.
36. Вольцингер Н. А., Пясковский Р. В. Теория мелкой воды. — Л.: Гидрометеоиздат, 1977. — 207 с.

37. *Гаврилин Б. Л., Монин А. С.* Модель долгосрочных взаимодействий океана и атмосферы // ДАН СССР. — 1967. — Т. 176, № 4. — С. 822–825.
38. *Герман В. Х., Левиков С. П.* Вероятностный анализ и моделирование колебаний уровня моря. — Л.: Гидрометеиздат, 1988. — 229 с.
39. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Белое море. — Л.: Гидрометеиздат, 1991. — Т. 2, вып. 1. — 240 с.
40. *Гирс А. А.* Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 487 с.
41. *Гирс А. А.* Увеличение заблаговременности и детализация долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики // Труды ААНИИ. — 1959. — Т. 262. — С. 5–69.
42. *Глаголева М. Г., Скриптунова Л. И.* Прогноз температуры воды в океане. — Л.: Гидрометеиздат, 1979. — 168 с.
43. *Глаголева М. Г., Скриптунова Л. И.* Установление зависимости для расчета и прогноза распределения температуры воды по вертикали. Методическое письмо № 2. — М.: Гидрометеиздат, 1964. — 68 с.
44. *Глаголева М. Г., Скриптунова Л. И., Большакова Е. В.* Физико-статистический метод прогноза аномалии температуры воды в северной части Атлантического океана // Труды Гидрометцентра СССР. — 1987. — Вып. 294. — С. 181–190.
45. Глобальная система усвоения океанографических данных: пилотная версия / Ю. Д. Реснянский, А. А. Зеленко и др. // Труды VI конференции «Современное состояние и проблемы навигации и океанографии» НО-2007. — СПб, 2007. — С. 464–473.
46. *Гудкович З. М., Доронин Ю. П.* Дрейф морских льдов. — СПб.: Гидрометеиздат, 2001. — 112 с.
47. *Гудкович З. М., Романов М. А.* Метод расчета распределения мощности льдов в арктических морях в зимний период // Труды ААНИИ. — 1959. — Т. 292. — С. 4–47.
48. *Дерюгин К. К., Карелин Д. Б.* Ледовые наблюдения на морях. — Л.: Гидрометеиздат, 1954. — 168 с.
49. *Джеймс Р.* Прогноз термической структуры океана. — Л.: Гидрометеиздат, 1971. — 160 с.
50. *Доронин Ю. П.* К методике расчета сплоченности и дрейфа льда // Труды ААНИИ. — 1970. — Т. 291. — С. 5–17.
51. *Доронин Ю. П., Жуковская И. А., Сметанникова А. В.* Испытание численной модели весенне-летнего перераспределения морского льда // Труды ААНИИ. — 1971. — Т. 303. — С. 36–45.
52. *Доронин Ю. П.* Тепловое взаимодействие атмосферы и гидросферы в Арктике. — Л.: Гидрометеиздат, 1969. — 299 с.
53. *Доронин Ю. П., Сметанникова А. В.* Влияние метеорологических факторов на сроки ледообразования // Труды ААНИИ. — 1967. — Т. 257. — С. 45–56.
54. *Драбкин В. В., Бресткин С. В., Лебедев А. А.* Уроки суровой зимы 2002–2003 гг. // Морская биржа. — 2003. — № 4. — С. 47–50.
55. *Дуванин А. И.* О модели взаимодействия между процессами в океане и атмосфере // Океанология. — 1968. — Вып. 4. — С. 571–580.
56. *Дуванин А. И.* Волновые движения в море. — Л.: Гидрометеиздат, 1968. — 223 с.

57. Думанская И. О. Динамико-статистическая модель перераспределения льда в Белом море // Метеорология и гидрология. — 2007. — № 4. — С. 69–79.

58. Думанская И. О. Использование вероятностных площадных характеристик дрейфующего льда для гидрометеорологического обеспечения морских транспортных операций и построения численной модели перераспределения льда в Белом море // Труды ГМЦ. — 2006. — Вып. 341. — С. 42–78.

59. Думанская И. О. Использование динамико-статистического метода расчета перераспределения льда в Белом море для решения климатических и прогностических задач // Океанология. — 2008. — Т. 48, № 1. — С. 19–26.

60. Думанская И. О. Методы изучения площадных характеристик дрейфующего льда и их прикладное значение для гидрометобеспечения транспортных операций в Белом море // Метеоспектр. — 2004. — № 1 (17). — С. 61–72.

61. Думанская И. О. Учет ледовых условий Белого моря при транспортировке углеводородов // Метеоспектр. — 2007. — № 4. — С. 127–132.

62. Думанская И. О. Оценка возможности использования вероятностных характеристик дрейфующего льда и численной модели перераспределения льда в Белом море для гидрометеорологического обеспечения морских транспортных операций в условиях климатических изменений // Проблемы Арктики и Антарктики. — СПб.: ААНИИ, 2007. — № 77. — С. 128–142.

63. Елисов В. В., Нечволодов Л. В. Краткосрочный гидродинамический прогноз термохалинной структуры деятельного слоя океана. — Обзорная информация. Сер. 37.25. Океанология. — Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 1990. — 31 с.

64. Заславский М. М. Соотношение узконаправленного, узкополосного и диффузионного приближений для нелинейного кинетического интеграла поверхностных гравитационных волн // Океанология. — 1997. — Т. 37, № 3. — С. 331–337.

65. Заславский М. М. Об узконаправленном приближении кинетического уравнения для спектра ветровых волн // Известия АН СССР. Серия «Физика атмосферы и океана». — 1989. — Т. 25, № 1. — С. 402–410.

66. Захаров В. Е., Стилга А. В. О квазиодномерных спектрах слабой турбулентности // ТЭФ. — 1981. — Т. 31, вып. 4 (10). — С. 1318–1326.

