

Федеральное государственное бюджетное учреждение
"Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации"
(ФГБУ "Гидрометцентр России")

На правах рукописи

Зеленько Александр Андреевич

Оперативная океанология: моделирование, мониторинг и прогнозирование
гидрофизических полей Мирового океана

25.00.29 Физика атмосферы и гидросфера

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание учёной степени
доктора физико-математических наук

Москва 2018

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	4
Глава 1. Оперативная наблюдательная система океана.....	13
1.1 Изменчивость гидрофизических характеристик океана	14
1.2 Информационная система ВМО	18
1.3 Контактные наблюдения в океане	22
1.3.1 Поверхность океана	23
1.3.1.1 Попутные судовые наблюдения	23
1.3.1.2 Дрифтеры	26
1.3.1.3 Волновые буи.....	28
1.3.1.4 Уровень моря	29
1.3.2 Профильные измерения.....	31
1.3.2.1 Попутные ХВТ-зондирования	32
1.3.2.2 Заякоренные буи.....	35
1.3.2.3 Профилирующие буи Арго	36
1.3.2.4 Морские животные.....	39
1.4 Дистанционные (спутниковые) наблюдения.....	41
1.4.1 Температура поверхности океана.....	41
1.4.2 Морской лёд.....	44
1.4.3 Спутниковая альтиметрия	47
1.4.4 Поверхностные волны	52
Глава 2. Модели общей циркуляции океана	53
2.1 Гидродинамическая задача.....	53
2.1.1 Система исходных уравнений.....	54
2.1.2 Граничные и начальные условия	57
2.1.3 Баротропная и бароклинная динамика.....	59
2.1.4 Разновидности МОЦО	60
2.2 МОЦО Гидрометцентра России	67
2.2.1 Постановка задачи.....	67
2.2.2 Конечно-разностная аппроксимация.....	73
2.2.2.1 Бароклиничеcкие уравнения	74
2.2.2.2 Эллиптическая задача	79
2.2.2.3 Полюсная область	81
2.2.3 Верхний слой океана.....	85
2.2.3.1 Параметризация ВПС.....	86
2.2.3.2 Конвективное приспособление	88
2.2.3.3 Морской лёд.....	89
2.2.4 Программный комплекс	91
2.2.5 Конфигурации МОЦО	94
2.3 Модель NEMO	98
Глава 3. Моделирование крупномасштабной изменчивости океана.....	101
3.1 Глубокая конвекция в океане	102
3.1.1 Схема численных экспериментов	103
3.1.2 Регионализация глубокой конвекции в океане	105
3.1.3 Сезонная изменчивость конвекции в Северной Атлантике	110
3.1.4 Межгодовая изменчивость	113
3.1.5 Заключительные замечания	117
3.2 Анализ циркуляции океана в лагранжевом представлении	118
3.2.1 Расчетная схема	120
3.2.2 Индивидуальные траектории	122
3.2.3 Ансамблевые траектории	126
3.2.4 Рассеяние маркеров.....	130

3.2.5 Заключительные замечания	135
Глава 4. Система усвоения океанографических данных	138
4.1 Используемые данные наблюдений	142
4.2 МОЦО и атмосферный форсинг	145
4.3 Трёхмерный вариационный анализ	149
4.4 Схема усвоения данных	154
4.5 Реанализ гидрофизических полей	167
4.6 Развитие глобальной СУОД	182
4.7 Заключительные замечания	192
Глава 5. Прогнозирование ветрового волнения в океане и морях России	195
5.1 Комплексная система прогнозирования ветрового волнения	196
5.2 Волновая модель	200
5.3 Входная информация и начальные условия	203
5.4 Мировой океан	205
5.5 Южные моря России	213
5.6 Балтийское море	219
Заключение	225
Список обозначений и сокращений	228
Список литературы	232

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность и степень разработанности темы исследования. На рубеже веков, с началом нового тысячелетия, в области изучения океана установилось новое направление — "оперативная океанология", предметом которой является получение диагностических и прогностических оценок состояния океана в режиме, близком к реальному времени. Становление этой отрасли океанологии является естественным продолжением фактографического периода описательной океанографии и последующего периода теоретических и экспериментальных исследований разнообразных процессов в Мировом океане.

Понимание необходимости такого развития океанологии сложилось достаточно давно, вследствие открытия океанских синоптических вихрей и, в значительной степени, под влиянием успехов "оперативной метеорологии". О чем красноречиво свидетельствует первое предложение монографии, изданной в 1974 году: "Океанологическими наблюдениями последних лет обнаружена столь значительная синоптическая и междугодичная изменчивость динамического и термодинамического состояния океана (течений и полей температуры и солености), что стала ясной необходимость в синоптической службе наблюдения и прогнозирования этой изменчивости для обслуживания ряда видов деятельности человека на океане" [Монин и др., 1974].

Первые, датируемые началом 1980-х годов, оперативные информационные системы для морского гидрометеорологического обслуживания оперировали характеристиками, традиционно относящимися к предмету морской метеорологии. Это, в первую очередь, параметры состояния приводного слоя атмосферы (атмосферное давление, скорость ветра, температура и влажность воздуха) и характеристики поверхности океана (температура воды, элементы ветрового волнения, в редких случаях — соленость поверхностных вод). Однако всё чаще требуются также сведения об эволюции полей основных гидрофизических характеристик не только у поверхности, но и в толще Мирового океана. Информация о текущем и прогнозируемом состоянии вод морей и океанов необходима для обеспечения практических запросов со стороны разных отраслей морской деятельности: навигация, рыболовство и марикультура, строительство и эксплуатация морских сооружений, добыча и транспортировка минеральных ресурсов, рекреация и т.д. Пользователям такой информации нужны сведения о волнении, уровне моря, поверхностных и подповерхностных течениях, температурном режиме, плотностной структуре морских вод, состоянии ледового покрова и других характеристиках. Изменчивость со временем состояния вод океана на временных масштабах от нескольких суток до нескольких недель часто называют также океанской погодой, подразумевая тем самым

необходимость её прогнозирования. Подготовка диагностической и прогностической информации о меняющемся состоянии морской среды составляет основную задачу оперативной океанологии. А соответствующие исследования и разработка технологических решений и систем, предназначенных для обеспечения запросов пользователей морской информации, имеют особую актуальность для России, ведущей обширную деятельность в океанах и морях.

Отличительные особенности оперативной океанологии, послужившие основанием для выделения её в сравнительно самостоятельную дисциплину и отличающие её от традиционного морского метеорологического обслуживания, включают:

- использование данных новейших наблюдательных систем (заякоренные и дрейфующие метеорологические и океанографические буи, ныряющие буи Арго, спутниковые средства получения данных о температуре поверхности воды, скорости ветра и течений, ветровом волнении, вариациях уровенной поверхности моря);
- внедрение автоматизированных технологий сбора, первичной обработки и скоординированного на международном уровне распространения оперативных данных наблюдений;
- применение сравнительно новых для океанологии методов тематической обработки наблюдательной информации (вариационное усвоение данных, четырехмерный анализ, фильтрация Калмана и др.), оказавшихся весьма эффективными в метеорологии при решении задач численного прогноза погоды;
- использование получивших заметное развитие гидродинамических моделей океанологических процессов, которые позволяют на базе высокопроизводительных вычислительных систем воспроизводить с гораздо большей адекватностью реальное состояние океанов и морей;
- регулярный выпуск диагностической и прогностической продукции, характеризующей текущее и ожидаемое состояние морской среды, подобно тому, как это происходит в успешно действующих метеорологических центрах;
- эффективное доведение информационной продукции до пользователей посредством технологий Интернет и других современных коммуникационных средств.

Необходимые условия для начала работ в перечисленных направлениях сложились к началу века, а 2000-е годы стали периодом бурного развития оперативной океанологии. В нескольких странах образованы специализированные национальные центры, инициированы и выполняются международные проекты, направленные на скоординированное решение наиболее важных и крупных задач оперативной океанологии, проводятся масштабные

международные конференции. Отмечается резкий рост публикаций, относящихся к оперативной океанологии.

Активизация работ, связанных с оперативной океанологией, происходит и в научных учреждениях Российской Федерации. Относящиеся к этому направлению исследования ведутся, главным образом, в Российской академии наук (РАН) и научных учреждениях Росгидромета. Институт вычислительной математики им. Г.И. Марчука (ИВМ РАН) и Институт океанологии им. П.П. Ширшова (ИО РАН) проводят работы по развитию и созданию новых моделей общей циркуляции океана, разработке перспективных процедур и алгоритмов анализа данных наблюдений (ансамблевая оптимальная интерполяция, фильтры Калмана, трехмерный и четырехмерный вариационный анализ) [Марчук и др., 2013; Залесный и др., 2016; Ибраев и др., 2012; Кауркин и др., 2016; Лебедев, 2016]. В Морском гидрофизическом институте (МГИ РАН) развивается информационная система диагноза и прогноза эволюции основных гидрофизических полей Черного моря на 5 суток, действующая в оперативном режиме [Коротаев и др., 2016]. В круг основных задач Росгидромета входит мониторинг текущего состояния океанов и морей и прогнозирование его развития на разных интервалах времени. Поэтому здесь сосредоточены работы по созданию и поддержанию соответствующих оперативных систем для океанов и морей [Зеленъко и др., 2010б; 2015; 2016а; Григорьев и др., 2016; Дианский и др., 2014].

В становлении оперативной океанологии решающую роль сыграло беспрецедентное развитие наблюдений в океане. Но наблюдательная система, хотя и является основой оперативных приложений, сама по себе недостаточна для решения стоящих перед оперативной океанологией задач. По аналогии с метеорологическими приложениями основным инструментом оперативного анализа и прогноза крупномасштабных (а сейчас и других, вплоть до мезомасштабных) океанологических полей служат численные модели, основанные на решении задачи с начальными условиями для уравнений термогидродинамики океана. Круг решаемых к настоящему времени задач оперативной оценки текущего и ожидаемого состояния морской среды и, соответственно, состав конечной информационной продукции определяется уровнем взаимного развития составляющих главной триады оперативной океанологии "наблюдения — модели — продукция". Эта триада определяет состав исследований в данной работе и, в значительной степени, — её структуру.

Цель и задачи работы. Целью работы является исследование процессов крупномасштабной изменчивости общей циркуляции океана для решения задач оперативной океанологии, а также создание оперативной информационно-вычислительной системы прогноза параметров ветрового волнения в океане и морях России. Общая направленность этих работ — развитие научно-методических и технологических средств оперативной океанологии

для систем мониторинга и прогнозирования основных гидрофизических полей Мирового океана. Регулярная информация, производимая такого рода системами, имеет важное хозяйственное значение и необходима для многих отраслей морской деятельности.

Для достижения поставленной цели решались следующие взаимосвязанные задачи:

- анализ основных особенностей наблюдательных систем океана с точки зрения получения исходных данных для оперативного мониторинга изменчивости основных гидрофизических полей в диапазоне океанических и синоптических масштабов (порядка бароклинного радиуса деформации Россби и выше);
- разработка модели общей циркуляции океана (МОЦО) на основе так называемой полной системы гидротермодинамических уравнений движения и переноса тепла и солей в Мировом океане, предназначеннной как для исследований процессов крупномасштабной изменчивости океана, так и для её применения в качестве составной части оперативных систем мониторинга и прогнозирования состояния основных гидрофизических полей;
- исследование изменчивости крупномасштабных гидрофизических полей в Мировом океане на основе их численного моделирования применительно к процессам глубокой конвекции в условиях открытого океана и циркуляции вод в лагранжевом представлении;
- создание оперативной системы усвоения океанографических данных (СУОД) на основе процедуры трехмерного вариационного анализа контактных и спутниковых наблюдений, обеспечивающей мониторинг текущего состояния океана и получение начальных условий для прогнозирования его развития путем интегрирования МОЦО на интервалах времени порядка 10 суток;
- разработка и внедрение современной системы прогноза параметров ветрового волнения в Мировом океане и морях России для оперативного информационного обслуживания широкого круга пользователей, связанных с морской деятельностью.

Методы исследования. Используемые в работе подходы основываются на применении численных гидротермодинамических моделей для описания океанических процессов совместно со статистическим анализом текущих данных наблюдений. Разработанная и представленная в диссертации модель общей циркуляции океана, после прохождения ряда проверочных экспериментов и сопоставлений с экспериментальными данными, применяется для исследования некоторых важных механизмов изменчивости крупномасштабной циркуляции океана.

Реализация гидродинамических моделей в оперативном режиме сопряжена с решением ряда вопросов, связанных с обработкой данных контактных и дистанционных наблюдений и подготовкой соответствующей информационной среды для таких моделей. Для решения этих

вопросов в работе используются современные подходы, в общих чертах подобные методам, применяемым в успешно действующих уже длительное время метеорологических системах.

Построение систематизированной картины состояния вод океанов и морей достигается путем статистического анализа разнородных данных наблюдений с привлечением расчетов по эволюционным гидродинамическим моделям. Эти же модели, как правило, являются и основой прогностических приложений. Для получения регулярной информации о текущем состоянии морской среды в работе применяются специальные процедуры, называемые усвоением данных. Суть этих процедур состоит в комбинировании (синтезе) данных наблюдений и результатов расчетов по соответствующей эволюционной модели. Получаемая при этом оценка оказывается более точной, нежели оценки, извлекаемые порознь из наблюдений или из модельных расчетов.

Положения, выносимые на защиту, и их новизна. Основные положения, выносимые на защиту, содержат следующие результаты, полученные автором лично или при его непосредственном участии:

1. Модель общей циркуляции океана (МОЦО), включающая формулировку гидротермодинамической задачи, конечно-разностную аппроксимацию системы уравнений и вычислительную реализацию МОЦО в виде программного комплекса. Модель основана на системе так называемых полных уравнений, выписанных с использованием традиционных упрощений для описания крупномасштабной динамики океана (приближения гидростатики, Буссинеска, сферичности Земли и геопотенциальных поверхностей). Вертикальное турбулентное перемешивание в верхних слоях воды, порождаемое действием ветра и поверхностью потоком плавучести, описывается в модели в рамках представлений о существовании верхнего перемешанного слоя с априорно однородным по вертикали распределением потенциальной температуры, солености и плотности воды. Разработанная МОЦО предназначена как для исследований процессов крупномасштабной изменчивости океана, так и для её применения в качестве составной части оперативных систем мониторинга и прогнозирования состояния основных гидрофизических полей. На базе этой модели получена значительная часть результатов диссертационной работы.

2. Результаты исследования механизмов развития и изменчивости конвективного перемешивания в открытом океане на суточном, сезонном и межгодовом масштабах времени, полученные на основе численных экспериментов с МОЦО. Объяснение локализации глубокой конвекции открытого океана в Северной Атлантике, которая определяется особым сочетанием необходимых условий (сильный отрицательный поток плавучести на поверхности океана и динамическая предобусловленность термохалинных полей в толще воды). Подтверждаемая экспериментальными данными спорадичность и сильная времененная перемежаемость

конвективных эпизодов, порождаемых короткопериодными (суточными и синоптическими) вариациями атмосферных воздействий на поверхности океана.

3. Результаты исследования структуры и возможных путей распространения водных масс в циркуляционной системе Южного океана на основе анализа модельных траекторий жидких частиц. Анализ показывает, что картина переносов является существенно трёхмерной, как это следует из расчетов индивидуальных траекторий маркеров. По ходу движения в системе горизонтальной циркуляции частицы воды претерпевают сильные вертикальные смещения, на каждом этапе попадая в другие циркуляционные структуры бароклинного океана. Введение в рассмотрение ансамбля траекторий позволяет дать более общее описание процессов переноса и перемешивания массы и других свойств вод океана в сравнении с расчетами отдельных траекторий. Получены свидетельства хаотизации переноса, возникающего в поле нестационарных трехмерных крупномасштабных течений в Южном океане, который служит механизмом вертикального перераспределения массы — результирующее погружение вод из поверхностных слоев и их подъем из глубинных слоев.

4. Первая национальная система усвоения океанографических данных для Мирового океана, действующая в оперативном режиме. Усвоение данных осуществляется по циклической схеме «анализ–прогноз–анализ» в одноэлементном её варианте, в котором последовательно усваивается информация по температуре и солености воды в толще океана, уровню моря и сплоченности морского льда. Для температуры и солености анализ проводится с использованием трехмерной вариационной схемы (3D-Var) в сочетании с методом, в котором учитываются изменения со временем поля первого приближения в пределах окна усвоения данных. Представленные результаты работы системы свидетельствуют о том, что она обеспечивает информативные оценки текущего состояния океана на основе расчетов по модели и с использованием измерений температуры и солености воды в верхнем 1,5-километровом слое воды, получаемых в режиме близком к реальному времени.

5. Ретроспективный расчет (реанализ) основных гидрофизических полей Мирового океана, выполненный с помощью разработанной системы усвоения данных. Реанализ начинается с 2005 г. и продолжается вплоть до настоящего времени в режиме пополнения текущими анализами в квазиоперативном режиме. Представленное рассмотрение результатов реанализа, в сопоставлении с независимыми оценками из других источников, показывает его пригодность для мониторинга особенностей межгодовой и сезонной изменчивости основных гидрофизических полей Мирового океана. Данные реанализа, распространяемые через Интернет, предоставляются заинтересованным пользователям для дальнейших исследований.

6. Комплексная система прогнозирования параметров ветрового волнения в Мировом океане и морях России. Прогнозы составляются на основе расчетов по спектральной модели

WaveWatch III, на вход которой подается информация о скорости ветра, стратификации приводного слоя воздуха, характеристиках ледового покрова. Помимо расчетного ядра, система включает в себя средства конфигурирования расчетных областей, подготовки входной информации и распространения прогностической продукции в цифровом и графическом виде. Принятый подход с применением базовой модели волнения, которая обеспечивает расчет параметров ветрового волнения, как на глубоководных, так и в мелководных акваториях, а также унификация соответствующей информационной среды, дает ряд преимуществ. В первую очередь – это упрощение и ускорение тиражирования прогностических технологий для разных морей и океанических регионов (в дополнение к уже выпускаемым прогнозам для Мирового океана и морей европейской части России). Оценки точности прогнозов сопоставимы или превосходят результаты других прогностических систем.

Достоверность и апробация результатов. Все опубликованные и представленные в диссертации результаты были получены на общедоступном фактическом материале с использованием стандартных методов анализа и могут воспроизводится другими исследователями. Общим, применяемым в работе подходом, является сопоставление получаемых результатов теоретического и прикладного характера с данными имеющихся натурных наблюдений и другими опубликованными результатами.

Материалы диссертации, докладывались на семинарах и заседаниях Ученого совета ФГБУ “Гидрометцентр России”, ФГБУ “Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова”, Indian National Centre for Ocean Information Services (INCOIS), семинаре “Суперкомпьютерное моделирование климатической системы” при МГУ.

Основные результаты работы были представлены на 24 конференциях, из них – 13 международные, в том числе:

- “Первая международная научно-техническая конференция по термогидромеханике океана” (2017, Москва);
- “Современные информационные технологии в гидрометеорологии и смежных с ней областях” (2017, Обнинск);
- "Мировой океан: модели, данные и оперативная океанология" (2016, Севастополь);
- “Третья Всероссийская конференция по прикладной океанографии” (2015, Москва);
- “Использование средств и ресурсов единой государственной системы информации об обстановке в Мировом океане для информационного обеспечения морской деятельности в Российской Федерации (ЕСИМО’2012)” (2012, Обнинск);
- “Современное состояние и проблемы навигации и океанографии (НО-2007)” (2007, Санкт-Петербург);

- Юбилейная конференция "Россия в Антарктике" (2006, Санкт–Петербург);
- International Conference “Fluxes and Structures in Fluids” (2005, Moscow);
- “Всемирная конференция по изменению климата” (2003, Москва);
- “Oceanic Fronts and Related Phenomena (Konstantin Fedorov Memorial Simposium)” (1998, Saint Petersburg);
- “The 1998 Conference of World Ocean Circulation Experiment. Ocean circulation and Climate” (1998, Halifax);
- “Joint Assemblies of the International Association of Meteorology and Atmospheric Sciences and International Association for the Physical Sciences of the Oceans” (1997, Melbourne);
- “TOGA 95. International Scientific Conference” (1995, Melbourne).

Материалы диссертации полностью изложены в работах, опубликованных соискателем.

По теме диссертации опубликовано свыше 50 печатных работ (без тезисов докладов), из них 20 – в изданиях из перечня ВАК.

Личный вклад автора. В диссертационной работе представлены результаты исследований, вклад автора в которых был ключевым на всех этапах от постановки задачи до реализации работы и внедрении результатов в оперативную практику. В представленных результатах, полученных совместно с соавторами, соискателю принадлежит инициативная или равноправная роль в постановке задачи, выполнении численных экспериментов, вспомогательных расчетов и интерпретации результатов.

Практическая значимость работы. Разработанная и представленная в диссертации система усвоения океанографических данных обеспечивает мониторинг текущего состояния океана. Такой мониторинг служит средством решения важной хозяйственной задачи, связанной с исследованиями климата и развитием систем прогнозирования основных гидрофизических полей Мирового океана.

Реализованная система прогнозирования параметров ветрового волнения для Мирового океана и морей России является решением важной хозяйственной задачи по обеспечению оперативной информацией широкого круга пользователей, связанных с морской деятельностью. Соответствующие технологии прошли в 2012–2016 гг. ведомственную сертификацию Центральной методической комиссии по гидрометеорологическим и гелиогеофизическим прогнозам Росгидромета, получили статус основных прогностических методов и используются в оперативной деятельности ФГБУ «Гидрометцентр России», а также являются составной частью Единой государственной системы информации об обстановке в Мировом океане (ЕСИМО).

Благодарности. Автор благодарит научный коллектив Гидрометцентра России за доброжелательную и творческую атмосферу, в которой проводились представленные здесь исследования. Особенная благодарность коллегам, в сотрудничестве с которыми были получены главные результаты: Ю.Д. Реснянскому, Б.С. Струкову, М.Д. Цырульникову, П.И. Свиренко. Автор признателен Р.М. Вильфанду, без поддержки и настойчивости которого эта работа вряд ли бы появилась.

ГЛАВА 1. ОПЕРАТИВНАЯ НАБЛЮДАТЕЛЬНАЯ СИСТЕМА ОКЕАНА

В становлении оперативной океанологии решающую роль сыграло беспрецедентное развитие оперативных наблюдений в океане. Помимо увеличения объемов информации и повышения оперативности её распространения, произошло внедрение качественно новых наблюдательных подсистем. Это, в первую очередь, — крупные международные программы по спутниковой альтиметрии и по профильным измерениям в океане с помощью ныряющих буев Арго. Учитывая первостепенное значение наблюдательной информации для оперативной океанологии, в данной главе рассматриваются основные особенности действующей в настоящее время системы наблюдений за текущим состоянием океана.

Эта эволюционирующая система включает разнообразные наблюдательные платформы, измерительные приборы и технологии, способы распространения, контроля и хранения данных. Подробный многосторонний анализ этих вопросов требует отдельного рассмотрения. В данной главе мы представим обобщенную информацию лишь о системах регулярных наблюдений основных гидрофизических характеристик океана, результаты которых передаются пользователям в режиме близком к реальному времени. И даже в еще более узком смысле: подробно рассматриваются те типы наблюдений, которые уже используются в системах мониторинга и прогнозирования состояния океана. Помимо этого, действуют экспериментальные наблюдательные программы, разрабатываются новые приборы и измерительные технологии, которые со временем могут стать новыми составляющими оперативной системы наблюдений океана. Своего рода вехами масштабных работ в этом направлении стали крупные ежедекадные конференции OceanObs'99¹, OceanObs'09², OceanObs'19³, на которых подводятся итоги, определяются первоочередные задачи развития наблюдений в океанах и морях.

Глобальность океана как объекта наблюдений (как и глобальность решаемых задач) подразумевают необходимость объединения и координации международных усилий в области оперативных наблюдательных систем. Такая координация в техническом и организационном отношении осуществляется Совместной комиссией по океанографии и морской метеорологии (СКОММ)⁴, действующей с 1999 года под эгидой Всемирной метеорологической организации (ВМО) и Межправительственной океанографической комиссии (МОК). Многочисленные международные рабочие группы экспертов разрабатывают требования к системам наблюдений,

¹ <http://www.oceanobs09.net/work/oo99.php>

² <http://www.oceanobs09.net>

³ <http://www.oceanobs19.net>

⁴ <http://www.jcomm.info>

согласованные процедуры их проведения, сбора и распространения данных измерений, осуществляют мониторинг потоков этих данных.

Особое место занимают вопросы, связанные с потоками оперативной информации от наблюдательной платформы до конечного пользователя этой информации. С одной стороны, эти информационные технологии являются во многом общими для рассматриваемых далее разных типов наблюдений. С другой стороны, в настоящее время происходит переход на новую информационную систему ВМО, учитывающую бурное развитие систем мониторинга и прогнозирования состояния окружающей среды. Эти обстоятельства необходимо учитывать при перспективных разработках приложений оперативной океанологии.

Одна из главных особенностей океана — это его изменчивость в широчайшем диапазоне пространственно-временных масштабов: от миллиметров до тысяч километров и от секунд до тысячелетий. Построение какой-либо единой системы наблюдений, перекрывающей весь спектр вариаций состояния океана, вряд ли возможно. Реализуются отдельные наблюдательные подсистемы, обеспечивающие мониторинг того или иного диапазона масштабов изменчивости определенных океанических параметров для решения наиболее важных задач на текущем уровне научно-технологического развития. Рассматриваемые определенные процессы и их масштабы диктуют требования к точности и географической плотности измерений, типу измерительной платформы и прочим определяющим свойствам конкретной наблюдательной подсистемы. По этим причинам данную главу предваряет п. 1.1 с описанием характерных масштабов океанических процессов и связанных с ними вариациями главных гидрофизических полей.

Затем, после рассмотрения основных особенностей информационной системы ВМО (п. 1.2), приводится краткое описание отдельных наблюдательных подсистем. Их представление структурируется с естественным разделением наблюдений на контактные, проводимые непосредственно в океане, и дистанционные, осуществляемые главным образом на базе ИСЗ, с принципиальными различиями в измерительных технологиях и способах обработки получаемых результатов измерений.

1.1 Изменчивость гидрофизических характеристик океана

Мониторинг и прогнозирование состояния океана осложняются общей проблемой. Это множественность протекающих (чаще всего одновременно) физических процессов с их типичными пространственными и временными масштабами. На рисунке 1.1 перечислены главные океанические процессы и схематически показаны характерные диапазоны связанной с ними пространственно–временной изменчивости. Схема наглядно показывает, что для

исследования эволюции характеристик океана необходимо учитывать сложные взаимосвязи и взаимодействия многообразных процессов, опираясь на соответствующую наблюдательную информацию. Чем больший диапазон масштабов (по времени и пространству) разрешает наблюдательная система с требуемой точностью измерений, тем она эффективнее.

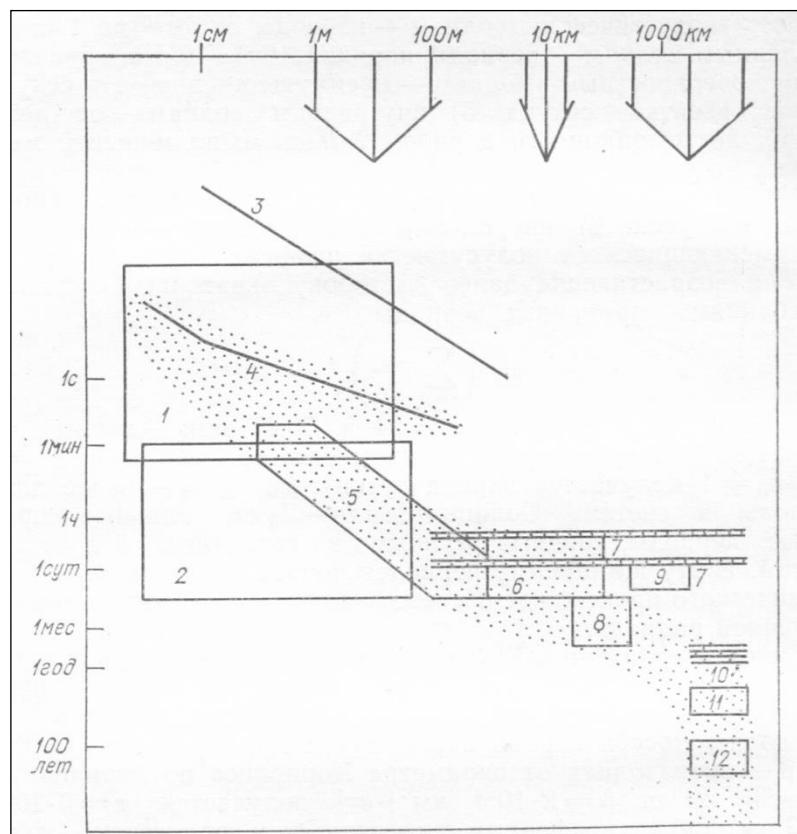


Рисунок 1.1. Характерные пространственно-временные масштабы основных физических процессов, определяющих изменчивость характеристик океана: (по [Каменкович и др., 1982]).
Цифрами на схеме обозначены: 1 – мелкомасштабная турбулентность; 2 – вертикальная микроструктура; 3 – акустические волны; 4 – капиллярные и гравитационные поверхностные волны; 5 – внутренние волны; 6 – инерционные колебания; 7 – приливные колебания; 8 – океанские вихри и волны Россби; 9 – атмосферные синоптические процессы; 10 – сезонные колебания; 11 – крупномасштабные океанические течения; 12 – стратификация океана. Стрелками на верхней оси указаны интервалы масштабов, в которых происходит приток кинетической энергии к океану [Озмидов, 1965]. Заштрихованы области наиболее вероятных масштабов.

Наблюдаемые вариации термодинамических и гидрофизических характеристик в океане можно поставить в соответствие процессам их формирующим в типичных диапазонах пространственных масштабов. Это даёт возможность формулировать требования к наблюдательной системе во взаимосвязи с физическими механизмами, подлежащими исследованию, моделированию и прогнозированию. Подобная классификация, развитая А.С. Мониным и получившая широкое распространение, приводится в работах [Монин и др., 1974; Каменкович и др., 1982]. Основные положения этой классификации сведены в таблице 1.1, построенной по указанным источникам.

Таблица 1.1 – Основные океанские процессы и свойственные им характерные масштабы пространственно-временной изменчивости (по данным [Монин и др., 1974; Каменкович и др., 1982])

Диапазон (тип) изменчивости	Физические процессы	Пространственные масштабы	Временные масштабы
Мелкомасштабная изменчивость	Квазизотропная мелкомасштабная турбулентность	1 мм – 1 м	10^{-3} с – 10^2 с
	Вертикальная слоистая микроструктура	1 мм – 10 м	10 мин – 10 час
	Акустические волны	1 см – 100 м	10^{-5} с – 1 с
	Капиллярные и гравитационные поверхностные волны	1 мм – 10 см 10 см – 100 м	10^{-2} с – 10^{-1} с 1 с – 100 с
Мезомасштабная изменчивость	Внутренние волны	1 м – 1 км	10 с – 10 час
	Инерционные колебания	1 км – 10 км	10 час – 1 сут
	Приливы на шельфе	1 км – 10 км	10 час – 1 сут
Синоптическая изменчивость	Синоптические вихри	1 км – 100 км	10 сут – 100 сут
	Волны Россби	10 км – 500 км	10 сут – 100 сут
Глобальная изменчивость	Сезонные колебания	10^3 км – 10^4 км	1 год
	Главные течения океана	10^3 км – 10^4 км	1 год – 10 лет
	Стратификация океана	10^2 км – 10^4 км	10 лет – 100 лет

Название “синоптические”, взамен прежде часто используемого “мезомасштабные” вихри, вполне убедительно обосновывается [Каменкович и др., 1982] аналогией с атмосферными вихревыми образованиями — циклонами и антициклонами. Отсюда, в частности, происходит термин “погода океана” в связи с океаническими вихрями. В обеих средах образование таких вихрей связано с бароклинной неустойчивостью крупномасштабных течений (процессом трансформации доступной потенциальной энергии в кинетическую энергию). А их характерные размеры близки к радиусу деформации Россби R_I — характерному масштабу длины для первой бароклинной моды планетарных волн. Распределение R_I в океане близко к зональному и характеризуется убыванием значений от тропиков к высоким широтам примерно от 200 до 10 км [Chelton et al., 1998].

Синоптическим вихрям соответствует максимум на спектре кинетической энергии. Наглядный пример даёт рисунок 1.2, на котором представлены средние спектры течений на разных глубинах [Дроздов и др., 1981], полученные по измерениям на 19 буйковых станциях в эксперименте ПОЛИМОДЕ. Эти измерения проводились в юго-западной части Саргассова моря с июля 1977 г. по сентябрь 1978 г., то есть были ограничены сверху масштабом сезонной изменчивости. Течения измерялись на четырёх горизонтах с дискретностью 10 мин. Спектры для всех горизонтов, вплоть до 1400 м, имеют узкие пики на периодах 12,5 ч (связанные с полусуточным приливом) и 24 ч (инерционные колебания и суточный прилив). Но большая часть энергии течений приходится на диапазон синоптических движений 30–170 сут с максимумами на периодах около 60 сут.

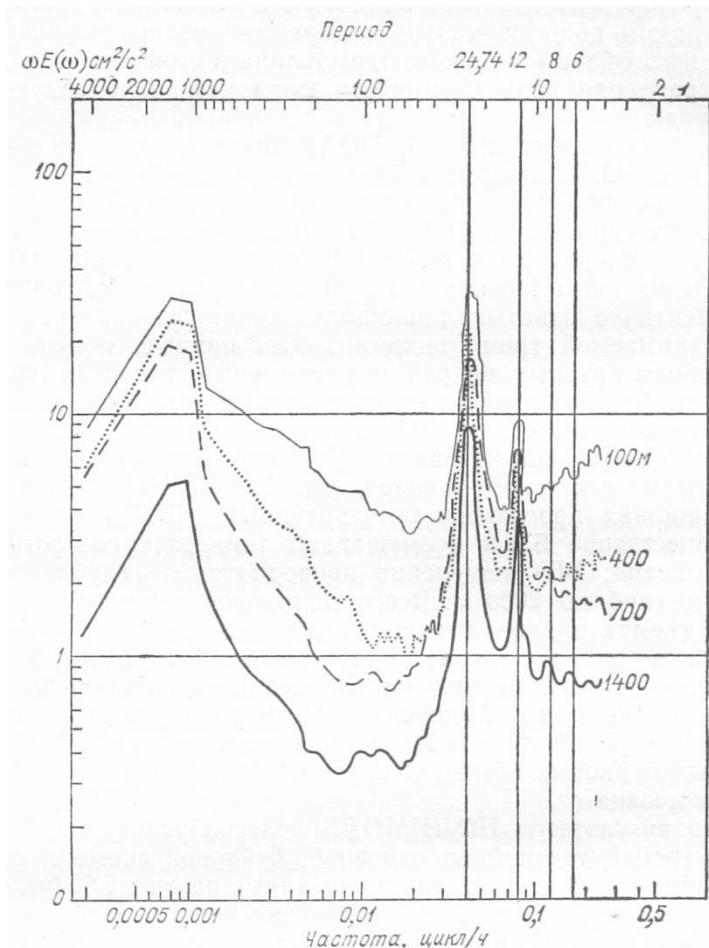


Рисунок 1.2. Средние частотные спектры кинетической энергии течений на горизонтах 100, 400, 700 и 1400 м по данным эксперимента ПОЛИМОДЕ [Дроздов и др., 1981].

Глобальная изменчивость океана связана в первую очередь с крупномасштабными течениями и синоптическими вихрями. При описании этих взаимосвязанных процессов движения на масштабах радиуса Россби и выше принято называть общей циркуляцией океана. Соответственно, гидродинамические модели, описывающие эволюцию океана на этих масштабах, называют моделями общей циркуляции океана (МОЦО), следуя аналогии с моделями общей циркуляции атмосферы.

В данной диссертационной работе именно общая циркуляция океана является одним из основных предметов исследования (главы 2-4). В последней главе рассматриваемые вопросы прогнозирования ветровых волн связаны с другими масштабами (таблица 1.1). Далее в этой главе при анализе свойств разных наблюдательных систем повышенное внимание уделяется возможностям мониторинга изменчивости океана в диапазонах масштабов, соответствующих указанным процессам.

1.2 Информационная система ВМО

Перед рассмотрением конкретных систем наблюдений следует остановиться на основных процедурах и технологиях распространения оперативных данных. С одной стороны, эти информационные технологии являются во многом общими для рассматриваемых далее разных типов наблюдений. С другой стороны, в настоящее время происходит переход на новую информационную систему ВМО, учитывающую развитие систем мониторинга и прогнозирования состояния окружающей среды. Это обстоятельство необходимо учитывать при перспективных разработках приложений оперативной океанологии.

Организация и технологии сбора и распространения оперативной океанографической информации по сути дела встраивались в разработанные прежде и успешно действующие на протяжении многих десятилетий метеорологические системы, во многом их повторяя. В обобщенном виде схема потоков данных оперативных наблюдений содержит два звена. От наблюдательной платформы в океане данные измерений разными способами (радиосвязь, коммуникационные ИСЗ, Интернет и др.) поступают в центры сбора данных. Это чаще всего центры национальных метеослужб или специализированные центры, имеющие другое подчинение. Здесь информация объединяется и может проходить качественный контроль данных. На следующем этапе эти данные переводятся в специальные кодовые формы и передаются в Глобальную систему телесвязи (ГСТ). Эта система предназначена для обеспечения основных коммуникационных функций Всемирной службы погоды ВМО [*Manual on GTS ...*, 2015]. Прямой доступ к информации, распространяемой по каналам ГСТ, имеют только соответствующие центры национальных метеослужб.

Данные оперативных наблюдений в ГСТ циркулируют в специальных форматах, называемых кодовыми формами [*Наставление по кодам*, 2016]. Сведения по международным кодам, действующим в настоящее время и имеющим отношение к передаче данных оперативных океанографических наблюдений, приводятся в таблице 1.2.

Процедуры ГСТ предусматривают распространение и прогностической продукции, выпускаемой крупными метеорологическими центрами, которая чаще всего представляет набор упорядоченных цифровых полей. Для этих целей также предназначены специальные кодовые формы: устаревший код FM 47-IX Ext. GRID и современный двоичный код FM 92–XI Ext. GRIB с битовой упаковкой данных. В не слишком давние времена, до становления Интернета, использование каналов ГСТ было единственным способом распространения оперативной наблюдательной и прогностической информации среди центров ВМО.

Таблица 1.2 – Международные кодовые формы обмена данными океанографических наблюдений

Кодовая форма	Назначение	Наблюдательные платформы (измерительные приборы)
FM 13–XI Ext. SHIP	Сводка наблюдений на морской станции	Морские суда, заякоренные буи
FM 18–XII BUOY	Сводка измерений с буев	Дрейфующие буи, заякоренные буи
FM 62–XIII Ext. TRACKOB	Сводка попутных наблюдений за поверхностью моря	Специально оборудованные суда
FM 63–XI Ext. BATHY	Сводка профильных измерений температуры воды	Заякоренные буи, обрывные зонды ХВТ
FM 64–XI Ext. TESAC	Сводка измерений температуры, солености и течений на глубинах	Заякоренные буи, буи Арго, СТД-зонды
FM 65–XI Ext. WAVEOB	Сводка спектральных характеристик волнения	Волновые буи
FM 94–XI Ext. BUFR	Универсальный бинарный код для гидрометеорологических данных	Все типы океанографических измерений

В совокупном объеме информации доля данных наблюдений, особенно контактных, несмотря на внедрение новых наблюдательных систем, остается сравнительно небольшой. Гораздо большими объемами информации оперируют наблюдательные спутниковые системы. Однако почти всегда эта информация обрабатывается в специализированных центрах, часто не координируемых напрямую ВМО, и по каналам ГСТ распространяется (в кодах FM 85–88) лишь малая её часть.

Иначе дело обстоит с регулярной прогностической информацией. Существующая тенденция, которая, по всей видимости, будет сохраняться и в ближайшие десятилетия, состоит в том, что пространственное разрешение численных моделей, от которого напрямую зависит качество прогноза погоды, постоянно возрастает. Так современные глобальные гидродинамические модели атмосферы в наиболее успешных системах среднесрочного прогноза оперируют уже с горизонтальным разрешением около 10 км¹. Совсем недавно такое разрешение было свойственно лишь региональным моделям, предназначенным для прогнозирования метеорологических элементов по ограниченной территории. Суточная порция полной прогностической информации для подобной глобальной системы измеряется уже в сотнях гигабайт.

Подобная ситуация, но даже в более обостренной форме, свойственна и океаническим моделям. Пространственные масштабы важных в энергетическом отношении движений в океане намного меньше, чем в атмосфере — величины радиуса Россби, характеризующего типичный размер синоптических возмущений, различается в двух средах примерно на порядок. Отсюда следует, что для явного описания таких возмущений горизонтальное разрешение

¹ <http://wgne.meteoinfo.ru/nwp-systems-wgne-table/wgne-table/>

глобальных моделей океана должно составлять не более чем несколько километров. С точки зрения информационных систем это, как и в случае метеорологических приложений, означает значительное увеличение объема прогностических данных.

Перечисленные особенности эволюции прогностических систем имеют (среди многих) два важных последствия для перспективы их развития: колоссальный рост объемов оперативной информации и сосредоточенность главных глобальных оперативных прогностических систем в нескольких наиболее оснащенных метеорологических и океанологических центрах. Под влиянием, в частности, этих тенденций в 2000-е годы была разработана новая информационная система ВМО (ИСВ)¹, которая сейчас находится на стадии внедрения и развития [Love, 2006].

По замыслу новая система должна представлять собой единую скоординированную инфраструктуру для сбора и распространения информации, связанной как со всеми программами ВМО, так и со смежными международными проектами по окружающей среде. Подходы, реализуемые ИСВ, должны обеспечивать помимо регулярного автоматизированного распространения данных наблюдений и прогностической продукции также простой поиск и доступ к разнообразной оперативной и неоперативной информации по запросу пользователей. Наряду с традиционным применением выделенных каналов ГСТ предполагается интенсивное использование технологий Интернет. Эти технологии позволяют достаточно эффективно реализовать два типа информационных потоков: распределение данных и определенной части продукции как предписанную рассылку информации (т.е. режим близкий к ныне действующему в рамках ГСТ), а также распространение большей части оперативной и неоперативной продукции по схеме запрос-ответ.

Построение ИВС основано на трехуровнной структуре информационных центров связанных как через ГСТ, так и посредством других открытых коммуникационных технологий:

1) GISC (ГЦИС) – Global Information System Centres (Глобальные центры информационной системы). Эти центры, объединенные высокоскоростной сетью, обеспечивают сбор и распространение данных для глобального обмена и распространения в соответствии с регламентом ВМО. Эти центры также служат “точкой входа” для обслуживания информационных запросов, обрабатываемых посредством унифицированных каталогов и порталов. Статус ГЦИС получили несколько крупных центров национальных метеорологических служб, в том числе со стороны Росгидромета – ФГБУ “Авиаметтелеком”.

2) DCPC (ЦСДП) – Data Collection or Production Centres (Центры сбора данных и продукции). Такие центры имеют дело со сбором данных наблюдений, подготовкой и архивацией специализированных наборов исходных и обработанных данных, выпуском

¹ <http://www.wmo.int/pages/prog/www/WIS>

прогностической продукции в соответствии с программами ВМО и смежных проектов по окружающей среде.

3) NC (НЦ) – National Centres (Национальные центры). Схожи по функциям с ЦСДП, но обеспечивают сбор и распространение информации на национальном уровне, а также координируют и авторизуют доступ национальных пользователей к сервисам всей ИСВ. Статус НЦ получают, как правило, уже действующие национальные гидрометеорологические центры.

По состоянию на начало 2018 года было зарегистрировано 15 ГЦИС, 134 ЦСДП и 225 НЦ, которые имеют разную степень готовности к выполнению требуемых функций.

На рисунке 1.3 показаны схемы потоков информации для случаев сбора данных (наблюдений и продукции) и их распространения, как в регулярном предписанном режиме (на рисунке 1.3б – сплошные стрелки), так и в режиме запрос-ответ (пунктирные стрелки). Все стрелки на этом рисунке не означают выделенных (физических) каналов связи типа каналов ГСТ, а подразумеваю другие возможные способы коммуникации (Интернет, спутниковую связь и др.). На действующую и развивающуюся ГСТ в новой системе возлагаются функции передачи информации с повышенными требованиями к оперативности (данные наблюдений, прогнозы опасных явлений, штормовые оповещения и т.п.).