67. Зеленько А. А., Нестеров Е. С. Объективный анализ температуры поверхностного слоя океана в Северо-Восточной Атлантике // Труды Гидрометцентра СССР. — 1986. — Вып. 281. — С. 76–83.

68. Зеленько А. А., Реснянский Ю. Д. Информационные возможности оперативной наблюдательной сети для глобального диагноза температуры поверхности океана // Метеорология и гидрология. — 1996. — № 10. — С. 51–59.

69. Зеленько А. А. Оперативный модуль ЕСИМО — система гидрометобеспечения нового поколения // Труды VI конференции «Современное состояние и проблемы навигации и океанографии» НО-2007. — СПб., 2007. — С. 473–479.

70. Зубов Н. Н. Льды Арктики. — М.: Изд-во Главсевморпути, 1945. — 360 с.

71. Зуев А. Н. Численная модель для расчета скорости дрейфа и перераспределения льда в море // Труды ААНИИ. — 1983. — Т. 385. — С. 19–26.

72. Ивкина Н. И., Йенсен Х. Р., Строева Т. П. Некоторые результаты тестирования системы предупреждения штормовых нагонов на Каспийском море // Гидрометеорология и экология. — 2002. — № 1. — С. 71–78.

73. *Ивкина Н. И.* Опыт применения гидродинамической модели MIKE-21 для прогнозирования сгонно-нагонных явлений на Каспийском море // Гидрометеорология и экология. — 1998. — № 1–2. — С. 105–112.
74. *Иконникова Л. Н.* Атлас цунами. — М.: Изд. ДВНИГМИ, 1963. — 67 с.
75. *Ильинский О. К.* Некоторые особенности береговых ветров Японского моря // Труды ЦИП. — 1950. — Вып. 19. — С. 126–135.
76. *Каган Б. А., Рябченко В. А., Сафрай А. С.* Термодинамическая модель морского льда // Доклады АН СССР. — 1986. — Т. 286, № 4. — С. 965–968.
77. *Калацкий В. И.* Моделирование вертикальной термической структуры деятельного слоя океана. — Л.: Гидрометеиздат, 1978. — 215 с.
78. *Калацкий В. И., Нестеров Е. С.* К прогнозу температуры воды в океане // Труды Гидрометцентра СССР. — 1981. — Вып. 241. — С. 21–24.
79. *Калацкий В. И., Нестеров Е. С.* Численный прогноз термической структуры в океане с учетом влияния атмосферных процессов синоптического масштаба // Труды Гидрометцентра СССР. — 1980. — Вып. 229. — С. 37–44.
80. *Калинин Г. П., Смирнова К. И., Шереметевская О. И.* Водобалансовые расчеты будущих уровней Каспийского моря // Метеорология и гидрология. — 1968. — № 9. — С. 45–52.
81. *Калинин Г. П., Милюков П. И.* Приближенный расчет неустановившегося движения водных масс // Труды ЦИП. — 1958. — Вып. 66. — 71 с.
82. *Калинин Г. П.* Прогноз уровня Каспийского моря // Труды НИЦ ГУГМС. Сер. 8. — 1941. — Вып. 1. — 12 с.
83. *Каракаш А. И.* Ледовые прогнозы на неарктических морях СССР // Труды Гидрометцентра СССР. — 1969. — Вып. 51. — С. 101–119.
84. *Каракаш А. И.* Взаимосвязь ледовитости моря и толщины льда в прибрежной зоне моря // Труды Гидрометцентра СССР. — 1985. — Вып. 270. — С. 47–51.
85. *Каракаш А. И.* Предвычисление сезонного хода ледовитости Охотского моря // Труды Гидрометцентра СССР. — 1983. — Вып. 255. — С. 57–63.
86. *Каракаш А. И.* Прогноз крупных аномалий ледовитости неарктических морей // Труды Гидрометцентра СССР. — 1975. — Вып. 161. — С. 69–97.
87. *Каракаш А. И., Короб М. И.* Долгосрочный прогноз ледовитости неарктических морей // Труды Гидрометцентра СССР. — 1984. — Вып. 263. — С. 81–90.
88. *Каракаш А. И., Саускан Е. М.* О ледовых прогнозах на Белом море // Труды ЦИП. — 1951. — Вып. 29. — С. 92–101.
89. *Карелин Д. Б.* Влияние солёности воды и течений на рост льда // Проблемы Арктики. — 1943. — № 1. — С. 144–149.
90. *Карелин Д. Б.* Ледяной покров арктических морей // Труды ААНИИ. — 1940. — Т. 137. — 106 с.
91. *Качурин Л. Г., Смирнов И. А., Гашин Л. И.* Обледенение судов. Учебное пособие. — Л.: Изд-во ЛПИ, 1980. — 56 с.
92. *Кириллов А. А., Спичкин В. А., Беленькая С. С.* Прогнозирование толщины припая на весенний период // Труды ААНИИ. — 1976. — Т. 320. — С. 27–46.
93. *Китайгородский С. А.* Физика взаимодействия атмосферы и океана. — Л.: Гидрометеиздат, 1970. — 284 с.

94. Количественная оценка цунамиопасности и схема цунамирайонирования Тихоокеанского побережья СССР / Ч. Н. Го, В. М. Кайстренко, Е. Н. Пелиновский, К. В. Симонов // Тихоокеанский ежегодник. – Владивосток: Изд-во Дальневосточного отделения АН СССР, 1988. – 39 с.

95. *Коротаев Г. К., Еремеев В. Н.* Введение в оперативную океанографию Черного моря. – Севастополь: НПЦ «Экоси-Гидрофизика», 2006. – 381 с.

96. *Кочетов С. В.* Расчет годового цикла состояния льда в море // Труды ААНИИ. – 1973. – Т. 307. – С. 17–27.

97. *Кудрявая К. И., Серяков Е. И., Скриптунова Л. И.* Морские гидрологические прогнозы. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 310 с.

98. *Кудрявая К. И.* Оперативная проверка коэффициентов дрейфа льда в Белом море // Труды ЛГМИ. – 1962. – Вып. 16. – С. 194–202.

99. *Кузнецов И. М.* К вопросу о разрушенности морских льдов // Труды ААНИИ. – 1981. – Т. 384. – С. 123–129.

100. *Кузнецов И. М.* О влиянии снежного покрова на таяние припайного льда в арктических морях // Труды ААНИИ. – 1981. – Т. 384. – С. 112–116.

101. *Кузнецов И. М.* О возможности краткосрочного прогнозирования толщины морского льда // Труды ААНИИ. – 1990. – Т. 423. – С. 94–97.

102. *Лавренев И. В.* Математическое моделирование ветрового волнения в пространственно-неоднородном океане. – СПб.: Гидрометеиздат, 1998. – 499 с.

103. *Лайхтман Д. Л.* Некоторые закономерности теплового режима Центральной Арктики // Труды ААНИИ. – 1959. – Т. 226. – С. 42–47.

104. *Лайхтман Д. Л.* Физика пограничного слоя атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1961. – 253 с.

105. *Лаппо С. С.* Исследования эмпирических формул нарастания толщины льда // Океанология. – 1962. – Т. 2, вып. 1. – С. 59–66.

106. *Лунякова Л. Г.* К вопросу о прогнозе среднего уровня Каспийского моря в условиях современного подъема уровня // Труды Гидрометцентра СССР. – 1991. – Вып. 314. – С. 113–122.

107. *Маккавеев В. М.* О процессах возрастания и затухания волн малой длины и о зависимости высоты их от расстояния по наветренному расстоянию // Труды ГГИ. – 1937. – Вып. 5. – С. 3–15.

108. *Макова В. И.* Расчет полей ветра по полям атмосферного давления над морем. Обзорная информация. Серия 37.21. Вып. 4. – Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 1989. – 54 с.

109. *Малинин В. Н.* Проблема прогноза уровня Каспийского моря. – СПб.: Изд-во РГГМИ, 1994. – 160 с.

110. *Мамедов Э. С., Павлов Н. И.* Тайфуны. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 139 с.

111. *Мастерских М. А., Сиротов К. М.* О расчете скорости ветра в узких зонах холодных атмосферных фронтов над водной поверхностью морей и океанов // Труды Гидрометцентра СССР. – 1992. – № 324. – С. 130–133.

112. *Матвеев Л. Т.* Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 2000. – 778 с.

113. Математическая модель и метод оперативных расчетов ветрового волнения на морях СССР / И. Н. Давидан, И. В. Лавренев, Т. А. Пасечник и др. // Метеорология и гидрология. – 1988. – № 11. – С. 81–90.

114. Матушевский Г. В., Кабатченко И. М. Теоретические и прикладные аспекты применения спектральных моделей ветрового волнения // Метеорология и гидрология. — 2003. — № 3. — С. 47–54.
115. Матушевский Г. В. Современные модели расчета ветрового волнения // Метеорология и гидрология. — 1995. — № 6. — С. 51–62.
116. Метод краткосрочного прогноза штормовых нагонов в северной части Каспийского моря и результаты его испытаний / О. И. Зильберштейн, О. А. Вербицкая, С. К. Попов, А. Л. Лобов // Информационный сборник № 29. — 2002. — С. 76–89.
117. Методика краткосрочного численного прогноза сжатия льдов / В. А. Воеводин, С. А. Колесов, И. Ю. Кулаков, Л. А. Тимохов // Труды ААНИИ. — 1981. — Т. 384. — С. 23–33.
118. Методические указания № 19. Составление прогнозов ветрового волнения и зыби для морей и океанов. — Л.: Гидрометеиздат, 1961. — 43 с.
119. Методические указания по предупреждению угрозы обледенения судов / под ред. Е. П. Борисенкова, И. Г. Пчелко. — Л.: Репропринт ААНИИ, 1972. — 81 с.
120. Методическое пособие по составлению прогноза тягуна / под ред. К. П. Васильева. — Л.: Гидрометеиздат, 1980. — 60 с.
121. Милейко Г. Н. Метод расчета температуры воды в северных районах Атлантического и Тихого океанов в холодную часть года // Труды ЦИП. — 1966. — Вып. 156. — С. 66–75.
122. Миронов Е. У. Некоторые закономерности распределения толщины льда в Арктическом бассейне // Известия ВГО. — 1986. — Т. 118, вып. 3. — С. 202–207.
123. Миронов Е. У., Кузнецов И. М. Некоторые особенности пространственной неравномерности толщины неподвижного и дрейфующего льда // Труды ААНИИ. — 1990. — Т. 423. — С. 42–53.
124. Миронова Н., Егоров Г. Экипаж боролся за жизнь. Непобежденный штормом // Морские вести России. — 2007. — № 23–24. — С. 6–7.
125. Монин А. С., Красицкий В. П. Явления на поверхности океана. — Л.: Гидрометеиздат, 1985. — 370 с.
126. Морские прогнозы / З. К. Абузаров, К. И. Кудрявая, Е. И. Серяков, Л. И. Скриптунова. — Л.: Гидрометеиздат, 1988. — 320 с.
127. Наставление службе прогнозов, раздел 3, часть III. Служба морских гидрологических прогнозов. Изд. 3-е. — Л.: Гидрометеиздат, 1982. — 143 с.
128. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Гидрометеорологические наблюдения на морских станциях и постах. — Л.: Гидрометеиздат, 1984. — Вып. 9, часть 1. — 106 с.
129. Нестеров Е. С. О реакции верхнего слоя океана на внетропический циклон // Труды Гидрометцентра СССР. — 1986. — Вып. 281. — С. 24–28.
130. Нестеров Е. С. Численный прогноз термических характеристик деятельного слоя океана в Северной Атлантике // Труды Гидрометцентра СССР. — 1978. — Вып. 200. — С. 22–29.
131. Нестеров Е. С. Прогноз резких изменений температуры поверхностного слоя океана в Северной Атлантике // Метеорология и гидрология. — 1988. — № 10. — С. 129–132.