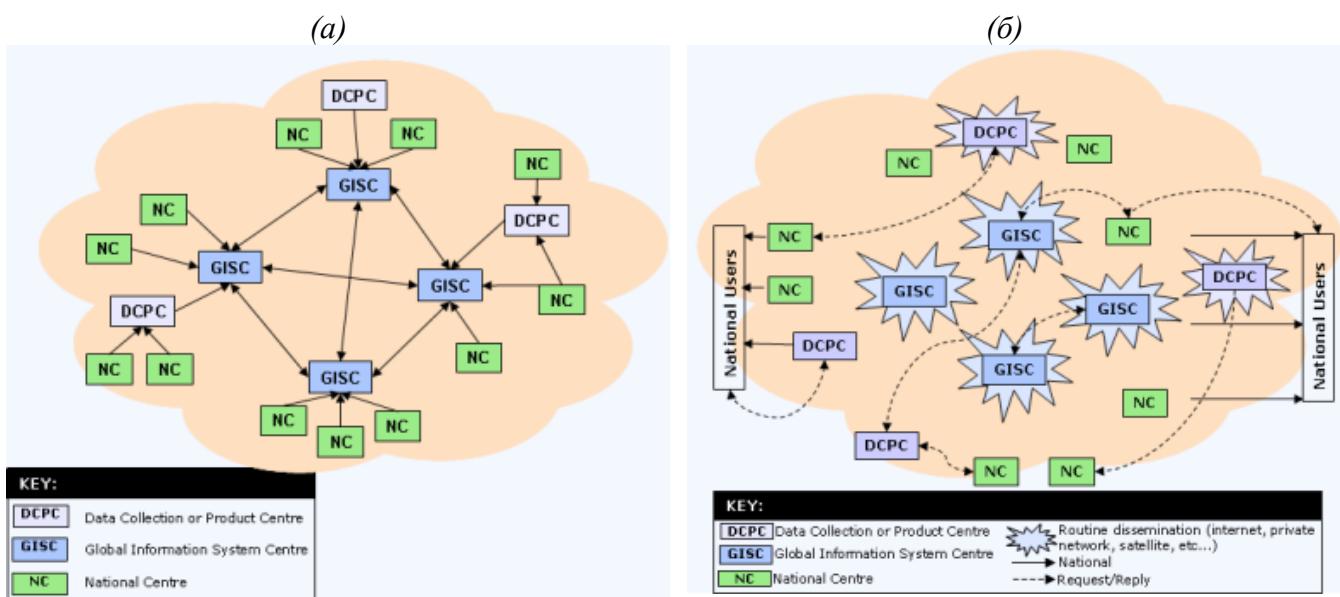


Рисунок 1.3. Схема потоков данных в новой информационной системе ВМО: (а) – режим сбора данных, (б) – распространение данных. Дополнительные пояснения в тексте.
Рисунок взят с сайта ИСВ (<http://www.wmo.int/pages/prog/www/WIS>).

Необходимость новых подходов к ИСВ связана с бурным развитием исследований океана и атмосферы, в том числе и работ по мониторингу и прогнозированию состояния окружающей среды. Это развитие приводит к всё возрастающему числу национальных и международных проектов со своими информационными базами, множеству источников однотипных данных

наблюдений и информационных продуктов. В качестве примера можно привести уже упоминавшиеся среднесрочные метеопрогнозы, которые независимо выпускают и распространяют около 10 ведущих метеорологических центров. Другой, уже океанологический, пример связан с наблюдательной системой профильных измерений в толще океана на базе ныряющих буев Арго. Данные оперативных наблюдений, помимо ГСТ, предоставляют два Глобальных центра сбора данных Арго, а также ряд региональных центров. В части спутниковых данных набор источников данных ещё многообразнее, они структурируются по организациям и агентствам, по исследовательским проектам, спутниковым миссиям, измерительным приборам, измеряемым величинам и пр. Поэтому понятны побудительные причины попыток создания и внедрения новых информационных систем по типу прежней ситуации с единой ГСТ как “точкой входа” к данным.

Начиная с 2012 года новая информационная система ВМО находится на стадии постепенного внедрения и пока не совсем ясно в какой степени и когда будут достигнуты поставленные цели и станет возможным использование в полной мере её унифицированных технологий. В настоящее время при разработке приложений оперативной океанологии приходится ориентироваться на использование диверсифицированных источников данных наблюдений и прогностической метеорологической информации.

1.3 Контактные наблюдения в океане

Контактные наблюдения (в англоязычной литературе для них чаще всего используется латинский термин *in situ*) подразумеваю проведение измерений непосредственно в океане. При использовании эйлерова подхода к слежению за термодинамическими и динамическими параметрами это означает нахождение соответствующих измерительных приборов в фиксированных точках океана. Лагранжев подход подразумевает слежение за изменяющимся положением динамических маркеров на поверхности океана или в его толще. Реализуются также смешанные наблюдения, когда физический объект – лагранжев маркер снабжается приборами, которые в дополнение могут измерять некоторые океанические параметры с фиксацией точек измерений.

В данном подразделе приводится краткое описание отдельных наблюдательных подсистем. Описание не охватывает все типы контактных наблюдений проводимых в океане, а сосредоточено только на тех, которые важны в контексте данной работы, то есть обеспечивают регулярное и оперативное поступление информации для мониторинга и прогнозирования состояния океана. Рассмотрение структурируется по типам наблюдательных платформ, а не, как можно было бы ожидать, по измеряемым характеристикам. Это связано с тем, что в силу

естественных трудностей проведения регулярных измерений в океане, получение качественно новых натурных данных было сопряжено с появлением новых наблюдательных платформ и/или новых измерительных приборов. Следуя этой схеме, далее вначале обсуждаются наблюдения за процессами, приуроченными к поверхности океана, и затем рассматриваются профильные измерения в его толще.

1.3.1 Поверхность океана

Первые системы регулярных измерений в океане были связаны с наблюдениями за состоянием приводного слоя атмосферы и приповерхностными океаническими процессами. Вначале наблюдения производились на береговых станциях и судах, затем в качестве платформы для наблюдений за поверхностью океана стали использоваться дрейфующие и зажоренные буи. В настоящее время действуют четыре главные наблюдательные подсистемы этого типа, информация которых поступает в оперативном или близком к нему режиме.

1.3.1.1 Попутные судовые наблюдения

Считается, что идея привлечения морских судов для проведения наблюдений за погодой была инициирована на первом Международном метеорологическом конгрессе, состоявшемся в Брюсселе в 1853 году, на котором обсуждался проект создания международной унифицированной системы попутных наблюдений для всех судов, находящихся в океане и морях. Со временем сформировались основные организационные положения этой системы. Метеослужбы большинства морских держав на добровольной основе обеспечивают оснащение коммерческих и других судов, приписанных к их портам, оборудованием для проведения морских метеорологических наблюдений. Результаты попутных наблюдений, выполняемых в установленные сроки обычно штурманским составом, передаются в береговые центры сбора данных на безвозмездной основе, а судоходные компании получают взамен прогностическую информацию и штормовые оповещения. Отсюда произошло название системы — Voluntary Observing Ship (VOS) или Добровольные Судовые Наблюдения (ДСН).

На большинстве судов измеряются основные характеристики приводного слоя атмосферы и морские величины, включающие температуру поверхности океана (ТПО), параметры волнения и состояние ледового покрова. Наблюдения как правило производятся четыре раза в сутки в установленные синоптические сроки (00, 06, 12, 18 час ВСВ). Поначалу сводки наблюдений доставлялись в бумажном виде в порты, затем для передачи данных в береговые центры стали использоваться радиосвязь, спутниковая связь и Интернет. Соответствующие центры национальных метеослужб обеспечивают сбор этих данных, их контроль, объединение

и распространение в режиме реального времени по каналам ГСТ (в кодовых формах FM-13 SHIP и BUFR).

В последние десятилетия по программе VOS проводили наблюдения порядка тысячи судов, с которых выполнялось порядка 10^6 наблюдений в год. Так, к примеру, по данным ежегодного отчета соответствующего Глобального центра сбора данных¹ в 2006 году эти цифры составляли 858 судов и 716251 наблюдений. Наряду с распространением в оперативном режиме, основная часть измерений VOS поступает в пополняемый массив данных ICOADS [Freeman *et al.*, 2017]. Это наиболее длительный ряд (более 200 лет) контактных измерений в океане, который используется для исследований климатической изменчивости и процессов взаимодействия океана и атмосферы.

По точности эти наблюдения уступают другим типам контактных измерений. Среди основных причин — использование разнотипных приборов, визуальное определение некоторых характеристик (таких как ветровое волнение), а также размещение измерительных датчиков на разных уровнях, отличных от принятых стандартных уровней измерений, в зависимости от типа и размеров судна. Поэтому приходится прибегать к пересчету получаемых значений, например, скорости ветра [Zelenko, 1986] и других метеоэлементов для приведения к стандартной высоте, что является источником дополнительных погрешностей. Подобная ситуация имеет место и с датчиками ТПО, на показания которых помимо разного заглубления может влиять ещё и сам корпус судна. По этим причинам данным свойственны случайные погрешности и систематические ошибки (смещения), исследованиям которых посвящены десятки работ (см., например, [Gulev *et al.*, 2003; Kent and Berry, 2005]).

На рисунке 1.4а показано распределение оперативных судовых наблюдений по Мировому океану, типичное для месячной порции данных измерений ТПО и атмосферного давления. Это распределение далеко от равномерного, плотность наблюдений напрямую связана с основными судоходными маршрутами. Поэтому возможности оценки текущего состояния, скажем ТПО, на базе только попутных судовых наблюдений в глобальном масштабе существенно ограничены [Зеленько и Реснянский, 1996; Реснянский и Зеленько, 1994], хотя для отдельных хорошо освещенных регионов такой анализ ТПО возможен [Зеленько и Нестеров, 1986; Воскресенская и др., 1992; Polonsky *et al.*, 1992; Zelenko and Resnyansky, 1995].

В современных системах оперативного мониторинга океанографические данные VOS (характеристики волнения и ТПО) напрямую не усваиваются. Параметры волнения, определяемые визуально, имеют для этого высокую погрешность — даже в кодовых формах для передачи данных по высоте волн предусмотрена точность 0,5 м [Григорьева и Бадулин, 2016; Наставление по кодам, 2016]. Оперативные измерения ТПО уже давно используются, например, для получения ежедневных анализов полей ТПО в Мировом океане на базе

¹ <http://www.wmo.int/pages/prog/mmop/documents/sot/SOT-annual-reports.html>

комплексной информации с разных наблюдательных платформ: суда + буи + спутники [Reynolds *et al.*, 2007; Donlon *et al.*, 2012].

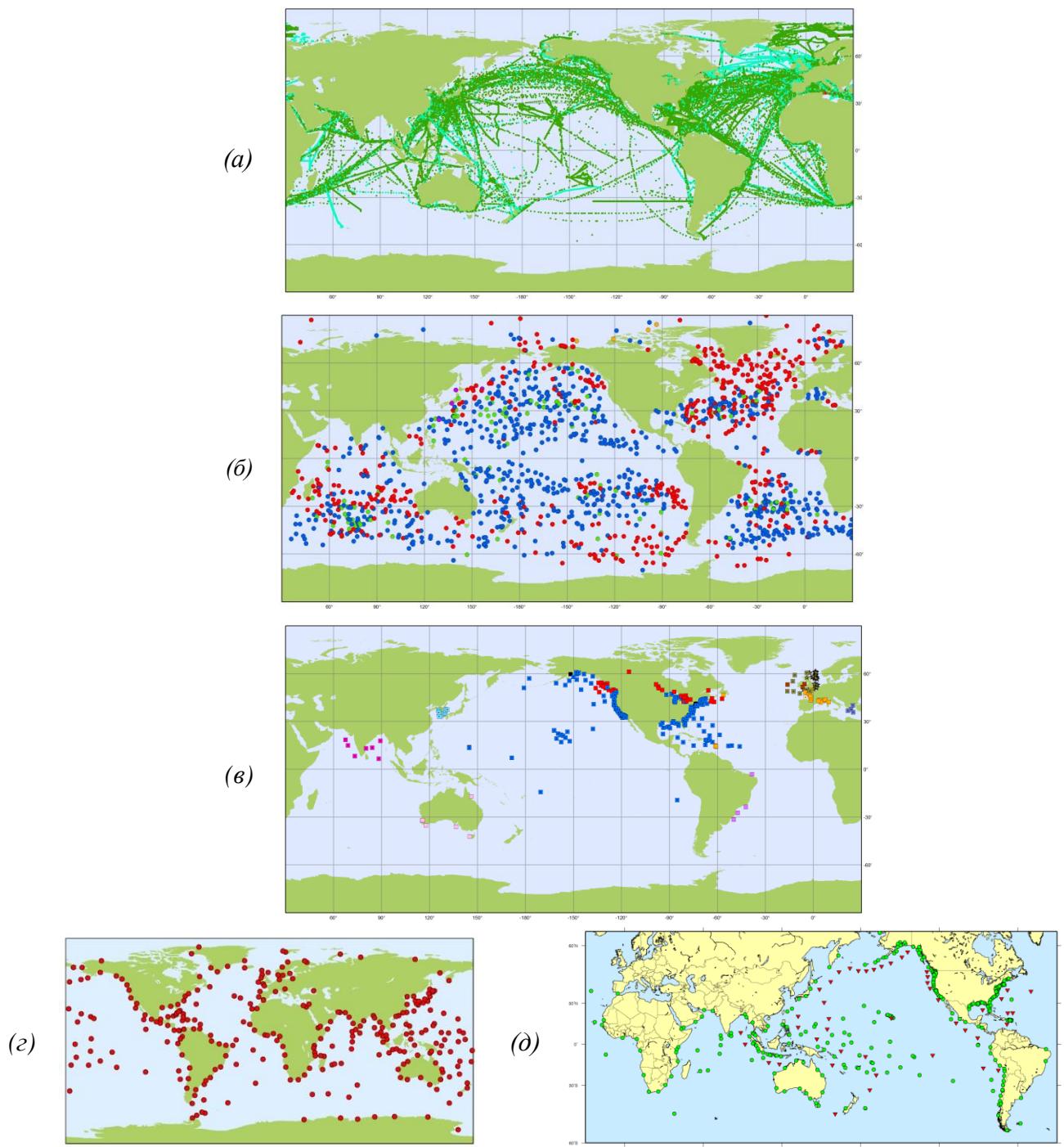


Рисунок 1.4. Состояние оперативных подсистем контактных наблюдений за процессами на поверхности океана в сентябре 2017 года (по данным СКОММ):

- (a) – попутные судовые наблюдения – показаны точки измерений ТПО, полученных по ГСТ;
- (б) – положение дрифтеров и используемая спутниковая система: Argos – синие и зеленые маркеры, Iridium – красные маркеры;
- (в) – волновые буи, цвет маркеров отражает национальную принадлежность буёв;
- (г) – основная сеть наблюдений за уровнем моря по программе ГЛОСС;
- (д) – наблюдательная сеть региональных систем предупреждения цунами: зеленые кружки – используемые станции ГЛОСС, красные треугольники – буи DART [Meinig *et al.*, 2005].

В оперативных приложениях данные VOS в определенной степени вытесняются более точными буйковыми и более массовыми спутниковыми данными. Однако это не означает, что они не имеют перспективы. Так, судовые наблюдения обеспечивают одновременные измерения комплекса параметров, необходимых для исследований процессов обмена импульсом и теплом через поверхность океана [Gulev *et al.*, 2010]. Кроме того, не вызывает сомнений эффективность использования тысяч низкозатратных наблюдательных платформ для измерений в недостаточно освещенном наблюдениями океане.

1.3.1.2 Дрифтеры

Дрифтерами для краткости называют свободно дрейфующие поверхностные буи, предназначенные для лагранжевых измерений скорости приповерхностных течений и для регистрации температуры воды около поверхности поплавка [Sybrandy *et al.*, 2009; Мотыжев, 2016]. Перемещения буя определяются течениями на глубине около 15 м, к которой приурочен центр связанного с поверхностным поплавком заглубленного паруса. Информация о перемещениях дрифтера и других измеряемых характеристиках транслируется через спутниковый передатчик в центры сбора данных, а затем в систему ГСТ.

Массовое применение дрифтеров началось в крупных международных наблюдательных проектах TOGA и WOCE, проводившихся в 1990-х годах. Затем эти наблюдения стали проводиться на регулярной основе под эгидой международного объединения Data Buoy Cooperation Panel (DBCP) как составной части СКОММ ВМО/МОК, осуществляющего координацию деятельности всей сети дрейфующих и заякоренных буев в океане. В составе DBCP действует более 10 программ, связанных с использованием буев в качестве наблюдательной платформы для глобальных и региональных задач мониторинга и исследования океана. В части дрифтерных наблюдений поступление основного объема оперативной информации обеспечивает Global Drifter Program (GDP)¹, основанная в 1996 году. Среди её главных целей — поддержание глобального массива включающего не менее 1250 дрифтеров отслеживаемых со спутников с пространственным разрешением порядка $5^\circ \times 5^\circ$.

Все дрифтеры оснащаются спутниковым передатчиком и термисторным датчиком для измерения ТПО, во многих случаях (около 60%) устанавливаются также датчики атмосферного давления и гораздо реже — измерители других параметров (соленость, температура воды ниже поверхности).

¹ http://www.aoml.noaa.gov/phod/dac/gdp_information.php

Основная часть сообщений, поступающих с дрифтеров, обрабатывается специализированной спутниковой системой Argos¹, в последнее время начинают использоваться более современные системы, например система глобальной спутниковой телефонии Iridium, обеспечивающая большую оперативность при меньшей стоимости коммуникационных сообщений. Автоматизированные службы системы Argos выполняют предварительный контроль сырых данных на предмет грубых ошибок в положении буев и обеспечивают их передачу в ГСТ для оперативного распространения информации. По каналам ГСТ эта информация распространяется в двух кодовых формах: FM 18–XII BUOY и FM 94–XI Ext. BUFR. В среднем времененная дискретность опроса дрифтеров и передачи данных через Argos составляет около 1 часа, что позволяет отслеживать изменчивость течений на масштабах вплоть до инерционных колебаний и полусуточных приливов.

Углубленный качественный контроль данных и их распространение, но уже через Интернет в режиме близком к реальному времени осуществляют ещё два центра: уже упоминавшийся центр GDP² и с большей задержкой по времени – канадская служба ISDM³. Однако эти данные имеют только 6-часовую дискретность по времени.

Целевой показатель, сформулированный в GDP — 1250 действующих дрифтеров — был достигнут в 2005 году, и с тех пор в активном состоянии находится 1300-1500 буев, с которых поступает около двух миллионов наблюдений в месяц. В качестве примера распределения дрифтеров в океане на рисунке 1.4б показано их положение в сентябре 2016 года с маркировкой используемых спутниковых коммуникационных систем.

Сведения о перемещениях лагранжевых дрифтеров используются для восстановления структуры поверхностных течений [Никитин и Касьянов, 2015; 2016; Саркисян и др., 2016], для учета этих перемещений в системах усвоения данных [Carrier et al., 2014; Muscarella et al., 2015; Vernieres et al., 2011], а также для верификации циркуляционных моделей [Maximenko et al., 2009].

Данные установленных на дрифтерах температурных датчиков, помимо прямого включения в процедуру анализа ТПО, используются для калибровки спутниковых измерений, содержащих систематические ошибки (смещения). Без дрифтерных измерений вряд ли бы возможен выпуск ежедневных анализов ТПО с уже достигнутой достаточно высокой точностью ~0,5° [Reynolds et al., 2007; Donlon et al., 2012].

¹ <http://www.argos-system.org>

² <http://www.aoml.noaa.gov/phod/dac>

³ <http://www.meds-sdmm.dfo-mpo.gc.ca/isdm-gdsi/drib-bder/index-eng.htm>

1.3.1.3 Волновые буи

Низкая точность визуальных попутных наблюдений за параметрами волнения, а также существенное уменьшение их количества за счет всё большего оснащения судов VOS автоматическими метеостанциями (отменяющими визуальные наблюдения) были побудительными причинами создания сети оперативных волновых буёв. Первые достижения в этой области можно отнести к концу 1990-х годов, когда по каналам ГСТ начали распространяться данные оперативных измерений спектральных характеристик ветрового волнения.

Хотя конструкционные особенности волновых буёв (размеры, формы, средства связи и пр.) сильно различаются, все они используют общий подход [Грязин, 2000; Holthuijsen, 2007]. Измерительная технология основана на отслеживании движений поверхностного поплавка (корпуса буя) и пересчете их в традиционные параметры поверхностных гравитационных волн. На первых буях с помощью акселерометра измерялись только вертикальные смещения поверхности (обычно в течение 20 мин с дискретностью 0,5 с) по которым "бортовой" компьютер рассчитывает одномерный частотный спектр волнения. На буях следующего поколения измеряются уже трехмерные движения и рассчитываются двумерные (частота–направление) волновые спектры.

Использование радиосвязи для сбора данных с волновых буёв вытесняется во всё большей степени применением для этой цели коммуникационных спутников (Iridium, Argos, Orbcomm). Обычно спектральные данные с буёв поступают ежечасно и далее в оперативном режиме распространяются по каналам ГСТ. Для этого предназначена специальная кодовая форма ВМО (FM 65–XI Ext. WAVEOB), предусматривающая передачу как одномерных, так и двумерных волновых спектров [Наставление по кодам, 2016].

В течение 2017 года действовало около 300 волновых буёв, положение которых по состоянию на сентябрь показано на рисунке 1.4в. Помимо этого в ГСТ поступают оперативные данные ещё примерно с 50 фиксированных морских платформ, типа буровых, нефтедобывающих и т.п. Но этих платформах используются, как правило, другие средства измерения волновых параметров, такие как струнные волнографы.

Распределение буев по акватории океана (рисунок 1.4в) крайне неоднородно и очень далеко от требуемого со стороны приложений оперативной океанологии. Поэтому для оперативных контактных измерений волнения начинают использоваться новые подходы. Повышение точности спутниковых систем геопозиционирования (GPS, ГЛОНАСС и др.) открывает возможности их применения для отслеживания движений волновых буёв. Такие буи уже разработаны и в небольших количествах действуют в экспериментальном режиме. Ещё

одна возможность улучшения покрытия океана наблюдениями — это дооборудование дрифтеров (без подводного паруса) для волновых измерений. Работы в этом направлении также проводятся [Swail *et al.*, 2010].

Несмотря на их сравнительно малое количество, данные волновых буёв усваиваются в некоторых оперативных системах прогнозирования параметров ветрового волнения [Skandiani *et al.*, 2004; Abdalla *et al.*, 2005]. Ещё одно важное применение данных этих буёв — это валидация оперативных моделей и прогностических систем [Bidlot and Holt, 2006], а также калибрация и коррекция спутниковых измерений характеристик волнения. Заметим также, что спутниковые измерения параметров волнения имеют существенные ограничения для прибрежных регионов, где как раз сосредоточены волновые буи (рисунок 1.4в), которые таким образом удачно дополняют измерения поверхностных волн с ИСЗ.

1.3.1.4 Уровень моря

Измерения уровня моря в прибрежных пунктах вероятно можно рассматривать как первую в хронологическом отношении систему регулярных океанографических наблюдений. Подобные системы в разных странах регулировались и развивались во многом независимо и результаты наблюдений использовались в основном на национальном уровне. В России измерения уровня ведутся на сети морских (прибрежных) метеорологических станций обычно с 6-часовым интервалом. Результаты метеографных измерений передаются в центр сбора данных по каналам АСПД Росгидромета с использованием национальной кодовой формы КН-02 SEA. Основная часть этой информации используется на национальном уровне и не передается в ГСТ. В странах бывшего СССР по такой схеме в оперативном режиме поступала информация примерно с двухсот пунктов наблюдений. Схожая ситуация имеет место и в других морских державах.

С учетом важности данных по уровню моря для многих отраслей хозяйственной деятельности и научных исследований по изменениям климата, в 1985 году под эгидой МОК был учрежден специальный проект – Global Sea Level Observing System (GLOSS)¹ курируемый СКОММ. В русскоязычных публикациях традиционно используется транслитерация аббревиатуры – ГЛОСС. В задачи ГЛОСС входит организация и координация глобальной сети наблюдений за уровнем моря на базе многочисленных национальных систем (в проекте участвует более 90 стран).

Основу ГЛОСС составляет сеть из примерно 300 постоянно действующих прибрежных станций на континентах и островах (рисунок 1.4г). В большинстве случаев наблюдения

¹ <http://www.gloss-sealevel.org>

выполняются с высокой частотой, дискретность передачи результатов измерений находится в диапазоне 1–15 мин. Два центра ГЛОСС осуществляют сбор, контроль, архивацию и распространение данных измерений уровня на этих станциях [Merrifield *et al.*, 2010]. Для передачи данных измерений в эти центры используются в основном каналы ГСТ и Интернет. Обработка данных ведется в рамках нескольких подпроектов ориентированных на решение разных задач, поэтому центры ГЛОСС поддерживают и распространяют несколько наборов данных, различающихся продолжительностью рядов, процедурами контроля и дискретностью данных по времени. Но вся эта информация доступна только в задержанном режиме с запаздыванием от месяца до года в зависимости от типа данных. Некоторые данные доступны в оперативном режиме через специальное достаточно удобное веб-приложение¹, предназначенное для слежения за текущим состоянием всей сети и отдельных станций ГЛОСС. Просмотр данных возможен только в интерактивном режиме по запросу для конкретной станции, что ограничивает возможности применения этого источника информации в автоматизированных технологиях.

Ещё одна, напрямую не связанная с ГЛОСС, система оперативных наблюдений за уровнем моря была разработана в 2000-е годы для раннего предупреждения опасных явлений цунами, в значительной степени под влиянием катастрофического цунами в Индийском океане 26 декабря 2004 года, унесшего по оценкам около 230 тысяч жизней. Были учреждены четыре региональные системы предупреждения цунами [Bernard *et al.*, 2010]. На рисунке 1.4д показана глобальная конфигурация наблюдательной сети этих систем. Реализована прогностическая технология, основанная на новом подходе, который включает этап обнаружения и мониторинга характеристик цунами в глубоком океане и этап усвоения получаемых измерений в модельном прогнозе эволюции детектированного явления цунами. Эти же модели могут использоваться в расчетах сценариев последствий потенциальных эпизодов явления для разных потенциальных источников возникновения цунами.

Наблюдательную основу системы предупреждения составляют глубоководные буи, первоначально разработанные для национальной программы США по предупреждению цунами — Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunami (DART) станции. Комплекс такой станции состоит из донного регистратора давления и зажоренного поверхностного буя для коммуникаций через ИСЗ. Оба элемента конструкции связаны двусторонним акустическим каналом [Meinig *et al.*, 2005]. Уровень моря вычисляется по донному давлению с учетом поправки на температуру воды. Давление измеряется и передаётся в двух режимах: стандартном с интервалом 15 мин и тревожном с интервалом 1 мин. Включение последнего режима производится если бортовой компьютер детектирует по специальному алгоритму

¹ <http://www.ioc-sealevelmonitoring.org>

эпизод цунами. По состоянию на сентябрь 2017 года действовало 40 станций DART (рисунок 1.4д), информация с которых распространяется и по каналам ГСТ.

Эта система предупреждения цунами служит показательным примером реализации современного приложения оперативной океанологии в рамках образующей её триады: наблюдения – модели – продукция. Перед каждым из этих элементов можно поставить уточнения "специальные и оперативные", для краткости опускаемые.

Основные области применения оперативных контактных данных по уровню моря связаны с прогностическими системами для приливов, штормовых нагонов и цунами. В некоторых системах эти данные усваиваются напрямую [Lefevre *et al.*, 2002; Verlaan *et al.*, 2005], в других случаях они используются для валидации моделей и для калибровки дистанционных данных спутниковой альтиметрии [Shum *et al.*, 1997; Flather *et al.*, 1998].

1.3.2 Профильные измерения

Рассмотренные выше системы обеспечивают регистрацию характеристик, приуроченных к поверхности океана. Однако для решения задач мониторинга и прогнозирования гидрофизических полей требуется регулярная информация о состоянии подповерхностных слоев. За редкими исключениями наблюдения в толще океана проводятся путем использования разных технологий зондирования по глубине, и результаты измерений представляются в виде вертикальных профилей параметров состояния океана. К наиболее часто измеряемым величинам в оперативном режиме относятся температура и соленость морской воды, гораздо реже проводятся наблюдения скорости течений и некоторых гидрохимических показателей.

Долгое время, с начала XX века, едва ли не единственным способом получения термохалинных данных в толще океана было выполнение батометрических станций с борта научно-исследовательского судна. Этот вид наблюдений остается важным и сейчас, но взамен батометров применяются более совершенные термосолезонды. Возрастающие потребности в оперативной информации о состоянии океана привели к тому, что начиная с 1970-х годов стали использоваться новые измерительные технологии и наблюдательные платформы для получения данных о вертикальной структуре океанологических полей в режиме близком к реальному времени. Без таких наблюдательных систем оперативная океанология в обсуждаемом здесь контексте вряд ли могла бы развиваться.

В данном подразделе приводятся краткие сведения об оперативных подсистемах профильных измерений в океане. Рассмотрение сосредоточено на тех из них, которые обеспечивают относительно устойчивые по времени потоки массовых данных в оперативном режиме. Значимые для задач глобального мониторинга и прогнозирования состояния океана

потоки данных дают только измерения вертикальных профилей температуры и солености морской воды. В настоящее время действуют четыре соответствующие наблюдательные подсистемы контактных профильных наблюдений в Мировом океане, которые структурируются, как и прежде подразделе, по типу наблюдательной платформы: ныряющие буи Арго, заякоренные буи, попутные судовые ХВТ-зондирования и морские животные с прикрепленными измерительными датчиками. Рассмотрим эти подсистемы в хронологическом порядке их появления.

1.3.2.1 Попутные ХВТ-зондирования

Первой наблюдательной подсистемой, изначально разрабатываемой для целей оперативного мониторинга глубинных слоев океана, а не его поверхности, была программа попутных измерений профилей температуры с помощью обрывных батимерографов ХВТ. В рамках этой программы [Dexter *et. al.*, 1996] в дополнение к ХВТ-зондированиям, выполняемым прежде только с научно-исследовательских судов, аналогичные измерения начали производится персоналом коммерческих судов по ходу их движения в открытом океане (без изменения скоростного режима). Соответствующее оборудование для выполнения измерений и передачи информации размещается на судах, совершающих регулярные трансокеанические переходы, чаще всего — это крупные контейнеровозы и круизные лайнеры.

Обрывной термобатиграф ХВТ, сбрасываемый с судна в ручном или автоматизированном режиме, измеряет температуру в процессе его почти свободного погружения с известной скоростью вплоть до полной размотки тонкой проволоки (до 1 км), соединяющей зонд с бортовым регистрирующим устройством. Измерения пересчитываются по скорости и времени погружения на соответствующие горизонты и затем посредством коммуникационных ИСЗ передаются в центры сбора данных.

В настоящее время действует международная программа по попутным профильным наблюдениям — Ship Of Opportunity Program (SOOP). Координация этой программы осуществляется специальной группой СКОММ — Ship of Observations Team (SOT)¹, в ведение которой входят ещё две программы попутных наблюдений: уже упоминавшаяся система поверхностных наблюдений VOS и программа аэрологических судовых наблюдений Automated Shipboard Aerological Programme (ASAP). Этую, уже выглядящую несколько запутанной, организационную структуру международной координации попутных судовых наблюдений всех типов можно представить простой схемой:

$$\text{JCOMM} \rightarrow \text{SOT} \rightarrow (\text{VOS}, \text{SOOP}, \text{ASAP}).$$

¹ <http://www.jcommops.org/sot/>

В задачи SOOP входит привлечение добровольных судов для проведения попутных ХВТ наблюдений на предписанных океанических маршрутах, организация оборудования судов и коммуникационных процедур. Наблюдательная сеть, действующая с 2000-х годов, включает набор фиксированных маршрутов (рисунок 1.5) с тремя режимами профильных измерений [Goni *et al.*, 2010], ориентированных на разные задачи:

LD – режим низкой плотности (12 маршрутов в год, 4 зондирования в сутки);

HD – режим высокой плотности (4 маршрута в год, зондирования через каждые 25 км);

FR – режим высокой повторяемости (12-18 маршрутов в год, 6 зондирований в день).

Ежегодно выполняется 20–25 тысяч батитермографных зондирований, причем наиболее значительный вклад обеспечивает центр AOML¹, входящий в структуру NOAA. Основная часть измерений распространяется в оперативном режиме через ГСТ (в кодовой форме FM 63 XI Ext. BATHY), но обычно без качественного контроля данных. Контроль качества оперативных данных, получаемых в режиме реального времени из ГСТ, осуществляет канадский центр ISDM (в рамках проекта GTSP) и с небольшой задержкой по времени (три раза в неделю) распространяет проконтролированные данные через Интернет².

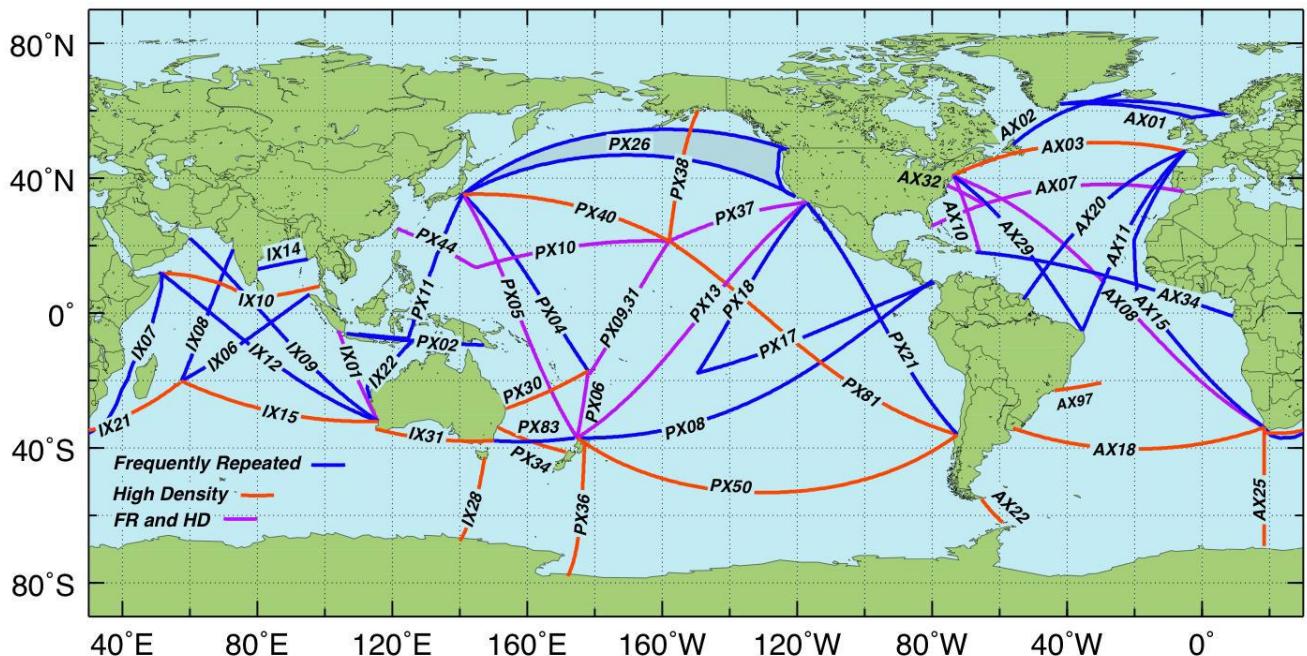


Рисунок 1.5. Наблюдательная сеть программы попутных профильных ХВТ-зондирований. Цветом показан тип режима измерений [Goni *et al.*, 2010].

Типичная месячная порция оперативных данных ХВТ показана на рисунке 1.6а для сентября 2017 года. К достоинствам информации этого типа можно отнести высокую плотность и повторяемость данных вдоль фиксированных океанических маршрутов движения судов, а

¹ http://www.aoml.noaa.gov/phod/goos/xbt_network/index.php

² https://www.nodc.noaa.gov/GTSPP/access_data/index.html

также — однородность распределения данных измерений температуры воды в слое 0-800 м. Основной недостаток — это крайне малая площадь покрытия данными акватории океана. Кроме того, следует отметить сравнительно невысокую точность измерений $\sim 0,1^{\circ}\text{C}$ и время от времени появляющиеся свидетельства (например, [Gouretski and Koltermann, 2007; Cheng *et al.*, 2016]) о систематических смещениях в массивах данных этого типа. Тем не менее, батитермографные профили температуры в верхнем слое океана используются во многих оперативных системах усвоения океанографических данных [Зеленъко и др., 2010б; 2016а; Martin *et al.*, 2015].

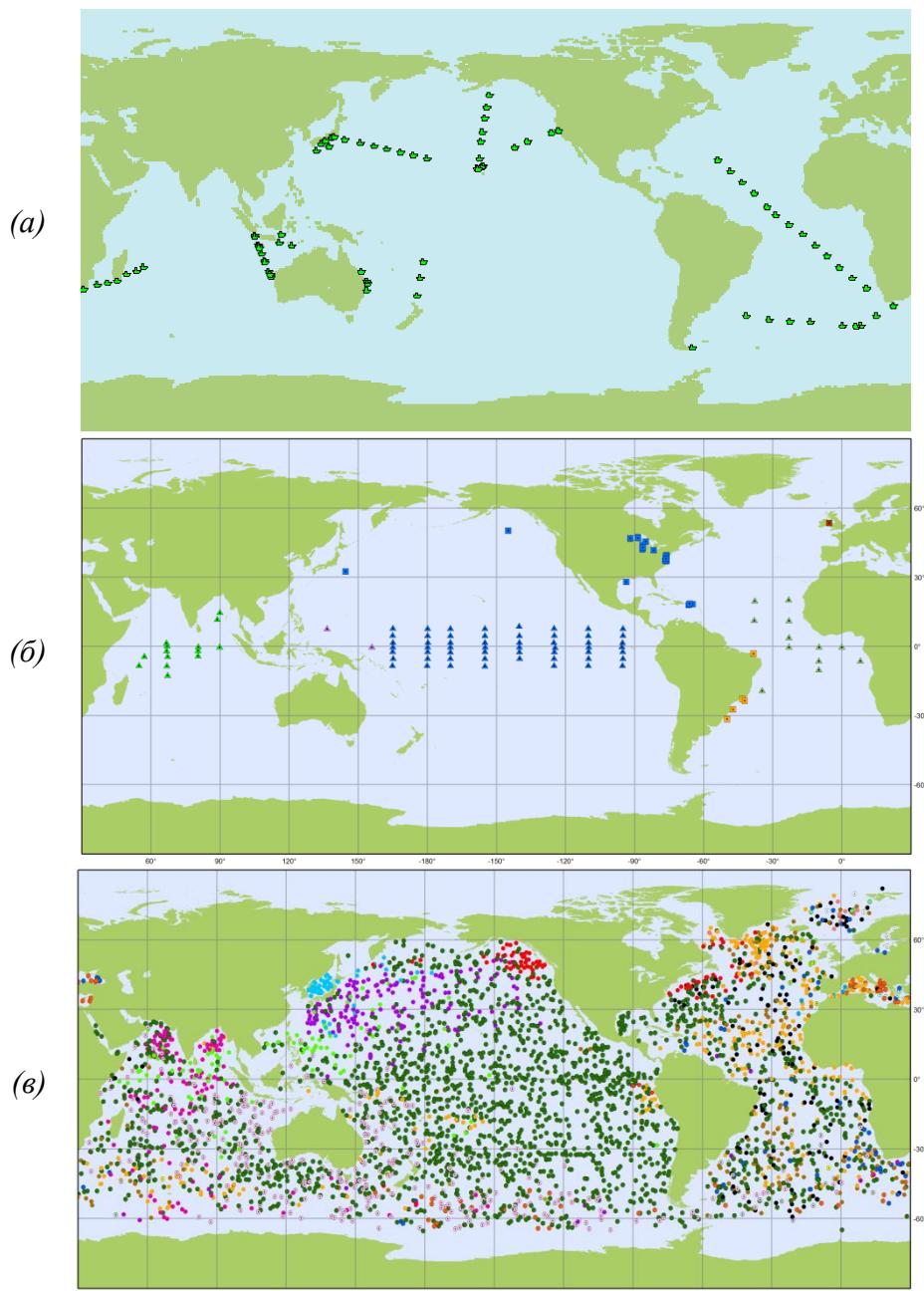


Рисунок 1.6. Состояние оперативных подсистем контактных профильных наблюдений в сентябре 2017 года (по данным СКОММ): (а) – попутные ХВТ–измерения профилей температуры воды (всего 12 судов, 1047 зондирований); (б) – профильные измерения температуры на заякоренных буях (всего 112 буёв, цвет маркеров отражает национальную принадлежность буёв); (в) – положение буёв Арго (всего 3776 буёв, цвет маркеров отражает национальную принадлежность буёв);

1.3.2.2 Заякоренные буи

Следующая (в хронологическом отношении) наблюдательная подсистема для оперативного мониторинга подповерхностных слоев океана использует в качестве наблюдательной платформы систему заякоренных буев. Основу подсистемы составляют несколько групп буев, размещенных в тропической зоне Мирового океана:

- массив буев ТАО в приэкваториальной зоне Тихого океана [*McPhaden et al., 1998*];
- массив буев TRITON в самой западной части той же зоны [*Kuroda, 2002*];
- массив буев PIRATA в тропиках Атлантического океана [*Bourles et al., 2007*];
- массив буев RAMA в Индийском океане [*McPhaden et al., 2009*].

Создание этой глобальной (в зональном охвате) системы началось в 1984 году с группы буёв ТАО/TRITON в рамках программы ТОГА по следам мощного эпизода явления Эль–Ниньо 1982–1983 гг. В полном виде все массивы буёв были развернуты в 1994 году к завершению наблюдательной фазы программы ТОГА [*McPhaden et al., 2010*]. Кроме перечисленных массивов, значительное число буев присутствует в шельфовой зоне; их размещают отдельные страны в своих прибрежных водах (рисунок 1.6б).

На буях, как правило, измеряется комплекс метеорологических параметров. Кроме того, гирлянды приборов, прикрепленные к буям на нескольких горизонтах, обеспечивают измерения температуры воды, её солености и в некоторых случаях скорости течений. По сравнению с другими подсистемами измерения на заякоренных буях отличаются высокой частотой, на многих из них выполняются ежечасные и даже более учащенные наблюдения. Помимо высокой частоты и стационарности поступления данных, к достоинствам этой подсистемы следует отнести и сравнительно высокую точность измерений большинства параметров.

Процедуры сбора и распространения данных отличаются для разных массивов буёв, поддерживаемых разными операторами. В большинстве случаев результаты измерений передаются посредством телекоммуникационных спутников Argos и Iridium с буёв в береговые центры сбора данных, где они проходят упрощенный контроль качества и вводятся в ГСТ для оперативного распространения. В настоящее время эти данные циркулируют в каналах ГСТ в двух кодовых формах: FM-18 BUOY и FM-94 BUFR. Причем второй код, постепенно вытесняющий первый, позволяет передавать больше информации, в том числе важные метаданные по измерительным приборам. Помимо этого большинство данных распространяется соответствующими операторами в режиме близком к реальному времени через Интернет.

Данные наблюдений на заякоренных буях используются во всех глобальных системах усвоения океанологических данных. И хотя информация ограничена в основном

приэкваториальной зоной, а измерения достаточно неоднородно распределены по глубине, эта наблюдательная подсистема очень значима для мониторинга Мирового океана. Оценки показывают [Fujii *et al.*, 2015], что вклад этой наблюдательной подсистемы в анализ температуры и солености в тропиках сопоставим с вкладом основного источника данных — профилирующих буйёв Арго. Понятно также, что информация, получаемая с сети буйёв (рисунок 1.6б) имеет исключительную важность для диагностики и прогнозирования явлений Эль-Ниньо – Южное колебание, для чего она, собственно, первоначально и разрабатывалась.

1.3.2.3 Профилирующие буи Арго

Исключительная значимость этой инновационной наблюдательной системы объясняет необходимость упоминания её предыстории¹. Первые эксперименты по измерению течений в толще океана с помощью лагранжевых поплавков нейтральной плавучести были выполнены ещё в 1950-х годах [Swallow, 1955]. Этот же подход использовался в международном эксперименте WOCE (1990–1997 гг.), во время которого было запущено около тысячи поплавков ALACE (Autonomous Lagrangian Circulation Explorer) специально сконструированных для отслеживания течений на глубине 1 км [Davis, 1991; Davis *et al.*, 1992]. Эти свободно дрейфующие на заданной изобарической поверхности (глубине) буи-маркеры периодически всплывали на поверхность для фиксации их положения спутниковыми системами. Быстро стало понятным, что такие буи могут во время подъема измерять температуру и соленость морской воды, и уже в конечной стадии WOCE буи ALACE стали оборудоваться соответствующими датчиками [Davis *et al.*, 2001]. Усовершенствованный буй получил название Profiling Autonomous Lagrangian Circulation Explorer (PALACE) и стал прототипом для массового производства профилирующих буйёв в нескольких странах. Эти буи образовали технологическую основу системы Арго — глобального массива буйёв для профилирования океана. Общий проект системы Арго и план её развертывания были разработаны в 1998 году совместно научными группами крупных международных программ GODAE и CLIVAR [Roemmich *et al.*, 1998a; Roemmich *et al.*, 1998b]. Считается, что эти документы положили начало системе Арго.

С этой системой тесно связан наблюдательный проект по спутниковой альтиметрии, обеспечивающий регулярное поступление глобальной информации о вариациях уровенной поверхности океана, которые зависят от вертикальных распределений температуры и солености воды. Взаимосвязь этих двух взаимодополняющих наблюдательных подсистем оказалась столь тесной, что даже повлияла на эволюцию названия системы профилирования океана. В связи с

¹ <http://www.argo.ucsd.edu>

тем, что одна из уже действовавших миссий спутниковой альtimетрии носила название Jason, первоначальная аббревиатура ARGO (Array for Real-time Geostrophic Oceanography) под влиянием ассоциаций с древнегреческой мифологией трансформировалась в имя существительное Argo [Roemmich *et al.*, 1998b].