132. *Нестеров Е. С.* Оперативные системы прогноза параметров морской среды для европейских морей // Метеорология и гидрология. — 2005. — № 1. — С. 121–126.
133. *Нестеров Е. С.* Низкочастотная изменчивость циркуляции атмосферы и уровень Каспийского моря во второй половине XX века // Метеорология и гидрология. — 2001. — № 11. — С. 27–36.
134. *Нестеров Е. С.* Климатические тренды характеристик атмосферы и океана в атлантико-европейском регионе // Труды Гидрометцентра России. — 2000. — Вып. 332. — С. 74–77.
135. *Нестеров Е. С.* О связи индексов колебаний циркуляции атмосферы и уровня Каспийского моря. Гидрологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна. — СПб.: Гидрометеиздат, 2003. — С. 323–326.
136. *Нестеров Е. С.* Оперативная схема долгосрочного прогноза температуры воды в Северной Атлантике // Метеорология и гидрология. — 1994. — № 4. — С. 72–77.
137. *Нестеров Е. С., Розинкина И. А.* Оперативная система прогноза параметров верхнего слоя океана в Северной Атлантике на ЭВМ CRAY. Конференция «Информационные ресурсы об океане — актуальные проблемы формирования, распространения и использования в научных исследованиях и в морской деятельности». ОИР, 2002. Тезисы докладов. — Обнинск, 2002. — С. 125–126.
138. *Никифоров Е. Г., Тимохов Л. А.* Некоторые проблемы динамики ледяного покрова // Труды ААНИИ. — 1974. — Т. 316. — С. 4–27.
139. *Николаев Ю. В.* Роль крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в формировании аномалий погоды. — Л.: Гидрометеиздат, 1981. — 52 с.
140. *Николаева А. Я.* Результаты расчета зон льда различного возраста в арктических морях // Труды ААНИИ. — 1976. — Т. 320. — С. 121–142.
141. *Николаева А. Я., Шестериков Н. П.* Метод расчета ледовых условий (на примере моря Лаптевых) // Труды ААНИИ. — 1970. — Т. 292. — С. 143–217.
142. Номенклатура морских льдов. Условные обозначения для ледовых карт. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 76 с.
143. *Овсиенко С. Н.* О применении метода частиц в ячейках для численного моделирования дрейфа льда // Труды Гидрометцентра СССР. — 1978. — Вып. 200. — С. 64–69.
144. *Овсиенко С. Н., Эфроимсон В. О.* К теории динамического и термического перераспределения льда в море // Исследования ледяного покрова северо-западных морей. — М.: Наука, 1983. — С. 8–19.
145. *Овсиенко С. Н.* О численном моделировании дрейфа льда // Известия АН СССР. Серия «Физика атмосферы и океана». — 1976. — Т. 12, № 11. — С. 1201–1206.
146. *Овсиенко С. Н.* Расчет стонно-нагонных колебаний уровня Азовского моря // Труды Гидрометцентра СССР. — 1972. — Вып. 60. — С. 55–58.
147. *Овсиенко С. Н., Зацепа С. Н., Ивченко А. А.* Моделирование разливов нефти и оценка риска воздействия на окружающую среду // Труды ГОИН. — 2005. — Вып. 209. — С. 248–271.
148. Оперативный выпуск гидродинамических прогнозов погоды на средние сроки по спектральной глобальной модели Гидрометцентра России / И. А. Розинкина, Д. Б. Киктев, Т. Я. Пономарева, И. В. Рузанова // Труды Гидрометцентра России. — 2000. — Вып. 334. — С. 52–68.

149. Особенности реализации новой версии спектральной модели Гидрометцентра России Т85L31 и технологии выпуска кратко- и среднесрочных гидродинамических прогнозов / И. А. Розинкина, Е. Д. Астахова, А. В. Фролов и др. // Труды Гидрометцентра России. — 2002. — Вып. 338. — С. 51–60.
150. Оценка потоков на поверхности океана, воспроизводимых оперативной системой среднесрочного прогнозирования Гидрометцентра России / Ю. Д. Реснянский, А. А. Зеленько, Е. С. Нестеров, И. А. Розинкина // Метеорология и гидрология. — 2005. — № 4. — С. 85–101.
151. *Панов В. В.* Обледенение судов // Труды ААНИИ. — 1976. — Т. 334. — 263 с.
152. *Питербарг Л. И.* Динамика и прогноз крупномасштабных аномалий температуры поверхности океана (статистический подход). — Л.: Гидрометеиздат, 1989. — 200 с.
153. Плавание судов в открытых водах Мирового океана наивыгоднейшими путями / З. К. Абузаров, Б. А. Андрянов, Н. К. Бурова и др. // Труды ЦНИИМФ. Судовождение и связь. — 1965. — Вып. 64. — С. 19–51.
154. *Плотников В. В., Фирсов П. Б.* Прогноз смещения кромки льда в северной части Охотского моря физико-статистическим методом // Труды ДВНИИ. — 1981. — Вып. 83. — С. 10–14.
155. *Победоносцев С. В., Абузаров З. К., Копейкина Т. Н.* О качестве наблюдений за уровнем Каспийского моря // Труды Гидрометцентра России. — 2004. — Вып. 339. — С. 22–31.
156. Положение о порядке действий учреждений и организаций при угрозе возникновения и возникновении опасных природных явлений. — М., 2008. — 33 с.
157. *Потайчук М. А.* О подземном стоке воды в Каспийское море // Труды ГОИН. — 1970. — Вып. 98. — С. 42–48.
158. *Привальский В. Е.* Стохастические модели и предсказуемость некоторых океанологических процессов // Известия АН СССР. Серия «Физика атмосферы и океана». — 1982. — № 12. — С. 1278–1281.
159. *Пурганский В. С., Юрко Т. А.* О механизме зарождения тропических циклонов // Труды Гидрометцентра России. — 2000. — Вып. 332. — С. 101–115.
160. Развитие информационных технологий в локальной сети CRAY / И. И. Жабина, И. Э. Пурина, А. Ю. Недачина, Н. В. Штырева // Труды Гидрометцентра России. — 2000. — Вып. 334. — С. 134–147.
161. Развить методы и технологии подготовки и распространения оперативной прогностической и диагностической информации о состоянии и загрязнении морской природной среды на основе контактных и дистанционных наблюдений. Отчет о НИР по проектам ВНИИГМИ-МЦД подпрограммы 10 «ЕСИМО» ФЦП «Мировой океан» (проект 2.1.1.3). Руководитель — Е. С. Нестеров. — 2006. — 163 с.
162. Разработка системы гидрометеорологического обслуживания для региона Черного моря, включая диагноз и прогноз опасных явлений (проект ARENA) / Г. К. Коротаев, В. Л. Дорофеев, А. И. Кубряков и др. // Тезисы докладов Международной конференции по проблемам гидрометеорологической безопасности 26–29 сентября 2006 г., г. Москва, Россия. — С. 19.
163. *Реснянский Ю. Д., Зеленько А. А.* О мониторинге термического состояния верхнего слоя океана // Морской гидрофизический журнал. — 1994. — № 2. — С. 37–45.

164. Результаты исследований энергетического взаимодействия между ледяным покровом и атмосферой в Карском море / В. А. Абрамов, И. Л. Аппель, З. М. Гудкович, С. М. Стернзат // Труды ААНИИ. — 1985. — Т. 400. — С. 173–187.
165. *Родионов С. Н.* Современные изменения климата Каспийского моря. — М.: Гидрометеиздат, 1989. — 122 с.
166. *Романов В. Ф.* Расчет касательного напряжения ветра с учетом реального распределения температуры воздуха // Труды ААНИИ. — 1974. — Т. 316. — С. 185–199.
167. Руководство по анализу и прогнозированию волнения. — ВМО. — 1998. — № 702. — 178 с.
168. Руководство по морским гидрологическим прогнозам / под ред. З. К. Абузарова. — СПб.: Гидрометеиздат, 1994. — 526 с.
169. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Ч 1. — Л.: Гидрометеиздат, 1986. — 702 с.
170. Руководство по расчету наивыгоднейших путей плавания судов на морях и океанах / под ред. К. П. Васильева. — Л.: Гидрометеиздат, 1976. — 159 с.
171. Руководство по расчету элементов гидрологического режима в прибрежной зоне морей и в устьях рек при инженерных изысканиях. — М.: Гидрометеиздат, 1973. — 535 с.
172. *Рябинин В. Э.* Полулагранжевы алгоритмы для дискретных спектральных моделей волнения // Метеорология и гидрология. — 1991. — № 8. — С. 72–83.
173. *Савельев А. В., Фирсов П. Б., Харитонова Г. Ю.* Метод расчета штормовых нагонов воды в заливе Петра Великого // Информационный сборник № 29. — 2002. — С. 108–111.
174. *Саркисян А. С.* Основы теории и расчет океанических течений. — Л.: Гидрометеиздат, 1966. — 123 с.
175. *Саускан Е. М.* Метод уточнения весенних ледовых прогнозов для южных морей // Труды ЦИП. — 1948. — Вып. 3 (30). — С. 62–73.
176. *Сидоренков Н. С., Шейкина В. И.* Изменение климатического режима бассейна Волги и Каспийского моря за последнее столетие // Водные ресурсы. — 1996. — Т. 23, № 4. — С. 401–412.
177. *Скриптунова Л. И.* Методы морских гидрологических прогнозов. — Л.: Гидрометеиздат, 1984. — 279 с.
178. *Смирнова К. И.* Водный баланс и долгосрочный прогноз уровня Каспийского моря // Труды Гидрометцентра СССР. — 1972. — Вып. 94. — 123 с.
179. *Смирнова К. И.* Режим современного и прогноз будущего уровня Каспийского моря // Метеорология и гидрология. — 1974. — № 1. — С. 56–62.
180. *Смирнова К. И.* Изменчивость элементов водного баланса Каспийского моря // Труды Гидрометцентра СССР. — 1968. — Вып. 34. — С. 26–33.
181. *Смирнова К. И.* Уточнение метода прогноза уровня Каспийского моря // Труды ЦИП. — 1966. — Вып. 156. — С. 103–106.
182. *Смирнова К. И., Шереметевская О. И.* Расчет водного баланса Каспийского моря для прогноза годового хода уровня моря // Труды Гидрометцентра СССР. — 1967. — Вып. 3. — С. 49–74.
183. Современный и перспективный водный и солевой баланс южных морей СССР // Труды ГОИН. — 1972. — Вып. 108. — С. 79–166.