Проект Арго предусматривал размещение около 3000 буёв по всем океанам в зоне 60° ю. ш.– 60° с. ш. с горизонтальным разрешением примерно $3^\circ \times 3^\circ$. Массовое размещение буёв началось в 2000 году и достигло планового уровня в ноябре 2007 года. В ходе развертывания системы выяснилось, что требуется дополнительное освещение данными прибрежных и примыкающих ко льдам областей, поэтому целевое значение сдвинулось до ~3800 буёв (рисунок 1.6в). Время жизни отдельных буёв Арго достигает 4–5 лет, поэтому на постоянной основе ведется запуск новых буёв взамен выработавших свой ресурс.

Основная часть буёв обеспечивает измерения профилей температуры и солености воды в слое 0–2000 м с характерной дискретностью по глубине 2–20 м. Точность измерений составляет около 0,002°C для температуры и 0,003 е.п.с. для солености и может несколько меняться в зависимости от модели буя. Типичный рабочий цикл буя Арго (рисунок 1.7) имеет продолжительность 10 суток и включает следующие этапы:

- нахождение на поверхности океана в течение нескольких часов для передачи данных измерений на спутник;
- погружение (со скоростью ~10 см·с⁻¹) на заданную глубину свободного дрейфа буя, называемую также глубиной парковки;
- дрейф буя на глубине парковки в течение примерно 9 суток;
- погружение на глубину нижней границы слоя зондирования (обычно 2000 м);
- всплытие (со скоростью ~10 см·с⁻¹) с одновременным измерением температуры и солености (электропроводности) воды, посредством CTD–зонда;
- подъем на поверхность океана для передачи данных.

Помимо температуры и солености на некоторых буях производятся не столь массовые измерения гидрохимических и биохимических параметров. Так, по состоянию на сентябрь 2017 года (рисунок 1.6), проводили измерения: содержания кислорода – 278 буёв, хлорофилла – 142 буя, нитратов – 85 буёв, величины pH – 67 буёв.

В стадии подготовки находится проект “глубоководного Арго” [Johnson *et al.*, 2015] в рамках которого планируется распространение вертикальных зондирований ныряющими буями до глубин около 6 км, что позволит прослеживать изменчивость термохалинной структуры и динамики не только верхнего 2-километрового слоя океана, но и его глубоководных частей.

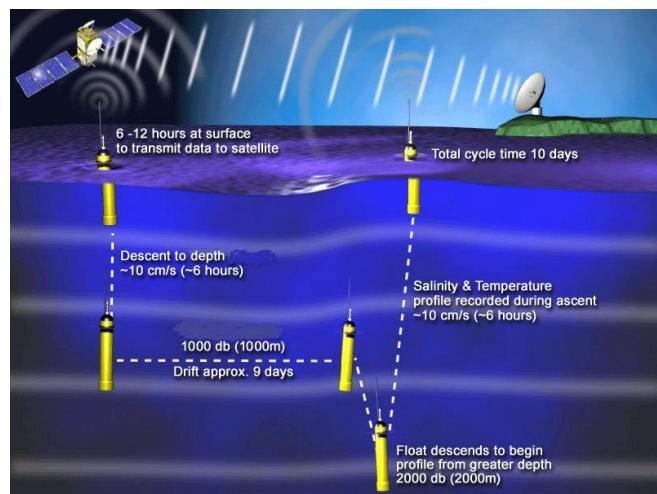


Рисунок 1.7. Схема типового цикла работы буя Арго (http://www.argo.ucsd.edu/operation_park_profile.jpg).

Потоки данных Арго поддерживаются специализированными центрами нескольких типов [Pouliquen et al., 2010]:

Data Assembly Centres (DAC, Центры сбора данных) получают данные измерений через спутники, осуществляют качественный контроль информации и передают данные с признаками качества в ГСТ (кодовые формы FM 64 TESAC и FM-94 BUFR) и в два глобальных центра данных. Каждый буй находится в ведении одного из центров DAC, который обеспечивает мониторинг состояния буя и его надлежащее функционирование.

Global Data Assembly Centers (GDAC, Глобальные центры сбора данных) — их всего два — расположенные во Франции¹ и США² получают данные от 10 центров уровня DAC и обеспечивают уникальный доступ к проконтролированным профилям Арго. Информация предоставляется в формате NetCDF через Интернет по протоколам *ftp* и *http*. Информация обоих глобальных центров ежедневно синхронизируется.

Argo Information Centre (AIC, Информационный центр Арго) во Франции³ осуществляет информирование о состоянии системы Арго и служит связующим звеном между пользователями и поставщиками данных.

Сравнение географического распределения профилей, поставляемых буями Арго и другими системами (рисунок 1.6), впечатляет и показывает, какая именно наблюдательная система открывает возможности для глобального мониторинга подповерхностных гидрофизических полей океана. Профильные наблюдения, выполнявшиеся до наступления эры Арго (рисунок 1.6а,б) явно недостаточны для этих целей, хотя они эффективно дополняют оперативные данные ныряющих буёв [Freeland et al., 2010]. Все современные системы усвоения

¹ <http://www.coriolis.eu.org>

² <http://www.usgodae.org/argo/argo.html>

³ <http://argo.jcommops.org>

океанографических данных и сопряженные с ними прогностические системы используют в полном объеме данные Арго. Ряд исследований демонстрирует важность вклада этих наблюдений в количественных терминах (см. обзор [Oke *et al.*, 2009]). Исключение профилей Арго из процедур усвоения данных приводит к крупномасштабным смещениям полей температуры и солености воды, которые нарастают со временем и уводят оценки полей от реального состояния океана.

Помимо применения данных Арго в приложениях оперативной океанологии (для которых система в первую очередь и разрабатывалась), эта информация интенсивно используется в многочисленных исследованиях океанических и климатических процессов. Общее число публикаций, связанных с Арго, превышает три тысячи¹ и начиная с 2013 г. темп их нарастания составляет более 300 в год, то есть можно считать, что практически ежедневно выходит новое исследование.

Успешность большинства глобальных приложений оперативной океанологии очень сильно зависит от текущего состояния и перспектив развития системы Арго.

1.3.2.4 Морские животные

Еще один источник информации, до недавнего времени считавшийся экзотическим, в последние годы перешел в разряд рутинных. Это наблюдения, выполняемые с помощью компактных измерителей, закрепленных на морских животных [Boehme *et al.*, 2010]. В роли "наблюдательной платформы" чаще всего выступают морские слоны (*Mirounga*) и тюлени, которые в процессе кормления ныряют на большие глубины, обеспечивая измерения температуры и солености морской воды по ходу своего движения. Начиная с 2008 года, такие наблюдения координируются международной программой Marine Mammals Exploring the Oceans – Pole to Pole (MEOP)², в которой участвуют 10 стран.

Основным измерительным прибором является Conductivity-Temperature-Depth Satellite Relay Data Logger (CTD-SRDL) – регистратор СТД с передачей данных через спутниковую связь. Регистратор, прикрепляемый к животному, фиксирует профили на стадии подъема и затем на каждом 6-часовом интервале сохраняет самый глубоководный профиль. Данные этого профиля передаются на береговой центр через спутниковую систему Argos, используемую также для географической привязки наблюдения (с точностью около 5 км). Точность профильных измерений на ранних этапах программы MEOP составляла 0,02° и 0,02 е.п.с. для температуры и солености соответственно. Затем некоторые модели регистраторов достигли точности для измерений температуры 0,005°C.

¹ <http://argo.jcommops.org>

² <http://www.meop.net>

На рисунке 1.8 показано положение всех данных МЕОР, выполненных за период 2004-2016 гг. с указанием стран, предоставляющих информацию. Хотя программа МЕОР напрямую не связана с СКОММ, координирующей потоки наблюдательной океанографической информации, большинство данных профилей CTD-SRDL доступно в оперативном режиме. Информация, получаемая национальными центрами, собирается и обрабатывается в Sea Mammal Research Unit (SMRU)¹ откуда она передается в UKMO — центр национальной метеослужбы Великобритании — для ввода данных в ГСТ.

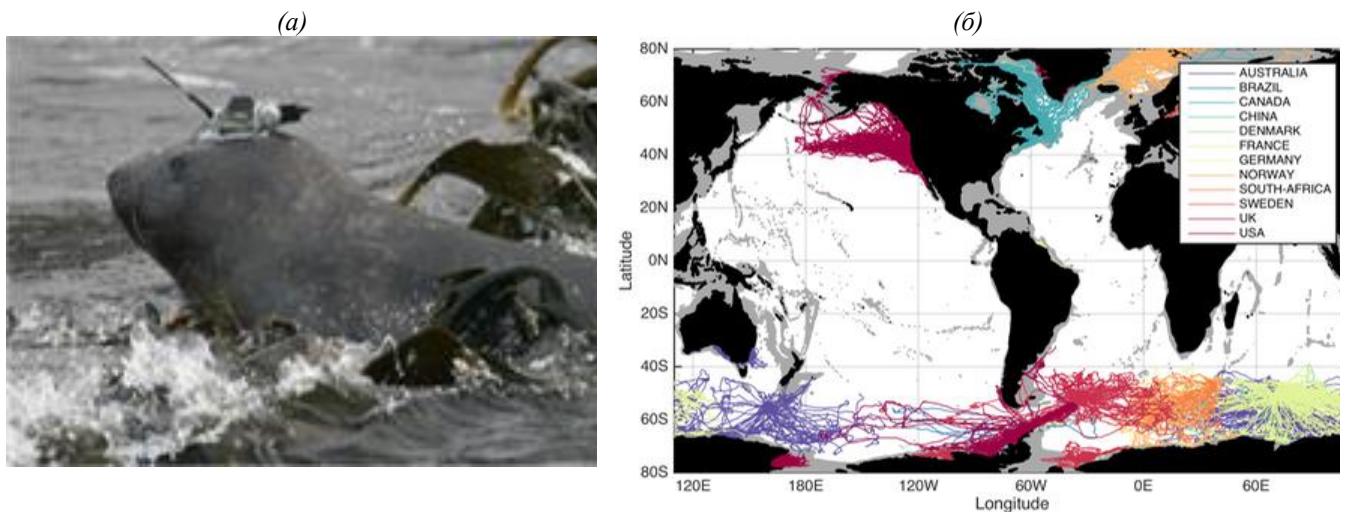


Рисунок 1.8. (а) – Пример размещения регистратора CTD. (б) – Положение профильных наблюдений, выполненных в 2004-2016 г.г. (всего 543735 профилей). По данным сайта МЕОР (<http://www.meop.net>).

Одна из основных проблем в развитии этого вида наблюдений связана с обеспечением электропитанием регистратора профилей при необходимости сохранения его небольшого размера [Boehme *et al.*, 2010]. Однако, учитывая темпы развития, как этой системы, так и других технологий, можно полагать, что это ограничение будет в той или иной степени ослаблено. Несомненные достоинства использования контактных измерений такого типа связаны с их пространственно-временной локализацией:

- массовые измерения приурочены к зимнему сезону, когда судовые наблюдения крайне ограничены;
- наблюдения ведутся в ледовых районах, где затруднены наблюдения других типов;
- возможность получения временных рядов данных для районов с сильными течениями, из которых буи Арго быстро выносятся.

Таким образом, хотя доля этих профильных наблюдений в общем объеме оперативной контактной информации составляет всего лишь порядка 1%, они обладают высокой информативностью и активно используются как в приложениях оперативной океанологии, так и в биологических исследованиях [Fedak, 2004].

¹ <http://www.smru.st-andrews.ac.uk>

1.4 Дистанционные (спутниковые) наблюдения

Не менее важной для возникновения и развития оперативной океанологии, чем контактные наблюдения, является спутниковая океанография. Спутниковые наблюдательные системы поставляют оперативную информацию для целого ряда характеристик состояния поверхности океана, отличительные особенности которой состоят в глобальности, синхронности и пространственной детальности наблюдений. Спутниковая океанография бурно развивается — в 2000-е годы было запущено 30 новых спутниковых миссий, связанных с океаном, при участии 13 космических агентств из 36 стран [Drinkwater *et al.*, 2010]. Эта эволюционирующая система включает разнообразные космические аппараты, приборы и технологии дистанционного зондирования, способы калибровки, контроля и распространения данных. Даже краткий анализ этих многосторонних аспектов требует отдельного рассмотрения (например, [Лаврова и др., 2011; Petiteville *et al.*, 2015]). Международную координацию в области наблюдений с ИСЗ за состоянием планеты осуществляет специальный комитет, учрежденный под эгидой стран "большой семерки" в 1984 году, — Committee on Earth Observation Satellites (CEOS)¹, который объединяет усилия 32 национальных космических агентств и 28 ассоциированных организаций.

Здесь рассматриваются только основные сведения о спутниковых системах, которые предоставляют на регулярной основе обработанную наблюдательную информацию, предназначенную для использования в приложениях оперативной океанологии (в настоящее время "сырые" спутниковые данные используются для этих целей в редких случаях). Рассмотрение в данном подразделе структурировано по наблюдаемым параметрам и хронологии появления соответствующих систем.

1.4.1 Температура поверхности океана

Температура поверхности океана была, по-видимому, первой характеристикой состояния океана для которой в 1970-х годах был налажен глобальный спутниковый мониторинг. Этот мониторинг основан на измерениях радиометров, установленных на ИСЗ, в инфракрасном и микроволновом диапазонах излучения земной поверхности. Основные характеристики радиометров, которые используются для рутинного мониторинга глобальных полей ТПО, приведены в таблице 1.3. Данные, получаемые в двух участках спектра, взаимно дополняют друг друга: ИК-измерения имеют высокое пространственное разрешение (≤ 1 км), но ограничены только безоблачными районами, тогда как микроволновые измерения "прозрачны" для облаков, но характеризуются более грубым разрешением (~ 25 км).

¹ <http://ceos.org/>

Таблица 1.3 – Характеристики радиометров ИСЗ для глобального мониторинга ТПО (по данным [Лаврова и др., 2011])

Название	Тип	Разрешение (км)	Точность ($^{\circ}$ C)
AVHRR	ИК-радиометр	1,1	0,3–0,5
MODIS	Спектрорадиометр	~1	0,3
ATSR	ИК-радиометр	1,0	0,3
SSMI	СВЧ-радиометр	25	0,7–0,8

В первых глобальных системах мониторинга ТПО измерения выполнялись ИК-радиометрами AVHRR — Advanced Very High Resolution Radiometer на орбитальных спутниках серии NOAA. Эти измерения составили основу для выпускаемого до настоящего времени ежедневного объективного анализа ТПО по методу оптимальной интерполяции с разрешением $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$ [Reynolds et al., 2007; Banzon et al., 2016]. Анализ учитывает также данные контактных измерений ТПО (попутные судовые наблюдения, дрейфующие и заякоренные буи), которые помимо прямого вклада используются и для устранения смещения в спутниковых данных. Данные AVHRR не дают требуемого глобального покрытия из-за облачности. Поэтому после появления микроволновых радиометров с 2002 года в анализ была добавлена информация AMSR-E, которая существенно улучшила освещенность открытого океана. Данные AMSR-E, не зависящие от облачности, являются практически всепогодными, за исключение зон очень сильных осадков, но имеют более грубое пространственное разрешение (в 2011 году поступление этих данных прекратилось в связи с выходом из строя спутника). На рисунке 1.9 показан пример карты ТПО и сопутствующих параметров (поля аномалий ТПО и ошибок анализа), построенных по данным указанного анализа, имеющегося с 1981 года¹. Такие карты строятся в Гидрометцентре России на регулярной основе² для представления в ЕСИМО [Зеленько, 2007; Зеленько и др., 2015]. Этот анализ ТПО (рисунок 1.9а) позволяет прослеживать некоторые струйные течения и фронтальные зоны, а на картах аномалий ТПО (рисунок 1.9б) проявляются крупные синоптические вихри с размерами ~100 км и выше. Наибольшие погрешности (рисунок 1.9в) приурочены к областям устойчивой сплошной облачности (напомним, что всепогодные данные AMSR-E с 2011 г. в анализ не поступают).

¹ <https://www.ncdc.noaa.gov/oisst/data-access>

² <http://hmc.meteorf.ru/sea/ocean/sst/daily/daily.html>

12.12.2017

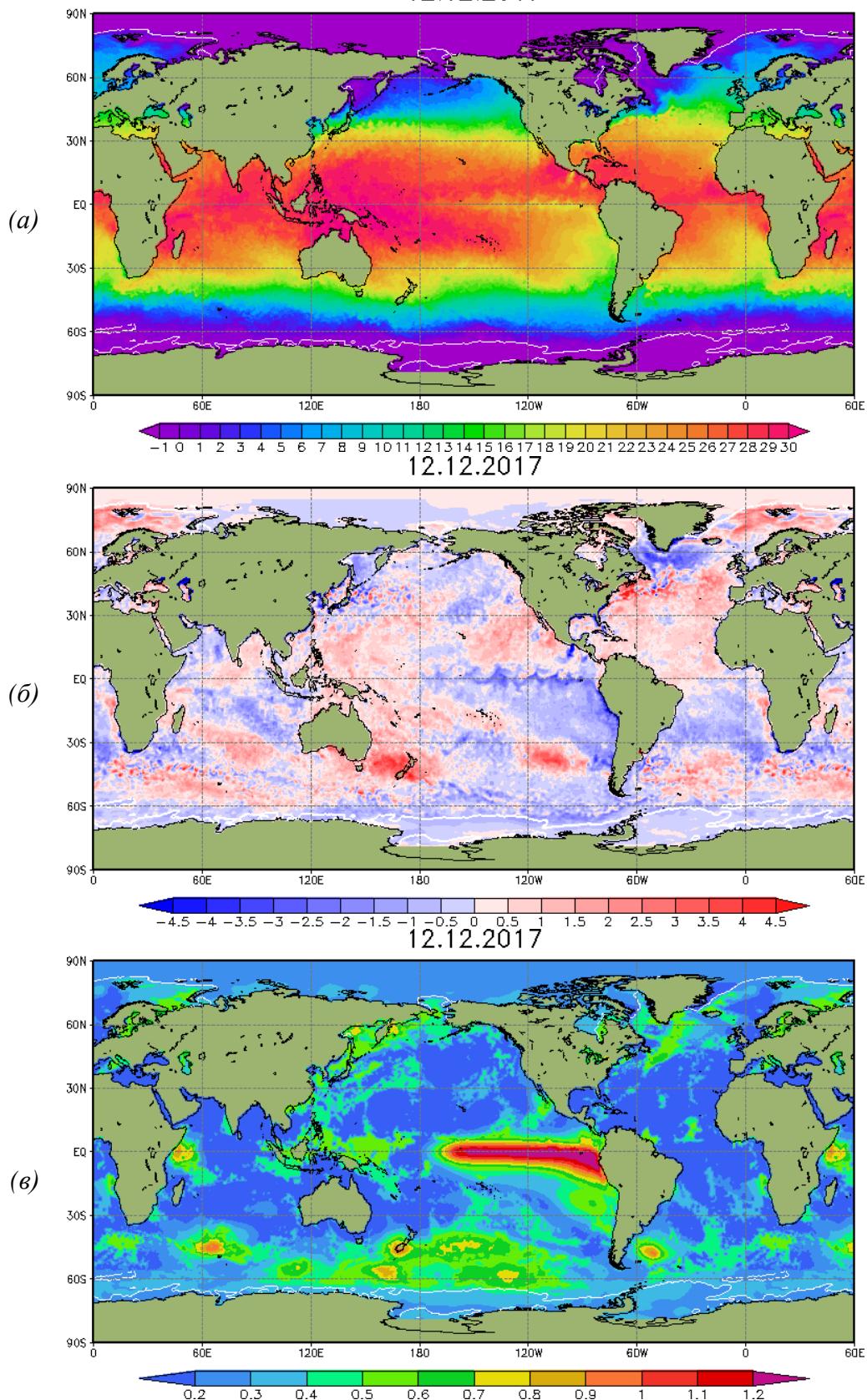


Рисунок 1.9. Ежедневный анализ ТПО ($^{\circ}\text{C}$) на основе спутниковых данных AVHRR и контактных измерений [Reynolds *et al.*, 2007] для 12 декабря 2017 года: (а) – среднесуточное поле ТПО; (б) – аномалии ТПО; (в) – погрешность анализа. Белые линии в приполярных областях показывают границу ледового покрова, соответствующую сплошеннности льда 2 балла. URL: <http://hmc.meteorf.ru/sea/ocean/sst/daily/daily.html>

Еще одна система мониторинга ТПО, предназначенная для численных прогнозов погоды и задач оперативной океанологии, опирается на несколько долговременных спутниковых миссий. Ежедневный глобальный анализ — Operational SST and Sea Ice Analysis (OSTIA) — выпускает и распространяет в оперативном режиме Метеорологический офис Великобритании [Donlon *et al.*, 2012]. Для перевода данных на регулярную сетку также используется метод оптимальной интерполяции, но с учетом мелкомасштабной (~1–10 км) изменчивости ТПО. В системе OSTIA используются данные орбитальных и геостационарных ИСЗ, поставляемые в рамках специального международного проекта — Group for High Resolution Sea Surface Temperature (GHRSST). Эти данные, поступающие от нескольких космических агентств, включают как инфракрасные (AVHRR, AATSR, SEVERI), так и микроволновые (Aqua AMSR-E, TMI) измерения, которые сопровождаются соответствующими оценками погрешностей. Для калибровки этих измерений и устранения систематических ошибок (смещений) в системе, как и в предыдущем случае, используются контактные дрифтерные измерения ТПО, поступающие по каналам ГСТ. Для учета состояния ледового покрова (сплоченности льда) используется регулярная продукция, выпускаемая в рамках проекта OSI-SAF¹ также на основе спутниковых наблюдений [Breivik *et al.*, 2001].

Высокое пространственное разрешение некоторых источников ИК-данных (0,1–1 км) и их разнообразие позволяют повысить разрешение конечного анализа до ~6 км с точностью определения среднесуточных значений ТПО до ~0,6°C [Donlon *et al.*, 2012]. В настоящее время анализ OSTIA является наиболее развитым инструментом мониторинга полей ТПО и широко применяется в численных метеорологических прогнозах и приложениях оперативной океанологии. Оперативная продукция системы OSTIA доступна через Интернет (по протоколам *http* и *ftp*).

Помимо двух рассмотренных систем мониторинга ТПО, основанных на спутниковых измерениях, имеется ещё ряд разработок глобального и региональных масштабов с регулярным выпуском анализов ТПО. Однако продукция OSTIA превосходит эти разработки, в первую очередь, из-за наиболее полного набора входных радиометрических данных ИСЗ инфракрасного и микроволнового диапазонов.

1.4.2 Морской лёд

Наблюдение крупномасштабной изменчивости ледового покрова Мирового океана возможно только на базе спутниковой информации. Регулярный глобальный мониторинг

¹ <http://www.osi-saf.org>

сплоченности морского льда был наложен примерно в одно время со спутниковым мониторингом ТПО [Breivik *et al.*, 2010]. В период 1979–1988 гг. анализ сплоченности льда в приполярных областях был основан на данных пассивного микроволнового радиометра Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR), затем его сменил СВЧ-радиометр Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I), а с 2003 года используется его усовершенствованная версия Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SMMIS). Для повышения разрешения анализа сплоченности льда в настоящее время наряду с указанными пассивными радиометрами используются измерения усовершенствованных микроволновых сканирующих радиометров: AMSR-E (спутник Aqua) и AMSR-2 (спутник GCOM-W).

На первый взгляд, из-за резких различий в температуре, излучении и отражаемости морского льда и водной поверхности океана, задача детектирования льда не является слишком сложной. Оценки точности определения сплоченности морского льда для зимнего сезона по данным SSM/I в сравнении со снимками очень высокого разрешения Landsat дают погрешность 1-6% [Steffen and Schweiger, 1991]. Однако в летний сезон погрешности возрастают, главным образом из-за появления талой воды на поверхности льда. Сопоставление разных алгоритмов восстановления сплоченности льда показывает разброс до 10% [Andersen *et al.*, 2007].

Те же данные радиометров SSM/I и AMSR-E используются и для оценок скорости дрейфа льда по разным алгоритмам восстановления вектора скорости. Чаще всего применяются подходы с вейвлетным анализом и максимальной кросс-корреляцией последовательных ледовых карт [Liu and Cavalieri, 1998; Kwock *et al.*, 1998]. Привлечение дополнительных данных спутниковых скаттерометров (QuickSCAT и др.) позволяет заметно увеличить точность определения векторов дрейфа льда, но пространственное разрешение оцениваемых полей скорости определяется данными радиометров (~60 км) и остается довольно грубым [Girard-Ardhuin *et al.*, 2008]. Комплексное использование информации радиометров и скаттерометров даёт возможность определения возрастных типов морского льда [Tonboe and Toudal., 2005].

Возможности спутникового мониторинга ледовых характеристик существенно возросли после появления спутниковых альтиметров на спутниках ERS, ENVISAT, ICESat, Cryosat-2 и др. Высокоточные альтиметры позволяют измерять высоту плавучего льда над водной поверхностью и пересчитывать её в толщину льда, что даёт возможность (в сочетании с информацией о сплоченности и дрейфе льда) оценивать объем льда и его переносы [Kwok and Cunningham, 2008; Kwok *et al.*, 2009]. Такие работы имеют пока исследовательский характер, но спустя какое-то время могут перейти в стадию регулярного спутникового мониторинга крупномасштабных характеристик ледового покрова в океане.

Рутинная информационная продукция, имеющая чаще всего форму ежедневных анализов (полей на регулярной сетке) параметров состояния ледового покрова, выпускается несколькими центрами [Duerr *et al.*, 2010; Breivik *et al.*, 2001; 2010]. Следует отметить удобный источник

информации о текущем состоянии льда в Арктике и Антарктике — сайт проекта OSI SAF (EUMETSAT)¹, поддерживаемый Норвежским метеорологическим институтом. Набор ежедневных оперативных анализов (рисунок 1.10) включает поля следующих характеристик:

- сплоченность льда в северном и южном полушарии на базе данных SSMIS (ИСЗ DMSP F18);
- сплоченность льда в северном и южном полушарии по данным AMSR-2 (ИСЗ GCOM-W);
- кромка льда в северном и южном полушарии (SSMIS, ASCAT/ ИСЗ Metop-A);
- тип ледового покрова (однолетний/многолетний) для северного полушария (SSMIS, ASCAT);
- векторы дрейфа льда в северном полушарии и отдельных антарктических морях (SSMIS, ASCAT, AMSR-2);
- температура поверхности льда в северном и южном полушарии (AVHHR).

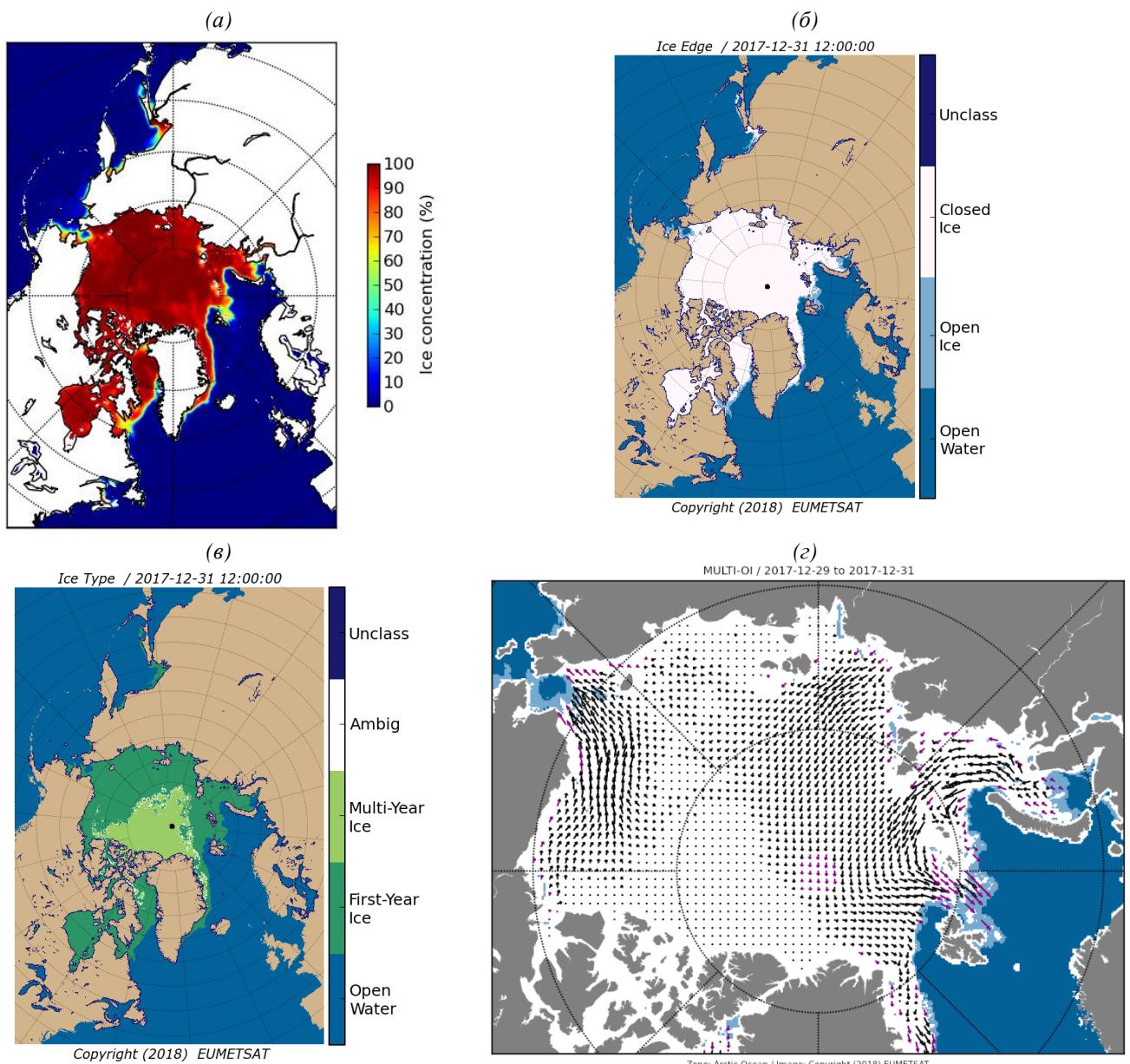


Рисунок 1.10. Примеры ежедневных анализов ледовых условий OSI SAF в северном полушарии для 31.12.2017: (а) — сплоченность льда; (б) — кромка льда; (в) — тип (возраст) льда; (г) — дрейф льда.

¹ <http://saf.met.no>

Поля большинства этих параметров представлены на стереографической сетке с шагом 10 км (векторные карты дрейфа льда имеют разрешение 62,5 км) в формате NetCDF. Файлы предоставляются через Интернет разными способами, включая протоколы *ftp* и *http/https*. На рисунке 1.10 приводятся примеры оперативной продукции OSI SAF для северного полушария. На сайте также представлена информация о методах анализа и погрешностях получаемых полей.

1.4.3 Спутниковая альtimетрия

Спутниковая альтиметрия — измерение вариаций уровненной поверхности океана с ИСЗ — это первая глобальная наблюдательная система, которая совместно с программой буёв Арго образовала основу оперативной океанологии. Уровень моря в открытом океане непосредственно связан с циркуляцией и плотностной структурой вод, мониторинг которых, наряду с измерениями самого уровня, является целью спутниковой альтиметрии.

Альтиметр представляет собой высокочастотный локатор, снабженный сверхточными часами для измерения времени прихода отраженного сигнала, по которому определяется расстояние между спутником и морской поверхностью. При точном определении высоты орбиты это даёт величину уровня моря относительно отсчетного эллипсоида (рисунок 1.11).

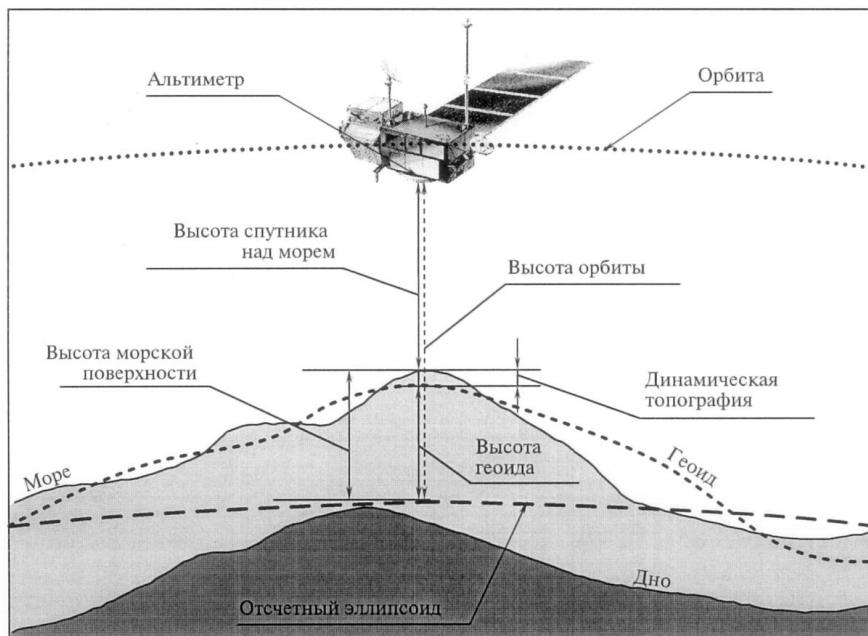


Рисунок 1.11. Геометрия спутниковой альтиметрии (рисунок из монографии [Лаврова и др., 2011]).

Эта величина является суммой высоты геоида (эквипотенциальная поверхность океана при отсутствии течений) и динамической высоты. Заметим, что при требуемой точности определения уровня моря порядка 1 см и высотах орбиты порядка 10^3 км, эта измерительная

схема подразумевает относительную погрешность $\sim 10^{-8}$. Измерения вдоль трека спутника проводятся примерно через каждые 7 км. Расстояние между треками, зависящее от периода повторения треков и географической широты места, лежит в диапазоне 10–300 км для разных спутниковых миссий. Подробности достаточно сложной измерительной технологии и алгоритмов учета многочисленных поправок изложены, например, в публикациях [Лаврова и др., 2011; Chelton et al., 2001].

Первые экспериментальные национальные миссии спутниковой альтиметрии, относящиеся к середине 1970-х годов, начиная с 1992 г. сменились скоординированной программой глобального мониторинга уровенной поверхности и циркуляции вод океана [Koblinsky et al., 1992]. Календарь всех альтиметрических миссий, включая и планируемые, представлен на рисунке 1.12, где также проиллюстрирована эволюция точности измерений уровня. Запуски большинства спутников, намечаемых согласно рисунку 1.12а на период после 2014 г. к настоящему времени (2018 г.) выполнены.

Регулярную альтиметрическую информацию разного уровня обработки предоставляет ряд центров. К основным центрам, поставляющим как оперативные, так и архивные глобальные данные, можно отнести:

- Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS)¹;
- Physical Oceanography Distributed Active Archive Center (PODAAC)²;
- Radar Altimeter Database System (RADS)³.

Первые два источника содержат помимо трековых измерений уровня ещё и обобщенные данные нескольких спутниковых миссий — поля глобальных и региональных анализов альтиметрических характеристик.

Действующий в оперативном режиме с мая 2015 года центр CMEMS был учреждён как подразделение службы Copernicus, управляемой и координируемой Европейской комиссией. К этому центру перешла основная часть функций предшествующих проектов AVISO и MyOcean, в том числе по мониторингу уровня океана средствами спутниковой альтиметрии. Информационная продукция такого мониторинга включает ежедневные поля аномалий уровня и сопутствующих величин (абсолютная динамическая топография, скорости и аномалии скорости геострофических течений). Глобальные поля представлены на сетке $0,25^\circ \times 0,25^\circ$, кроме того выпускаются региональные анализы для Средиземного и Черного морей на более мелкой сетке $0,125^\circ \times 0,125^\circ$. Трековые альтиметрические данные — аномалии уровня и

¹ <http://marine.copernicus.eu>

² <https://podaac.jpl.nasa.gov>

³ <http://rads.tudelft.nl/rads/rads.shtml>

абсолютная динамическая высота — имеют разрешение около 7 км, которое позволяет отслеживать синоптические вихревые образования.

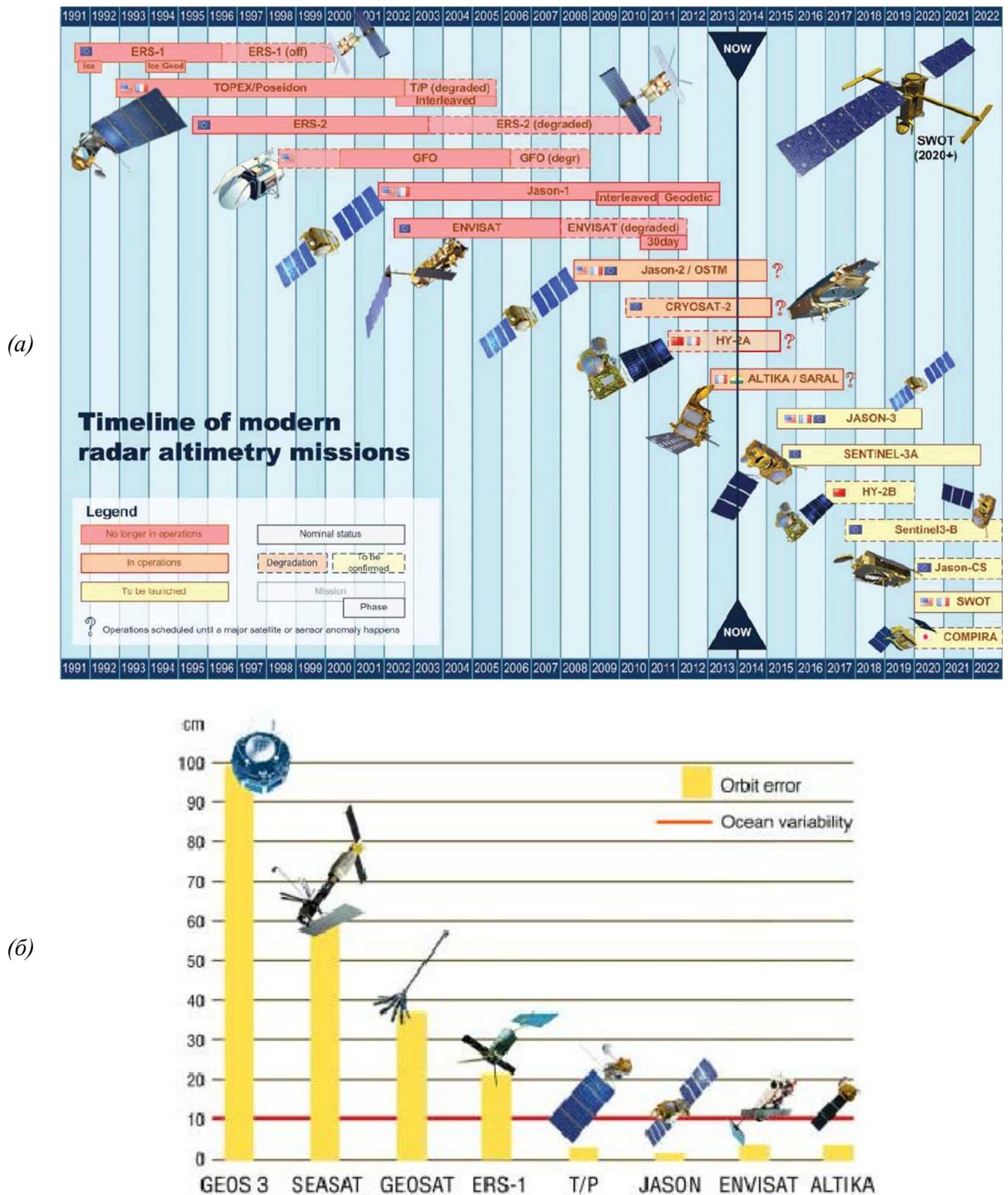


Рисунок 1.12. Расписание альtimетрических спутниковых миссий [Le Traon *et al.*, 2015] (a) и точность измерений уровня океана для разных миссий [Le Traon., 2013] (б). Красной линией на нижней диаграмме показан характерный масштаб пространственной изменчивости уровня.

Данные распространяются в двух режимах: оперативном (near real time, NRT) и задержанном (delayed time, DT). Информация типа DT является наиболее точной, но доступна пользователям только через несколько месяцев с момента наблюдений. Оперативные продукты выпускаются в нескольких вариантах — для текущих суток и с задержкой на 3 и 6 суток. Такая технология связана с тем, что геофизические данные, необходимые для уточнения высоты орбиты, становятся доступны только спустя некоторое время после пролета ИСЗ и по мере их поступления рассчитывается три версии орбиты: оперативная, промежуточная и окончательная. Точность определения уровня моря нарастает для каждой из них и, например, для спутника Jason-2 составляет соответственно 11 см; 3,9 см; 3,4 см (таблица 2.8 в монографии [Лаврова и др., 2011]).

На рисунке 1.13 в качестве примера оперативной глобальной альtimетрической продукции показана карта среднесуточных аномалий уровня и отсчетное для аномалий поле среднего уровня океана. Такие карты строятся в Гидрометцентре России¹ на регулярной основе для представления в ЕСИМО [Зеленько, 2007; Зеленько и др., 2015]. Аномалии уровня (рисунок 1.13а), вычисленные относительно среднего уровня за 1993-2012 гг. (рисунок 1.13б), отражают динамические процессы в океане. Области повышенных значений соответствуют антициклонической циркуляции, а области пониженных — циклонической. Аномалии с горизонтальным масштабом порядка 100 км характеризуют крупные синоптические вихри в океане.

Объединение данных измерений нескольких альтиметров открывает возможность мониторинга уровня океана и связанных с ним циркуляционных и плотностных процессов с высоким пространственно-временным разрешением. В ряде работ проводилось исследование вопроса о необходимом количестве одновременных спутниковых миссий для достижения требуемой точности мониторинга. Было показано [Pascual et al., 2009], что для достижения точности даваемой двумя альтиметрами в режиме DT (в первом приближении достаточной для мониторинга) необходимы измерения четырех альтиметров с данными оперативного режима NRT. Именно столько альтиметрических миссий действовало в 2017 году.

Данные спутниковой альтиметрии используются в большинстве современных систем усвоения океанографических данных. Чаще всего усваиваются трековые данные по аномалиям уровня моря (Дорофеев и Коротаев, 2004; Martin et al., 2015; Bahurel et al., 2006). В некоторых системах усваиваемыми данными служат поля аномалий, получаемые объективным анализом трековых данных (Balmaseda et al., 2007), подобных полю, представленному на рисунке 1.13а.

¹ <http://hmc.meteorf.ru/sea>

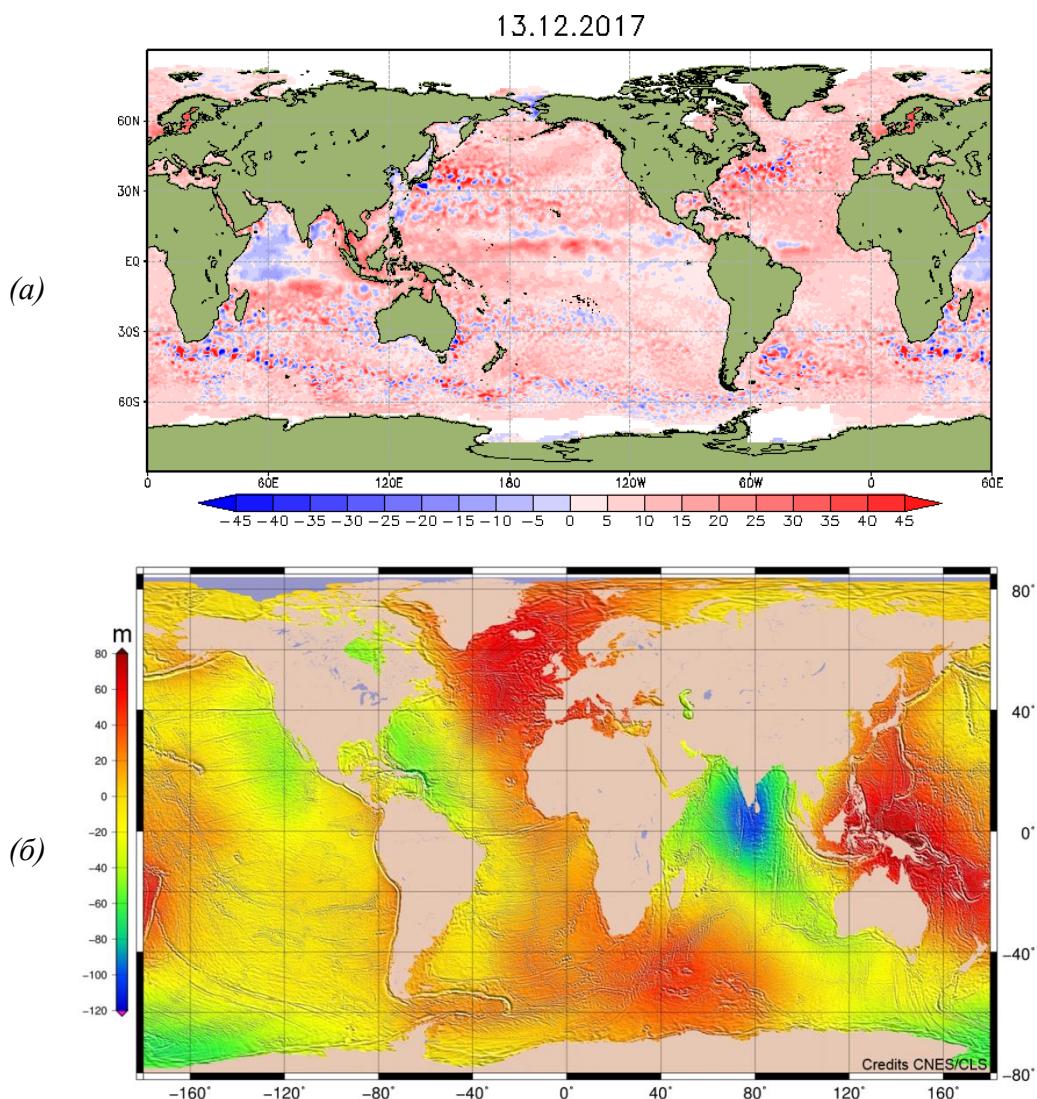


Рисунок 1.13. Среднесуточные аномалии уровня океана [см] на 13.12.2017 (а) и отсчетный (средний за 1993–2012 гг.) уровень океана¹ относительно отсчетного эллипсоида TOPEX/Poseidon [м] (б). Приливные колебания уровня отфильтрованы. Белым цветом на верхней карте выделены области занятые морским льдом и области с отсутствием данных. Карта построена по данным СМЕМС.