184. *Соловьев С. Л., Го Ч. Н.* Каталог цунами на западном побережье Тихого океана. — М.: Наука, 1974. — 310 с.
185. Сопоставление результатов расчетов по современным моделям ветрового волнения с данными натурных измерений / В. И. Дымов, Т. А. Пасечник, И. В. Лавренев и др. // Метеорология и гидрология. — 2004. — № 7. — С. 87–94.
186. *Соркина А. И.* Построение карт ветровых полей для морей и океанов // Труды ГОИН. — 1958. — Вып. 44. — 74 с.
187. Справочник потребителя спутниковой информации. — СПб.: Гидрометеоздат, 2005. — 114 с.
188. *Стернзат С. М.* Сравнение различных методов расчета турбулентных потоков // Труды ГГО. — 1980. — Вып. 435. — С. 51–71.
189. *Стрекалов С. С., Дугинов Б. А.* Метод расчета сейшевых колебаний, вызывающих явление «тягуна» в порту // Труды Союзморниипроекта. — 1979. — № 52. — С. 84–92.
190. Схема вероятностного адаптивного метеорологического прогноза (групповые аналоги) с оптимизацией состава предикторов / Г. В. Груза, Э. Я. Ранькова, Е. А. Семенюк и др. // Труды Гидрометцентра СССР. — 1989. — Вып. 306. — С. 3–54.
191. *Сычев В. И.* Расчет ветровой составляющей дрейфа льда переменной сплоченности в Северном Ледовитом океане // Труды ААНИИ. — 1974. — Т. 316. — С. 146–152.
192. *Таран Б. М.* Численное моделирование дрейфа льда в прибрежной зоне моря // Метеорология и гидрология. — 1980. — № 9. — С. 81–85.
193. *Тарбеев Ю. В.* Роль ветра в процессах разрушения припая // Труды океанографической комиссии. — 1969. — Т. 7. — С. 116–126.
194. Теоретические основы и методы расчета ветрового волнения. — Л.: Гидрометеоздат, 1988. — 264 с.
195. Тестирование и верификация модели ветрового волнения с оптимизированной функцией источника / В. Г. Полников, В. И. Дымов, З. К. Абузяров и др. // Океанология. — 2008. — Т. 48, № 1. — С. 11–18.
196. *Тимонов В. В., Кудрявая К. И.* Некоторые итоги разработки методики долгосрочных весенних ледовых прогнозов для Белого моря // Труды НИУ ГУГМС. Сер. 5. — 1946. — Вып. 12. — С. 52–75.
197. *Тренина И. С.* Использование спутниковой информации в интересах транспортных отраслей экономики // Метеоспектр. — 2004. — № 4. — С. 74–90.
198. Тропические циклоны. Результаты исследований советских ученых. — Л.: Гидрометеоздат, 1989. — 54 с.
199. Учет ледовых условий при гидрометеорологическом обеспечении зимних плаваний в Балтийском море. — Л.: Гидрометеоздат, 1979. — 167 с.
200. Фактические преимущества модели ветрового волнения с оптимизированной функцией источника / В. Г. Полников, В. И. Дымов, З. К. Абузяров и др. // ДАН. — 2007. — Т. 417, № 3. — С. 1–5.
201. *Фролов И. Е.* Численная модель осенне-зимних ледовых явлений // Труды ААНИИ. — 1981. — Т. 372. — С. 73–81.
202. *Хаин А. П.* Математическое моделирование тропических циклонов. — Л.: Гидрометеоздат, 1984. — 247 с.

203. Хаин А. П., Агренич Е. А. Гидродинамический прогноз интенсивности тропических циклонов с использованием метода «обучающейся модели» // Метеорология и гидрология. — 1987. — № 6. — С. 65–71.
204. Чернявский Е. Б., Люшвин П. В. Выпуск карт температуры воды на поверхности морей северо-восточной Атлантики с привлечением спутниковых данных // Труды Гидрометцентра России. — 2000. — Вып. 332. — С. 88–94.
205. Шереметевская О. И. Вероятностные характеристики сроков первого появления льда на водных объектах Европейской территории СССР // Труды Гидрометцентра СССР. — 1976. — Вып. 182. — С. 107–113.
206. Шереметевская О. И. Долгосрочный прогноз скорости охлаждения воды до температуры замерзания на Баренцевом, Белом, Балтийском морях // Труды Гидрометцентра СССР. — 1981. — Вып. 241. — С. 84–93.
207. Шереметевская О. И. К вопросу о долгосрочном прогнозе продолжительности ледового сезона в портах северо-западных морей СССР // Труды Гидрометцентра СССР. — 1986. — Вып. 281. — С. 58–65.
208. Шереметевская О. И. Усовершенствование статистического метода долгосрочного прогноза сроков очищения ото льда морей Европейской территории СССР // Труды Гидрометцентра СССР. — 1983. — Вып. 255. — С. 79–84.
209. Шереметевская О. И. Физико-статистический метод фонового долгосрочного прогноза появления льда на морях Европейской территории СССР // Труды Гидрометцентра СССР. — 1978. — Вып. 200. — С. 83–91.
210. Шереметевская О. И. Усовершенствование метода прогноза годового хода уровня Каспийского моря // Метеорология и гидрология. — 1985. — № 4. — С. 67–71.
211. Шереметевская О. И., Смирнова К. И. Влияние зарегулированного режима рек Волги, Куры и Урала на годовой ход уровня Каспийского моря // Океанология. — 1966. — Т. VI, вып. 5. — С. 788–793.
212. Шереметевская О. И., Лунякова Л. Г. Опыт обеспечения народного хозяйства долгосрочными прогнозами уровня Каспийского моря // Труды Гидрометцентра СССР. — 1985. — Вып. 270. — С. 36–42.
213. Шереметевская О. И. Практические приемы оценки теплового баланса северной части Тихого океана // Труды ГМЦ СССР. — 1969. — Вып. 51. — С. 120–131.
214. Шулейкин В. В. Расчет развития, движения и затухания тропических циклонов и главных волн, создаваемых ураганами. — Л.: Гидрометеиздат, 1978. — 97 с.
215. Шулейкин В. В. Физика моря. — Изд. 4-е. — М.: Наука, 1968. — 1083 с.
216. Щеголева Е. Н. Долгосрочные прогнозы весенних ледовых явлений на Белом море // Труды ЦИП. — 1958. — Вып. 76. — С. 31–43.
217. Щеголева Е. Н. Долгосрочные прогнозы осенних ледовых явлений на Белом море // Труды ЦИП. — 1958. — Вып. 76. — С. 15–30.
218. Эфроимсон В. О. Схема расчета немонотонного изменения толщины льда в неарктических морях // Труды Гидрометцентра СССР. — 1978. — Вып. 194. — С. 59–66.
219. Яковлев В. Н. К расчету кромки льда на навигационных трассах Охотского моря // Труды ЦИП. — 1965. — Вып. 142. — С. 16–20.
220. Bachaus J. O., Hainbucher D. A finite difference general circulation model for shelf seas and its application to low frequency variability on the north European shelf.

Three-dimensional models of Marine and Estuarine dynamics // (ed.) Nihoul J. C. J. and Jamart B. M., Els. Oceanogr. ser., Amsterdam. — 1987. — P. 221–244.

221. *Barnet T. P.* On the generation, dissipation and prediction of ocean wind-wave // J. Geophys. Res. — 1968. — N 73. — P. 513–529.

222. *Barnston A. G. and Livezey R. E.* Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns // Mon. Weath. Rev. — 1987. — Vol. 115, N 6. — P. 1083–1126.

223. Building the European capacity in operational oceanography / H. Dahlin, N. C. Flemming, K. Nittis and S. E. Petersson (editors). — Proc. Third Inter. Conf. EuroGOOS, 3–6 Dec. 2002, Athens, Greece. Elsevier Oceanogr. Ser. 69. — 2003. — 698 p.

224. *Campbell W. J.* The wind-driven circulation of ice and water in a polar ocean // J. Geophys. Rec. — 1965. — Vol. 70, N 14. — P. 3279–3301.

225. *Cavaleri L.* Effects of wind gustiness and air density on the evolution of wave field // ECMWF on Ocean Wave Forecasting, 2–4 July 2001. — P. 95–107.

226. *Clancy R. M., Sadler W. D.* The Fleet numerical oceanography center suite of oceanographic models and products // Weather and forecasting. — 1992. — Vol. 7, N 2. — P. 307–327.

227. Climate diagnostics bulletin. Climate prediction center // U. S. Department of commerce. — 1999. — P. 80.

228. Conceptually new wind wave model / V. E. Zakharov, M. M. Zaslavskii, G. V. Matushevskii et al. // The Wind Driven Air-Sea Interface. Proc. ASI-93. Sydney. Australia. — P. 159–164.

229. *Coon M.D.* A review of AIDJEX modeling. Sea ice processes and models. — Seattle and London: Ed. Pritchard R. S., University of Washington Press, 1980. — P. 12–27.

230. European Operational Oceanography: Present and Future. H. Dahlin, N. C. Flemming, P. Marchand, and S. E. Petersson (editors) // Proc. Fourth Inter. Conf. EuroGOOS, 6–9 June 2005. Brest, France, 2006. — 854 p.

231. *Ewing J. A.* A numerical wave prediction model for the North Atlantic Ocean // Deut. Hydrogr. Z. — 1971. — N 24. — P. 241–261.

232. *Flather R. A., Heaps N. S.* Tidal computation for Morecambe Bay // Geophys. J. Roy. Astr. Soc. — 1975. — 42. — P. 489–517.

233. *Flather R.A. and Davis A.M.* Note on a preliminary scheme for storm surge prediction using numerical models // Quart. J. R. Met. Soc. — 1976. — 102. — P. 123–132.

234. *Garrat J. R.* Review of drag coefficient over ocean and continent // Mon. Weather Rev. — 1977. — Vol. 105. — P. 915–929.

235. *Galanis G., Emmanouil G., Kallos G.* Data assimilation in numerical wave models // Proceedings of the Fourth International Conference on EuroGOOS 6–9 June 2005. Brest, France. — P. 714–718.

236. *Gunter H., Hasselman S., Janssen P.* The WAM Model Cycle 4. Technical Report N 4, 1992. — 103 23 p.

237. *Hasselmann K.* A parametric wave prediction model // Phys. Oceanogr. — 1976. — Vol. 6, N 2. — P. 200–228.

238. *Hibler W. D.* Modeling pack ice as a viscous-plastic continuum: some preliminary results. In: Sea ice processes and models. — Seattle and London: Ed. Pritchard R. S., University of Washington Press, 1980. — P. 46–55.

239. *Hibler W. D., Tucker W. B.* An examination of the viscous wind-driven circulation of the arctic ice cover over a two year period // *AIDJEX Bulletin*. — 1977. — N 37. — P. 95–134.
240. *Hurrell J. W.* Decadal trends in the North Atlantic oscillation: regional temperature and precipitation // *Science*. — 1995. — Vol. 269, N 5224. — P. 676–679.
241. Inter comparisons of the performance of operational ocean wave forecasting systems with buoy data / J. R. Bidlot, D. J. Halmes, P. A. Witmann et al. // *Weather and Forecasting*. 2002. — N 17. — P. 287–310.
242. *Khandekar M.* Operational analysis and prediction of ocean. wind waves // *Coastal and Estuarine Studies*. — N 33. — Springer-Verlag, 1989. — 214 p.
243. *Kochergin V. P.* Three-dimensional prognostic models // *Three-dimensional coastal ocean models*, N.S. Heaps, editor, American Geophysical Union, Washington D.C., Coastal and Estuarine Science. — 1987. — Vol. 4. — P. 201–208.
244. *Komen G. I. et al.* Dynamics and modeling of ocean waves. — Cambridge Univ. Press, 1994. — 532 p.
245. *Komen G. I., Hasselman S., and Hasselman K.* On the existence of fully developed wind-sea spectrum // *J. Phys. Oceanogr.* — 1984. — Vol. 14. — P. 1271–1285.
246. *Krogstad H., Barstow S.* Directional distribution in ocean wave spectra // *Proc. 9th Int. Offshore and Polar. Eng. Conf.* Brest, France, 1999. — P. 19–26.
247. *Lepparanta M.* An ice drift model for the Baltic Sea // *Tellus*. — 1981. — Vol. 33, N 6. — P. 583–596.
248. *Lisitzin E.* The Relations Between Wind, Current and Water Level in Gulf of Bothnia // *Commentat. Physico-Math.* — 1945. — Vol. 13, N 6. — P. 25–31.
249. Marine meteorological and oceanographic services in the Hydrometcenter of Russia / Z. K. Abousiarov, V. S. Krasjuk, E. S. Nesterov, S. T. Sokolov // *Building the European capacity in operational oceanography. Proc. Third Inter. Conf. EuroGOOS*, 3–6 Dec. 2002, Athens, Greece. — Elsevier Oceanogr. Ser., 69, 2003. — P.109–112.
250. Modeling the pack ice as an elastic-plastic material / M. D. Coon, G. A. Maykut, R. S. Pritchard et al. // *AIDJEX Bulletin*. — 1974. — N 24. — P. 1–106.
251. *Nansen F.* The oceanography of the North Polar basin. — Norv. North polar Expedition 1893–1896 // *Soi. Results*. — 1902. — Vol. 3. — 442 p.
252. *Nesterov E. and Rozinkina I.* Operational forecast system of ocean upper layer in the North Atlantic. *European Operational Oceanography: Present and Future* // *Proc. Fourth Inter. Conf. EuroGOOS*, 6–9 June 2005. Brest, France, 2006. — P. 736–739.
253. *Nihoul C. J., Waleffe F., Djenidi.* A 3D-Numerical Model of the Northern Bering Sea // *Environmental Software*. 1986. — Vol. 1, N 2. — P. 76–81.
254. Ocean forecasting. Conceptual basis and applications / N. Pinardi and J. Woods (editors). — Springer, 2002. — 472 p.
255. *Ocean Wave Modeling (SWAMP Group)*. — N. Y.: Plenum Press, 1985. — 256 p.
256. Ocean wave forecasts modelling at the Met Office / M. W. Holf, G. H. Fullerton, J. G. Li, M. E. McCulloch, A. Saulter — *Proceedings of the Fourth International Conference on EuroGoos* 6–9 June 2005. Brest, France. — P. 797–800.
257. *Oey L. Y., Mellor G. L., Hires R. I.* A three-dimentional simulation of the Hudson-Raritan estuary. Part 1. Description of the model and model simulations // *J. Phys. Oceanogr.* 1985. — Vol. 15, N 11. — P. 1676–1692.