Принципиальные изменения в спутниковой альтиметрии могут произойти после запуска новой миссии SWOT (Surface Water – Ocean Topography)², намечаемого на 2020 год. Применение локатора–интерферометра InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar) обеспечивает обзор наземной полосы шириной ~130 км с разрешением ~1 км и даёт точность измерений уровня, в несколько раз превышающую точность действующих в настоящее время надирных альтиметров. Предполагается, что данные SWOT предоставят возможности для мониторинга уровня океана и морей на мезомасштабах, включая прибрежную зону, а также для определения уровня рек и озёр.

¹ <https://www.aviso.altimetry.fr/en/data/products/auxiliary-products/mss.html>

² <https://swot.jpl.nasa.gov/mission/>

1.4.4 Поверхностные волны

Альтиметрические данные позволяют также извлекать информацию о высоте волн и скорости ветра. Эти величины вычисляются по интенсивности и форме отраженного от взмученной поверхности сигнала. Спутниковые альтиметры обеспечивают поступление информации по высоте значительных волн (англоязычный термин SWH – Significant Wave Height) в глобальных масштабах с достаточно высокой точностью [Swail *et al.*, 2009]. Эти данные используются во многих оперативных прогностических центрах для усвоения моделями ветрового волнения [Abdalla *et al.*, 2005], для верификации этих моделей [Abdalla *et al.*, 2010] и для получения климатических волновых характеристик. Погрешности определения высоты волн зависят от типа альтиметра и в целом не превосходит 10% (таблица 1.4).

Таблица 1.4 – Оценки точности альтиметрических данных о высоте ветровых волн по литературным источникам

Спутник	Район	Погрешность	Источник
Topex/Poseidon	Тихий океан у Японии	0,50 – 0,54 м	[Ebuchi N. and Kawamura H., 1994]
Topex/Poseidon	У западного побережья Канады	0,30 – 0,35 м	[Gower J.F.R., 1996]
Topex/Poseidon	Мексиканский залив	0,15 – 0,18 м	[Hwang <i>et al.</i> , 1998]
ERS-1	Мировой океан	3 – 5 %	[Tolman, 2002]
Jason-1	Мировой океан	max (0,4 м, 10 %)	[Picot <i>et al.</i> , 2003]
ERS-2, Topex/Poseidon	Северное и Балтийское моря	0,3 – 0,4 м	[Sølvsteen and Hansen, 2006]
ERS-2, ENVISAT	Мировой океан	6,0 – 6,5 %	[Janssen <i>et al.</i> , 2007]
Jason-1, Jason-2 ENVISAT RA-2	Мировой океан	около 5,4 %	[Abdalla <i>et al.</i> , 2010]
Jason-1, Jason-2	Тихий океан	0,35 м	[Кубряков и др., 2016]

Хотя высота значительных волн является основной характеристикой, во многих случаях требуется более подробная информация о двумерных частотно-угловых волновых спектрах для определения направления распространения волн и для выделения их типов (ветровые волны/зыбы). Такие данные поставляют локаторы с синтезированной апертурой (SAR), однако географическое распределение информации этого типа пока недостаточно для оперативного мониторинга в глобальных масштабах.

Регулярные трековые данные в режиме близком к оперативному предоставляют уже упоминавшиеся выше центры спутниковой альтиметрии (CMEMS, PODAAC, RADS). Первые два из них распространяют также анализы высоты волн — поля на регулярной глобальной сетке с разрешением ~100 км.

ГЛАВА 2. МОДЕЛИ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ ОКЕАНА

В данной главе рассматриваются вопросы, связанные со второй составляющей триады "наблюдения – модели – продукция", определяющей оперативную океанологию. Разработка численных моделей общей циркуляции океана (МОЦО) относится к числу основных задач в исследованиях океана и климатической системы, включающей атмосферу, гидросферу и криосферу. Модели общей циркуляции, развивавшиеся вначале как метод теоретических исследований по геофизической гидродинамике, становятся средством решения практических задач. Приложения таких моделей составляют основу современных подходов к долгосрочному прогнозу погоды и состояния морской среды, к предсказанию межгодовых вариаций системы атмосфера–океан (таких как Эль-Ниньо–Южное колебание), получению оценок возможного потепления климата вследствие антропогенного воздействия.

Современные МОЦО являются следствием развития предшествующих упрощенных теоретических моделей, таких как динамический метод, экмановская теория ветровых течений, метод полных потоков, теория главного океанического термоклина. На смену этим исследованиям, заложившим основы понимания главных закономерностей формирования и эволюции течений и термохалинных океанических полей, пришли методы, основанные на использовании современных гидродинамических моделей океана. Возможности океанических моделей постепенно приближаются к уровню подобных атмосферных систем, успешно действующих на протяжении десятилетий.

2.1 Гидродинамическая задача

Вопросам построения гидротермодинамических моделей крупномасштабной циркуляции океана посвящено много трудов, среди которых можно отметить ряд обширных систематических монографий [Каменкович, 1973; Гилл, 1986; Марчук и Саркисян, 1988; Kantha and Clayson 2000; Griffies, 2004]. Здесь же рассматривается, следуя указанным источникам, только общая формулировка гидродинамической задачи и обсуждаются физические и математические приближения, используемые при её решении.

Начало численного моделирования океана относится к 1960–1970-м годам [Саркисян, 1966; 1977; Bryan, 1969; Каменкович, 1973; Semtner, 1974]. За прошедшее время, в связи с развитием геофизической гидродинамики, компьютерных технологий, численных методов и алгоритмов, современные МОЦО кардинально изменились, но физические основы моделей океана и основанные на них подходы остаются прежними.

2.1.1 Система исходных уравнений

Формулировка океанских моделей отправляется от уравнений геофизической гидродинамики, отражающих фундаментальные физические законы сохранения массы, импульса (второй закон Ньютона), тепла (первый закон термодинамики) и солей. Система уравнений, описывающих циркуляцию стратифицированного бароклинного океана на вращающейся планете, имеет вид [Гилл, 1986]:

$$\frac{D\mathbf{V}}{Dt} = -2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{V} - \boldsymbol{\Omega} \times (\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{r}) - \nabla \Phi_N - \rho^{-1} \nabla p + \mathbf{G}^V, \quad (2.1)$$

$$\frac{D\rho}{Dt} + \rho \nabla \cdot \mathbf{V} = 0, \quad (2.2)$$

$$\frac{DT}{Dt} = G^T + Q^T, \quad (2.3)$$

$$\frac{DS}{Dt} = G^S + Q^S, \quad (2.4)$$

$$\rho = \rho(T, S, p). \quad (2.5)$$

Здесь $D\alpha/Dt = \partial\alpha/\partial t + \mathbf{V} \cdot \nabla \alpha$ – индивидуальная (по-другому – материальная, полная, субстанциональная) производная, характеризующая изменение соответствующего свойства движущейся жидкой частицы со временем t ; \mathbf{r} – радиус-вектор положения частицы с началом отсчета на оси вращения (t и \mathbf{r} – независимые переменные). Искомыми переменными являются: вектор скорости \mathbf{V} (относительно планеты), давление p , потенциальная температура T и соленость морской воды S , связанные с плотностью воды нелинейным уравнением состояния (2.5). Остальные обозначения: $\boldsymbol{\Omega}$ – вектор угловой скорости вращения Земли, ∇ – трёхмерный оператор градиента, Φ_N – ньютоновский гравитационный потенциал. Члены в правых частях уравнений движения, переноса тепла и солей \mathbf{G}^V , G^T и G^S представляют вклад подсеточных (турбулентных) процессов, а Q^T и Q^S связаны с внутренними источниками (стоками) соответствующих величин в океане.

Второй член в правой части уравнения движения (2.1), представляющий центробежную силу, принято объединять с силой гравитации. Этим вводится модифицированный геопотенциал $\Phi = \Phi_N - \Omega^2 s^2/2$, где s – расстояние от оси вращения планеты, который даёт приведенное “кажущееся наблюдателю” ускорение свободного падения $g = -\nabla\Phi$.

Уравнения (2.1)–(2.5) записаны в инвариантном векторном виде, не зависящем от системы

координат. Её выбор тесно связан с геометрией геопотенциальных поверхностей Φ . Так как сила тяжести является доминирующей, то удобнее всего направить одну из ортогональных координатных осей вдоль направления действия этой силы, чтобы избежать появления дополнительных членов в уравнениях движения для компонентов по другим осям. Земные геопотенциальные поверхности, как и сама Земля, по форме близки к сплюснутому сфериоду (эллипсоиду вращения) с разницей экваториального и полярного радиусов около 21 км. Поэтому кажется естественным применение сфероидальной системы координат [Gates, 2004], но запись уравнений в этих координатах отличается большей громоздкостью и сложностью по сравнению с используемыми в настоящее время формулировками и оправданность этого усложнения далеко не очевидна. Применяемый в течение многих лет подход, успешность которого подтверждается помимо прочего многочисленными результатами моделирования атмосферы и океана, сводится к приближению сферичности для эквипотенциальных поверхностей. Откуда естественным образом следует введение геоцентрической сферической системы координат: λ, φ, r (λ – долгота, φ – широта, r – радиус-вектор точки — сумма среднего радиуса Земли и глубины относительно отсчетной геопотенциальной поверхности, совпадающей со средним уровнем покоящегося океана).

Замена сплюснутого сфериода на сферу искажает направление силы тяжести на небольшой угол $\sim 0,2^\circ$ и вносит в величину g погрешность $\sim 1\%$. Ещё одна погрешность, свойственная аппроксимации эквипотенциальных поверхностей, как эллипсоидом, так и сферой, связана с тем, что реальная форма геоида имеет вариации порядка 100 м относительно отсчетной гладкой (аналитической) поверхности. Общее представление о географии этих флюктуаций даёт рисунок 1.13б, где показан средний уровень океана, являющийся суммой геоида и динамической добавки (средней динамической топографии), которая имеет порядок ~ 1 м. Погрешности сглаживания таких неоднородностей сферой с радиусом ~ 6371 км незначительны. Важно только при интерпретации результатов понимать, что получаемые в МОЦО крупномасштабные изменения уровня океана должны трактоваться как отклонения от геоида, а не от сферической поверхности.

Приведенная система уравнений (2.1) – (2.5), которые, по сути дела, являются уравнениями динамики сжимаемой жидкости, описывает очень широкий набор движений в океане. Поэтому её иногда называют системой полных уравнений. Для задач моделирования крупномасштабной и синоптической изменчивости океана применяется упрощенная система, получаемая с использованием ряда физически обоснованных приближений и допущений, которая получила название системы исходных (англ. primitive) уравнений. Подразумевая обобщение горизонтальных ортогональных координат на случай их криволинейности в

горизонтальной плоскости (x, y) приведём систему исходных уравнений в инвариантном дивергентном виде [Griffies, 2004]:

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{v}\mathbf{u}) = -(f + M)\mathbf{k} \times \mathbf{u} - \frac{1}{\rho_r} \nabla p + \mathbf{G}^u, \quad (2.6)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{v} = 0, \quad \frac{\partial w}{\partial z} = -\nabla_h \mathbf{u}, \quad (2.7)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = \rho g, \quad (2.8)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{v}T) = G^T + Q^T, \quad (2.9)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{v}S) = G^S + Q^S, \quad (2.10)$$

$$\rho = \rho(T, S, p). \quad (2.11)$$

Здесь $\mathbf{v} = (\mathbf{u}, w) = (u, v, w)$ – вектор скорости в ортогональных координатах с базисом $(\mathbf{i}, \mathbf{j}, \mathbf{k})$; $f = 2\Omega \sin\varphi$ – параметр Кориолиса; $M = v \frac{\partial(\ln dy)}{\partial x} - u \frac{\partial(\ln dx)}{\partial y}$ – метрическая частота адвекции [Griffies, 2004], $dx = a \cos\lambda$, $dy = a d\varphi$; a – средний радиус Земли; ρ_r – постоянная отсчетная плотность морской воды; z – вертикальная координата, направленная вниз, с началом отсчета на эквипотенциальной (сферической) поверхности, соответствующей среднему уровню покоящегося океана. Операторы градиента имеют вид:

$$\nabla = \left(\nabla_h, \frac{\partial}{\partial z} \right) = \left(\frac{1}{a \cos\varphi} \frac{\partial}{\partial \lambda}, \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \varphi}, \frac{\partial}{\partial z} \right). \quad (2.12)$$

При записи системы исходных уравнений (2.6) – (2.12) взамен полных уравнений сделан ряд допущений и приближений, которые с учетом многолетней истории их применения в моделировании атмосферы и океана, часто называют традиционными приближениями уравнений динамики океана. Эти приближения вводятся главным образом на основании масштабного анализа разных членов полной системы уравнений (2.1) – (2.5) и включают определенные соображения по учету турбулентного характера движений в океане. Эти вопросы в деталях обсуждаются практически во всех монографиях по динамике океана и атмосферы (например, [Каменкович, 1973; Гилл, 1986; Griffies, 2004]), здесь же приведем только их перечень:

Сферическая аппроксимация эквипотенциальных поверхностей и геоида, из которой

следует применимость сферической системы координат и её частного случая – географических координат. Погрешности, связанные с отличиями от сфериоидального приближения геопотенциала и сглаживания реального геоида аналитической поверхностью, имеют порядок 1%.

Предположение о несжимаемости морской воды, выражаемое уравнением (2.7), позволяет исключить из рассмотрения акустические волны при моделировании крупномасштабной циркуляции океана.

Гидростатическое приближение — уравнение для вертикальной составляющей импульса сводится к балансу между вертикальным градиентом давления и силой плавучести (2.8). При этом вертикальная составляющая скорости w определяется диагностическим образом из уравнения неразрывности (2.7).

Приближение Буссинеска состоит в замене плотности воды ρ в уравнениях движения на постоянное значение ρ_r повсюду за исключением члена для силы плавучести $-\rho g$. В сочетании с условием неразрывности (2.7) это приближение означает, что жидкую частицу при движении сохраняет объем, а не массу.

Приближение “тонкого океана” учитывает различие на три порядка характерной глубины океана и радиуса Земли и предположения о существенном преобладании крупномасштабных горизонтальных движений над вертикальными. На этом основании в покомпонентных уравнениях движения (2.6), которые будут приведены ниже, во-первых, величина r заменяется на a и, во-вторых, отбрасываются все метрические члены и горизонтальные составляющие силы Кориолиса, содержащие в качестве сомножителя вертикальную скорость w .

Приближение средних переменных подразумевает, что переменные в (2.6) – (2.11) имеют смысл средних величин по ансамблю в соответствии с подходом Рейнольдса для описания турбулентных процессов. Запись членов G в правых частях уравнений означает, что турбулентные потоки, определяющие влияние не описываемых используемыми уравнениями мелкомасштабных движений на крупные масштабы, выражаются через средние переменные. Их явный вид будет обсуждаться дальше.

2.1.2 Границные и начальные условия

Система исходных уравнений должна сопровождаться граничными и начальными условиями. Границы океана определяются двумя гладкими поверхностями, пересекающимися на береговой линии, — собственно поверхностью воды $z = \eta(\lambda, \varphi, t)$ и донной поверхностью $z = H(\lambda, \varphi)$. Величины η и H отсчитываются от невозмущенной поверхности $z = 0$. Граничные

условия для системы уравнений (2.6) – (2.11) ставятся на поверхности океана, его дне и на боковых границах. Донная топография $H(\lambda, \varphi)$, переходящая в береговую линию, считается гладкой и выделение в ней боковых границ неочевидно. Их появление связано с конечно-разностной аппроксимацией исходных уравнений, при которой для граничных сеточных боксов возникает явное различие боковых и донных граней. В общем случае область расчета и границы являются неодносвязными и содержат вычленения в виде материков или островов.

На границах океан–суши (условия на дне и боковых границах океана) принимается условие отсутствие потоков тепла и соли (нулевая производная по нормали к границе) и требование непротекания воды через границу для скоростей, которое сводится либо к условию прилипания (нулевая скорость на границе), либо к условию скольжения потока вдоль границы (нулевая производная по нормали к границе). Условие прилипания подразумевает наличие пограничного слоя, для описания которого требуется соответствующее пространственное разрешение модельной сетки. Обычно в качестве донного динамического условия используется параметризация квадратичного трения, по аналогии с пограничным слоем на пластине. На дне также ставится кинематическое условие обтекания:

$$w = -\mathbf{u} \cdot \nabla_h H, \quad z = H(\lambda, \varphi). \quad (2.13)$$

Речной сток, относящийся к границам этого типа, учитывается чаще всего путем добавления дополнительного притока пресной воды на поверхности океана в окрестности устьев рек, подобно осадкам.

На поверхности $\eta(\lambda, \varphi, t)$ океан в общем случае граничит с атмосферой и ледовым покровом. Здесь происходит обмен импульсом, теплом и пресной водой (осадки–испарение), а подо льдом – ещё и солью в процессе намерзания и таяния льда. В качестве граничных условий задаются потоки соответствующих субстанций, обычно называемые атмосферными воздействиями или атмосферным форсингом. Поверхностное кинематическое условие имеет вид:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla_h \eta = w + q_w, \quad z = \eta(\lambda, \varphi, t), \quad (2.14)$$

где $q_w = P - E$ представляет поток пресной воды (осадки минус испарение) в объемных единицах. Взамен этого нелинейного условия часто применяются его упрощенные формы, самая радикальная из них — так называемое приближение жесткой крышки:

$$w|_{z=0} = 0. \quad (2.15)$$

То есть, в этом приближении кинематическое и остальные граничные условия ставятся на фиксированном (невозмущенном) уровне $z = 0$. Принятие одной из этих форм граничного условия влияет на способы решения системы исходных уравнений так, что существует разделение известных МОЦО на два класса: модели с жесткой крышкой и модели со свободной поверхностью.

Система исходных уравнений представляет собой краевую задачу Коши и должна дополняться помимо граничных ещё и начальными условиями. Начальные условия подразумевают задание в начальный момент времени полей всех искомых переменных, за исключением вертикальной составляющей скорости w , которая вычисляется из уравнения неразрывности (2.7).

2.1.3 Баротропная и бароклинная динамика

При численном решении системы исходных уравнений необходимо учитывать то, что эти уравнения описывают широкий набор процессов с различными характерными пространственно–временными масштабами. Их перечень охватывает большую часть таблицы 1.1. Эффективность интегрирования конечно–разностных уравнений МОЦО по времени при исследовании крупномасштабной и долгопериодной изменчивости океана определяется величиной доступного временного шага. Ограничения на шаг по времени, накладываемые условием Куранта – Фридрихса – Леви (КФЛ), зависят после определения пространственных шагов сеточной области от скорости наиболее быстро распространяемых возмущений, описываемых моделью. В случае принятия условия (2.14) такие возмущения связаны с длинными гравитационными волнами, с теоретической скоростью распространения равной \sqrt{gH} , которая для типичных значений глубины океана имеет величину $\sim 200 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Тогда как скорости, характерные для крупномасштабной циркуляции и синоптических течений, имеют порядок $1 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ и именно они являются предметом основного интереса в задачах мониторинга и прогнозирования состояния океана. Неприемлемый “лобовой” подход к решению дискретной задачи подразумевает применение шага по времени на два порядка меньшего, чем достаточный для описания эволюции медленных движений.

В первой МОЦО с исходной системой уравнений [Bryan, 1969] был предложен один из методов решения этой проблемы. Поле скорости в уравнениях движения разбивается на две части: двумерное поле осредненной по глубине скорости и трёхмерное поле отклонений от среднего. Это разбиение перекликается с результатами теоретического анализа линеаризованных исходных уравнений движения [Гилл, 1986], из которого следует представление поля скорости набором собственных ортогональных мод вертикальной

структуры. Нулевое собственное значение в задаче с разделением вертикальных и горизонтальных компонент соответствует моде, слабо зависящей от глубины и называемой баротропной модой. Остальные моды со своими вертикальными структурами относятся к бароклиническим. Баротропные волны, проявляющиеся главным образом на поверхности, сопряжены с быстрыми процессами, тогда как бароклинические волны связаны с медленными механизмами, включающими адвекцию и планетарные волны. Хотя аналогия теоретических результатов и метода Брайена [Bryan, 1969] неполная, названия баротропная и бароклиническая моды вошли в лексикон моделей общей циркуляции океана.

Основные методы решения расщепленных уравнений движения зависят от используемого кинематического условия на поверхности океана. При задании условия жесткой крышки (2.15) из уравнений движения исключаются самые быстрые гравитационные волны, и для определения баротропной составляющей течений формулируется эллиптическая задача (см. п. 2.2 ниже). Условие свободной поверхности (2.14), допускающее быстрые волны, приводит к уравнениям для баротропной скорости типа задачи мелкой воды. Эти уравнения интегрируются с шагом по времени, который в десятки раз меньше шага, используемого в смежной задаче расчета бароклинической составляющей скорости течений. Следует заметить, что второй вариант имеет гораздо большее физическое наполнение и позволяет описывать важные дополнительные процессы. Поэтому для новых вариантов МОЦО имеется общая тенденция к отказу от использования приближения твердой крышки (2.15).

2.1.4 Разновидности МОЦО

Разработка и развитие моделей общей циркуляции океана является одним из приоритетных направлений современных исследований океана и изменчивости климатической системы. Эти работы находятся на стыке нескольких областей — геофизической гидродинамики, прикладной математики и вычислительных технологий. В настоящее время количество МОЦО исчисляется десятками, многие из них находятся и поддерживаются в открытом доступе через Интернет. Их обилие свидетельствует о том, что численное моделирование океана — это бурно развивающаяся область, но, с другой стороны, означает, что проблема разработки МОЦО для воспроизведения крупномасштабной циркуляции океана с требуемой точностью ещё далека от своего решения. Рассмотрение даже основных особенностей отдельных моделей вряд ли возможно в одном изложении. В обобщенном виде эти вопросы обсуждаются в детальных публикациях, среди которых можно отметить обширные обзоры, отражающие текущее состояние и проблемы численного моделирования океана [Kantha and Clayson 2000; Griffies et al., 2000; 2010]. Краткие обзоры приводятся в работах

[Залесный, 1984; Кузин, 1985; Реснянский и Зеленько, 2003; 2010; Толстых и др., 2013; Дианский, 2013]. Целью данного подраздела является рассмотрение главных особенностей МОЦО, отражающих основные тенденции их развития с учетом русскоязычных публикаций, не охваченных зарубежными работами.

Вертикальные координаты

Начиная с первых МОЦО в течение длительного времени, вплоть до 2000-х годов, основным способом дискретизации уравнений по вертикали было применение традиционной z -координаты. В такой системе координат система исходных уравнений имеет наиболее простой вид, в том числе и в дискретной форме. С наименьшей погрешностью, по сравнению с другими вариантами вертикальной координаты, рассчитываются горизонтальные градиенты давления, одна из основных сил в крупномасштабной динамике океана. К преимуществам этого варианта координаты относится удобство описания верхнего пограничного слоя океана с требуемым для него повышенным разрешением по вертикали. В подавляющем числе действующих МОЦО применение z -координаты является либо единственной, либо одной из нескольких опций для конфигурирования модели. Среди основных недостатков z -моделей отмечается завышение диапикнического перемешивания и необходимость специальных процедур для правильного описания адвекции, которая в реальности действует вдоль изопикн. Другие трудности также связаны со слоями, которым свойственны вертикальные неоднородности. К ним относится описание придонного пограничного слоя и аппроксимация топографии дна с большими перепадами глубины. Для преодоления этих недостатков предложено несколько других вариантов вертикальной координаты, среди которых наибольшее развитие получили изопикническая и сигма координаты (ρ -система и σ -система).

В изопикнической системе в качестве вертикальной координаты используется потенциальная плотность [Oberhuber, 1986; Михайлова и др., 1992]. При адиабатических процессах в условиях устойчивой стратификации потенциальная плотность сохраняется и это даёт возможность ввести послойную разбивку океана по вертикали. При этом, по определению координаты в приближении Буссинеска обеспечивается сохранение объема движущейся частицы, а при отказе от приближения — сохранение её массы. Применение вертикальной ρ -координаты позволяет явно описывать важное свойство динамических процессов в океане связанное с переносом тепла и солей преимущественно вдоль изопикнических поверхностей. Топография дна в этой координатной системе задаётся в общем случае негоризонтальными кусочно-линейными отрезками и боковые границы, свойственные z -моделям, вырождаются.

Основной недостаток изопикнических координат связан с трудностями описания поверхностного и придонного пограничных слоев, которые часто находятся в нестратифицированном состоянии и для них требуется повышенное вертикальное разрешение. Дополнительные проблемы применения ρ -координат обсуждаются в обзорной публикации [Griffies *et al.*, 2010]. К наиболее известным изопикническим моделям океана относятся Miami Isopycnal Coordinate Model (MICOM) [Bleck *et al.*, 1992] и Hallberg Isopycnal Model (HIM) [Hallberg, 1997]. Применение вертикальной координаты этого типа не слишком распространено. Так, в последнем крупном проекте по сравнению глобальных океанических моделей CORE-II из 18 МОЦО, участвующих в сравнении, только в двух моделях использовались изопикнические координаты [Danabasoglu *et al.*, 2014].

Вертикальная сигма-координата по своему определению, $\sigma = (z - \eta)/(H + \eta)$, спрямляющая топографию дна, была заимствована из атмосферных моделей записанных в изобарических координатах с нормировкой на приземное давление. В этом случае достигается гладкое представление основных вариаций донной топографии, а также – автоматическое повышение линейного вертикального разрешения в придонных слоях при уменьшении H , что очень важно для правильного описания пограничного слоя. При этом, однако, σ -координата затрудняет представление приповерхностного пограничного слоя так как по мере увеличения H (в глубоководных районах) шаги вертикальной координаты $\Delta\sigma$ в линейном измерении нарастают. В этом отношении σ -координата уступает z -моделям. При резких перепадах глубины, например, на континентальных склонах, координатные поверхности σ могут заметно отклоняться от горизонтали, чем затрудняется точный расчет горизонтальных градиентов давления [Mellor *et al.*, 1994; 1998; Shchepetkin and McWilliams, 2002]. По этой же причине может возникать фиктивная диапикническая адвекция и диффузия [Marchesiello *et al.*, 2009]. В цитированных работах предлагаются способы смягчения этих ограничений. Наиболее известными из зарубежных σ -моделей являются модели ROM [Mellor, 1996] и ROMS [Shchepetkin and McWilliams, 2005], а из отечественных – модель и её версии, разработанные в Институте вычислительной математики [Марчук и др., 1987; Залесный, 1998; Дианский и др., 2002; Яковлев Н.Г., 2003; Дианский, 2013]. В близкой по подходу модели [Кузин и др., 2006; Голубева и Платов, 2009; Голубева, 2010] предложено совмещение двух вариантов вертикальной координаты (z , σ) в рамках единого программного комплекса, такой поход с опциональным выбором конфигурации МОЦО становится весьма распространенным. Основная сфера применения σ -моделей – это региональные приложения для прибрежных областей океана и морей со сложной топографией дна. Для расчетов глобальной циркуляции

океана модели этого типа используются в редких случаях. В уже упоминавшемся проекте CORE-II по интеркалибрации МОЦО только в одной модели (INMOM, [Дианский, 2013]) применялась σ -координата.

Рассмотренные основные три типа вертикальной координаты для исходных уравнений имеют свои достоинства и недостатки. Эффективность каждого из них зависит в первую очередь от рассматриваемого слоя океана, оптимальным сочетанием было бы применение z -координаты в верхнем пограничном слое, σ -координаты в толще океана и ρ -координаты в придонном слое. В последнее время развитие моделей в части вертикальной дискретизации направлено на объединение этих разновидностей координат в системах обобщенных вертикальных координат. Такие системы сводятся, например, к гладкому сращиванию разнотипных координат одной функцией. Некоторые современные МОЦО применяют обобщенные (или гибридные) вертикальные координаты в качестве основной опции для дискретизации уравнений модели по вертикали, среди них в первую очередь следует отметить широко используемые модели HYCOM [Chassignet et al., 2003] и NEMO [Madec et al., 2016].

Горизонтальные координаты и сетки

Система исходных уравнений (2.6) – (2.12) записана для общего случая сферических координат с предусловленным заданием вертикальной координаты и произвольными ортогональными горизонтальными координатами. Частный и наиболее простой случай географических координат (долгота–широта) имеет существенный недостаток для океанических моделей — полюсную особенность, связанную со схождением меридианов — которая осложняет конечно-разностную реализацию глобальных МОЦО. В некоторых исследованиях для отдельных районов океана с преобладанием локальных динамических процессов эта проблему можно обойти, используя конфигурации МОЦО для ограниченной области. Примером служит исследование структуры и изменчивости ориентированных в зональном направлении интенсивных течений в приэкваториальной зоне Атлантики [Зеленько и др., 1983; 1984]. В общем случае, ограничения, накладываемыми условием КФЛ, приводят к необходимости значительного уменьшения временного шага для интегрирования глобальной МОЦО. Кроме того, как будет показано ниже (п. 2.2.2.3), требуется модификация численной схемы для приполюсной области. Другой подход, заимствованный из атмосферных глобальных моделей, связан с фильтрацией мелкомасштабных неоднородностей полей вблизи полюса. При этом, однако, возможны искажения динамических характеристик, в частности вертикальной скорости [Bryan et al., 1975; Pacanowski and Griffes, 1999].

Более общий подход к решению проблемы полюса связан с введением криволинейных горизонтальных координат, позволяющих сместить сингулярность на суши и обеспечить более однородное сеточное разрешение по всей океанической акватории [Murray, 1996]. Самое простое решение в этом направлении связано с поворотом полюсов. В этом случае незначительно изменяются исходные уравнения (переписываются слагаемые, связанные с силой Кориолиса) и требуются аккуратные процедуры переинтерполяции скалярных и векторных полей между модельной и географической сетками. Однако имеющиеся на поверхности Земли области суши – антиподы имеют недостаточно большие пересекающиеся площади (например, подходящая пара Гренландия–Антарктида), вследствие чего не удается существенно отодвинуть береговую линию от повернутых полюсов. Поэтому развитие получил более общий метод построения биполярных координат со смещением одного или обоих полюсов в произвольные точки суши с сохранением локальной ортогональности и выполнением некоторых дополнительных условий [Murray, 1996]. Биполярные сетки со смещенными полюсами применяются, например, в моделях POP [Smith *et al.*, 1992; 2010] и INMOM [Дианский, 2013]. Но наибольшее распространение получила трехполюсная координатная система с неизменными географическими координатами от южного полюса до экватора или далее до заданной широты северного полушария, и гладко сопряженными с ними координатами системы северного полушария. Последние содержат два дополнительных “полюса”, обычно в Канаде и Сибири, с соответствующими криволинейными “меридианами и параллелями”. В 2000-е годы почти во всех новых версиях распространенных МОЦО введены трехполюсные координаты. Среди них зарубежные модели NIM, MICOM, HYCOM, OPA, NEMO, а также новая российская модель ИВМ-ИО [Ибраев *и др.*, 2012; Толстых *и др.*, 2013].

В моделях общей циркуляции океана переход к конечномерному представлению исходных уравнений в частных производных чаще всего осуществляется на основе методов конечных разностей или конечных элементов. В глобальных МОЦО для конечных разностей за редкими исключениями используются смещенные сетки типов *B* и *C* по классификации Аракавы [Arakawa, 1966; Мезингер и Аракава, 1979; Arakawa and Lamb, 1981] в зависимости от разрешения сетки и назначения модели.

Аппроксимация в методе конечных элементов [Кузин, 1985; Марчук *и др.*, 1987; Яковлев, 1990; Залесный и Кузин, 1995] строится с использованием метода Галеркина. Координатными функциями обычно служат кусочно-линейные функции на триангуляции. Приближенное решение представляется в виде линейной комбинации координатных функций. Метод конечных элементов позволяет аппроксимировать береговую черту без резких угловых изломов, свойственных простейшим схемам разностной аппроксимации. Это особенно важно при моделировании прибрежных процессов на шельфе. В приложении к расчету

крупномасштабных процессов в открытом океане оба метода (конечных разностей и конечных элементов) дают сходные результаты [Марчук и др., 1975]. К положительным свойствам метода конечных элементов относится возможность единообразной формулировки для регулярных и нерегулярных сеток со сгущением в нужных областях. Поэтому этот подход широко применяется при моделировании прибрежных процессов и реже используется в глобальных моделях (один из последних примеров: [Timmermann et al., 2009]).

Подсеточные (турбулентные) процессы

Как уже отмечалось в п. 2.1.2 система исходных уравнений (2.6) – (2.11) описывает турбулентные движения в океане. Процедура осреднения уравнений Навье-Стокса в силу их нелинейности приводит к появлению в правых частях уравнения (2.6) напряжений Рейнольдса, определяемых одноточечными ковариациями пульсаций скорости, которые имеют смысл турбулентных потоков импульса. Их эффекты представлены в (2.6) членом \mathbf{G}^u обозначающим дивергенцию напряжений Рейнольдса. В существующих МОЦО турбулентные потоки не описываются явно, а выражаются тем или иным образом (параметризуются) через средние величины, эволюция которых описывается уравнениями (2.6) – (2.11). Такой подход является наиболее простым способом решения проблемы замыкания при описании турбулентных полей в гидродинамике. Аналогично турбулентным потокам импульса имеют место турбулентные потоки тепла и солей, а их конвергенция G^T и G^S в (2.9), (2.10) влияет на изменения искомых полей температуры и солености.

Особенности динамики океана — доминирование силы тяжести, приложение основных вынуждающих сил и процессов к поверхности океана, преобладание горизонтальной циркуляции — находят своё продолжение и в раздельном описании турбулентных процессов, выражаемых через вертикальные и горизонтальные турбулентные потоки соответствующих величин.

Начиная с первых численных МОЦО [Саркисян, 1966; Bryan, 1969] во многих случаях применяется метод, опирающийся на предполагаемую аналогию с молекулярными процессами переноса, согласно которому турбулентные потоки линейно связаны с градиентами соответствующих средних переменных через постоянные коэффициенты турбулентного обмена, превосходящие по величине на несколько порядков молекулярные аналоги. Характерные значения таких коэффициентов вертикальной турбулентной вязкости и диффузии имеют порядок 10^{-4} – 10^{-2} $\text{м}^2\text{с}^{-1}$, а соответствующие коэффициенты для горизонтальных процессов 10^4 – 10^5 $\text{м}^2\text{с}^{-1}$.

В отношении вертикального турбулентного обмена такой подход, часто называемый *K*-теорией, с постоянными коэффициентами турбулентности является достаточно грубым. Поэтому в ряде случаев используются те или иные схемы изменения коэффициентов по глубине. Среди них распространение получили модели с учетом зависимости требуемых коэффициентов от градиентного числа Ричардсона [*Munk and Anderson, 1948; Pacanowski and Philander, 1981*], которые применяются и в современных МОЦО [*Ибраев и др., 2012; Толстых и др., 2013; Дианский, 2013*].

В работе [*Large et al., 1994*] для вычисления коэффициентов турбулентности предложена схема КРП (K-profile parameterization), применявшаяся ранее в метеорологических приложениях [*Holtslag and Boville, 1993*]. Важной особенностью является учет нелокального перемешивания за счет крупных вихрей, которое не описывается простым переносом “по градиенту”. Помимо процессов в верхнем слое океана схема учитывает перемешивание в промежуточных слоях и абиссали, связанное с внутренними волнами, двойной диффузией и придонным пограничным слоем. Апробация схемы в рамках циркуляционных моделей с грубым пространственным разрешением даёт удовлетворительные результаты. Поэтому вариант расчета турбулентных коэффициентов по схеме КРП входит в состав многих МОЦО, в том числе — POP, HYCOM, MOM, NEMO.

Усложненный подход, отправляющийся от работы [*Mellor and Yamada, 1982*], использует эволюционные уравнения для полей турбулентных характеристик, таких как турбулентная кинетическая энергия и её диссиpация. Получаемые решения используются для определения коэффициентов вертикальной диффузии и вязкости. Такие модели, хотя и являются затратными в плане вычислительных ресурсов, включаются в качестве одной из опций в наиболее развитые современные модели циркуляции океана (например, модель NEMO [*Madec G., et al., 2016*]).

Использование приближения постоянного коэффициента горизонтальной турбулентной вязкости приводит к появлению в описании диссипативных процессов оператора Лапласа. Вводимое в модель таким образом турбулентное трение с одной стороны должно подавлять вычислительную неустойчивость крупномасштабной циркуляции и, с другой стороны, может рассматриваться как параметризация влияния подсеточных движений на искомые средние и разрешаемые используемой сеткой течения. При этом турбулентная вязкость должна обеспечивать адекватное описание западных пограничных слоев. Поэтому применение постоянного коэффициента горизонтальной турбулентной вязкости, используемое практически во всех моделях по умолчанию или как опция, подразумевает тщательную настройку параметров в этой части МОЦО. Появление лапласиана в описании турбулентного трения не вытекает из исходных уравнений, а является следствием принятых предположений. Другим вариантом служит использование постоянного коэффициента турбулентной вязкости с

бигармоническим оператором [Semtner and Mintz, 1977], который обеспечивает улучшенную селективность масштабов и уменьшает диссипацию на разрешаемых сеткой масштабах движений.

Среди подходов с переменным коэффициентом горизонтальной турбулентной вязкости выделяется схема Смагоринского [Smagorinsky, 1963] по которой коэффициент зависит от дискретности (шага) сетки и горизонтальных скоростей деформации. Схема даёт правильные асимптотики коэффициента и обеспечивает повышенную вязкость в областях с большим сдвигом течений (например, западных пограничных течений) и пониженную диссипацию при слабых течениях, а также — при уменьшении разрешения сетки. Некоторые публикации (например, [Griffies and Hallberg, 2000]) свидетельствуют о преимуществах схемы Смагоринского над указанными выше методами.

2.2 МОЦО Гидрометцентра России

Модель общей циркуляции океана, разработанная в Гидрометцентре России в начале 1990-х годов, развивалась и применялась в разных приложениях около 20 лет. Результаты этой деятельности отражены во многих опубликованных трудах. В данном подразделе приводится описание МОЦО и основных особенностей её применения, следуя публикациям [Реснянский и Зеленъко, 1991а; 1992; 2010; Resnyansky and Zelenko, 2001b; Зеленъко и Реснянский, 2007; Зеленъко и др., 2010б; Зеленъко и др., 2016а]. Далее при изложении для краткости наряду с названием МОЦО Гидрометцентра России будет использоваться и сокращенный вариант названия — МОЦО ГМЦ.

2.2.1 Постановка задачи

В основе МОЦО лежит исходная система уравнений (2.6)–(2.11), которая с покомпонентной записью уравнений движения в левой системе координат, имеет следующий вид:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + L_a u - \frac{uv \operatorname{tg} \varphi}{a} - f v = & - \frac{1}{\rho_r a \cos \varphi} \frac{\partial p}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu \frac{\partial u}{\partial z} \right) + \\ & + A_M \left[\nabla^2 u + \frac{(1 - \operatorname{tg}^2 \varphi) u}{a^2} - \frac{2 \sin \varphi}{a^2 \cos^2 \varphi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} \right], \end{aligned} \quad (2.16)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + L_a v + \frac{u^2 \operatorname{tg} \varphi}{a} + f u = - \frac{1}{\rho_r a} \frac{\partial p}{\partial \varphi} + \frac{\partial}{\partial z} (\mu \frac{\partial v}{\partial z}) + \\ + A_M \left[\nabla^2 v + \frac{(1 - \operatorname{tg}^2 \varphi) v}{a^2} + \frac{2 \sin \varphi}{a^2 \cos^2 \varphi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} \right], \end{aligned} \quad (2.17)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = g \rho, \quad (2.18)$$

$$\frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} (v \cos \varphi) + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (2.19)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + L_a T = \frac{\partial}{\partial z} (\kappa \frac{\partial T}{\partial z}) + A_H \nabla^2 T, \quad (2.20)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + L_a S = \frac{\partial}{\partial z} (\kappa \frac{\partial S}{\partial z}) + A_H \nabla^2 S, \quad (2.21)$$

$$\rho = \rho(T, S, p). \quad (2.22)$$

Здесь a – средний радиус Земли (6371 км); u, v и w – компоненты скорости вдоль осей λ , φ и z соответственно, ось z направлена вниз; p – давление; ρ – плотность морской воды; ρ_r – её отсчетное постоянное значение; f – параметр Кориолиса; g – ускорение свободного падения; T – потенциальная температура воды; S – ее соленость; μ и A_M – коэффициенты соответственно вертикальной и горизонтальной турбулентной вязкости; κ и A_H – коэффициенты вертикальной и горизонтальной турбулентной диффузии. Операторы адвекции и горизонтальной диффузии записываются следующим образом:

$$L_a \alpha = \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \lambda} (u \alpha) + \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} (v \alpha \cos \varphi) + \frac{\partial}{\partial z} (w \alpha), \quad (2.23)$$

$$\nabla^2 \alpha = \frac{1}{a^2 \cos^2 \varphi} \frac{\partial^2 \alpha}{\partial \lambda^2} + \frac{1}{a^2 \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\frac{\partial \alpha}{\partial \varphi} \cos \varphi \right). \quad (2.24)$$

Искомыми переменными служат компоненты вектора скорости движения $v = (u, v, w)$, потенциальная температура воды T , её соленость S , давление p . Плотность воды рассчитывается из уравнения состояния (2.22). Наряду с плотностью воды ρ (плотностью *in situ*) при анализе гидростатической устойчивости рассматривается также потенциальная плотность

$\rho_{pot} = \rho(T, S, p_{ref})$, где p_{ref} – отсчетное давление.

Для коэффициентов вертикальной турбулентной вязкости μ и турбулентной диффузии κ используется двухслойная зависимость от глубины z и времени t :

$$\mu = \begin{cases} \mu_1 & \text{при } z \leq h \\ \mu_2 & \text{при } z > h \end{cases}, \quad \kappa = \begin{cases} \kappa_1 & \text{при } z \leq h \\ \kappa_2 & \text{при } z > h \end{cases}, \quad (2.25)$$

где $h = h(\lambda, \varphi, t)$ – толщина верхнего перемешанного слоя (ВПС) рассчитывается по интегральной ВПС, встроенной в МОЦО (см. п. 2.2.3 ниже). Эта зависимость учитывает большие различия интенсивности мелкомасштабной турбулентности в пределах ВПС с развитой сплошной турбулентностью, и ниже ВПС, где турбулентность подавляется плотностной стратификацией.

Уравнение переноса тепла в движущейся несжимаемой среде (2.20) записано в терминах потенциальной температуры T . Использование потенциальной температуры вместо температуры *in situ* объясняется тем, что потенциальная температура в большей степени аппроксимирует консервативную переменную [Griffies *et al.*, 2004]. В верхних слоях океана различия между двумя видами температуры несущественны. Они становятся заметными лишь на больших глубинах свыше ~ 2000 м. В рамках рассматриваемой модели эти различия могут оказаться лишь при вычислении давления из уравнения гидростатики (2.18) с использованием уравнения состояния морской воды (2.22). В качестве рабочей формулы уравнения состояния в нынешней версии модели используется аппроксимация рациональной функцией [McDougall *et al.*, 2003], построенная с учетом дополнительных экспериментальных данных и являющаяся более точной, чем наиболее популярная в прошлом форма ЮНЕСКО. Для краткости в дальнейшем переменная T будет называться просто “температурой”.

Область, в которой ищутся решения уравнений МОЦО, ограничивается поверхностью океана, $z = -\eta(\lambda, \varphi, t)$, его дном $z = H(\lambda, \varphi)$, твердыми боковыми границами Γ_s , проходящими там, где H становится равным нулю, а также жидкими боковыми границами Γ_f , появляющимися в том случае, если рассматривается лишь часть Мирового океана. В общем случае область расчета является неодносвязной, имея вычленения в виде материков или островов.