258. Operational Oceanography: Data Requirements Survey. EuroGOOS Publication N 12, February 1999, EG99.04. — 59 p.

259. *Parkinson C. L., Washington W. M.* A large-scale numerical model of sea ice // J. Geophys. Res. — 1979. — Vol. 8. — P. 311–337.

260. *Pfeiffer K. D.* Ein dreidimensionales Wattmodel // GKSS — Forschungszentrum Geesthacht GMBH. Geesthacht. — 1985. — 113 p.

261. *Ohlmann T.* Calculating the annual cycle of the vertical eddy viscosity in the North Sea with a three-dimensional baroclinic shelf circulation model // Cont. Shelf Res. — 1996. — Vol. 16, N 2. — P. 147–161.

262. *Pohlmann T.* Predicting the thermocline in a circulation model of the North Sea. Part 1: model description, calibration and verification // Cont. Shelf Res. — 1996. — Vol. 16, N 2. — P. 131–146.

263. *Ryabinin V. E., Zilberstein O. I.* Numerical prediction of storm surges — a review // Storm Surges. Report. — 1996. — N 799. — P. 1–62.

264. *Shearman R. J.* Marine Meteorological Service. Scientific lectures at CMM-X, Marine Meteorology and related Oceanographic Activities Report. N 14, 1985, WMO // Td. 4. — WMO, Geneva. — P. 23–28.

265. The SWAMP group. Ocean wave modeling. — N. Y.: Plenum Press, 1985. — 256 p.

266. *Tolman H. L.* User Manual and System Documentation of WAVEWATCH-III Version 1.18. — 1999. — 110 p.

267. *Tolman H. L., Chalikov D.* Source terms in a third-generation wind wave model // J. Phys. Oceanogr. — 1996. — Vol. 26, N 11. — P. 2497–2518.

268. *Tucker W. B., Hibler W. D.* Preliminary results of ice modeling in the east Greenland area // POAC. — 1981. — P. 867–878.

269. The WAM model — a third generation ocean wave prediction model // J. Phys. Oceanogr. — 1988. — N 12. — P. 1775–1810.

270. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project / E. Kalnay, M. Kanamitsu, R. Kistler et al. // Bulletin of the American Meteorological Society. — 1996. — P. 437–472.

271. *Udin I., Ullerstig A.* A numerical model for forecasting the ice motion in the Bay and Sea of Bothnia. Winter navigation research board. Swedish Administration of Shipping and Navigation // Finnish Board of Navigation. Research Report. — 1976. — N 18. — 40 p.

272. WAMDI group / S. Hasselman, K. Hasselman et al. The WAM model — a third generation wave prediction model // J. Phys. Oceanogr. — 1988. — N 18. — P. 1715–1810.

273. *Warren I. R., Bundgaard H. I.* MIKE 21 — A Modelling System for Estuaries, Coastal Waters and Seas // 3rd International Software Exhibition for Environmental Science. — 1991. — 71 p.

274. WMO/TD-№ 35. National reports on wave measuring techniques, numerical wave models and intercomparison // WMO Marine Meteorology and Related Oceanography Activities Report 12, and Suppls 3,4. — 1994. — 41 p.

275. *Zakharov V. E., Pushkarev A. W.* Diffusion model of interacting gravity waves on the surface of deep fluid // Nonlinear Processes in Geophysics. — 1999. — N 6. — P. 1–10.

Абузяров З. К., Думанская И. О., Нестеров Е. С.

ОПЕРАТИВНОЕ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКОЕ ОБСЛУЖИВАНИЕ

Под редакцией

д-ра геогр. наук Е. С. Нестерова

Издатель: «Исследовательская группа “Социальные науки”»

СР 1044004204683 от 07.05.2004 г.

249031, г. Обнинск, а/я 1023,

тел. (48439) 7-41-26, e-mail: ig_socin@mail.ru

Корректор: Н.А. Иванова

Компьютерная верстка: М.Г. Сухова

Подписано в печать 21.12.2009. Формат 70×100/16

Печать офсетная. Печ. л. 23,4. Тираж 500 экз. Заказ № 1176.

Отпечатано на Фабрике офсетной печати

249039, г. Обнинск, ул. Королева, 6