Поскольку связанные с крупномасштабными движениями отклонения поверхности океана от ее невозмущенного положения весьма малы в сравнении с характерным вертикальным масштабом (десятки сантиметров в сравнении с несколькими километрами), то

формулируемые здесь граничные условия можно отнести к уровню $z=0$. Такое упрощение вместе с условием (2.15) даёт приближение жесткой крышки (п. 2.1.2).

На поверхности океана наряду с условием жесткой крышки подразумевается задание потоков импульса, тепла и пресной воды (осадки минус испарение):

$z=0$:

$$w=0, \quad (2.26a)$$

$$\mu \frac{\partial}{\partial z} (u, v) = - \frac{(\tau^\lambda, \tau^\varphi)}{\rho_r}, \quad (2.26b)$$

$$\kappa \frac{\partial}{\partial z} (T, S) = - \left[\frac{F_0^T}{\rho_r c_p} - \Delta z_1 \gamma_T (T - T_g) \Big|_{z=0}, \quad \frac{F_0^S}{\rho_r} - \Delta z_1 \gamma_S (S - S_g) \Big|_{z=0} \right], \quad (2.26c)$$

где τ^λ и τ^φ – компоненты вектора касательного напряжения ветра; F_0^T и F_0^S – потоки тепла и соли через поверхность океана ($F_0^S = -q^w S|_{z=0}$, q^w – поток пресной воды); Δz_1 – толщина первого модельного слоя. Слагаемые с дополнительными псевдо потоками в (2.26c) описывают релаксацию поверхностных значений температуры и солености к заданным поверхностным распределениям $T_g|_{z=0}$ и $S_g|_{z=0}$, известным, например, по наблюдениям или из климатических обобщений. Коэффициенты релаксации γ_T , γ_S с размерностью обратного времени задают скорость притяжения модельных значений переменной к эмпирическим значениям. В частном случае при $\gamma_T=\gamma_S=0$ получаем обычное условие с заданием потоков на поверхности. В другом предельном случае, $\gamma_T \rightarrow \infty$, $\gamma_S \rightarrow \infty$, получаем условие первого рода, соответствующее заданным поверхностным значениям температуры и солености воды.

На дне океана для скоростей принимаются условия обтекания или квадратичного трения, а для трассеров – отсутствия потоков тепла и соли:

$z=H(\lambda, \varphi)$:

$$w = \frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial H}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial H}{\partial \varphi}, \quad (2.27a)$$

$$\mu \frac{\partial}{\partial z} (u, v) = -c_b \sqrt{u^2 + v^2} (u, v), \quad (2.27b)$$

$$\kappa \frac{\partial}{\partial z} (T, S) = (0, 0), \quad (2.27c)$$

где c_b – безразмерный коэффициент трения. В частном случае, при $c_b = 0$, имеем условие свободного скольжения, при котором выполняется (2.27а).

На твердых боковых границах Γ_s для скорости принимаются условия прилипания и отсутствия потоков тепла и соли через границу:

$(\lambda, \varphi) \in \Gamma_s$:

$$(u, v) \Big|_{\Gamma_s} = (0, 0), \quad (2.28a)$$

$$\mathbf{n} \cdot \nabla_h(T, S)|_{\Gamma_s} = (0, 0), \quad (2.28b)$$

где \mathbf{n} – внешняя нормаль к границе Γ_s ; ∇_h – оператор горизонтального градиента (2.12).

Исходная система не содержит эволюционного уравнения для давления, которое определяется из уравнения гидростатики (2.18)

$$p(\lambda, \varphi, z, t) = p_s(\lambda, \varphi, t) + \int_0^z g \rho(\lambda, \varphi, z', t) dz'. \quad (2.29)$$

Неизвестное давление p_s , учитывающее вклад атмосферного давления и внутренних динамических процессов, можно исключить [Semtner, 1986], дифференцируя уравнения движения (2.16), (2.17) по глубине. В итоге получаются уравнения для сдвига скорости:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right) - f \frac{\partial v}{\partial z} = - \frac{g}{\rho_r a \cos \varphi} \frac{\partial \rho}{\partial \lambda} + \frac{\partial G^\lambda}{\partial z}, \quad (2.30)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right) + f \frac{\partial u}{\partial z} = - \frac{g}{\rho_r a} \frac{\partial \rho}{\partial \varphi} + \frac{\partial G^\varphi}{\partial z}, \quad (2.31)$$

здесь G^λ и G^φ – представляют сумму нелинейных и вязких членов в уравнениях для горизонтальных составляющих скорости (2.16) и (2.17).

Для определения искомых абсолютных значений скорости (u, v) необходимо определить отсчетные, независящие от глубины, составляющие скорости. В качестве последних естественно использовать осредненные по глубине скорости (\bar{u}, \bar{v}) . Причем, из уравнения неразрывности (2.19) и граничных условий (2.26а), (2.27а) следует бездивергентность двумерного поля средних скоростей [Semtner, 1986], что позволяет ввести интегральную функцию тока ψ , через которую выражаются компоненты средней скорости:

$$\bar{u} = \frac{1}{H} \int_0^H u dz = -\frac{1}{Ha} \frac{\partial \psi}{\partial \varphi}, \quad \bar{v} = \frac{1}{H} \int_0^H v dz = \frac{1}{Ha \cos \varphi} \frac{\partial \psi}{\partial \lambda}. \quad (2.32)$$

Тем самым определение независящей от глубины баротропной циркуляции (п. 2.1.3) сводится к нахождению скалярной функции $\psi(\lambda, \varphi, t)$. Соответствующее эволюционное уравнение выводится из (2.16) и (2.17) путем их осреднения по вертикали и вычисления вихря скорости в терминах ψ . В итоге получаем следующее уравнение:

$$\begin{aligned} & \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{1}{H \cos \varphi} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \lambda \partial t} \right) + \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\frac{\cos \varphi}{H} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \varphi \partial t} \right) \right] - \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{f}{H} \frac{\partial \psi}{\partial \varphi} \right) - \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\frac{f}{H} \frac{\partial \psi}{\partial \lambda} \right) \right] = \\ & = - \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{g}{\rho_r H} \int_0^H \int_0^z \frac{\partial \rho}{\partial \varphi} dz' dz \right) - \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\frac{g}{\rho_r H} \int_0^H \int_0^z \frac{\partial \rho}{\partial \lambda} dz' dz \right) \right] + \\ & + \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{a}{H} \int_0^H G^\varphi dz \right) - \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\frac{a \cos \varphi}{H} \int_0^H G^\lambda dz \right) \right]. \end{aligned} \quad (2.33)$$

Это уравнение служит для определения тенденции функции тока $\partial \psi / \partial t$ а, следовательно, и осредненной по вертикали циркуляции, путем обращения эллиптического оператора второго порядка.

Вследствие условия непротекания через береговую границу функция тока ψ должна быть постоянной на каждом береговом контуре. Если область односвязная, то значение ψ на берегу может быть задано произвольной константой. В случае неодносвязной области значения ψ на всех контурах, кроме одного, должны находиться в процессе интегрирования системы уравнений модели, поскольку разность ψ на соседних контурах определяет меняющийся в зависимости от структуры течений суммарный перенос жидкости в промежутке между этими контурами. Для расчета ψ на островных контурах применяется метод Такано [Takano, 1974], обобщенный [Semtner, 1986] на случай переменной топографии дна. Уравнения для определения $\partial \psi / \partial t$ на береговых контурах получаются путем записи уравнений движения (2.16), (2.17) в терминах функции тока и вычисления контурного интеграла от полученных соотношений вдоль каждого контура с учетом требования однозначности функции поверхностного давления $p_s = p|_{z=0}$ (равенства нулю контурного интеграла от ∇p_s):

$$\begin{aligned}
& \oint \left(-\frac{\cos\varphi}{H} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \varphi \partial t} d\lambda + \frac{1}{H \cos\varphi} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \lambda \partial t} d\varphi \right) = \\
& = - \oint \frac{g}{\rho_r H} \left[\left(\int_0^H \int_0^z \frac{\partial \rho}{\partial \lambda} dz' dz \right) d\lambda + \left(\int_0^H \int_0^z \frac{\partial \rho}{\partial \varphi} dz' dz \right) d\varphi \right] + \\
& + \oint \left[\left(\frac{a \cos\varphi}{H} \int_0^H G^\lambda dz \right) d\lambda + \left(\frac{a}{H} \int_0^H G^\varphi dz \right) d\varphi \right]. \tag{2.34}
\end{aligned}$$

Число таких соотношений на единицу меньше количества всех односвязных контуров суши. На одном из них задается произвольная константа, обычно это нулевое значение на самом протяженном контуре, для остальных применяется уравнения (2.34).

Итак, исходная система уравнений переформулирована в задачу Коши для искомых переменных u, v, T, S, ψ с необходимостью задания начальных условий для этих переменных:

$$(u, v, T, S, \psi)|_{t=0} = (u_0, v_0, T_0, S_0, \psi_0). \tag{2.35}$$

Подробности вычисления бароклинной составляющей скорости течений и способы параметризации процессов перемешивания в верхнем слое океана удобнее рассматривать при обсуждении численной схемы решения задачи.

2.2.2 Конечно-разностная аппроксимация

Решение сформулированной задачи крупномасштабной циркуляции океана возможно только численными методами. Для разностной аппроксимации приведенных уравнений используются смещенная сетка типа *B* по классификации Аракавы [Arakawa, 1966; Мезингер и Аракава, 1979], типичная для моделей крупномасштабной циркуляции океана (п. 2.1.4). Для численного решения уравнений переноса удобно применять смещенные (или шахматные) сетки с перемежающимся расположением узлов, в которых со смещением задаются составляющие скорости относительно величины переносимой субстанции (импульс, температура, соленость). На таких сетках уменьшается число осреднений, необходимых для расчета адвекции [Мезингер и Аракава, 1979]. Как следует из системы уравнений, рассмотренных в предыдущем подразделе, численному решению подлежит параболическая задача (2.16) – (2.28) для основных искомых переменных, которая использует вспомогательную функцию, определяемую из эллиптической задачи (2.33) – (2.34) для баротропной моды движения вод в океане.

2.2.2.1 Бароклинические уравнения

В соответствии с используемой численной схемой, океан представляется набором боксов с горизонтальными размерами $\Delta\lambda$ и $\Delta\varphi$ по долготе и широте соответственно, причем шаг по долготе принимается постоянным, а широтный шаг может меняться вдоль меридиана. Используемые в данной работе сеточные шаблоны представлены на рисунке 2.1, где проиллюстрировано введение двух типов сеточных узлов, которым соответствует два горизонтальных шаблона и один общий вертикальный шаблон. Вертикальные размеры боксов Δz_k (k — номер уровня, $k = 1, 2, \dots, k_H$; k_H — максимальное число уровней, попадающих в пределы столба воды над дном при данной глубине H) меняются от уровня к уровню.

Температура и соленость воды в разностном представлении задаются сеточными значениями в центрах боксов, а горизонтальные компоненты скорости — в середине вертикальных ребер боксов. Соответствующие трехмерные наборы сеточных узлов двух типов будем называть T/S- и u/v-узлами, а двумерную горизонтальную проекцию этих узлов на поверхность океана — T/S- и u/v-точками. Береговая линия определяется как граница между боксами, с одной стороны от которой число уровней равно нулю. На этой границе составляющие скорости u , v обращаются в ноль. В придонном слое, положение по вертикали которого меняется от точки к точке (λ, φ) , выполняются условия обтекания неровностей дна.

Исходный массив глубин океана H задается в T/S-точках, а глубины в u/v-точках однозначно определяются из этого массива. Глубина в u/v-точке равна минимальному значению H в четырех смежных T/S-точках (рис. 2.1б). А глубина в точках, приходящихся на середины горизонтальных граней поверхностных боксов (на рис. 2.1а — середины синих отрезков) глубина определяется максимальным значением H в двух ближайших T/S-точках, расположенных по нормали к грани (к отрезку).

Вертикальная скорость $w_{T/S}$, используемая в уравнениях для T и S , задается в центре горизонтальных граней боксов, а $w_{u/v}$, используемая в уравнениях для u и v , — в углах боксов. Функция тока ψ определена в точках, совпадающих с проекцией T/S-узлов на горизонталь, то есть в T/S-точках.

Для записи конечно-разностных аналогов исходных уравнений удобно применять разностные операторы дифференцирования и осреднения сеточной переменной α [Semtner, 1986]:

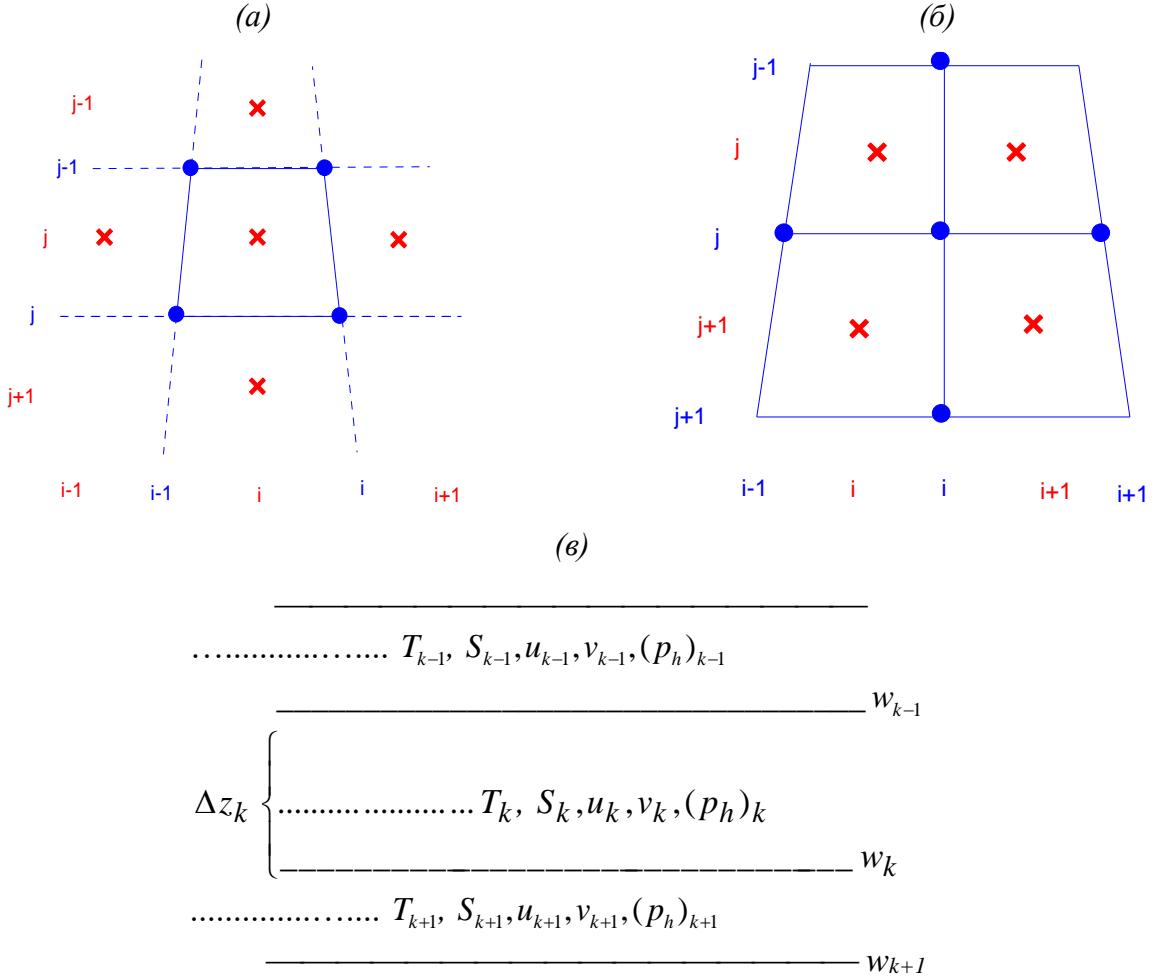


Рисунок 2.1. Горизонтальные и вертикальный сеточные шаблоны: (a) — для Т/S–узлов (красные крестики); (б) — для u/v–узлов (синие кружки); (в) — единый вертикальный шаблон для обоих типов узлов. В Т/S–узлах задаются значения T, S, ρ, ψ, H ; а в u/v–узлах — значения скорости (u, v, w). На горизонтальных шаблонах синими линиями показаны границы сеточных боксов. На вертикальном шаблоне сплошными линиями обозначены границы модельных слоев, а точечными линиями — середины слоев.

$$\delta_\lambda \alpha = [\alpha(\lambda + \Delta\lambda/2) - \alpha(\lambda - \Delta\lambda/2)] / \Delta\lambda, \quad (2.36)$$

$$\bar{\alpha}^\lambda = [\alpha(\lambda + \Delta\lambda/2) + \alpha(\lambda - \Delta\lambda/2)] / 2, \quad (2.37)$$

$$\delta_t \alpha = [\alpha(t + \Delta t) - \alpha(t - \Delta t)] / 2\Delta t. \quad (2.38)$$

аналогичным образом определяются операторы $\delta_\varphi \alpha$ и $\bar{\alpha}^\varphi$ по координате φ . С использованием этих операторов разностные аналоги уравнений можно записать в наглядной компактной форме.

Уравнения для трассеров

Следуя работам [Bryan, 1969; Semtner, 1986], уравнение переноса тепла (2.20) в конечно-разностной форме записывается в следующем виде:

$$\delta_t T = -L_{TS} T|_t + \kappa \delta_z (\delta_z T)|_{t-\Delta t} + A_H \left[\frac{1}{a^2 \cos^2 \varphi} \delta_\lambda (\delta_\lambda T) + \frac{1}{a^2 \cos \varphi} \delta_\varphi (\cos \varphi \delta_\varphi T) \right]_{t-\Delta t} \quad (2.39)$$

Аналогичное конечно-разностное уравнение записывается для аппроксимации уравнения переноса соли (2.21). Адвективный оператор в (2.39) для TS -узлов определяется как

$$L_{TS} \alpha = \frac{1}{a \cos \varphi} \delta_\lambda (\bar{u}^\varphi \bar{\alpha}^\lambda) + \frac{1}{a \cos \varphi} \delta_\varphi (\bar{v}^\lambda \bar{\alpha}^\varphi \cos \varphi) + \delta_z (w \bar{\alpha}^z). \quad (2.40)$$

Вертикальная составляющая скорости w определяется из уравнения неразрывности, записываемого для TS -узлов через введенный оператор в простом виде:

$$L_{TS} (1) = 0,$$

с использованием граничного условия жесткой крышки $w(z=0) = 0$.

Как показывают нижние индексы t , $t-\Delta t$ в правой части уравнения (2.39) при разностной аппроксимации по времени используется схема “чехарды” (англ. leapfrog) для адвективных процессов, определяемых на текущем шаге и эйлерова схема для диффузионных членов, которые берутся с предыдущего временного шага.

Применение трёхслойной схемы чехарды может приводить к ветвлению решения [Мезингер и Аракава, 1979]. Для подавления вычислительной моды используется временной фильтр Робера [Asselion, 1972]:

$$\tilde{X}^l = X^l + c_{tf} (\tilde{X}^{l-1} - 2X^l + X^{l+1}) = c_{tf} \tilde{X}^{l-1} + (1 - 2c_{tf}) X^l + c_{tf} X^{l+1}, \quad (2.41)$$

где l – индекс временного шага а волновой крышкой обозначено сглаженное по времени значение, $c_{tf} = 0,05$ – параметр фильтрации. Такая фильтрация (сглаживание) решения применяется для всех искомых переменных u , v , T , S .

Уравнения движения

При решении уравнений движения как обычно (п. 2.1.3) вводится разделение скорости на бароклинную (u', v') и среднюю по глубине баротропную (\bar{u}, \bar{v}) части. Здесь имеются в виду

разностные величины $\alpha(\lambda, \varphi, z, t) \rightarrow \alpha(i, j, k, l) \rightarrow \alpha_{ijk}^l$ (в очевидных случаях индексы опускаются). То есть для искомой скорости (u, v) имеем:

$$(u, v) = (u', v') + (\bar{u}, \bar{v}), \quad (2.42)$$

где черта сверху означает осреднение по глубине, и по определению

$$(\bar{u}', \bar{v}') = (0, 0), \quad (2.43)$$

$$(\bar{u}, \bar{v}) = \left(-\frac{1}{Ha} \delta_\varphi \bar{\psi}^\lambda, \frac{1}{Ha \cos \varphi} \delta_\lambda \bar{\psi}^\varphi \right). \quad (2.44)$$

В таком случае разностный адвективный оператор для u/v -узлов имеет следующий вид:

$$L_{uv} \alpha = \frac{1}{a \cos \varphi} \delta_\lambda (U \bar{\alpha}^\lambda) + \frac{1}{a \cos \varphi} \delta_\varphi (V \bar{\alpha}^\varphi \cos \varphi) + \delta_z (w \bar{\alpha}^z), \quad (2.45)$$

где

$$U = \bar{u}'^\lambda - \frac{1}{Ha} \delta_\varphi \psi, \quad V = \bar{v}'^\varphi + \frac{1}{Ha \cos \varphi} \delta_\lambda \psi. \quad (2.46)$$

Вертикальная составляющая скорости w , используемая в (2.45), определяется из разностного уравнения неразрывности

$$L_{uv} (1) = 0, \quad (2.47)$$

с использованием граничного условия $w(z=0) = 0$.

Для нахождения бароклиновых скоростей можно использовать разностные аналоги уравнений (2.30), (2.31). Однако чаще применяется другой способ [Bryan, 1969; Semtner, 1986]. Взамен уравнений для сдвига скорости интегрируются исходные уравнения для полной скорости (2.16), (2.17). При этом не учитывается вклад градиентов поверхностного давления p_s . Получаемые решения (u^*, v^*) в каждом вертикальном профиле отличаются от искомых величин на постоянную по глубине величину. Поэтому, имея решения (u^*, v^*) , легко определить бароклиновые составляющие скорости:

$$(u', v') = (u^*, v^*) - (\bar{u}^*, \bar{v}^*). \quad (2.48)$$

Конечно-разностные аналоги уравнений (2.16) и (2.17) можно записать, опуская в обозначениях скорости (u^*, v^*) звездочки, в следующем виде:

$$\frac{u^{l+1} - u^{l-1}}{2\Delta t} - f\alpha_i(v^{l+1} - v^{l-1}) = R^\lambda, \quad \frac{v^{l+1} - v^{l-1}}{2\Delta t} + f\alpha_i(u^{l+1} - u^{l-1}) = R^\varphi, \quad (2.49)$$

где

$$R^\lambda = -L_{uv}u^l + \frac{tg\varphi u^l v^l}{a} + f v^{l-1} - \frac{1}{\rho_r a \cos\varphi} \delta_\lambda(\bar{p}_h^\varphi) + \mu \delta_z(\delta_z u^{l-1}) + \\ + A_m \left[\frac{\delta_\lambda(\delta_\lambda u^{l-1})}{a^2 \cos^2 \varphi} + \frac{\delta_\varphi(\cos\varphi \delta_\varphi u^{l-1})}{a^2 \cos\varphi} + \frac{1 - tg^2 \varphi}{a^2} u^{l-1} - \frac{2 \sin\varphi}{a^2 \cos^2 \varphi} \delta_\lambda v^{l-1} \right], \quad (2.50)$$

$$R^\varphi = -L_{uv}v^l + \frac{tg\varphi u^l v^l}{a} - f u^{l-1} - \frac{1}{\rho_r a} \delta_\varphi(\bar{p}_h^\lambda) + \mu \delta_z(\delta_z v^{l-1}) + \\ + A_m \left[\frac{\delta_\lambda(\delta_\lambda v^{l-1})}{a^2 \cos^2 \varphi} + \frac{\delta_\varphi(\cos\varphi \delta_\varphi v^{l-1})}{a^2 \cos\varphi} + \frac{1 - tg^2 \varphi}{a^2} v^{l-1} + \frac{2 \sin\varphi}{a^2 \cos^2 \varphi} \delta_\lambda u^{l-1} \right]. \quad (2.51)$$

При записи этих уравнений использована полуявная аппроксимация кориолисовых ускорений:

$$-f [v^{l-1} + \alpha_i(v^{l+1} - v^{l-1})], \quad f [u^{l-1} + \alpha_i(u^{l+1} - u^{l-1})], \quad (2.52)$$

где коэффициент α_i может принимать значения от 0 до 1. При $\alpha_i \geq 0,5$ частично фильтруются инерционные волны и баротропные волны Россби, что позволяет увеличить временной шаг [Semtner, 1986]. Аналогичная аппроксимация применяется и для плотности воды ρ при вычислении гидростатического давления, что позволяет отфильтровать некоторую часть внутренних волн.

Уравнения (2.49) дают

$$u^{l+1} = u^{l-1} + 2\Delta t \frac{R^\lambda + (2\Delta t \alpha_i f) R^\varphi}{1 + (2\Delta t \alpha_i f)^2}, \quad v^{l+1} = v^{l-1} + 2\Delta t \frac{R^\varphi - (2\Delta t \alpha_i f) R^\lambda}{1 + (2\Delta t \alpha_i f)^2}, \quad (2.53)$$

затем по формулам (2.48) определяется бароклинная скорость (u', v') и окончательно по (2.42), (2.44) вычисляется искомая полная скорость.

2.2.2.2 Эллиптическая задача

Разностная аппроксимация эволюционного уравнения для интегральной функции тока строится с помощью операторов (2.36) – (2.38). В итоге, после умножения (2.33) на $a \cos\varphi$, получаем:

$$\begin{aligned} & \left\{ \delta_\lambda \left[\frac{\delta_\lambda \bar{D}^\varphi}{H a \cos\varphi} \right]^\varphi + \delta_\varphi \left[\frac{\cos\varphi \delta_\varphi \bar{D}^\lambda}{H a} \right]^\lambda \right\} - 2\Delta t \alpha \left\{ \delta_\lambda \left[\frac{f \delta_\varphi \bar{D}^\lambda}{H a} \right]^\varphi - \delta_\varphi \left[\frac{f \delta_\lambda \bar{D}^\varphi}{H a} \right]^\lambda \right\} = \\ & = 2\Delta t \left\{ \delta_\lambda \left[\frac{1}{H} \sum_{k=1}^{k_h} R^\varphi \Delta z_k \right]^\varphi - \delta_\varphi \left[\frac{\cos\varphi}{H} \sum_{k=1}^{k_h} R^\lambda \Delta z_k \right]^\lambda \right\}, \end{aligned} \quad (2.54)$$

где $D = \psi^{t+1} - \psi^{t-1}$.

Наряду с аппроксимацией (2.54), соответствующей использованию девятиточечного сеточного шаблона, можно выписать и прямую аппроксимацию уравнения (2.33) с использованием пятиточечного шаблона [Bryan, 1969]:

$$\begin{aligned} & \delta_\lambda \left[\frac{\delta_\lambda D}{\bar{H}^\varphi a \cos\varphi} \right] + \delta_\varphi \left[\frac{\cos\varphi \delta_\varphi D}{\bar{H}^\lambda a} \right] - 2\Delta t \alpha \left\{ \delta_\lambda \left[\frac{f \delta_\varphi D}{H a} \right]^\varphi - \delta_\varphi \left[\frac{f \delta_\lambda D}{H a} \right]^\lambda \right\} = \\ & = 2\Delta t \left\{ \delta_\lambda \left[\frac{1}{H} \sum_{k=1}^{k_h} R^\varphi \Delta z_k \right]^\varphi - \delta_\varphi \left[\frac{\cos\varphi}{H} \sum_{k=1}^{k_h} R^\lambda \Delta z_k \right]^\lambda \right\}. \end{aligned} \quad (2.55)$$

Формулировка (2.55), не являющаяся, в отличие от (2.54), строгим следствием разностных уравнений движения, может иметь определенные преимущества с вычислительной точки зрения [Semtner, 1986]. Выбор типа шаблона – девятиточечный или пятиточечный – является опцией вычислительной программы МОЦО.

Таким образом, задача сводится к определению величины D (приращения интегральной функции тока ψ на временном шаге) путем обращения матрицы, составленной из коэффициентов левой части уравнения (2.54) или (2.55). Каждая строка этой алгебраической системы, отвечающая внутренней точке сетки вне берегового контура, может быть записана в следующем виде

$$\sum_{m=1}^{M-1} c_m (D_m - D_0) = E_0, \quad (2.56)$$

где индекс 0 соответствует рассматриваемой (центральной) точке, а индекс m – окружающим точкам в девятиточечном ($M=9$) или пятиточечном ($M=5$) шаблоне; c_m – коэффициенты, выражаемые через сеточные параметры. Значения искомой функции D находятся с помощью итерационной процедуры методом последовательной верхней релаксации:

$$D_0^{q+1} = D_0^q + \sigma R \left(\sum_{m=1}^{M-1} c_m \right)^{-1}, \quad (2.57)$$

где $R = |\sum_{m=1}^{M-1} c_m (D_m - D_0) - E_0|$ — невязка разностного уравнения (2.56), норма которой используется для контроля за сходимостью итераций; q – номер итерации; σ – коэффициент верхней релаксации ($1 \leq \sigma \leq 2$); .

Значения искомой функции D_Γ на береговых контурах неодносвязной области определяются методом “дырочной релаксации” [Takano, 1974]. Конечноразностный аналог условия (2.34) можно записать в виде алгебраического уравнения аналогичного (2.56):

$$\sum_{m=1}^{M_\Gamma} c_m (D_m - D_\Gamma) = E_\Gamma. \quad (2.58)$$

Отличия его от (2.56) заключаются в том, что суммирование осуществляется по всем узлам (их количество M_Γ), непосредственно прилегающим к береговому контуру, а $E_\Gamma = \sum_{m=1}^{M_\Gamma} E_m$ определяется суммой правых частей соответствующих уравнений (2.56) для M_Γ точек, попадающих на береговой контур. Коэффициенты c_m удобно рассчитывать, применяя конечноразностный аналог теоремы Стокса и полагая $E_m = 0$ в узлах, попадающих на сушу, охватываемую контуром. Итерационный процесс для нахождения D_Γ из (2.58) строится по аналогии с (2.57):

$$D_\Gamma^{q+1} = D_\Gamma^q + \sigma_\Gamma R_\Gamma \left(\sum_{m=1}^{M_\Gamma} c_m \right)^{-1}. \quad (2.59)$$

В случае многосвязной области итерации (2.57) по океаническим точкам чередуются с итерациями (2.59) для определения D_Γ на береговых контурах.

Изложенный метод последовательной верхней релаксации оказался достаточно эффективным при грубом пространственном разрешении модели (вплоть до глобальной конфигурации $2^\circ \times 2^\circ$). При дальнейшем повышении разрешения затраты на решение эллиптической задачи итерационным методом становятся слишком большими. Поэтому в последних версиях МОЦО ГМЦ используется прямой метод, разработанный для решения

больших систем линейных уравнений с разреженной матрицей [Schenk and Gärtner, 2004] и реализуемый библиотекой программ Intel MKL PARDISO.

2.2.2.3 Полюсная область

Проблема описания приполюсной области Мирового океана обсуждалась в п. 2.1.4. При использующейся здесь географической системе координат вариантами решения является поворот координат, добавление искусственного острова на полюсе и применение специальной конечно-разностной аппроксимации уравнений для приполюсной “шапки” [Реснянский и Зеленъко, 2003]. Реализация повернутой системы координат требует переформулировки используемой системы уравнений. Иногда применяемый метод с фиктивным островом [Oberhuber, 1993; Дианский и др., 2002] удобен в техническом отношении тем, что программный код МОЦО без каких-либо модификаций может применяться для всей глобальной области, но его последствия для воспроизведения циркуляции не очень ясны. Здесь рассматривается обобщение приведенной выше численной схемы для приполюсной области.

Технику обобщения удобно проиллюстрировать на примере численной аппроксимации уравнения переноса тепла с постоянным коэффициентом вертикальной диффузии. В окрестности полюса, являющегося особой точкой сферической системы координат, разностные соотношения (2.36) – (2.40) неприменимы. Для того чтобы записать разностную аппроксимацию для приполюсной окрестности, заметим, что аппроксимация (2.39) – (2.40) уравнения (2.20) представляет собой применение формулы Гаусса-Остроградского

$$\iiint_{\Delta V_j} \nabla \cdot \mathbf{U} dV_j = \iint_S \mathbf{U} dS$$

в пределах элементарного бокса для нормированного на ρc_p потока

тепла. Для этого потока, учитывая адвекцию и диффузию, можно записать выражение $\mathbf{U} = \mathbf{u}T - A_H(\mathbf{i}\partial T/a\cos\varphi\partial\lambda + \mathbf{j}\partial T/a\partial\varphi) - \mathbf{k}k\partial T/\partial z$, где \mathbf{i}, \mathbf{j} и \mathbf{k} – единичные векторы в направлении осей λ, φ и z соответственно. Элементарный бокс имеет объем $\Delta V_j = a^2 \Delta\lambda \Delta\varphi_j \Delta z_k \cos\varphi_j$. Он ограничен шестью гранями: восточной, западной, северной, южной, верхней и нижней, которые соответственно будут отмечаться нижними индексами E, W, N, S, U, L . Разностное уравнение переноса тепла (2.39), (2.40) можно переписать в терминах сеточных переменных, обозначаемых индексами:

$$\begin{aligned} \delta_t T_{i,j,k} = & -\frac{1}{2} [U_E(T_{i,j,k} + T_{i+1,j,k}) - U_W(T_{i,j,k} + T_{i-1,j,k}) + V_N(T_{i,j,k} + T_{i,j-1,k}) - V_S(T_{i,j,k} + T_{i,j+1,k})] - \\ & -\frac{1}{2} [W_L(T_{i,j,k} + T_{i,j,k+1}) - W_U(T_{i,j,k} + T_{i,j,k-1})] + \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& + A_{HE}(T_{i+1,j,k} - T_{i,j,k}) - A_{HW}(T_{i,j,k} - T_{i-1,j,k}) + A_{HN}(T_{i,j-1,k} - T_{i,j,k}) - A_{HS}(T_{i,j,k} - T_{i,j+1,k}) + \\
& + K_L(T_{i,j,k+1} - T_{i,j,k}) - K_U(T_{i,j,k} - T_{i,j,k-1}),
\end{aligned} \tag{2.60}$$

где

$$\begin{aligned}
U_E &= (u_{i,j-1,k} + u_{i,j,k})/(2a\Delta\lambda \cos \varphi_j), \quad U_W = (u_{i-1,j-1,k} + u_{i-1,j,k})/(2a\Delta\lambda \cos \varphi_j), \\
V_N &= (v_{i-1,j-1,k} + v_{i,j-1,k}) \cos \varphi_{j-1/2} / (2a\Delta\varphi_j \cos \varphi_j), \quad V_S = (v_{i-1,j,k} + v_{i,j,k}) \cos \varphi_{j+1/2} / (2a\Delta\varphi_j \cos \varphi_j), \\
W_L &= w_{i,j,k} / \Delta z_k, \quad W_U = w_{i,j,k-1} / \Delta z_k, \quad A_{HE} = A_{HW} = A_H / (a^2 \Delta\lambda^2 \cos^2 \varphi_j), \\
A_{HN} &= A_H \cos \varphi_{j-1/2} / (a^2 \Delta\varphi_j \Delta\varphi_{j-1/2} \cos \varphi_j), \quad A_{HS} = A_H \cos \varphi_{j+1/2} / (a^2 \Delta\varphi_j \Delta\varphi_{j+1/2} \cos \varphi_j), \\
K_L &= \kappa_k / (\Delta' z_{k+1} \Delta z_k), \quad K_U = \kappa_{k-1} / (\Delta' z_k \Delta z_k).
\end{aligned}$$

В такой записи видно, что правая часть (2.60) представляет собой адвективный (первые две строки формулы) и диффузионный (третья и четвертая строки) потоки тепла через шесть граней поверхности бокса, деленные на объем бокса ΔV_j .

Выберем теперь в качестве элементарного бокса приполярную “шапочку” (на рисунке 2.2 её контур изображен синей линией) с объемом $\Delta V = \frac{1}{4} N a^2 \Delta\lambda \Delta\varphi_{jpole+1/2} \Delta z_k \cos \varphi_{jpole+1/2}$, где N – число узлов по долготе. Температуру бокса естественно отнести к полюсному узлу с широтным индексом $jpole$. Долготный индекс здесь не определен, но уже на следующем широтном круге ($jpole+1$) индекс i обретает свойственный ему смысл номера узла по долготе. Вычисляя поток тепла через ограничивающую бокс поверхность с учетом её геометрии, получаем следующее разностное уравнение для определения изменений средней температуры бокса:

$$\begin{aligned}
\delta_t T_{jpole,k} &= \frac{1}{Na\Delta\varphi_{jpole+1/2}} \sum_{i=1}^N (v_{i,jpole,k} + v_{i+1,jpole,k})(T_{jpole,k} + T_{i,jpole+1,k}) - \\
& - \frac{1}{2} [W_L(T_{jpole,k} + T_{jpole,k+1}) - W_U(T_{jpole,k} + T_{jpole,k-1})] + \\
& + \frac{4A_H}{Na^2(\Delta\varphi)^2} \sum_{i=1}^N (T_{i,jpole+1,k} - T_{jpole,k}) + K_L(T_{jpole,k+1} - T_{jpole,k}) - K_U(T_{jpole,k} - T_{jpole,k-1}). \tag{2.61}
\end{aligned}$$

При выбранной конфигурации приполюсного элементарного объема, когда полюс помещается в Т/S-узел сетки (фактически, представляющий собой N идентичных узлов, т.к. МОЦО оперирует с прямоугольной матрицей узлов), последний по широте ряд узлов и/v-сетки для скоростей отстоит от полюса на половину шага (рисунок 2.2). Для и/v-узлов элементарная область из трапециевидной превращается здесь в треугольную. Это не мешает, однако, применить тот же разностный шаблон, что и во внеполюсной области (рисунок 2.1а). Следует только учесть, что северная грань здесь вырождается в вертикальный отрезок, и поток через него нулевой.

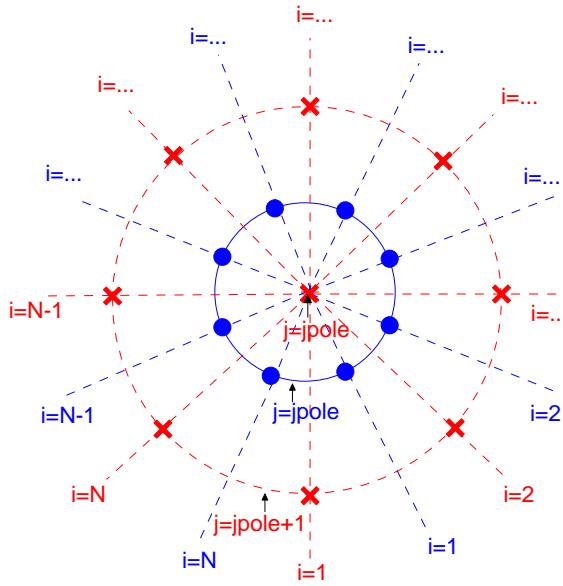


Рисунок 2.2. Горизонтальный шаблон для аппроксимации уравнений в Т/С-узле в окрестности северного полюса. Значками обозначены узлы сетки, участвующие в построении разностных соотношений для центрального узла: красными крестиками Т/С-узлы, в которых задаются значения температуры, солености, плотности воды и интегральной функции тока; синими кружками – u/v -узлы, в которых задаются компоненты скорости.

Что касается эллиптической задачи для функции тока полных потоков ψ , которая задается в Т/С-узлах, а следовательно и непосредственно на полюсе, то алгоритм построения разностной аппроксимации для полюсного узла строится по аналогии со схемой нахождения постоянного ψ вдоль островных контуров неодносвязной области в соответствии с используемым методом “дырочной релаксации”. Реализуется он путем введения виртуальной суши “севернее” северного полюса (т.е., скажем, при шаге сетки по широте 2° в массиве глубин на последнем к северу ряде узлов, который соответствует “широте” 92° глубины равны нулю). В результате для полюсного узла, представленного N идентичными значениями прямоугольной матрицы искомых переменных МОЦО, получается требуемое для замыкания эллиптической задачи разностное соотношение, связывающее $\psi_{j=pole}$ с $2N$ значениями $\psi_{i,j=pole+1}$ и $\psi_{i,j=pole+2}$ ($i = 1, 2, \dots, N$) в окружающих узлах.

Изложенная численная схема, включенная в программный комплекс МОЦО, проверялась в тестовых расчетах с глобальной 15-уровенной конфигурацией модели, имеющей горизонтальное разрешение $2^\circ \times 2^\circ$. Вначале был поставлен эксперимент с островом в полюсной точке. Затем был проведен расчет с аналогичными внешними атмосферными воздействиями (форсингом), но естественными условиями в полюсной точке. Показательными являются полученные поля функции тока, характеризующие интегральный по глубине перенос вод в океане (рисунок 2.3) через два месяца модельного времени. Можно видеть, что внесение

искусственного острова в глубоководной полюсной области искажает картину интегральной циркуляции как по структуре, так и по порядку величин. Островная область генерирует мощный циклонический круговорот с центром в полюсе, который подавляет все остальные циркуляционные элементы.

Обобщение разностной схемы позволяет рассчитывать искомые переменные по всей глобальной области, не внося при этом существенных искажений в окрестности полюса. Основной его недостаток, имеющий, однако, отчасти технический характер, – это более жесткое условие, накладываемое на величину временного шага. Так для расчетов, результаты которых представлены на рис. 2.3 потребовался шаг по времени около 1 минуты.

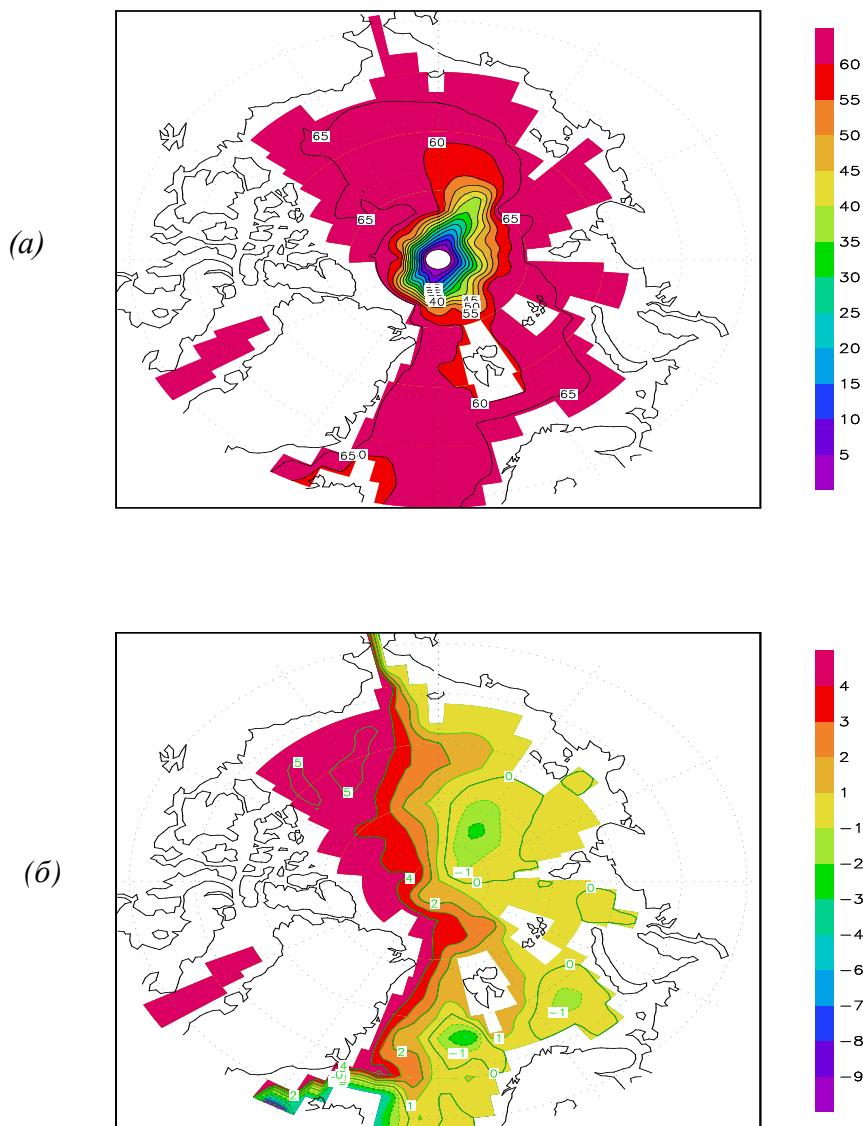


Рисунок 2.3. Фрагменты картины функции тока, характеризующей интегральный перенос вод, для эксперимента с островом в полюсе (a) и для эксперимента без искусственного острова (б). Движение вод направлено таким образом, что большие значения функции тока находятся справа. Величины заданы в Свердрупах ($1 \text{ Св} = 10^6 \text{ м}^3 \text{ с}^{-1}$).

2.2.3 Верхний слой океана

Использование уравнений переноса тепла (2.20) и соли (2.21) для расчета температуры и солености воды с постоянными значениями коэффициента турбулентной диффузии κ дает лишь грубую оценку вертикальных распределений этих величин в верхнем слое моря. Роль мелкомасштабных процессов вертикального турбулентного перемешивания, весьма схематично описываемых K -теорией, здесь намного существенней, чем в толще воды. Для более точного описания необходимо отказаться от предположения о существовании простой линейной зависимости турбулентных потоков тепла и соли от соответствующих вертикальных градиентов и определять эти потоки из дополнительных соображений.

В верхнем пограничном слое океана действует ряд турбулентных процессов (сдвиговая неустойчивость течений, термохалинная конвекция, обрушение поверхностных волн) приводящих к интенсификации перемешивания и образованию приповерхностного квазиоднородного по вертикали слоя. Ещё один важный механизм, способствующий перемешиванию верхнего слоя океана, связан с генерацией крупных циркуляционных ячеек (вихрей Лангмюра) за счет взаимодействия дрейфовых течений и ветрового волнения [Зеленько и Радикевич, 1977]. Для условий нейтральной стратификации показано [Зеленько, 1978; 1983], что такие вихри генерируют дополнительные потоки импульса, приводящие к заметному выравниванию скоростей течений по глубине. В работе [Belcher *et al.*, 2012] приводятся указания на то, что учет лангмюровской турбулентности может устраниТЬ замеченные систематические смещения в модельных расчетах глубины и температуры верхнего перемешанного слоя в океане.

Модели верхнего пограничного слоя океана, можно разделить на две группы: модели полностью перемешанного слоя, обычно называемые интегральными моделями и модели с замыканием уравнений турбулентности — дифференциальные модели [Зилитинкевич и др., 1978; Kraus, 1979]. Модели второго типа позволяют более детально описывать особенности вертикальных профилей, тогда как модели первого типа более экономичны в вычислительном отношении. Сравнительные расчеты [Martin, 1985; Gaspar *et al.*, 1988] показали, что при доступной точности задания условий для атмосферных воздействий на поверхности океана ни один из этих подходов не даёт явных преимуществ по точности воспроизведения ТПО. Учитывая это обстоятельство и тот факт, что интегральные модели намного эффективнее в вычислительном отношении, чем дифференциальные, здесь используется вариант интегральной модели верхнего перемешанного слоя океана. Задача сводится к совмещению той или иной модели ВПС с циркуляционной моделью (напр., [Gill, 1977; Adamec *et al.*, 1981; Залесный и Мошонкин, 1985; Полонский, 1989]).

2.2.3.1 Параметризация ВПС

Обсуждаемая здесь модель ВПС была предложена в работах [Реснянский, 1975; 1989], а схема её совмещения с МОЦО описана в публикациях [Реснянский и Зеленько, 1991а; 1992; Зеленько и Реснянский, 2007], в этом подразделе они рассматриваются в сокращенном виде.

В основе интегральных моделей лежит предположение, подкрепляемое данными наблюдений (например, Зеленько, 1990; Реснянский и Зеленько, 1991б; Зеленько и др., 1990), о наличии поверхностного квазиоднородного по вертикали слоя, в котором вертикальные градиенты T и S , а, следовательно, и плавучести настолько малы, что можно ими пренебречь. В таком случае эволюционное уравнение для плавучести перемешанного слоя в локальном приближении записывается в следующем виде:

$$\frac{\partial b_m}{\partial t} = \frac{B_0 - B_h}{h}, \quad (2.62)$$

где $b_m = -(g / \rho_r)(\rho_m - \rho_r)$, ρ_m , T_m , S_m – плавучесть, плотность, температура и соленость перемешанного слоя, h – его толщина; B_0 – вертикальный поток плавучести на поверхности океана; B_h – поток плавучести на нижней границе ВПС; h – толщина ВПС, подлежащая определению из анализа бюджета кинетической энергии турбулентности (КЭТ). При выводе уравнения (2.62) применяется линеаризованное уравнение состояния $\rho_m = \rho_m(T_m, S_m)$.

Поток B_0 определяется по заданным потокам тепла и пресной воды (осадки минус испарение), а поток B_h , характеризующий результирующие эффекты турбулентного перемешивания в пределах ВПС, выражается из уравнения бюджета КЭТ, следующим образом:

$$B_h = 2(\Lambda/h)(P - B_0 h/2). \quad (2.63)$$

Здесь $\Lambda = \Lambda(P - B_0 h/2)$ – функция Хевисайда аргумента $(P - B_0 h/2)$, равная единице при $(P - B_0 h/2) > 0$ и нулю в противном случае; P – скорость преобразования КЭТ в потенциальную энергию плотностной стратификации, которая с использованием ряда гипотез о бюджете КЭТ [Реснянский, 1989] выражается следующим образом:

$$P = \Lambda_2 c_1 (u_* - c_2 |f| h) u_*^2 - \Lambda_3 \theta(h) B_0 h/2, \quad (2.64)$$

где $\Lambda_2 = \Lambda_2(u_* - c_2|f|h)$; u_* – динамическая скорость в воде; f – параметр Кориолиса; $\Lambda_3 = \Lambda_3(-B_0)$; $\theta(h) = (1/2) \min\{[1 - (1 - h/h_{NP})^3], 1\}$; h_{NP} – глубина, начиная с которой конвекция становится непроникающей; c_1 и c_2 – эмпирические коэффициенты.

Способ определения толщины ВПС $h(t)$ на каждом временном шаге зависит от того, какой режим перемешивания реализуется в данный момент времени. Разграничение режимов осуществляется проверкой неравенства, вытекающего из (2.63):

$$P - B_0 h / 2 < 0. \quad (2.65)$$

Если условие выполняется, то реализуется режим антивовлечения (уменьшения h) и новое значение h определяется по условию неотрицательности B_h в соотношении (2.63):

$$h = 2P/B_0 = c_1 u_*^3 / (c_1 c_2 |f| u_*^2 + B_0 / 2). \quad (2.66)$$

Невыполнение условия (2.65) означает, что имеет место вовлечение, то есть перемешивание сопровождается захватом в ВПС новых порций слабо турбулизированной нижележащей жидкости. Изменения толщины ВПС в этом случае рассчитываются из уравнения, являющегося следствием кинематического условия на поверхности раздела ВПС и пикноклина:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{2}{(g/\rho_r)h\Delta\rho} \left[P - \frac{h}{2} B_0 \right] + w_h, \quad (2.67)$$

где $\Delta\rho$ – перепад плотности в слое скачка; w_h – вертикальная скорость на нижней границе ВПС, определяемая в циркуляционной модели. Разностная аппроксимация уравнения (2.67) по времени строится по неявной схеме относительно искомых переменных h и $\Delta\rho$ (явная заведомо неустойчива в случаях $\Delta\rho \rightarrow 0$, соответствующих переходу от режима проникающей конвекции к режиму непроникающей). Ее реализация также включает итерационную процедуру с уравнением состояния.

В контексте МОЦО толщина ВПС на стадии вовлечения определяется из соотношения, получающегося приравниванием интеграла по глубине от двух форм профиля плотности в столбе воды. Первая из них рассчитывается в циркуляционной модели по уравнениям (2.20), (2.21). Второй форме отвечает не зависящая от глубины в пределах ВПС плотность ρ_m , получаемая с помощью уравнения (2.67). Сформулированные соотношения аппроксимируются соответствующими разностными формулами, учитывающими используемое сеточное представление МОЦО [Реснянский и Зеленъко, 1991а; 1992]. В диапазоне $z \in (0, h)$ температура

и соленость воды считаются не зависящими от глубины (т.е. «перемешиваются») на каждом временном шаге. Средние значения T_m и S_m определяются путем выравнивания T и S по вертикали z в пределах $z \in (0, h)$ с сохранением теплосодержания и массы солей, как это показано на рисунке 2.4. Получаемые таким образом значения h используются также для задания коэффициентов вертикальной турбулентной диффузии и вязкости (2.25).

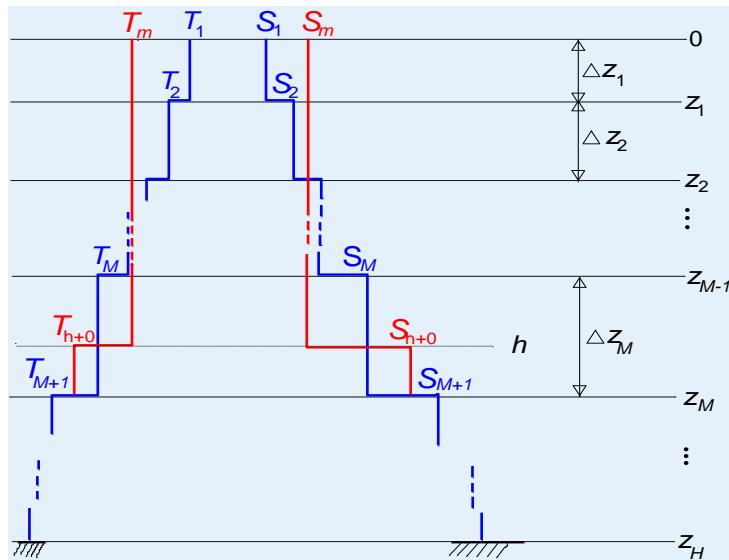


Рисунок 2.4. Схема представления вертикальных профилей температуры T и ее солености S в модели ВПС (красные линии) и в модели общей циркуляции океана до передачи в нее эффектов вертикального перемешивания (синие линии). На глубинах $z > z_M$ профили в обеих моделях совпадают [Реснянский и Зеленъко, 1991a].

2.2.3.2 Конвективное приспособление

Как показано в предыдущем подпункте, предложенная параметризация верхнего перемешанного слоя учитывает эффекты конвекции в ВПС. Однако условия неустойчивой стратификации могут возникать и в нижележащих слоях вследствие адвективных и диффузионных процессов, изменяющих распределение потенциальной плотности по вертикали. Этот эффект учитывается в рамках циркуляционной модели [Зеленъко и Реснянский, 2007].

Плотностная конвекция может развиваться не только в поверхностном слое, но и в толще воды. Рассматриваемая здесь МОЦО, как и прочие модели этого класса, включает гидростатическое приближение. Это приближение, как известно, справедливо лишь для движений, горизонтальные масштабы которых существенно превосходят вертикальные. Конвективные струи с характерными горизонтальными масштабами порядка $10^2\text{--}10^3$ м, через которые и реализуется приводящая к конвекции неустойчивость, не удовлетворяют этим условиям, и описание обусловленной конвекцией трансформации водных масс осуществляется параметрически.

Для параметризации плотностной конвекции в моделях с грубым разрешением используется несколько методов (см., например, [Marotzke, 1991; Marshall and Schott, 1999; Yin and, Sarachik, 1994]). Наиболее распространенные из них — это схема конвективного приспособления и процедура диффузионного сглаживания неустойчивых участков профиля плотности, часто называемая схемой неявного вертикального перемешивания (НВП) [Griffies et al., 2004]. В схеме НВП гидростатическая неустойчивость подавляется, хотя полностью и не устраняется, сильным (на несколько порядков) увеличением коэффициента вертикальной турбулентной диффузии в неустойчивых слоях.

Среди многообразия схем конвективного приспособления можно выделить схему попарного смешения слоев и семейство схем “полного перемешивания”. Первая из них, использовавшаяся в модели [Bryan, 1969] и развитых на ее основе первых версиях модели МОМ, обеспечивает устранение гидростатически неустойчивых участков профиля лишь асимптотически, при бесконечно большом числе итераций. В схемах “полного перемешивания” гидростатическая неустойчивость полностью устраняется на каждом временном шаге путем смешения всей совокупности неустойчивых слоев. В разных схемах второго семейства варьируются лишь способы определения границ неустойчивости и порядок действий.

Выбор той или иной параметризации плотностной конвекции, несмотря на кажущуюся второстепенность деталей описания этого процесса для крупномасштабной динамики, может иметь весьма существенное значение. Так, по данным работы [Yin and Sarachik, 1994], в которой сравнивались результаты численных экспериментов с моделью МОМ с двумя схемами плотностной конвекции (НВП и полного перемешивания), в зависимости от ее типа существенно менялся частотный спектр временной изменчивости. В численных экспериментах [Marotzke, 1991] от выбора схемы плотностной конвекции зависела даже качественная картина меридиональной циркуляции, в частности, возможность возникновения галоклинной катастрофы

Алгоритм конвективного приспособления, используемый в модели ГМЦ с первых ее версий [Реснянский и Зеленько, 1991a; 1992] и обеспечивающий полное устранение неустойчивых участков, близок к схеме [Rahmstorf, 1993], принятой в качестве основной в последних версиях МОМ [Griffies et al., 2004]. По вычислительным затратам этот алгоритм, согласно [Rahmstorf, 1993], является более экономичным в сравнении со схемой НВП.

2.2.3.3 Морской лёд

Значительной части акватории Мирового океана свойственно наличие постоянного или временного (сезонного) ледового покрова. На границе раздела вода – морской лёд происходит взаимодействие этих сред, выражаемое потоками импульса и тепла подобно взаимодействию с

атмосферой. В дополнение к этому, замерзание и таяние морского льда сопровождается потоками пресной воды и соли через поверхность раздела. Для описания этих процессов разрабатываются специальные модели эволюции морского льда, которые затем объединяются с МОЦО. Среди ледовых моделей, используемых в исследованиях крупномасштабной изменчивости океана и климатической системы, наибольшее распространение получили: модель CICE [*Hunke and Lipscomb, 2008*], модель LIM [*Vancoppenolle et al., 2009*] и отечественная модель ИВМ РАН [*Яковлев, 2009*].

Современные модели описывают в локальном приближении термодинамические процессы образования, намерзания и таяния льда с учетом эффектов солености и снежного покрова, а также горизонтальное перераспределение льда за счет динамических процессов с использованием разных типов описания реологии льда как сплошной среды. Модели воспроизводят основные особенности крупномасштабного ледового режима, однако при этом отмечаются существенные отклонения от наблюдений, особенно по толщине льда [*Proshutinsky et al., 2011*].

В рассматриваемой здесь модели влияние ледового покрова учитывается по упрощенной схеме. Распределение ледового покрова (его сплоченность) полагается известным из наблюдений или климатических обобщений. Главные эффекты наличия льда с точки зрения МОЦО связаны с изменением вектора касательного напряжения на поверхности воды и ослаблением потоков тепла на границе раздела. Обширный эмпирический материал по этим вопросам накапливается, начиная с наблюдений за дрейфом судов в арктических льдах [Зубов, 1945], а в настоящее время ведется спутниковый мониторинг сплоченности и скорости дрейфа льда (см. п. 1.4.2). Наличие регулярной информации о протяженности ледового покрова позволяет использовать в МОЦО так называемую схему предписанного льда. В областях, занятых морским льдом со сплоченностью выше порогового значения (по умолчанию этот параметр задан величиной 4 балла), граничные условия на поверхности океана, определяемые атмосферными воздействиями, корректируются следующим образом. Поверхностные потоки тепла и пресной воды обнуляются для учета изолирующего эффекта ледового покрова по отношению к атмосферным потокам тепла и воды на подстилающей поверхности. Модуль вектора касательного напряжения ветра редуцируется с понижающим коэффициентом, а сам вектор поворачивается на заданный угол по (против) часовой стрелке в северном (южном) полушарии с тем, чтобы в первом приближении учесть влияние ледового покрова на передачу импульса от атмосферы к океану. Соответствующие величины коэффициентов, являющиеся параметрами МОЦО, могут варьироваться, и по умолчанию заданы значениями 0,8 и 20°.

Такой подход мало пригоден для прогностических применений МОЦО с интегрированием модели на длительные сроки. Однако, учитывая тот факт, что имеющиеся данные регулярных наблюдений превосходят по точности расчеты по современным ледовым моделям, этот подход

оправдан для ретроспективных расчетов и систем усвоения данных, в которых типичный интервал интегрирования модели лежит в диапазоне 1-10 суток. В настоящей работе рассматриваемая модель применяется именно для таких приложений.

2.2.4 Программный комплекс

Наиболее трудоемкий этап создания модели общей циркуляции океана — это разработка соответствующей вычислительной программы для реализации на ЭВМ сформулированной математической задачи. Поскольку программы такого рода попадают в разряд сложных программных продуктов (объемом более 10 тыс. операторов), большое значение имеет выбор методологии программирования, принятие которой в значительной мере определяет как общую структуру комплекса, так и требования к стилю программирования. Высокую эффективность продемонстрировала организация разработки программ для моделей общей циркуляции атмосферы, принятая в Европейском центре среднесрочных прогнозов погоды [Roberts, 1974] и использовавшаяся затем в Гидрометцентре России [Фролов и др., 2000]. Выработанные при этом технологические правила опираются на опыт программирования во многих научных приложениях и в то же время учитывают специфику, присущую атмосферным моделям (и родственным им в этом отношении океаническим моделям). С учетом этого аналогичный подход выбран и для рассматриваемой модели общей циркуляции океана.

На этапе проектирования в качестве основополагающих приняты следующие требования к программному комплексу МОЦО:

Мобильность. Достигается путем использования распространенного языка высокого уровня без частных расширений и выделением в отдельные блоки частей программы, связанных с операционной системой конкретной ЭВМ. Первая версия программ написана на языке Фортран-77, начиная со второй версии отдельные части комплекса реализованы на Фортране-90.

Гибкость. В частности, требуется быстрая адаптация программы к изменению конфигурации расчетных сеточных областей и их размерностей. Наряду с использованием средств языка программирования, гибкость обеспечивается применением специальных редактирующих средств, таких как система глобального редактирования текстов.

Нисходящий ("сверху-вниз") порядок проектирования, написания и тестирования программ, следование которому обеспечивает эффективную технологию создания крупных программ группой программистов.

Единство стиля программирования. Достигается соглашениями по идентификации переменных и модулей, рубрикации и форматированию текста, документированию программных модулей.

В отношении структуры программных комплексов для атмосферных и океанических моделей сложилась устойчивая терминология, согласно которой программное обеспечение реализует три этапа: препроцессинг (подготовка информации для запуска расчетных процедур); счет (вычислительное ядро — интегрирование модели по времени) и постпроцессинг (обработка результатов счета).

Основу МОЦО составляет ее вычислительное ядро — комплекс программных модулей, реализующих алгоритм конечно-разностного интегрирования задачи Коши или, иными словами, обеспечивающих "движение" модели по времени. В технологическом отношении вычислительное ядро можно рассматривать как наиболее консервативную часть программы, подверженную сравнительно малым изменениям.

Для функционирования этой части МОЦО необходима соответствующая информационная среда, которая подразумевает, в первую очередь, обеспечение вычислительного ядра модели начальными полями, подачу изменяющихся со временем полей атмосферного форсинга, сохранение и вывод результатов счета, а также — по возможности удобное управление вычислениями с помощью изменяемых параметров. Понятно, что варианты задания начального состояния и, особенно, внешних атмосферных воздействий многообразны. Эта внешняя по отношению к ядру часть модели в общем случае гораздо более изменчива в программном смысле, и поэтому ее удобно отделить от консервативного вычислительного ядра. Взаимодействие вычислительного ядра с внешней информационной средой осуществляется посредством: файлов; подпрограмм с фиксированным интерфейсом; управляющих параметров, передаваемых, как правило, с помощью именованных списков NAMELIST.

Программы расчетного ядра модели реализуют вычисления в соответствии с конечно-разностной аппроксимацией исходных уравнений. По функциональному назначению эти программы делятся на пять групп:

- инициализация, представляющая собой расчет массивов коэффициентов, необходимых для интегрирования уравнений модели, подготовку начальных условий, установление периодичностей различных действий;
- интегрирование уравнений переноса тепла и соли, а также параметризация конвекции в толще воды и перемешивания в верхнем пограничном слое;
- интегрирование уравнений движения для сдвиговых (бароклинических) компонентов горизонтальной скорости течения;
- решение эллиптической задачи для приращений функции тока полных потоков;
- расчет суммарных скоростей течений.

Пошаговое продвижение модели по времени, осуществляемое по схеме "чехарды", включает в себя четыре этапа. На первом из них интегрируются уравнения переноса тепла и соли, рассчитываются новые значения плотности воды и гидростатического давления,

выполняется конвективное приспособление, и рассчитываются эффекты перемешивания в верхнем слое. На втором этапе делается шаг для сдвиговой части скорости течения и рассчитываются члены, входящие в правую часть уравнения для изменения функции тока полных потоков. На третьем этапе путем решения эллиптической задачи в общем случае для неодносвязных областей вычисляются приращения функции тока полных потоков. И, наконец, на четвертом этапе, вычисленные приращения добавляются к значениям функции тока на предыдущем шаге и определяются полные скорости течения.

Помимо расчетного ядра, программный комплекс модели включает в себя также программы формирования сеточной области, подготовки начальных данных, определения атмосферных воздействий, контроля продвижения по времени и управления периодически выполняемыми действиями, а также разнообразные программы постпроцессинга — обработки числовых массивов, получаемых в ходе численных экспериментов и попадающих в исторический набор данных.

Всякая МОЦО предусматривает возможность интегрирования уравнений модели по времени на длительные сроки. Реализация длительного счета (особенно на ЭВМ коллективного пользования) возможна лишь на основе многократных прогонов задачи с возобновлением интегрирования от состояния, полученного на предыдущем прогоне, и с защитой от технических сбоев ЭВМ. Для этого в программе организован периодический сброс файла, содержащего полный набор данных, характеризующих текущее состояние МОЦО. Такой файл позволяет возобновить или продолжить интегрирование модели.

Вычислительная программа спроектирована так, что выбор конкретной конфигурации сеточной области реализуется в модели заданием небольшого числа параметров и конфигурационных массивов без редактирования текста самих программ.

Для верификации первой версии МОЦО был проведен цикл специальных численных экспериментов с упрощенными идеализированными условиями и с воспроизведением ситуаций известными аналитическими решениями [Реснянский и Зеленько, 1991а; 1992]. Результаты этих предварительных экспериментов подтвердили работоспособность программного комплекса. Дальнейшей проверкой программной реализации МОЦО можно считать последующие численные эксперименты, в которых моделировалась климатическая циркуляция океана [Реснянский и Зеленько, 1993], оценивалась ее чувствительность к вариациям параметров модели [Реснянский и Зеленько, 1996], воспроизводилась сезонная изменчивость с разными типами атмосферных воздействий [Zelenko and Resnyansky, 1996; 2003; Resnyansky and Zelenko, 2001b; 2004; 2006], включая анализ механизмов формирования полушарной асимметрии сезонных изменений.

2.2.5 Конфигурации МОЦО

Представленная МОЦО ГМЦ использовалась для решения разных задач в нескольких конфигурациях. Здесь рассматриваются основные особенности тех конкретных конфигураций, которые применяются в исследованиях, обсуждаемых последующих разделах. Модель общей циркуляции океана содержит ряд физических и алгоритмических параметров, значения которых, во-первых, зависят от характеристик разностной сетки и, во-вторых, влияют на эффективность вычислительного процесса. Теоретические соображения позволяют получить лишь весьма общие рекомендации в отношении значений этих параметров [Реснянский и Зеленъко, 1993]. Более точное определение значений можно получить путем проведения настроек численных экспериментов.

Основная проблема в реализации МОЦО — это необходимость достижения высокого пространственного разрешения для прямого или косвенного учета динамических эффектов энергетически значимых движений синоптического масштаба. Этот масштаб имеет порядок 10-100 км, откуда следует необходимость горизонтального разрешения МОЦО порядка 1-10 км, которое требует огромных вычислительных ресурсов. Такие ресурсы, за редкими исключениями, пока недоступны для массовых расчетов. Поэтому всякое конфигурирование МОЦО начинается с выбора сеточного разрешения как компромисса между физическими требованиями со стороны решаемой задачи и доступными вычислительными ресурсами. При проведении длительных вычислений на сроки в несколько лет важное значение имеет временной шаг интегрирования МОЦО. Его величина при реализованной численной схеме решения уравнений модели определяется, в первую очередь, условием выполнения критерия КФЛ, зависящего от сеточного разрешения. Опосредовано на временной шаг влияет несколько параметров МОЦО как вычислительного, так и физического характера. Поэтому общая схема настройки модели состоит в максимизации временного шага модели при подборе параметров в физически приемлемых диапазонах.

Вначале проводятся эксперименты сравнительно небольшой продолжительности для выбора коэффициентов турбулентного обмена, в первую очередь — горизонтального обмена, величина которых влияет на допустимый временной шаг [Реснянский и Зеленъко, 1993]. В общем случае завышение этих коэффициентов приводит к сглаживанию расчетных полей и к ослаблению циркуляции. В случае их необоснованного занижения возникает численная неустойчивость. Помимо такой прямой зависимости имеют место и более сложные, но менее выраженные, обратные связи, которые могут приводить к неустойчивости численной схемы при увеличении коэффициентов турбулентного обмена. Следующая серия более продолжительных экспериментов имеет своей целью настройку параметров решения

эллиптической задачи по расчету интегральной функции тока методом последовательной верхней релаксации. В ходе этих экспериментов также уточняется величина временного шага, который зависит от указанных параметров.

Для проведения описываемых ниже применений МОЦО были созданы две версии модели, конфигурация которых отличается повышенным пространственным разрешением по сравнению с прежними реализациями [Реснянский и Зеленъко, 1993; 1996; 1999] и которые можно условно называть двухградусной и одноградусной конфигурациями.

В первой из них расчетной областью является весь Мировой океан, за исключением северной приполярной зоны к северу от $80,3^{\circ}$ с. ш. Горизонтальное разрешение составляет $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ в большей части области с уменьшением шагов по широте пропорционально косинусу широты к северу от 40° с. ш., то есть линейное разрешение сетки меняется в диапазоне от ~ 200 км в тропиках до ~ 60 км в высоких широтах северного полушария. Вертикальная структура аппроксимирована 32 уровнями со сгущением в поверхностных слоях (рисунок 2.4). Размерность модельной сетки составляет $180 \times 175 \times 32$ узлов. Географическая конфигурация расчетной области показана на рисунке 2.5а вместе с модельной батиметрией, построенной по данным цифрового топографического массиваETOPO5¹.

Во второй конфигурации горизонтальное разрешение модели повышенено примерно в два раза. Глобальная расчетная область (рисунок 2.5б) практически совпадает с двухградусной конфигурацией, но горизонтальное разрешение составляет $1^\circ \times 1^\circ$ в районе экватора с монотонным уменьшением широтных шагов сетки пропорционально косинусу широты по мере приближения к полюсам. Таким образом, шаги горизонтальной сетки МОЦО меняются в диапазоне примерно от 100 км в районе экватора до 20 км у северной и южной границ области. Как и в прежней версии модели, вся толща океана (от поверхности до 5.5 км) по глубине разбита на 32 слоя, толщина которых увеличивается от поверхности до дна, сообразно типичному распределению вертикальных градиентов температуры и солености в океане. Размерность модельной сетки в этом случае составляет $360 \times 266 \times 32$ узлов. При построении сеточной области принято ограничение на минимальную глубину океана, равное 40 м. Введение такого ограничения позволяет уменьшить вычислительные затраты на решение эллиптической задачи по определению баротропной составляющей скорости. Многосвязная расчетная область, помимо основного Евроазиатского контура, содержит еще 21 замкнутый граничный контур для вычисления соответствующих “островных” значений функции тока полных потоков (п. 2.2.2.2).

¹ <https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/etopo5.HTML>

	***** B= 0.00
LEVEL 1	----Z= 10.00 DZK(1)= 20.00
	***** B= 20.00
LEVEL 2	----Z= 30.00 DZK(2)= 20.00
	***** B= 40.00
LEVEL 3	----Z= 50.00 DZK(3)= 20.00
	***** B= 60.00
LEVEL 4	----Z= 72.50 DZK(4)= 25.00
	***** B= 85.00
LEVEL 5	----Z= 100.00 DZK(5)= 30.00
	***** B= 115.00
LEVEL 6	----Z= 130.00 DZK(6)= 30.00
	***** B= 145.00
LEVEL 7	----Z= 160.00 DZK(7)= 30.00
	***** B= 175.00
LEVEL 8	----Z= 200.00 DZK(8)= 50.00
	***** B= 225.00
LEVEL 9	----Z= 250.00 DZK(9)= 50.00
	***** B= 275.00
LEVEL 10	----Z= 312.50 DZK(10)= 75.00
	***** B= 350.00
LEVEL 11	----Z= 400.00 DZK(11)= 100.00
	***** B= 450.00
LEVEL 12	----Z= 500.00 DZK(12)= 100.00
	***** B= 550.00
LEVEL 13	----Z= 600.00 DZK(13)= 100.00
	***** B= 650.00
LEVEL 14	----Z= 700.00 DZK(14)= 100.00
	***** B= 750.00
LEVEL 15	----Z= 800.00 DZK(15)= 100.00
	***** B= 850.00
LEVEL 16	----Z= 900.00 DZK(16)= 100.00
	***** B= 950.00
LEVEL 17	----Z=1000.00 DZK(17)= 100.00
	***** B=1050.00
LEVEL 18	----Z=1100.00 DZK(18)= 100.00
	***** B=1150.00
LEVEL 19	----Z=1200.00 DZK(19)= 100.00
	***** B=1250.00
LEVEL 20	----Z=1300.00 DZK(20)= 100.00
	***** B=1350.00
LEVEL 21	----Z=1400.00 DZK(21)= 100.00
	***** B=1450.00
LEVEL 22	----Z=1525.00 DZK(22)= 150.00
	***** B=1600.00
LEVEL 23	----Z=1675.00 DZK(23)= 150.00
	***** B=1750.00
LEVEL 24	----Z=1850.00 DZK(24)= 200.00
	***** B=1950.00
LEVEL 25	----Z=2100.00 DZK(25)= 300.00
	***** B=2250.00
LEVEL 26	----Z=2500.00 DZK(26)= 500.00
	***** B=2750.00
LEVEL 27	----Z=3000.00 DZK(27)= 500.00
	***** B=3250.00
LEVEL 28	----Z=3500.00 DZK(28)= 500.00
	***** B=3750.00
LEVEL 29	----Z=4000.00 DZK(29)= 500.00
	***** B=4250.00
LEVEL 30	----Z=4500.00 DZK(30)= 500.00
	***** B=4750.00
LEVEL 31	----Z=5000.00 DZK(31)= 500.00
	***** B=5250.00
LEVEL 32	----Z=5500.00 DZK(32)= 500.00
	***** B=5750.00

Рисунок 2.4. Схема вертикальной структуры модели. Указаны глубины положения уровней модели Z , толщины слоев DZK и глубины границ слоев B (выделены синим цветом). Все величины указаны в метрах.

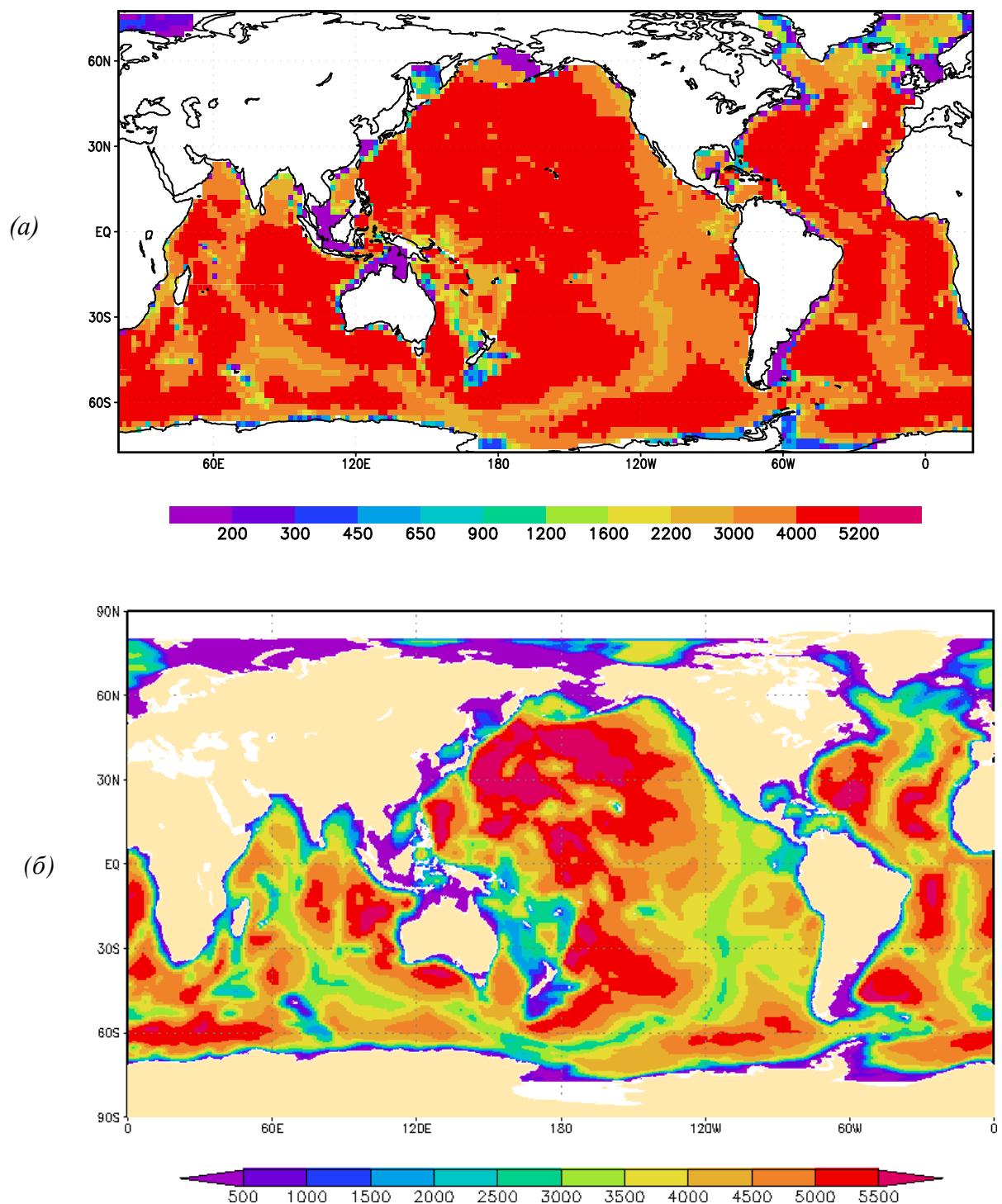


Рисунок 2.5. Расчетные области для двухградусной (а) и одноградусной (б) конфигураций МОЗО с соответствующей модельной батиметрией в метрах.

Полученный после проведения настроочных численных экспериментов набор основных физических и алгоритмических параметров для обеих рассматриваемых конфигураций МОЦО приводится в таблице 2.1.

Таблица 2.1 — Физические и алгоритмические параметры для двух конфигураций МОЦО

Параметр	Единицы измерения	Сетка $2^\circ \times 2^\circ$	Сетка $1^\circ \times 1^\circ$	Пояснения
Δt	мин	20	12	Шаг по времени
A_M	$\text{м}^2 \text{с}^{-1}$	3×10^5	2×10^4	Коэффициент горизонтальной турбулентной вязкости
A_H	$\text{м}^2 \text{с}^{-1}$	10^4	5×10^3	Коэффициент горизонтальной турбулентной диффузии
μ_1	$\text{м}^2 \text{с}^{-1}$	5×10^{-3}	5×10^{-3}	Коэффициент вертикальной турбулентной вязкости для верхнего перемешанного слоя
μ_2	$\text{м}^2 \text{с}^{-1}$	10^{-4}	10^{-4}	Коэффициент вертикальной турбулентной вязкости вне перемешанного слоя
κ_1	$\text{м}^2 \text{с}^{-1}$	10^{-3}	10^{-3}	Коэффициент вертикальной турбулентной диффузии для верхнего перемешанного слоя
κ_2	$\text{м}^2 \text{с}^{-1}$	10^{-5}	10^{-5}	Коэффициент вертикальной турбулентной диффузии вне перемешанного слоя
K_{\min}	—	2	2	Минимальное количество слоев в модельной сетке соответствует глубине 40 м
α_T	с^{-1}	1.16×10^{-6}	1.16×10^{-6}	Коэффициент релаксации в граничных условиях 1-го рода для температуры
C_b	—	2.5×10^{-3}	2.5×10^{-3}	Коэффициент придонного (квадратичного) трения
α_{ice}	град.	± 20.0	± 20.0	Угол дрейфа льда относительно направления приводного ветра
δ_τ	—	0.8	0.8	Коэффициент ослабления потока импульса за счет ледового покрова

Обе рассмотренные конфигурации МОЦО используются далее (в главах 3 и 4) при исследовании некоторых аспектов крупномасштабной изменчивости гидрофизических полей Мирового океана и построении системы усвоения океанографических данных.

2.3 Модель NEMO

Рассмотренная в предыдущем разделе МОЦО ГМЦ развивалась до начала 2000-х годов. Наряду с ней в данной работе используется ещё одна, относящаяся к следующему поколению модель, обладающая дополнительными возможностями с точки зрения учета физических процессов и реализации вычислительной программы. В основе этой модели та же система

исходных уравнениях общей циркуляции океана (п. 2.1) и используются сходные подходы к решению задачи. К основным отличиям относятся: формулировка свободной поверхности океана (взамен жесткой крышки); применение криволинейных горизонтальных координат для решения проблемы полюса; встроенная модель эволюции морского льда; и программный код, ориентированный на современные массивно-процессорные вычислительные системы.

Модель NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean) представляет собой программный комплекс для численного моделирования динамики и термодинамики океана, а также протекающих в океане ледовых, биологических и геохимических процессов. Разработка и развитие комплекса ведется консорциумом, участниками которого являются несколько крупных европейских учреждений. Обновляемые, как правило, ежегодно программные коды модели вместе со вспомогательными утилитами пре- и пост-процессинга распространяются¹ на условиях лицензии CeCILL², регулирующей использование свободного программного обеспечения. Модель NEMO используется во многих странах, как для научных исследований, так и для построения оперативных систем усвоения океанографических данных и прогнозирования состояния океана [Balmaseda et al., 2013; Waters, 2014; Lellouche et al., 2013; Smith et al., 2016]. В 2015 году с этой моделью выполнялись более 100 научных проектов с участием около 1000 зарегистрированных пользователей.

Для расчета изменений состояния ледового покрова в NEMO до версии 3.6 используется динамико-термодинамическая модель LIM2 [Fichefet and Morales Maqueda, 1997, Bouillon S. et al., 2009]. Расчет динамических и термодинамических процессов осуществляется для одной градации по толщинам льда с учетом наличия снега на его поверхности. В расчетных уравнениях, учитывающих наряду с динамическими процессами фазовые переходы превращения снега в лед, воды в лед, льда в воду и некоторые присущие этим средам специфические явления, обеспечивается выполнение балансовых условий на границах атмосфера–снег, атмосфера–лед и лед–вода. Тепловые процессы описываются в одномерном приближении вдоль вертикальной координаты в рамках трехслойной модели. Два расчетных слоя располагаются в ледяном покрове и один слой в снежном покрове. В балансовых соотношениях на верхней поверхности льда или снега учитывается проникновение солнечной радиации в толщу среды и поток тепла за счет теплопроводности. Динамические процессы в льду описываются двумерной упруго-вязко-пластической моделью сплошной среды [Hunke and Dukowicz, 1997]. Поле скоростей морского льда определяется из уравнения сохранения количества движения в двумерном приближении в пренебрежении инерционными членами. В этой модели дополнительный член в соотношениях для внутренних напряжений в ледяном

¹ <http://www.nemo-ocean.eu>

² <http://www.cecill.info/index.en.html>

покрове оказывает демпфирующее воздействие на коротковолновый спектр решения уравнения динамики и позволяет применить явные методы в численных решениях, что существенно увеличивает их эффективность. Для оценок внутренних напряжений, возникающих в морском льду, принимается экспоненциальная зависимость от его сплоченности и прямо-пропорциональная зависимость от толщины.

В данной работе для проведения описываемых в главе 4 численных экспериментов по усвоению данных использовалась версия 3.6 модели NEMO с включенной в нее моделью морского льда LIM2 в конфигурации ORCA1. В этой конфигурации расчеты осуществляются на трехполюсной сетке, имеющей разрешение $1^\circ \times 1^\circ$ в средних широтах со сгущением сетки по широте в приэкваториальном поясе до $1/3^\circ$ (≈ 37 км) непосредственно у экватора и особым расположением узлов в северной приполярной области, где горизонтальное разрешение составляет ~ 50 км (рисунок 2.6). По вертикальной координате используется 46 уровней с толщиной верхнего слоя около 6 м, нижних слоев (на глубинах выше 3000 м) — около 250 м. Размерность модельной сетки $362 \times 292 \times 46$ узлов.

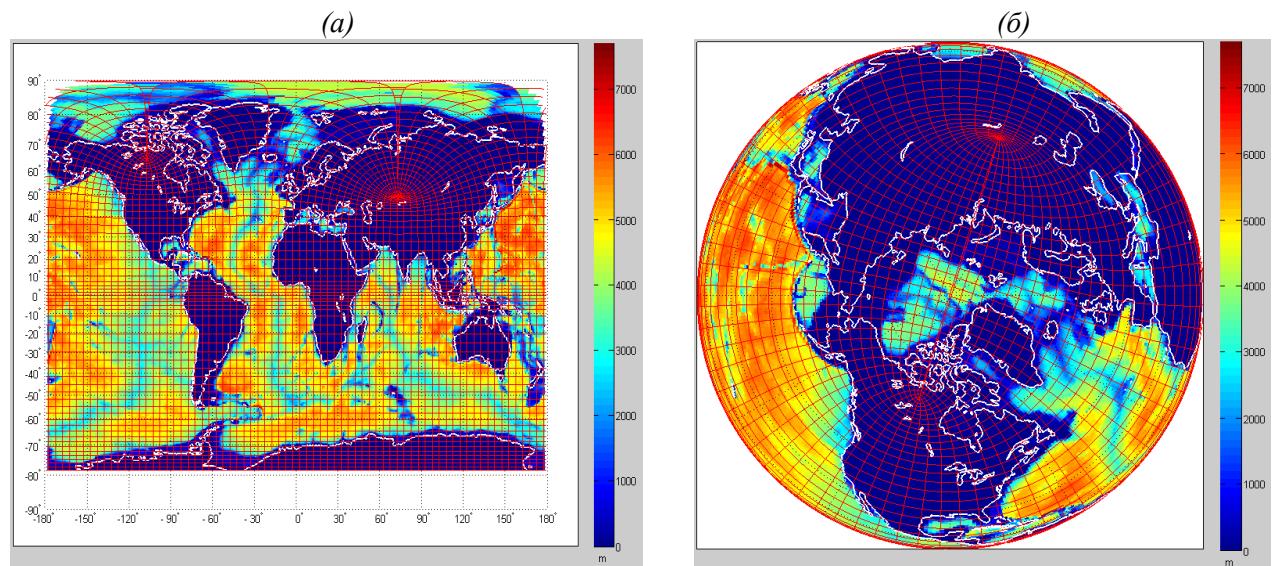


Рисунок 2.6. Модельная сетка ORCA1 и батиметрия в глобальном виде (a) и для северных широт (б). Глубины (в метрах) представлены цветовыми градациями. Сеточные линии прорежены — показана каждая пятая линия сеточных узлов.

Модель NEMO, как и прочие программные комплексы такого типа, предоставляющие возможность выбора нескольких вариантов численных алгоритмов и физических параметризаций, содержит множество настроенных параметров. Выбор конкретного варианта настройки осуществляется как на стадии предкомпиляции (с помощью ключей компиляции), так и при запуске исполняемой программы с помощью параметров, задаваемых во входных файлах. Количество параметров в этих файлах составляет несколько сотен, однако для большинства из них имеются рекомендуемые значения, подобранные в ходе прежних расчетов.

ГЛАВА 3. МОДЕЛИРОВАНИЕ КРУПНОМАСШТАБНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ОКЕАНА

Представленная в предыдущем разделе модель общей циркуляции океана (МОЦО ГМЦ) является эффективным инструментом исследования крупномасштабной изменчивости основных гидрофизических полей Мирового океана. На основе численных экспериментов с этой моделью был выполнен анализ особенностей сезонной изменчивости динамических и термических характеристик океана при задании климатического и приближенного к реальному атмосферному форсингу. При этом, в частности, выявлены причины полугодовой цикличности глобальной кинетической энергии океанских движений [Реснянский и Зеленъко, 1996].

В цикле работ [Реснянский и Зеленъко, 1999а; 2000; Resnyansky and Zelenko, 2000] исследовалась реакция океана на синоптические вариации атмосферных воздействий. Численные эксперименты показали, эти вариации, являющиеся одной из главных мод временной изменчивости атмосферных процессов, оказывают двоякое влияние на океанические характеристики. Как следствие непосредственной реакции в верхнем слое океана возбуждаются колебания в том же частотном диапазоне с периодами в несколько суток. Косвенным следствием являются накопленные эффекты синоптических вариаций форсинга в виде долгопериодных изменений температуры воды и повышения среднего уровня кинетической энергии течений. Долговременные эффекты могут распространяться на большие глубины вследствие зависимости процессов плотностной конвекции от короткопериодных колебаний атмосферных воздействий. Величина этих эффектов зависит от географического положения и от времени года.

В работе [Зеленъко и др., 2001] на базе МОЦО ГМЦ проводились численные эксперименты по воспроизведению процессов распространения примеси в Северной Атлантике и прилегающих окраинных морях для нескольких гипотетических сценариев попадания примеси в океан. Расчеты строились на численном решении адвективно-диффузационного уравнения для эволюции концентрации примеси. Трехмерная структура течений определялась по модели общей циркуляции океана с использованием 6-часовых данных об атмосферных воздействиях на поверхности воды. Полученные результаты позволяют проследить динамику установления квазистационарных состояний и их связь с топографическими особенностями рельефа дна и структурой поля течений. Выполнена также оценка времени распространения примеси от источников в Северном море до нескольких прибрежных районов.

В настоящем разделе рассматриваются результаты исследований крупномасштабной изменчивости основных гидрофизических полей, полученные на основе конфигураций МОЦО ГМЦ с повышенным по сравнению с использовавшимся в указанных работах пространственным разрешением (п. 2.2.5).

3.1 Глубокая конвекция в океане

Описание процессов, определяющих формирование термохалинной структуры океанских вод, является ключом к пониманию механизмов изменчивости состояния океана и климатической системы в целом. На большей части акватории Мирового океана плотностная стратификация главного термоклина препятствует прямому обмену свойств морской воды между поверхностными слоями и абиссалью. Такой обмен оказывается возможным только в отдельных ограниченных по площади районах, где имеет место особое сочетание условий, в первую очередь, – слабая вертикальная плотностная стратификация вод океана и интенсивная теплоотдача (сильный отрицательный поток плавучести) на поверхности воды. При наличии всего комплекса условий перемешивание, обычно сосредоточенное в верхних слоях океана, распространяется до больших глубин, обеспечивая формирование глубинных вод, т.е. имеет место так называемая глубокая конвекция. Отличительной особенностью конвективных процессов в их развитии по времени является то, что по своей продолжительности эпизоды интенсивной теплоотдачи могут быть довольно короткими (порядка суток или нескольких суток), а по своим последствиям их влияние может распространяться, как минимум, на сезонные и более длительные интервалы времени.

Наблюдательная информация о процессах глубокой конвекции носит ограниченный характер. Количественные характеристики конвективных процессов при традиционных наблюдениях определяются по косвенным признакам, например, по временной эволюции профилей температуры и солености морской воды, получаемых при вертикальном зондировании. Поэтому продвижение в понимании глубокой конвекции оказывается возможным лишь в результате объединения усилий в лабораторном моделировании, проведении численных экспериментов и специализированных наблюдательных программ. Наиболее результативными оказались специализированные наблюдательные эксперименты в Средиземном [*MEDOC Group, 1970; Schott and Leaman, 1991; Schott et al, 1996*], Гренландском [*Schott et al, 1993*] и Лабрадорском [*Lab Sea Group, 1998*] морях. Данные, полученные в этих экспериментах, и анализ других источников существенно расширили представления о глубокой конвекции открытого океана, протекающей в глубоководных районах за пределами шельфовой зоны, механизмы развития которой заметно отличаются от прибрежной конвекции [*Killworth, 1983*].

В современных климатических условиях выделяются три главных района глубокой конвекции, проникающей до глубин 1-2 км [*Marshall and Schott, 1999*]. Двумя важнейшими районами формирования глубинных вод являются области к востоку и к юго-западу от Гренландии (т.е. в Гренландском и Лабрадорском морях), откуда сформировавшаяся таким

образом вода вовлекается в глобальный конвейерный пояс. Третий локализован в северо-западной части Средиземного моря в Лионском заливе и на прилегающих к нему акваториях. В Южном океане процессы конвекции относятся в основном к типу прибрежной. В открытой его части, к которой относится и море Уэдделла, глубокая конвекция, по некоторым данным [Gordon, 1982; Marshall and Schott, 1999], носит эпизодический характер в сравнении с вышеуказанными районами.

Имеющиеся экспериментальные данные [Lab Sea Group, 1998; Marshall and Schott, 1999; MEDOC Group, 1970] указывают на то, что конвективные процессы в этих районах отличаются сильной перемежаемостью и включают целую иерархию масштабов: особенности термохалинной структуры на крупных масштабах ($\sim 100\text{--}1000$ км), способствующие развитию мощной конвекции; собственно глубокая конвекция в форме конвективных струй (plumes) с характерными горизонтальными размерами около 1 км; горизонтальное распространение перемешанных вод в окружающую жидкость под действием адвекции на масштабах в несколько десятков километров.

Получены также свидетельства сильной межгодовой изменчивости интенсивности конвективного перемешивания, которая может быть как реакцией океана на межгодовые вариации атмосферных условий, например, проявления Североатлантического колебания [Hurka *et al*, 2003; Lab Sea Group, 1998], так и следствием меняющейся динамики горизонтального водообмена [*Østerhus and Gammelsrød, 1999*]. Показано, в частности, что глубина конвекции в Лабрадорском море в отдельные, не слишком разнесенные по времени годы может различаться на 1–1,5 км.

Целью данного исследования является анализ механизмов развития и изменчивости конвективного перемешивания на суточном, сезонном и межгодовом масштабах на основе численных экспериментов с моделью общей циркуляции океана [Зеленъко и Реснянский, 2007; Zelenko and Resnyansky, 2005; 2007]. Рассматриваемые здесь характеристики относятся в основном к главным районам глубокой океанической конвекции. Ограниченностю МОЦО в части пространственного разрешения не позволяет рассматривать процессы в прибрежных областях и, тем более, в Средиземном море.

3.1.1 Схема численных экспериментов

Для проведения описываемых в данном разделе численных экспериментов использовалась глобальная версия МОЦО ГМЦ, расчетной областью в которой является весь Мировой океан, за исключением северной приполярной зоны к северу от 80.3° с.ш. Горизонтальное разрешение составляет $2^\circ \times 2^\circ$ в большей части расчетной области с уменьшением шагов по широте

пропорционально косинусу широты к северу от 40° с.ш. Вертикальная структура аппроксимирована 32-мя уровнями со сгущением в поверхностных слоях. Подробные сведения о конфигурации модели приведены в п. 2.2.5, а параметризация конвективных процессов по схеме конвективного приспособления обсуждается в п. 2.2.3.2.

Интегрирование МОЦО в численных экспериментах начиналось из состояния покоя с климатическими январскими распределениями температуры и солености воды, задаваемыми по данным климатического атласа WOA2001 [Conkright *et al*, 2002]. В качестве граничных условий на вход модели подавались атмосферное воздействие на поверхности океана (потоки тепла, пресной воды и касательное напряжение ветра) с 6-часовой дискретностью по данным усовершенствованной версии реанализа метеорологических полей NCEP [Kanamitsu *et al*, 2002].

Коротковолновая солнечная радиация включена в задаваемый при $z=0$ суммарный поток тепла, т.е. считается полностью поглощающейся в верхнем модельном слое (в данном случае его толщина – 20 м). В используемой параметризации верхнего перемешанного слоя в рамках интегральной модели это приближение оправдано оценками относительной значимости эффектов объемного поглощения солнечной радиации в сравнении с главными составляющими бюджета кинетической энергии турбулентности (см., например, [Zilitinkevich *et al*, 1979]).

Границные условия на поверхности воды пересчитывались на каждом временном шаге (линейная интерполяция между 6-часовыми сроками) с тем, чтобы исключить генерацию возмущений, появляющихся при резком изменении поверхностных потоков. Эти возмущения были обнаружены в ходе предварительных численных экспериментов, в которых условия менялись скачкообразно с интервалами по времени, соответствующими дискретности данных по атмосферным воздействиям. В областях, занятых морским льдом (по данным еженедельного объективного анализа, включенным в массив полей реанализа), потоки тепла и пресной воды обнулялись, модуль вектора касательного напряжения ветра редуцировался с коэффициентом 0.8, а сам вектор поворачивался на 20° по часовой стрелке в северном полушарии с тем, чтобы в первом приближении учесть влияние ледяного покрова на передачу количества движения от атмосферы к воде.

Календарная дата, к которой отнесено начало интегрирования, определялась началом последовательности данных по атмосферным воздействиям – 01.01.1979. Продолжительность интегрирования – 24 года (1979–2002 гг.). При анализе результатов численных экспериментов начальный 8-летний отрезок времени, в течение которого прослеживались переходные процессы взаимной адаптации динамических и термохалинных полей, исключался из рассмотрения. Прохождение переходного режима контролировалось по изменениям толщины перемешанного слоя в зонах интенсивной конвекции. К этому времени изменения средних по расчетной области значений температуры и солености воды на фиксированных горизонтах

принимали квазипериодический характер с небольшими долгопериодными трендами разного знака в верхних слоях и абиссали. Средняя кинетическая энергия устанавливалась еще раньше.

Период интегрирования в 24 года, конечно же, недостаточен для получения полностью установленвшегося режима во всей толще вод океана, достижение которого необходимо при моделировании климата. Но рассматриваемые здесь конвективные процессы относятся к “быстрым” процессам. Основной временной масштаб в данном случае — сезонный цикл. Конвективные эпизоды развиваются в течение нескольких суток, конвективные струи — в течение нескольких часов. Для воспроизведения таких процессов требуется сравнительно непродолжительный разгон модели, на протяжении которого конвективные характеристики выходят на квазистационарный режим. О достижении такого состояния свидетельствуют, в частности, приводимые ниже рисунки, относящиеся к анализу межгодовой изменчивости.

Диагностика эпизодов конвекции в численных экспериментах осуществлялась посредством так называемой конвективной маски, идентифицирующей ячейки расчетной сетки, в которых имеет место конвективное перемешивание, и фиксирующей максимальную глубину конвекции в каждой ячейке. Совокупность таких масок для последовательных моментов времени характеризует эволюцию конвективных процессов в том или ином районе. Выходные поля архивировались для последующего анализа с дискретностью в пять суток. Для анализа короткопериодной изменчивости конвективных процессов конвективная маска в течение ограниченных интервалов времени порядка нескольких месяцев выводилась на каждом временном шаге.

3.1.2 Регионализация глубокой конвекции в океане

Наряду с упомянутой конвективной маской, пространственно-временная изменчивость конвективных процессов характеризуется также толщиной верхнего перемешанного слоя (ВПС) h , являющегося одной из расчетной переменной модели. На рисунке 3.1 a показаны среднемесячные поля h для пиковых месяцев холодных периодов года: февраля в северном полушарии и августа в южном. Осреднение выполнено для модельных данных за период 1987–2002 гг. Характерная глубина проникновения ветрового перемешивания составляет 50–100 м. Поэтому области на рисунке 3.1 a со значениями, превышающими эту величину, можно уверенно относить к проявлениям конвективных процессов.

Главная особенность, выделяющаяся на рисунке 3.1 a , — это выраженная полушарная асимметрия поля h с локализацией максимальных значений в Северной Атлантике, где выделяются две главные области глубокой конвекции в Мировом океане. Первая область располагается у южной оконечности Гренландии и включает Лабрадорское море и

прилегающую с востока акваторию Северной Атлантики (“Лабрадорский регион”), вторая приурочена к Гренландскому и Норвежскому морям (“Гренландский регион”). В модели сопоставимых с ними по протяженности и мощности конвективного слоя областей нет ни в северной части Тихого океана, ни во всем южном полушарии.

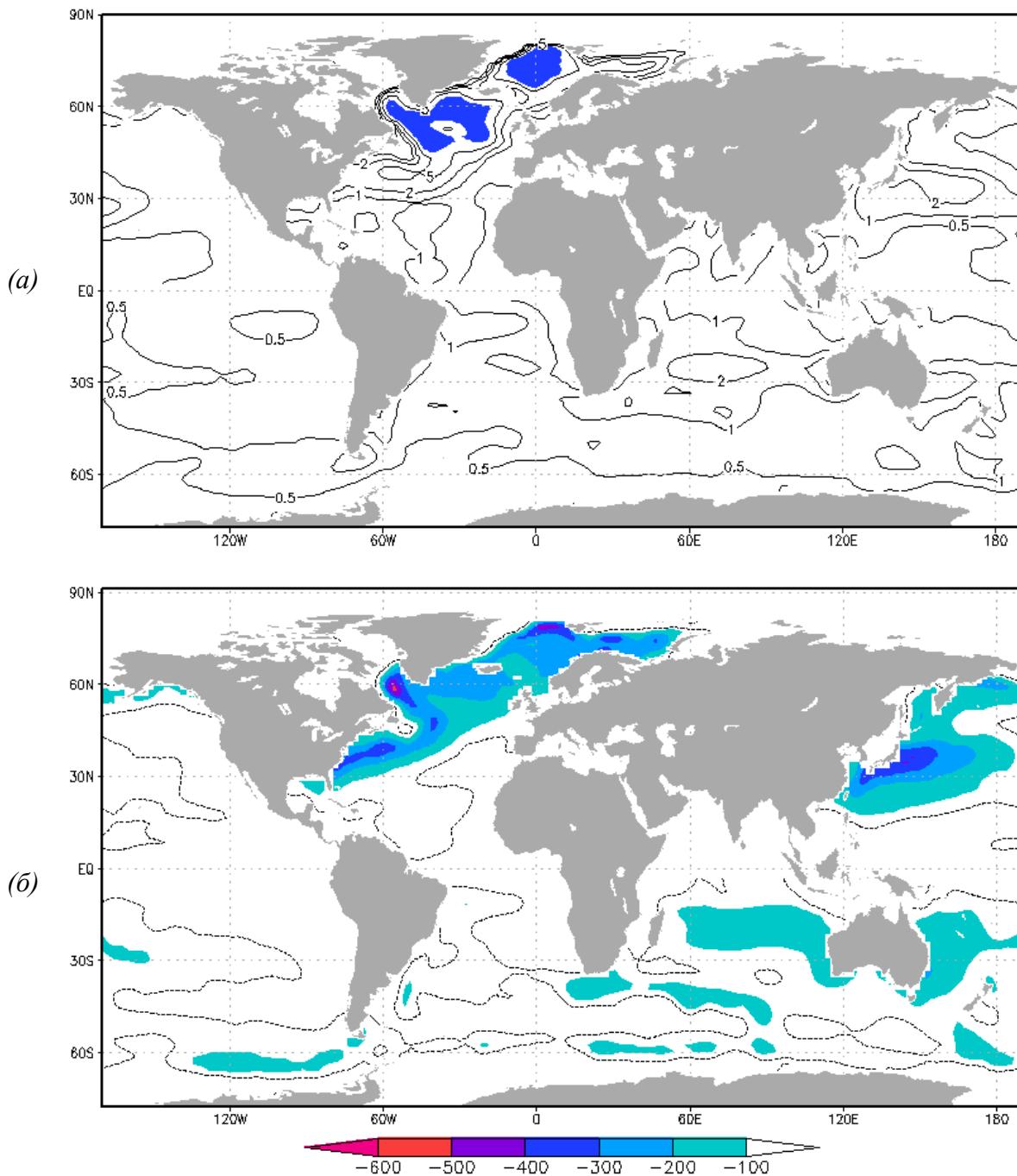


Рисунок 3.1. Среднемесячные поля для пиковых месяцев зимних сезонов: на картах в северном полушарии – показаны распределения для февраля, в южном полушарии – для августа. Период осреднения 1987–2002 гг.

- (a) Расчетная среднемесячная глубина ВПС h . Изолинии глубины h , помеченные в сотнях метров, проведены для значений 50, 100, 200 и 500 м, закрашены области, в которых h превышает 1 км.
- (б) Среднемесячная интенсивность теплоотдачи (отрицательный поток тепла, $\text{Вт}\cdot\text{м}^{-2}$) на поверхности океана по данным реанализа NCEP. Пунктирная изолиния соответствует значению $-50 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$.

В южном полушарии конвекция проникает в среднем до 200–300 м только у восточного побережья Австралии, а также к западу от нее, в поясе средних и субтропических широт, вплоть до Мадагаскара. Здесь, помимо прямого воздействия отрицательных потоков тепла (рисунок 3.1б), конвективные процессы стимулируются также экмановским переносом распределенных, но более холодных и плотных вод из района Антарктического циркумполярного течения (см., например, [Ribbe, 1997]).

Неразвитость глубокой конвекции в южном полушарии, на первый взгляд, несколько неожиданна. Но, во-первых, это согласуется с экспериментальными свидетельствами [Marshall and Schott, 1999] и, во-вторых, сравнительно грубое горизонтальное разрешение МОЦО и данных по атмосферному форсингу (около 2°) не позволяет описать детальную структуру процессов в прибрежных областях и в районах вблизи кромки льда. Такие процессы, вероятно, могут порождать локальные очаги глубокой конвекции. Так, по данным [Gordon, 1982], эпизодические проявления глубокой конвекции отмечаются у побережья Антарктиды в море Уэдделла. Для их воспроизведения, однако, необходимо гораздо более высокое горизонтальное разрешение расчетной сетки.

Главной причиной глубокой конвекции является отрицательный поток плавучести на поверхности океана, обусловленный, как правило, интенсивной теплоотдачей от океана к атмосфере (рисунок 3.1б). Основные очаги потери плавучести на поверхности океана расположены в средних и высоких широтах северного полушария к востоку от обширных континентов, с которых в зимний период под воздействием преобладающего западного переноса выносятся массы холодного и сухого воздуха. Полушарная асимметрия потоков тепла, плавучести и, как следствие, глубин проникновения плотностной конвекции объясняется, в первую очередь, отсутствием в южном полушарии участков суши сопоставимых по размеру с их аналогами в северном полушарии.

Между полями максимальной глубины конвективного перемешивания h (рисунок 3.1а) и отрицательного потока тепла на поверхности океана $-Q_0^T$ (рисунок 3.1б) прослеживается заметная пространственная корреляция. Вместе с тем, взаимосвязь между h и $-Q_0^T$ не является однозначной. Так, потери тепла с поверхности океана, превышающие 200–300 Вт/м², имеют место не только у Гренландии, но и на других обширных акваториях, в частности, в районах Гольфстрима и Курноско. Глубина перемешивания в этих районах, однако, не идет ни в какое сравнение с двумя вышеуказанными регионами. Причину этих различий естественно искать в особенностях гидрофизических условий в океане. Как отмечено в обзоре [Marshall and Schott, 1999], для развития глубокой конвекции в океане необходимо выполнение трех условий. Наряду с соответствующим атмосферным форсингом, требуется ослабленная стратификация

вод ниже сезонного термоклина. Ослабленная стратификация, свойственная районам регулярной конвекции, может быть, как причиной, так и следствием предшествующих проявлений конвективных процессов, и разделить их в этой связке не так просто. Третье, не столь очевидное, условие связано с наличием циклонической циркуляции в районе с благоприятными для глубокой конвекции атмосферными воздействиями и стратификацией вод. Такая циркуляция, сопровождаемая куполообразным изгибом изопикнических поверхностей, приводит к поднятию слабо стратифицированных вод из глубинных слоев ближе к поверхности океана и к “локализации” сочетания всех условий, необходимых для глубокой конвекции.

Поля горизонтальной скорости течений на горизонте 500 м и ее завихрённости в Лабрадорском и Гренландском регионах (рисунок 3.2) характеризуются как раз таким типом циркуляции. И это отличает их, к примеру, от упомянутых районов Гольфстрима и Куросио с близкими величинами поверхностных потоков тепла. Конфигурация поля вертикальной составляющей вихря скорости течений (изолинии на рисунке 3.2а) может служить объяснением необычной подковообразной формы области глубокой конвекции в Лабрадорском регионе (рисунок 3.1а). Область циклонической циркуляции (положительный вихрь скорости), связанная с Восточно-Гренландским и Западно-Гренландским течениями, а также с Лабрадорским течением, охватывает южную оконечность Гренландии и п-ов Лабрадор, формируя внешние очертания конвективной зоны. Однако в центре этой области вихрь скорости уменьшается и даже имеет место слабая антициклоническая циркуляция, которая ослабляет конвекцию и уменьшает глубину ее проникновения (полость внутри затемненной области), что, вероятно, и придает наблюдаемой на рисунке 3.1а конфигурации области глубокой конвекции форму, отдаленно напоминающую подкову. Область глубокой конвекции в Гренландском регионе также примерно соответствует локализации положительной (циклонической) завихрённости поля горизонтальных течений.

При современных климатических условиях в Мировом океане, помимо двух указанных регионов (известных из наблюдений и воспроизводимых моделью), сопоставимая по интенсивности глубокая зимняя конвекция имеет еще место в Средиземном море [Marshall and Schott, 1999]. Однако ограничения данной версии МОЦО не позволяют описывать циркуляцию в морских бассейнах, и далее в этой главе будут рассматриваться только процессы в Северной Атлантике, являющейся одним из главных регионов формирования водных масс и вентиляции глубинных слоев океана.

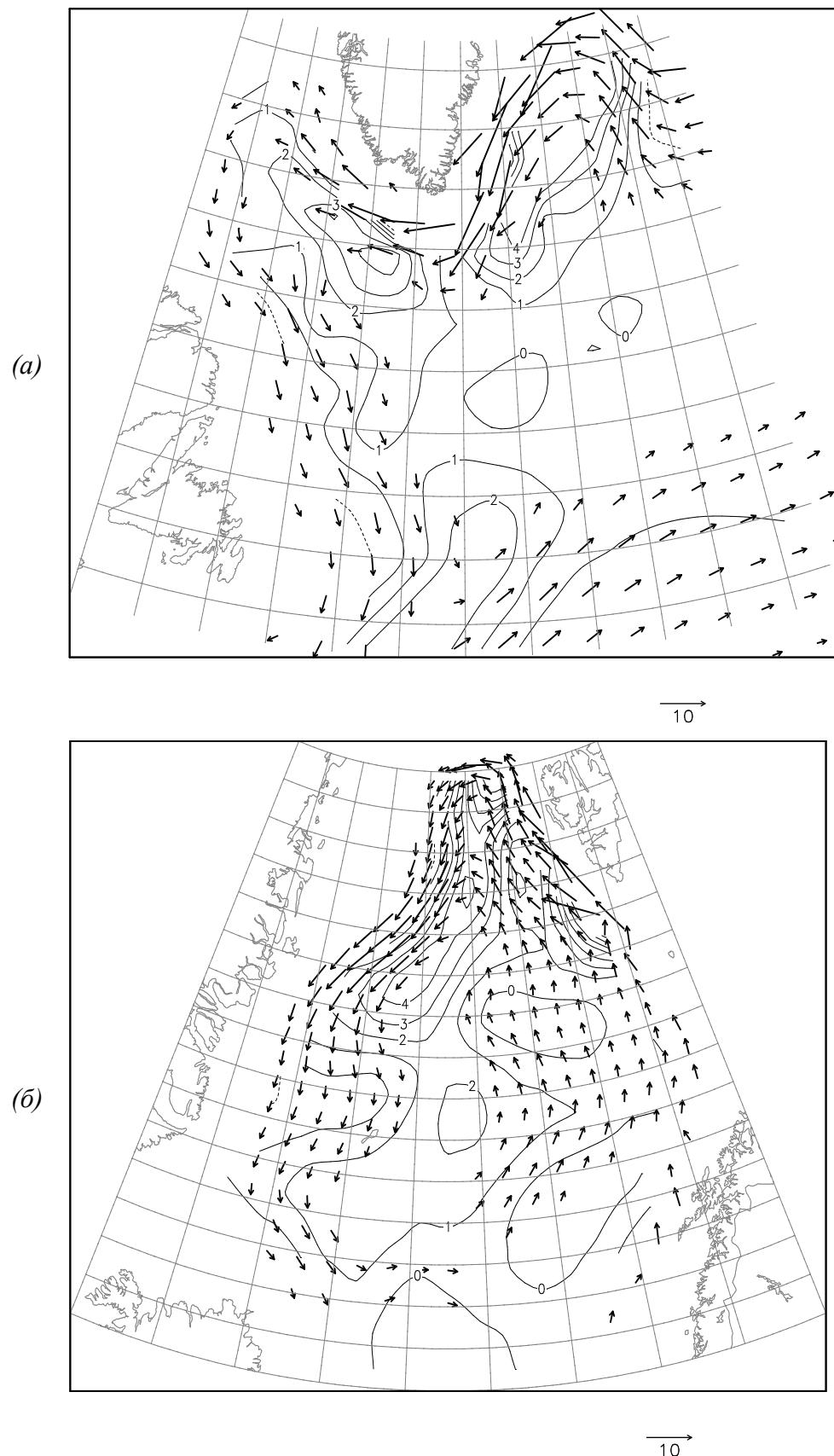


Рисунок 3.2. Поля осредненной за сезон (январь-март) скорости течений [$\text{см}\cdot\text{с}^{-1}$] на горизонте 500 м для Лабрадорского (а) и Гренландского (б) регионов по модельным данным за 1987-2002 гг. На картах представлены векторы горизонтальной скорости только для тех узлов сетки, в которых модуль скорости превышает $2 \text{ см}\cdot\text{с}^{-1}$. Изолиниями показано распределение вертикальной составляющей вихря скорости [10^{-5} с^{-1}].

3.1.3 Сезонная изменчивость конвекции в Северной Атлантике

В отличие от осредненных характеристик, локальные эпизоды глубокой конвекции и их изменчивость удобно отслеживать по эволюции конвективной маски. В качестве примера на рисунке 3.3 представлена последовательность масок для северной части Атлантического океана за период с 06 ч 22.01.1989 по 12 ч 23.01.1989 с интервалами 6 ч. Мaska отображает ячейки расчетной сетки, в которых в данный момент времени имеет место конвективное перемешивание, достигающее заданной глубины. Оттенками серого цвета помечены ячейки с перемешиванием, достигающим разных глубин. Представленная на рисунке 3.3 последовательность показывает, что при 6-часовых атмосферных воздействиях, которые используются в качестве входных данных МОЦО, конвективные эпизоды оказываются весьма динамичными во времени. Области реализации конвективной неустойчивости в течение нескольких суток могут смещаться в пространстве в пределах несколько сеточных ячеек, исчезать и вновь возникать. Вместе с тем, их крупномасштабная локализация сохраняется, будучи в основном приуроченной к Гренландскому и Лабрадорскому регионам. Очевидно, что спорадичность и сильная времененная перемежаемость конвективных эпизодов порождаются короткопериодными (суточными и синоптическими) вариациями атмосферных воздействий на поверхности океана.

Для выявления общих закономерностей внутригодовой изменчивости конвективных процессов построены временные ряды осредненных по двум регионам (46° – 64° с. ш., 40° – 60° з. д. и 67° – 80° с. ш., 25° з. д.– 20° в. д.) полей толщины ВПС для холодного периода года по данным численного эксперимента за 1987–2002 гг. На рисунке 3.4 представлены средние кривые сезонного хода со стандартными отклонениями. Там же приводятся реализации сезонной эволюции за один конкретный год в каждом из регионов (1995 г. – в Лабрадорском и 1989 г. – в Гренландском). В силу малой продолжительности временного ряда (16 лет) полученные средние кривые сложно трактовать как климатические, о чем свидетельствует их изрезанность, но некоторые выводы о фазах развития глубокой конвекции на их основании можно получить.

Если в качестве критерия глубокой конвекции принять заглубление ВПС ниже 200-метрового горизонта, то можно констатировать, что глубокая конвекция в Лабрадорском регионе охватывает период с января по март, тогда как Гренландскому региону свойственен существенно больший период — с декабря по апрель. Экстремальные значения средней по площади глубины перемешивания в Лабрадорском регионе (~1600 м) больше чем в Гренландском (~1200 м), как и соответствующая межгодовая дисперсия. По длительности конвекции, достигающей больших глубин, наоборот, первенствует Гренландский регион. Так, в

среднем по региону, конвекция, проникающая глубже 800 м, наблюдается в течение примерно трех месяцев в Гренландском регионе против примерно одного месяца в Лабрадорском регионе. Из этого следует, что в Лабрадорском регионе вентиляция вод и формирование соответствующих водных масс происходит до существенно больших глубин, тогда как в Гренландском регионе вентиляции подвержены значительно большие объемы вод.

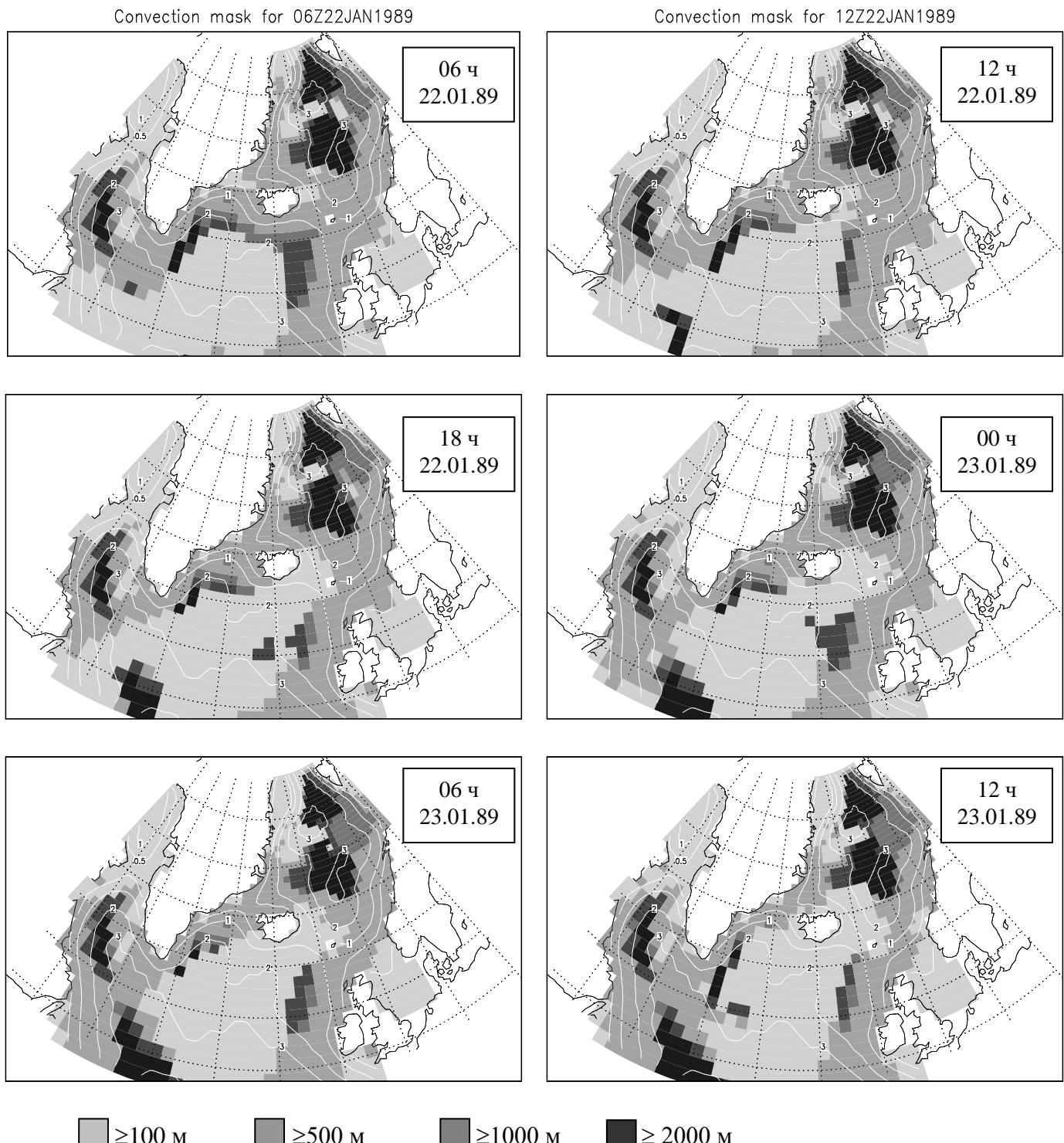


Рисунок 3.3. Горизонтальная структура конвективных эпизодов в Северной Атлантике за период с 06 ч 22.01.1989 по 12 ч 23.01.1989 с интервалом 6 ч. Затенение ячеек расчетной сетки показывает глубины проникновения конвективного перемешивания; изолиниями изображены изобаты с шагом 1 км.

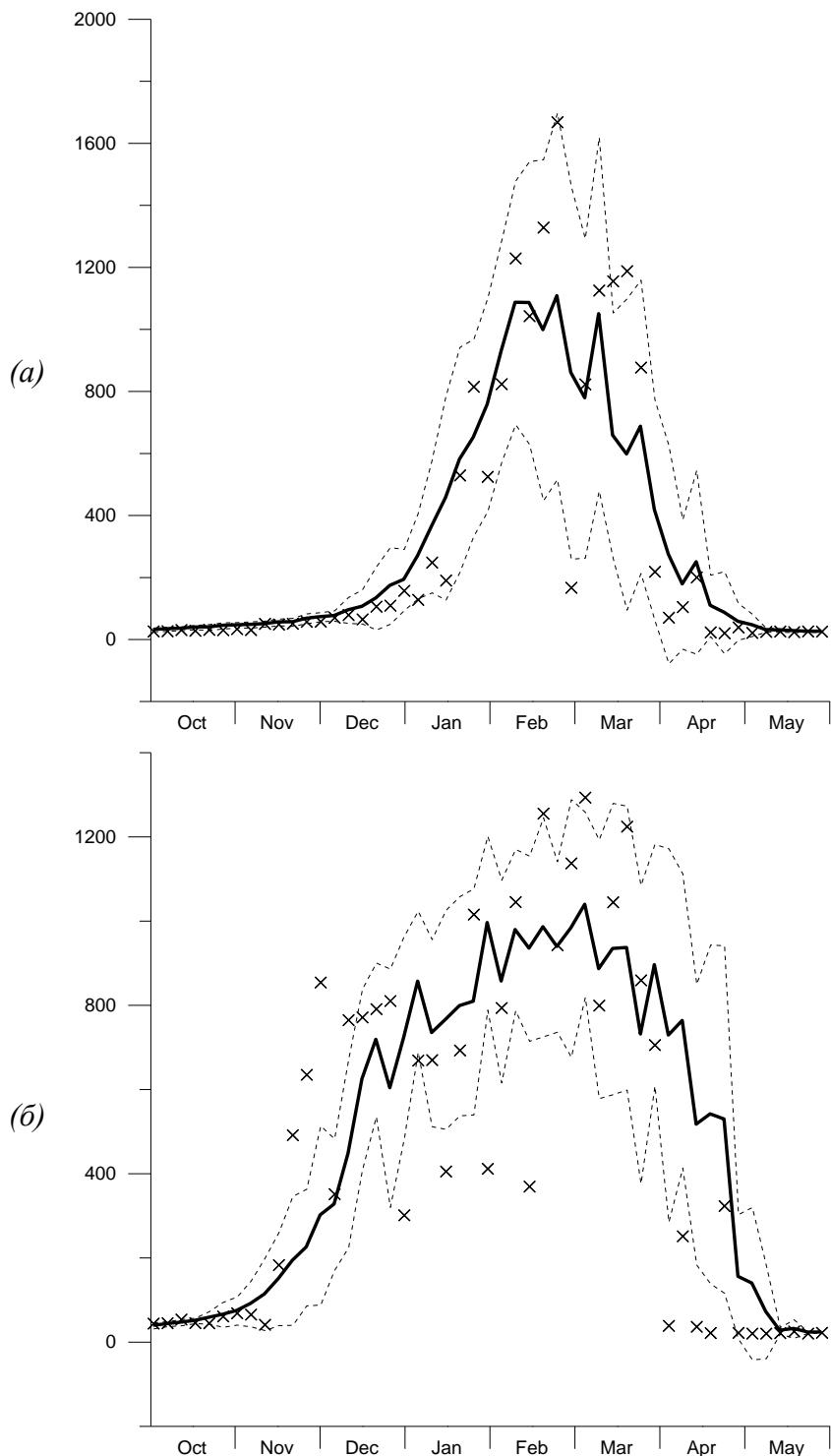


Рисунок 3.4. Сезонные изменения толщины ВПС (h , м), осредненной по Лабрадорскому (а) и Гренландскому (б) регионам.

Утолщенная кривая – среднее за 1987–2002 гг., пунктир – диапазон стандартного отклонения. Крестиками показаны значения для 1995 г. (а) и 1989 г. (б). Дискретность данных по времени – 5 суток.

3.1.4 Межгодовая изменчивость

На рисунке 3.5 представлен временной ход осредненных по Лабрадорскому и Гренландскому регионам глубин ВПС h за период 1987–2002 гг. Межгодовая изменчивость проявляется в вариациях экстремальной глубины проникновения конвективного перемешивания, а также в интенсивности флюктуаций на масштабах 5–10 суток. Дискретность представления данных по h составляет 5 суток, что не позволяет проследить флюктуации на синоптических и суточных периодах. Что касается межгодовой изменчивости, то полученным в численном эксперименте сильным вариациям максимальных за сезон значений h (порядка 1000 м) можно найти экспериментальные подтверждения. Так, по данным [Lab Sea Group, 1998], зима 1993 г. в Лабрадорском море характеризовалась чрезвычайно сильной конвективной активностью с глубинами перемешивания более 2200 м. В последующие же зимы конвекция была ослаблена, и зимой 1995–1996 гг. ее глубина не превышала 1000 м. Такие вариации, как указывается в [Lab Sea Group, 1998], могут быть связаны с проявлениями Североатлантического колебания — важнейшего сигнала межгодовой изменчивости в Северной Атлантике — и они, как видно из рисунка 3.5, удовлетворительно воспроизводятся в численном эксперименте. Полученные в расчетах основные тенденции межгодовой изменчивости согласуются и с другими экспериментальными свидетельствами [Lavender et al, 2002; Pickart et al, 2002]. Следует отметить, что сами эти свидетельства имеют довольно приблизительный характер, так как они представляют собой во многом случайно выбранные косвенные оценки глубины конвекции в отдельных точках сильно перемежающегося поля h , формируемого конвективными струями с характерными горизонтальными масштабами порядка 1 км [Marshall and Schott, 1999]. Подтверждение тому — несовпадение изображенных на рисунке 3.5а оценок из двух источников [Lavender et al, 2002; Pickart et al, 2002], относящихся к одному и тому же региону для одного и того же сезона, но полученных в результате обработки разного типа наблюдений (измерений с поплавков нейтральной плавучести в [Lavender et al, 2002] и CTD-зондирований в [Pickart et al, 2002]). Площадь, описываемая графиками на рисунке 5, характеризует объемы вод, вовлекаемых в перемешивание, которые, как можно видеть, также испытывают заметные межгодовые изменения.

Для анализа механизмов межгодовой изменчивости процессов глубокой конвекции рассмотрим вариации толщины ВПС в связи с потоком плавучести на поверхности океана, осредненные по части площади Лабрадорского региона и по времени за три месяца конвективного периода (рисунок 3.6а). Между этими величинами, как и следовало ожидать, прослеживается довольно тесная связь. При увеличении потерь плавучести на поверхности океана, как правило, происходит увеличение глубины перемешивания. Её максимальное зна-

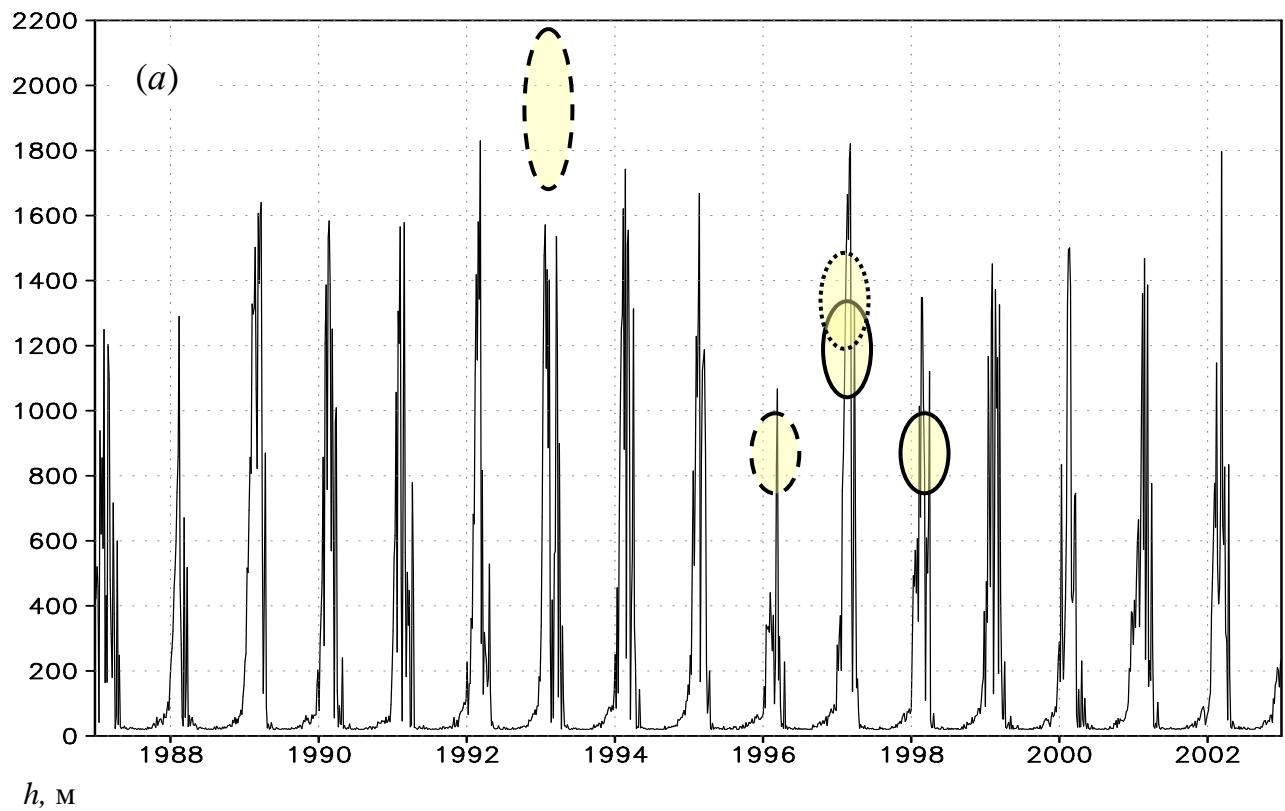
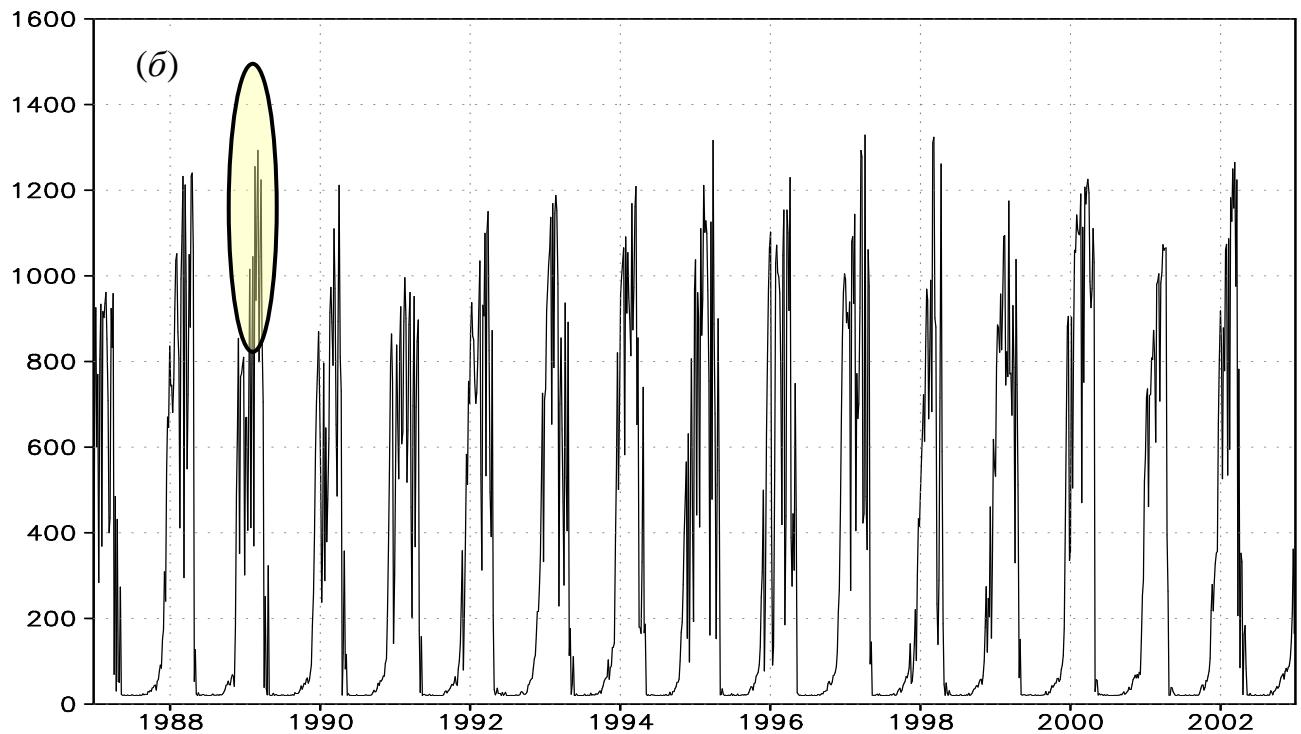
$h, \text{ м}$  $h, \text{ м}$ 

Рисунок 3.5. Временной ход толщины ВПС ($h, \text{ м}$), осредненной по Лабрадорскому (а) и Гренландскому (б) регионам.

Овалами с различным обрамлением показаны диапазоны изменения глубины конвективного перемешивания в соответствии с экспериментальными свидетельствами для Лабрадорского моря: [Lab Sea Group, 1998] – штриховые контуры, [Lavender et al, 2002] – сплошные контуры, [Pickart et al, 2002] – точечный контур. Для Гренландского моря использованы данные из [Schott et al, 1993].

чение, приходящееся на 1989 г., сопряжено с отрицательным экстремальным потоком плавучести. Однако объяснить исчерпывающим образом поведение толщины ВПС только вариациями атмосферного форсинга не удается. Так, минимум глубины ВПС уже не соответствует экстремуму потока. В ряде случаев тенденция изменения глубины перемешивания от одного года к другому не согласуется с тенденцией потока плавучести. К примеру, от 1991 к 1992 г. потери плавучести заметно уменьшились, тогда как глубина ВПС не изменилась или даже слабо увеличилась. Подобная ситуация несоответствия тенденций, в еще более выраженным виде, отмечается и для 1998–1999 гг., 1999–2000 гг. и 2001–2002 гг.

Как отмечалось выше, реализация глубокой конвекции в значительной степени зависит от состояния океана. Основные гидрофизические поля в начале зимнего сезона предобуславливают развитие конвекции по тому или иному сценарию. В качестве характеристик такого рода на рисунке 3.6б представлены вертикальная составляющая вихря $\text{rot}_z \mathbf{u}$ вектора скорости $\mathbf{u} = (u, v, w)$, а также вертикальная скорость w на горизонте 500 м, осредненные за декабрь, – месяц, предшествующий конвективному сезону (январь–март), к которому отнесены данные на рисунке 3.6а.

Усиление циклонической циркуляции в преддверии сильного выхолаживания поверхности океана приводит к куполообразному поднятию слабо стратифицированных водных масс, что создает благоприятные условия для проникновения конвективного перемешивания до больших глубин. Учет этого фактора позволяет продвинуться дальше в объяснении особенностей рисунка 3.6а. Так, применительно к 1991–1992 гг. на рисунке 6б можно видеть, что повышенная циклоничность циркуляции в 1992 г. способствовала поддержанию больших глубин перемешивания даже на фоне ослабления потерь плавучести на поверхности океана. Аналогичным образом трактуются процессы и 2001–2002 гг.

Исключением остаются конвективные сезоны 1999 и 2000 гг., когда при ослабленном потоке плавучести наблюдались повышенные значения толщины ВПС, при этом вихрь скорости уменьшался. Но, как следует из рисунка 3.6б, вертикальная скорость на глубине 500 м перед началом этих конвективных периодов была близка к нулю (1999 г.) и положительна (2000 г.). То есть в это время вместо подъема вод к поверхности имело место их крупномасштабное оседание, что и повлияло на развитие конвективных процессов.

Подобный учет состояния океана перед началом конвективного сезона позволяет также объяснить заметные различия средней толщины ВПС в разные годы, на которые приходятся примерно одинаковые значения потока плавучести. Так, в 1992 и 2002 гг., средние потери плавучести с поверхности океана составляли около $-5 \cdot 10^{-8} \text{ м}^2 \text{c}^{-3}$, тогда как значения толщины ВПС различались в полтора раза, но при этом они соответствовали различиям вихря и вертикальной скорости в преддверии конвективных сезонов этих лет.

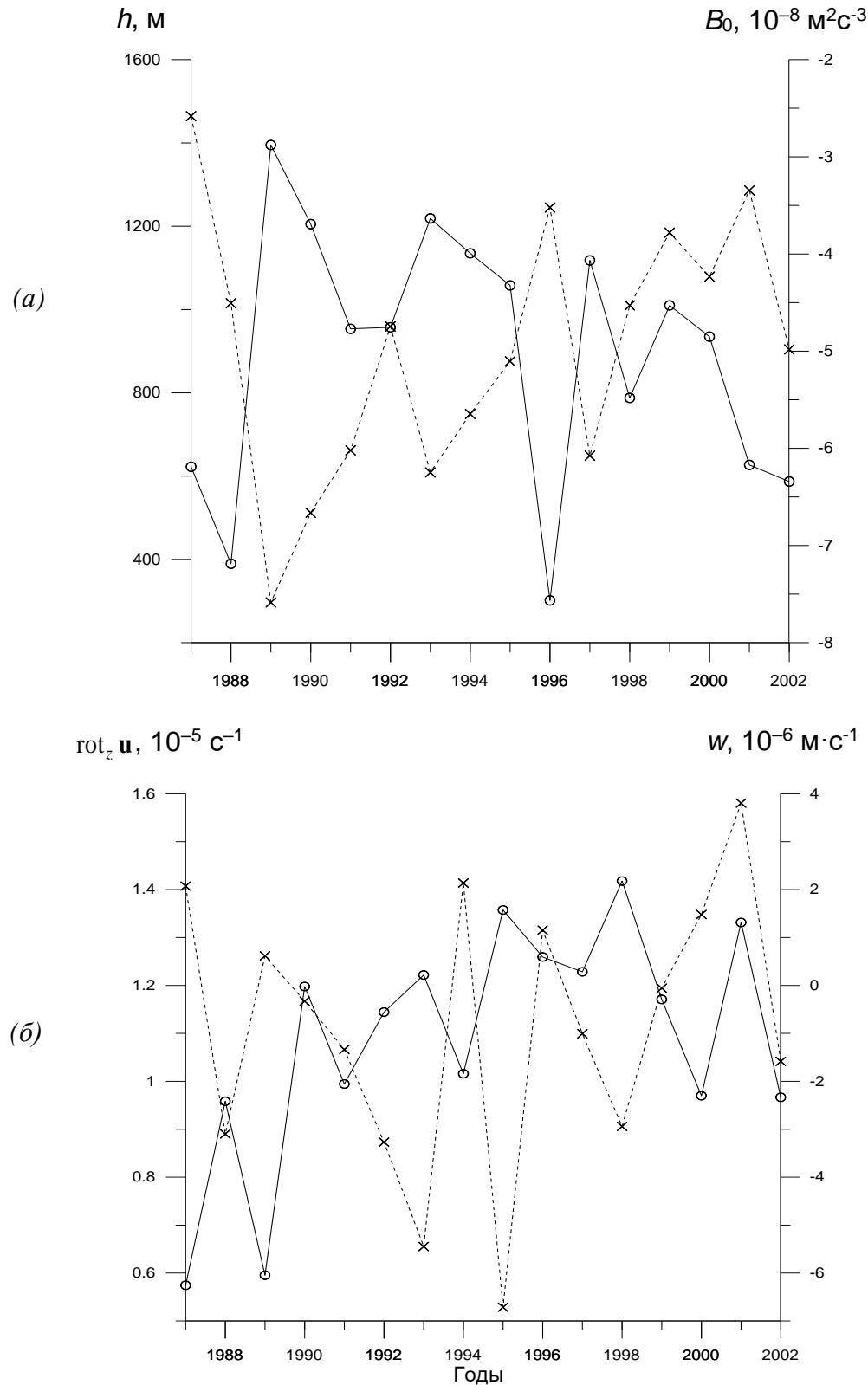


Рисунок 3.6. Межгодовая изменчивость рассчитанных по модели сезонной глубины конвективного слоя и влияющих на нее параметров для части Лабрадорского региона (55° – 42° з.д., 53° – 59° с.ш.).

(а) Осредненные за январь–март глубина ВПС (h , м) – сплошная кривая, левая шкала, а также поток плавучести на поверхности океана ($B_0, 10^{-8} \text{ м}^2/\text{с}^3$) – пунктир, правая шкала.

(б) Осредненные за декабрь динамические характеристики на горизонте 500 м: вертикальная составляющая вихря скорости течений ($\text{rot}_z \mathbf{u}, 10^{-5} \text{ с}^{-1}$) – сплошная кривая, левая шкала и вертикальная скорость ($w, 10^{-6} \text{ м}/\text{с}$) – пунктир, правая шкала. Значения кривых на рис. 3.6б смешены по временной шкале для удобства их сопоставления с рис. 3.6а. Положительные значения w соответствуют нисходящим движениям.

3.1.5 Заключительные замечания

При обработке результатов численных экспериментов с моделью общей циркуляции океана основное внимание сосредоточено на анализе механизмов развития и изменчивости конвективного перемешивания в районах глубокой конвекции, играющих важную роль в формировании термохалинной структуры глубинных слоев Северной Атлантики. Расчеты проведены с использованием 6-часовых данных об атмосферных воздействиях на поверхности воды, позволяющих проследить изменчивость на масштабах времени от нескольких суток до нескольких лет.

Как и по фактическим данным, процессы глубокой конвекции Мирового океана в модели сосредоточены в двух регионах Северной Атлантики – к востоку и к юго-западу от Гренландии. Несмотря на общность основных механизмов, управляющих развитием конвективных процессов в этих регионах, сезонный цикл в каждом из них имеет свои особенности. Экстремальные значения средних по регионам глубин перемешивания в Лабрадорском регионе (~1600 м) больше, чем в Гренландском (~1200 м), как и соответствующая межгодовая дисперсия. Средняя за сезон продолжительность конвективных эпизодов, которые можно отнести к глубокой конвекции, наоборот, оказывается большей в Гренландском регионе: около трех месяцев и около месяца соответственно при выборе порогового значения глубины в 800 м. Из этого следует, что в Лабрадорском регионе вентиляция вод и формирование соответствующих водных масс происходит до больших глубин, тогда как в Гренландском регионе в процессы вентиляции вовлечены большие объемы вод.

Локализация районов глубокой конвекции в океане определяется особым сочетанием необходимых для этого условий:

- сравнительно слабая плотностная стратификация вод океана на промежуточных глубинах;
- интенсивная теплоотдача (сильный отрицательный поток плавучести) на поверхности воды;
- динамическая предобусловленность – крупномасштабная циклоническая циркуляция, с которой связан куполообразный изгиб изопикнических поверхностей, порождаемый поднятием слабо стратифицированных вод из глубинных слоев ближе к поверхности океана.

Анализ данных численных экспериментов подтверждает выполнение всех этих условий для обоих полученных в модели регионов глубокой конвекции. Учет особенностей циркуляции, управляющих подводом слабо стратифицированных водных масс к поверхности, позволяет во многом объяснить межгодовые вариации глубокой конвекции в Северной Атлантике. Из этого анализа следует также объяснение необычной подковообразной формы области глубокой конвекции в Лабрадорском регионе, выявленной по модельным данным.

Характеристики полученных в модели межгодовых вариаций толщины ВПС, характеризующей глубину проникновения конвекции в Лабрадорском регионе, находят экспериментальные подтверждения. В частности, удовлетворительно воспроизводится резкие изменения максимальных за сезон значений h (на величину порядка 1000 м) между зимами 1993 и 1995–1996 гг.

Картина короткопериодной изменчивости конвективных процессов, прослеживаемая в модели с использованием так называемой “конвективной маски”, оказывается весьма динамичной во времени. Области реализации конвективной неустойчивости в течение нескольких суток могут смещаться в пространстве в пределах нескольких сеточных ячеек, исчезать и вновь возникать при сохранении крупномасштабной локализации. Очевидно, что спорадичность и сильная времененная перемежаемость конвективных эпизодов порождаются короткопериодными (суточными и синоптическими) вариациями атмосферных воздействий на поверхности океана, задававшихся в численных экспериментах с 6-часовой дискретностью.

В целом, получающиеся в модели крупномасштабные особенности короткопериодной, сезонной и межгодовой изменчивости конвективных процессов согласуются с известными немногочисленными экспериментальными данными и теоретическими представлениями. Сравнительно грубое разрешение расчетной сетки (~100 и ~60 км для Лабрадорского и Гренландского регионов соответственно) приводит, однако, к недооценке динамических процессов на масштабах порядка 10-100 км, которые играют немаловажную роль во всей последовательности реализации конвективной неустойчивости [Marshall and Schott, 1999]. Для анализа таких процессов необходимо горизонтальное разрешение порядка 1-10 км. Программный код используемой МОЦО позволяет достаточно быстро строить новые версии модели при появлении соответствующих вычислительных возможностей.

3.2 Анализ циркуляции океана в лагранжевом представлении

Рассмотренные в предыдущем разделе особенности глубокой конвекции тесно связаны с понятием водных масс, которые играют важную роль в описании глобальных океанических процессов. Их характерным признаком является однородность, создаваемая и поддерживаемая турбулентным перемешиванием. Начальным звеном в цепочке процессов, обеспечивающих формирование водных масс, является трансформация вод поверхностного слоя, находящегося в непосредственном контакте с атмосферой и претерпевающего неадиабатические изменения под воздействием поверхностных потоков тепла, пресной воды и количества движения. Одним из наиболее эффективных механизмов перераспределения свойств между поверхностными водами и основной толщей океана является перемешивание, порождаемое плотностной конвекцией,

которая, как было показано в п. 3.1, может достигать больших глубин, вплоть до дна океана. Дальнейшие преобразования структуры трансформированных вод, тем или иным путем попадающих в глубинные слои, контролируются крупномасштабными потоками, “вентилирующими” основную толщу вод океана [Лаппо, 1984; Broecker, 1991; Gordon, 1986].

В классических представлениях о водных массах неявно полагается, что в процессе переноса крупномасштабными потоками обеспечивается целостность больших объемов воды, т.е. близкие друг к другу в какой-то момент времени частицы воды остаются таковыми и во все последующие моменты. Для подобного рода представлений имеются определенные основания. В первую очередь, – это устойчивость $T\text{-}S$ характеристик, по которым, в первую очередь, и осуществляется подразделение всех вод океана на отдельные водные массы. В то же время, в современных исследованиях по геофизической гидродинамике предложены и активно развиваются детерминированные модели океанологических процессов с проявлениями хаоса. Концепция хаотического переноса исходит из представлений о хаотической адвекции (напр., [Liu and Yang, 1994]). В середине 1980-х годов было обнаружено, что траектории частиц, перемещающихся в потоке с простой эйлеровой структурой, такой как гладкое двумерное периодически меняющееся со временем течение, экспоненциально расходятся, и по истечении некоторого времени информация об их начальном положении теряется, т.е. траектории становятся хаотическими. Возникновение хаотического поведения связано с наличием сильной неустойчивости траекторий по отношению к их начальному положению. При наличии такой неустойчивости близкие в начальный момент времени частицы через некоторое время могут оказаться сколь угодно удаленными друг от друга. Хаотизация траекторий порождает перенос массы – так называемый хаотический перенос. Особенностью хаотического переноса является то, что с течением времени частицы заполняют случайным образом все пространство, т.е. имеет место полное перемешивание. Таким образом, хаотический перенос приводит к сильному перемешиванию свойств воды – к так называемому хаотическому перемешиванию.

Анализ траекторий, то есть лагранжевых характеристик движения, является весьма активно используемым методом изучения процессов распространения примесей и других свойств воды в океане (например, [Журбас и Ох, 2001; Козлов и Кошель, 2000; Fischer and Schott, 2002; Liu and Yang, 1994; Samelson, 1996; Veneziani et al., 2004; Yang, 1996]).

В данном разделе, следуя работам [Реснянский и др., 2007; Resnyansky et al., 2006; 2007], рассматривается этот же подход для слежения за перемещением жидких частиц с начальным положением на разных горизонтах и в различных географических частях океана. Перенос частиц осуществляется меняющимся со временем и в пространстве полем скорости течений, получаемым на основе расчетов по модели общей циркуляции океана. Вводимые в рассмотрение жидкие частицы трактуются как маркеры возможных путей распространения

водных масс. Основным объектом исследования является Южный океан — часть Мирового океана, расположенная к югу от 60° ю. ш. В этой циркумполярной океанической области, которая примыкает к трём океанам и является их связующим звеном, формируются и взаимодействуют важные водные массы.

3.2.1 Расчетная схема

Траектория жидкой частицы, то есть эволюция со временем t вектора ее координат — долготы $\lambda_p(t)$, широты $\varphi_p(t)$ и глубина $z_p(t)$, строится на основе численного решения системы обыкновенных дифференциальных уравнений, являющихся следствием определения вектора скорости в сферической системе координат:

$$\frac{d\lambda_p}{dt} = \frac{1}{a \cos \varphi} u_p, \quad \frac{d\varphi_p}{dt} = \frac{1}{a} v_p, \quad \frac{dz_p}{dt} = w_p, \quad (3.1)$$

где a — радиус Земли и вследствие сферической геометрии области для любой переменной F должно также выполняться условие периодичности по долготе:

$$F(\lambda) = F(\lambda + 2\pi). \quad (3.2)$$

Задание исходного положения частицы при $t = 0$ определяет начальные условия:

$$\lambda_p|_{t=0} = \lambda_{p0}, \quad \varphi_p|_{t=0} = \varphi_{p0}, \quad z_p|_{t=0} = z_{p0}. \quad (3.3)$$

В уравнениях (3.1) координаты частицы $(\lambda_p, \varphi_p, z_p)$ — искомые переменные. Их временная последовательность «прочерчивает» трёхмерную траекторию. В правых частях стоят компоненты вектора скорости частицы $\mathbf{u}_p = (u_p, v_p, w_p)$, который при естественном предположении о полном увлечении частицы несущим ее потоком совпадает со скоростью течения $\mathbf{u}(\lambda, \varphi, z, t)$ в точке, где в данный момент времени t располагается частица:

$$\mathbf{u}_p = \mathbf{u}(\lambda, \varphi, z, t) \quad \text{при } \lambda = \lambda_p, \varphi = \varphi_p, z = z_p. \quad (3.4)$$

Вектор скорости течения \mathbf{u} в данной задаче определяется на основе расчетов по модели общей циркуляции океана (МОЦО ГМЦ). В используемой нами конечноразностной МОЦО поле вектора скорости течения \mathbf{u} определено на дискретном множестве узлов сеточной области $(\lambda_i, \varphi_j, z_k, t_n)$. Необходимые для интегрирования уравнений (3.1) значения компонентов вектора скорости частицы $\mathbf{u}_p = (u_p, v_p, w_p)$ определяются путем применения операторов

линейной интерполяции в пространстве и во времени к рассчитанным по МОЦО полям скорости течений $\mathbf{u}(\lambda_i, \varphi_j, z_k, t_n)$.

По смыслу задачи, частица–маркер не может пересечь ни береговую линию, ни дно, так как на границе жидкой среды, по определению, нормальные к границе составляющие скорости течений нулевые. В конечноразностной реализации решения уравнений (3.1) это условие может быть обеспечено выбором либо неявной схемы, либо аппроксимации по времени достаточно высокого порядка. Для получения численного решения мы использовали схему Рунге–Кутта четвертого порядка. Условие $w|_{z=0}=0$, принятое в МОЦО, обеспечивает также непроницаемость поверхности воды, к которой отнесено начало вертикальной координаты $z=0$.

В соответствии с определением (3.4) траектории строятся с использованием лишь детерминированных компонентов движения, связанных с полем трехмерного вектора скорости течений $\mathbf{u} = (u, v, w)$. Получаемые таким образом траектории будут трактоваться как показатели переноса вод океана. Заметим, что при использовании аналогичной процедуры построения траекторий, но с добавлением к скорости течений $\mathbf{u} = (u, v, w)$ случайной компоненты $\mathbf{u}' = (u', v', w')$, имитирующей турбулентные флуктуации, лагранжевы характеристики часто интерпретируются в терминах распространения примесей (например, [Дмитриев и Дуреченская, 1994; Коротенко и Лелявин, 1990]).

Для проведения численных экспериментов по расчету течений и восстановлению траекторий использовалась МОЦО ГМЦ в “двуградусной” конфигурации (п. 2.2.5). В качестве атмосферных воздействий на поверхности океана использовались данные реанализа метеорологических полей NCEP–DOE [Kanamitsu *et al.*, 2002]. Эти данные имеют 6-часовую дискретность по времени и подавались на вход МОЦО с линейной интерполяцией по времени на каждый временной шаг, составлявший 12 мин. Интегрирование МОЦО в численных экспериментах стартовало из состояния покоя с январскими распределениями температуры и солености воды из климатического атласа WOA–2001 [Conkright *et al.*, 2002] и проводилось на 24 года (1979–2002 гг., в соответствии с имеющимися данными об атмосферных воздействиях). Выходные поля архивировались для последующего использования в расчетах траекторий жидких частиц с дискретностью в 5 суток.

Все анализируемые далее траектории соответствуют движению на 24-летнем интервале времени. Начальное положение (3.3) соответствует 1 января 1979 г., конечная точка траекторий – 31 декабря 2002 г. Датировка привязана к календарю, отсчитываемому в МОЦО при расчете поля вектора скорости течений с использованием реальных данных об атмосферных воздействиях за соответствующий 24-летний период.

3.2.2 Индивидуальные траектории

Результаты расчетов траекторий, проходимых жидкими частицами, выпущенными на разных глубинах в двух географических точках Южного океана — море Уэделла и Атлантическом секторе Южного океана — представлены на рисунке 3.7 в виде проекций на горизонтальную (сферическую) поверхность. Для краткости такой вид представления будем далее называть горизонтальными траекториями.

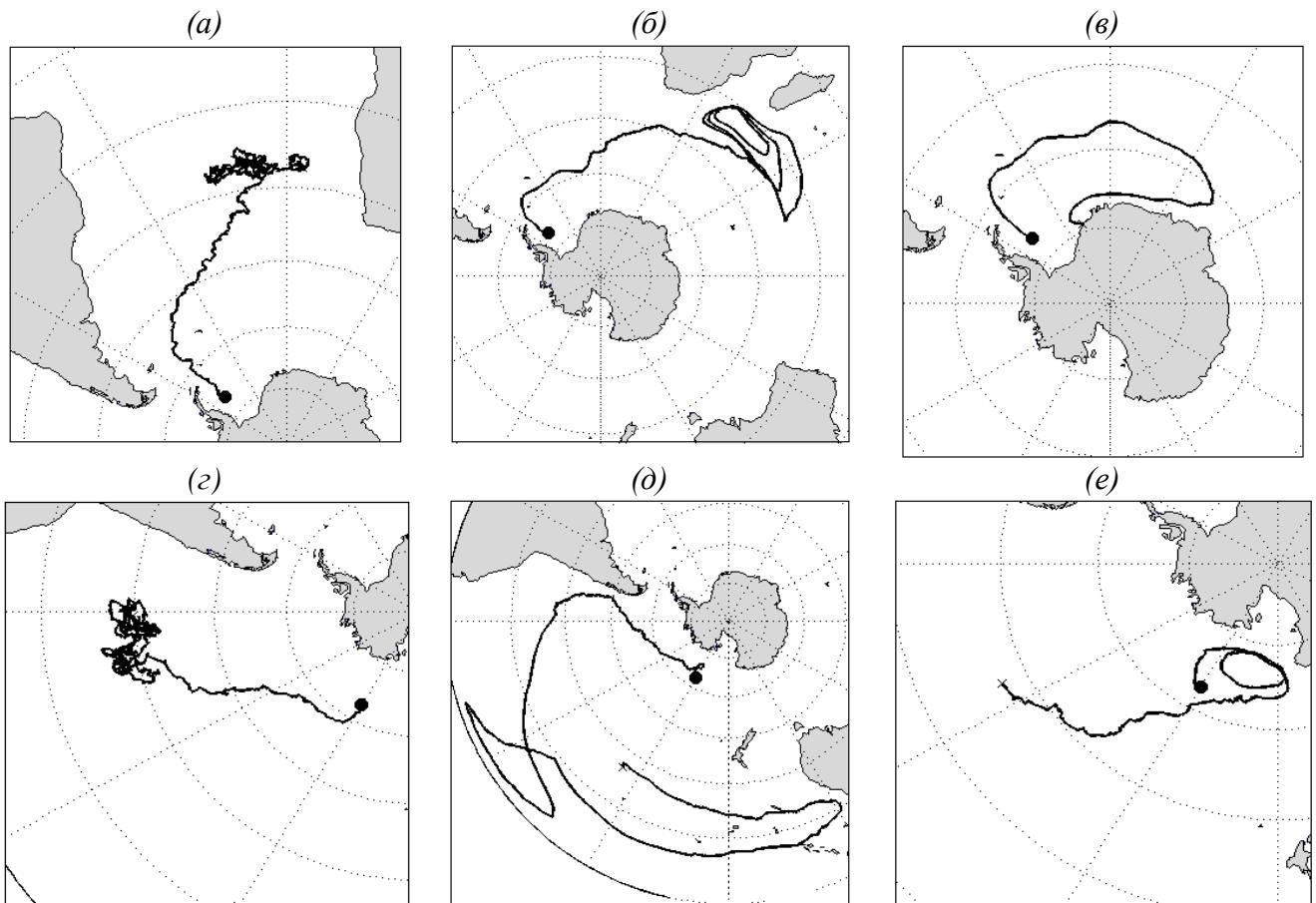


Рисунок 3.7. Горизонтальные траектории жидких частиц, выпущенных в море Уэделла ($\lambda_{p0} = 50^{\circ}$ з. д., $\varphi_{p0} = 70^{\circ}$ ю. ш.; верхний ряд карт) и в тихоокеанском секторе Южного океана ($\lambda_{p0} = 150^{\circ}$ з. д., $\varphi_{p0} = 64^{\circ}$ ю. ш.; нижний ряд) на глубинах $z_{p0} = 0$ м (a, c), 100 м (b, d) и 1000 м (b, e).

Продолжительность расчета 24 года (1979–2002). Кружками показаны начальные положения частиц.

Маркеры, помещаемые на поверхности океана (рисунок 3.7a, c), в силу условия жесткой крышки для МОЦО $w|_{z=0}=0$ так и остаются на этой поверхности. Тогда как остальные траектории на рисунке 3.7 являются трёхмерными о чём, в частности, свидетельствуют и различия горизонтальных траекторий частиц, запускаемых на разных горизонтах. И хотя можно обнаруживать некоторое сходство горизонтальных траекторий, запускаемых из разных точек, но на одной глубине (вертикальные пары карт на рисунке 3.7), например, по интегральному

смещению, формам и флюктуациям, всё же корректным будет анализ траекторий, учитывающий их трёхмерность.

Такому анализу способствует дополнение горизонтальных траекторий трёхмерными диаграммами смещения маркеров, то есть – картинами трёхмерных траекторий. На рисунке 3.8 в такой форме представлены результаты расчетов траекторий исходящих из одной точки в Атлантическом секторе Южного океана, но на трёх разных горизонтах (10, 100 и 500 м). Ни одной из частиц, стартовавших в Атлантическом секторе Южного океана, не хватило 24 лет, на протяжении которых строилась траектория, для того, чтобы в своем движении замкнуть хотя бы одну петлю вокруг Антарктиды. Наиболее протяженная траектория для $z_{p0} = 100$ м прошла лишь половину угловой протяженности широтного круга, описав, правда, при этом обширную, с захватом о. Мадагаскар, петлю (рисунок 3.8в).

Жидкие частицы, выпущенные в этом секторе в пределах верхнего 100-метрового слоя, с течением времени смещаются по направлению к экватору вследствие, очевидно, экмановских течений, имеющих направленную к экватору составляющую в поясе преобладающих западных ветров. Частица, стартующая с $z_{p0} = 10$ м, по достижении субтропических широт около 40° ю. ш. захватывается в локализованный круговорот, совершая многократные вытянутые в долготном направлении петли вокруг центра с приблизительными координатами 35° ю. ш., 45° в. д. С течением времени происходит погружение частицы, и дальнейшее ее движение в проекции на горизонтальную поверхность контролируется потоками в слое до 800 м. Как видно из рисунка 3.8б, погружение происходит по спиральной траектории, описываемой против часовой стрелки. По мере погружения ветви спирали расширяются от 10° до 15° по широте и от 30° до 60° по долготе.

Трехмерная картина движения оказывается довольно сложной. Так, частица, запущенная на глубине $z_{p0} = 500$ м, “меняется” горизонтами движения с частицей с меньшей стартовой глубиной, $z_{p0} = 100$ м. В течение 16 лет движения происходит подъем с небольшими колебаниями. К середине 17-го года частица достигает наивысшего положения, $z_p = 8$ м. В последующем подъем сменяется погружением, особенно быстрым на 19-м году с начала движения, так что к концу 24-го года частица оказывается почти на той же глубине (около 540 м), с которой стартовала. В географическом плане (рисунок 3.8д) конечная точка движения располагается далеко от исходного положения, к востоку от о-ва Мадагаскар на широте 20° ю. ш., в промежутке побывав у побережья Австралии.

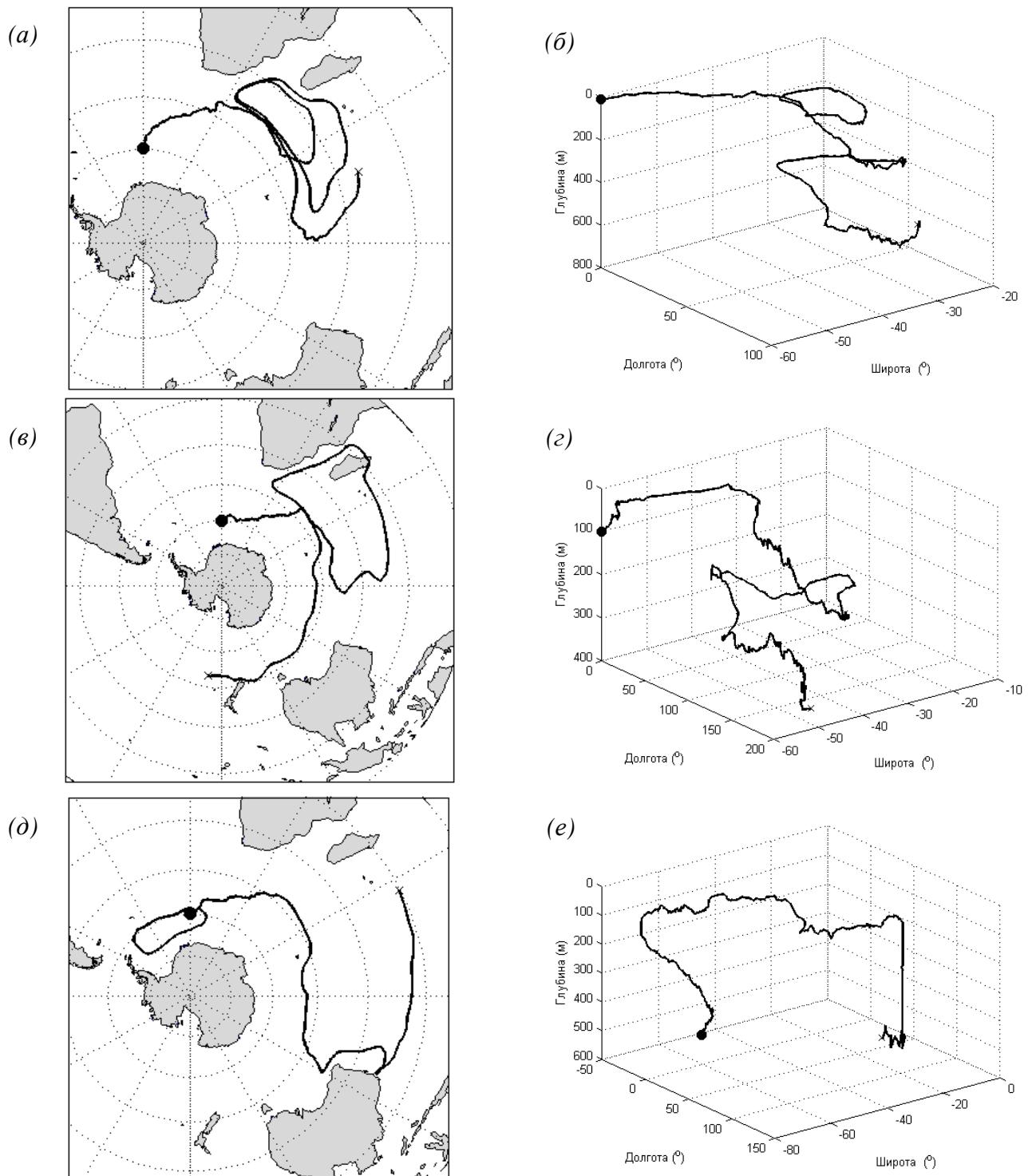


Рисунок 3.8. Траектории жидких частиц, выпущенных в Атлантическом секторе Южного океана ($\lambda_{p0} = 0$, $\varphi_{p0} = 60^\circ$ ю. ш.) на глубинах $z_{p0} = 10$ м (a, б), 100 м (в, г) и 500 м (д, е). Левые панели (a, в, д) – горизонтальные проекции траекторий; правые панели (б, г, е) – их трехмерные представления. Продолжительность расчета 24 года. Кружками (крестиками) показаны начальные (конечные) положения частиц.

Общая для всего 24-летнего периода тенденция к подъему отмечается для частиц с более глубоким начальным положением: с $z_{p0} = 1000$ м, $z_{p0} = 2000$ м и $z_{p0} = 3000$ м. Горизонтальные смещения этих частиц локализованы в районе Африканско-Антарктической котловины с частичным проникновением в море Уэдделла. Сходство формы горизонтальной проекции траекторий с внешними очертаниями котловины может служить указанием на то, что движение здесь контролировалось топографически захваченным круговоротом.

Поведение частиц с начальным положением на верхних стартовых горизонтах ($z_{p0} = 0$, $z_{p0} = 10$ м) в проливе Дрейка и в других районах Южного океана похоже на то, что наблюдалось для траекторий, исходящих из Атлантического сектора (рисунок 3.9). Привычная для Южного океана картина циркумполярного обращения вод проявляется лишь в траекториях частиц, выпущенных в проливе Дрейка с глубин от $z_{p0} = 500$ м и более. Частицы с $z_{p0} = 500$ м и $z_{p0} = 1000$ м успевают за 24 года совершить полтора оборота вокруг Антарктиды, а частица с $z_{p0} = 2000$ м – примерно 2/3 оборота. Все эти три частицы к концу пути смещаются вверх: при $z_{p0} = 1000$ м и $z_{p0} = 2000$ м почти монотонно, а частица с $z_{p0} = 500$ м к концу 18-го года поднимается почти к поверхности океана ($z_p = 7$ м), а к концу 24-го года оказывается на глубине 150 м.

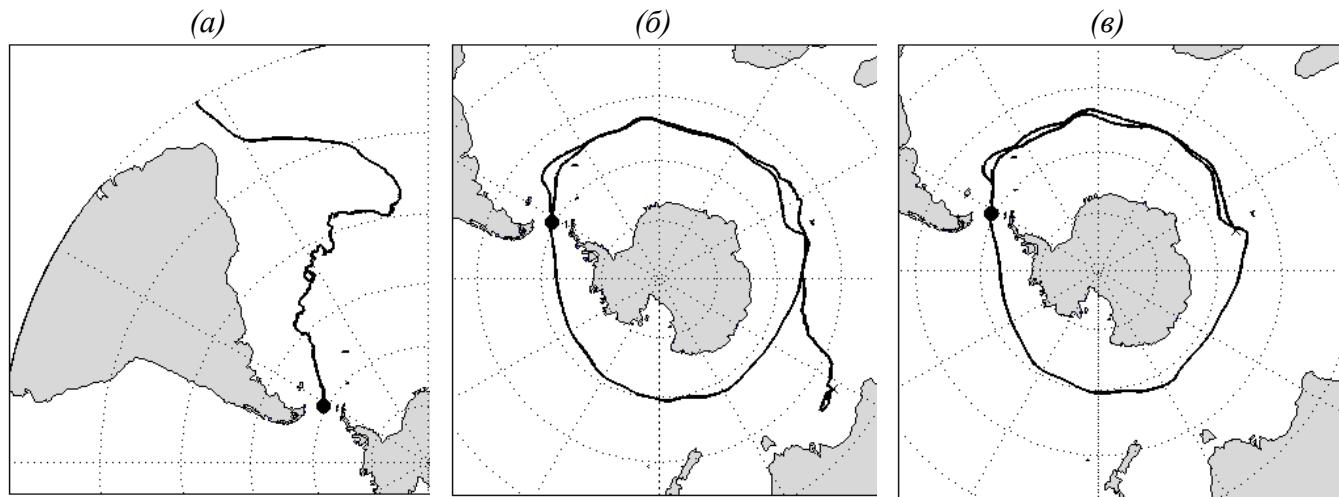


Рисунок 3.9. Горизонтальные траектории жидких частиц, выпущенных в проливе Дрейка ($\lambda_{p0} = 62^\circ$ з. д., $\varphi_{p0} = 60^\circ$ ю. ш.) на глубинах $z_{p0} = 10$ м (a), 500 м (б) и 1000 м (в).

Продолжительность расчета 24 года (1979–2002). Кружками показаны начальные положения частиц.

Анализ отдельных траекторий дает указания на возможные перемещения небольших объемов воды в системе крупномасштабной циркуляции Южного океана. Если следовать классическим представлениям о водных массах, то эти перемещения должны отражать и пути распространения водных масс, включающих помеченный объем. При этом, однако, остается

открытым вопросом о том, насколько репрезентативны единичные, случайно выбранные, траектории для определения лагранжевой структуры движения вод в рамках используемой нами МОЦО. Или иначе, какова чувствительность рассчитываемых траекторий к начальному положению прослеживаемых маркеров.

3.2.3 Ансамблевые траектории

Оценку чувствительности моделируемых траекторий к вариациям начального положения частиц можно получить на основе построения ансамблей, формируемых путем расчета “пучка” траекторий с близкими начальными координатами. Такие ансамбли формировались из набора начальных положений 100 жидких частиц, распределенных в узлах равномерной решетки $5 \times 5 \times 4$, заполняющей объем $\Delta\lambda \times \Delta\varphi \times \Delta z = 2^\circ \times 2^\circ \times 20$ м. Размер объема воды с распределенными в его пределах начальными положениями маркеров примерно совпадает с размером трехмерной ячейки расчетной сетки МОЦО: около 110×220 км² на широте $\varphi = 60^\circ$ в горизонтальной проекции и 20 м по вертикали (толщина верхнего расчетного слоя модели). Координаты центра начального объема маркеров задаются координатами

$$\lambda_a|_{t=0} = \lambda_{a0}, \quad \varphi_a|_{t=0} = \varphi_{a0}, \quad z_a|_{t=0} = z_{a0}. \quad (3.5)$$

Комплект траекторных ансамблей был рассчитан для четырех стартовых пунктов, локализованных в характерных районах Южного океана: в проливе Дрейка, море Уэдделла, Атлантическом и Тихоокеанском секторах Антарктического циркумполярного течения. В каждом из этих пунктов размещались по три начальных набора, содержащие 100 плотно упакованных маркеров и приуроченные к поверхностному ($z_{a0} = 10$ м), промежуточному ($z_{a0} = 100$ м) и глубинному ($z_{a0} = 1000$ м) слоям океана. Приводимый далее анализ полученных 12 реализаций ансамблей траекторий структурируется по стартовым глубинам траекторий. При интерпретации картин горизонтального переноса, как и при рассмотрении индивидуальных траекторий, следует иметь в виду, что изображаемые на таких рисунках кривые представляют собой проекции трехмерных путей маркеров на поверхность сферы, и разные участки траекторий соответствуют разным положениям частицы по глубине.

Верхний слой океана

Горизонтальные проекции ансамбля траекторий жидких частиц, переносимых меняющимися со временем крупномасштабными течениями из поверхностного слоя ($z_{a0} = 10$ м) со стартовым положением в четырех районах Южного океана показаны на рисунке 3.10.

Перенос жидких частиц из верхнего слоя океана, который здесь рассматривается как показатель переноса конечных объемов вод, определяется в основном действием экмановских течений. В Южном океане с преобладающими западными ветрами меридиональная составляющая ветровых течений направлена от полюса к экватору. Как следствие, ансамбль частиц смещается к экватору при движении из всех четырех рассматриваемых здесь начальных положений.

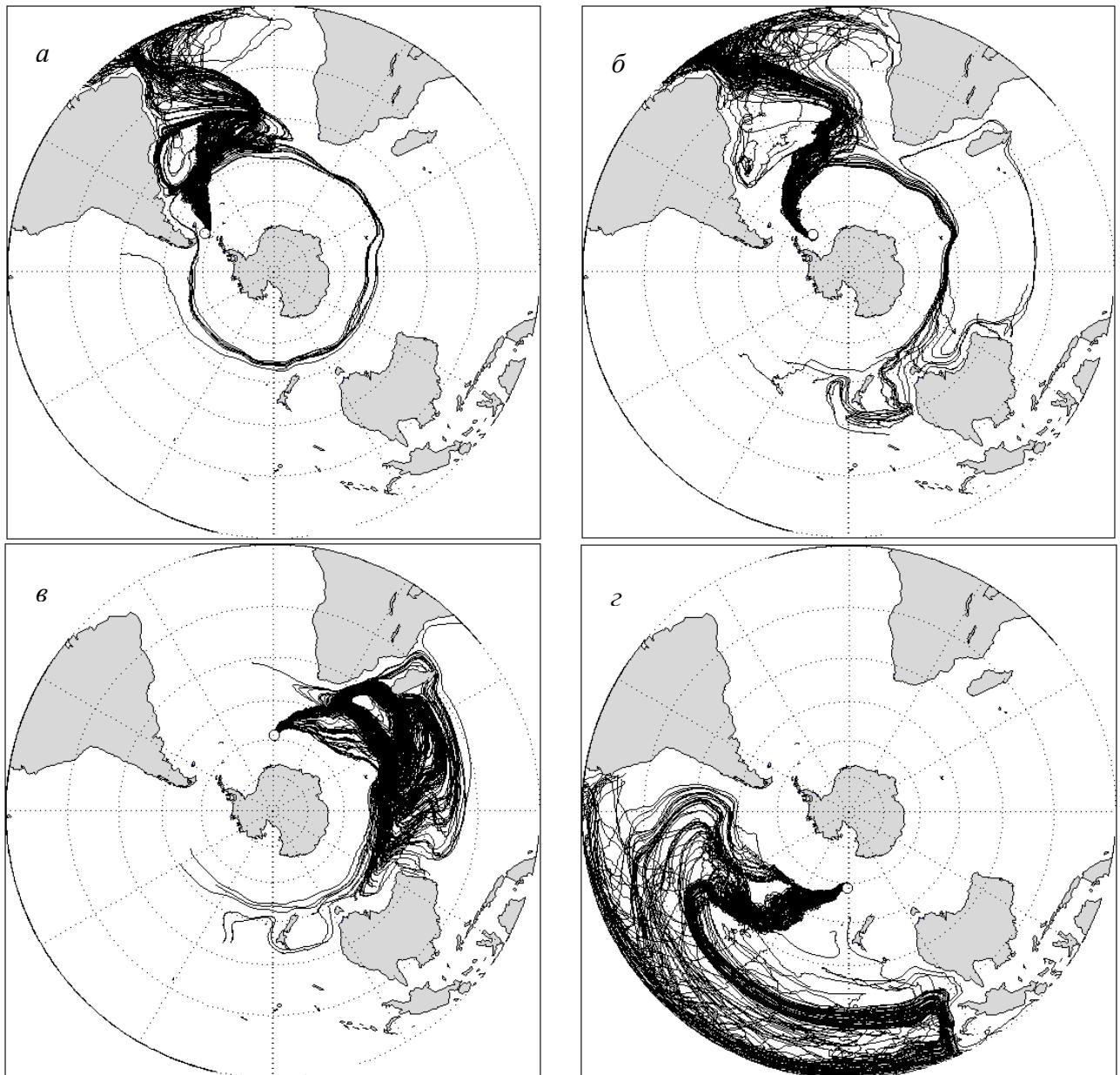


Рисунок 3.10. Горизонтальные проекции ансамбля траекторий 100 жидких частиц, стартующих из поверхностного слоя ($z_{a0} = 10$ м) в четырёх районах Южного океана: *а* – пролив Дрейка ($\lambda_{a0} = 62^\circ$ з. д., $\varphi_{a0} = 59^\circ$ ю. ш.), *б* – море Уэдделла ($\lambda_{a0} = 45^\circ$ з. д., $\varphi_{a0} = 70^\circ$ ю. ш.), *в* – Атлантический сектор Южного океана ($\lambda_{a0} = 0^\circ$, $\varphi_{a0} = 60^\circ$ ю. ш.), *г* – Тихоокеанский сектор Южного океана ($\lambda_{a0} = 180^\circ$ в. д., $\varphi_{a0} = 60^\circ$ ю. ш.). Продолжительность расчета 24 года (1979–2002). Кружками показаны начальные положения компактных наборов маркеров.

Большая часть маркеров, стартующих из района пролива Дрейка (рисунок 3.10 a), попадает в Атлантический океан. При этом происходит интенсивное перемешивание, охватывающее всю западную половину Южной Атлантики. Часть маркеров, однако, вовлекается в циркумполярное обращение, совершая за 24-летний расчетный период полный оборот вокруг Антарктиды. Аналогичная картина наблюдается и для других стартовых положений в верхнем слое Южного океана – в море Уэдделла (рисунок 3 δ), в Атлантическом (рисунок 3 ϵ) и Тихоокеанском (рисунок 3 γ) секторах.

Промежуточный слой

В картине переносов частиц со стартовым положением в подповерхностном слое ($z_{a0} = 100$ м) в море Уэдделла и в Атлантическом секторе обнаруживается определенное сходство с распределением траекторий частиц из поверхностного слоя. Связанные с этими частицами воды из моря Уэдделла (рисунок 3.11 b) переносятся в Атлантический океан, образуя там зону перемешивания у побережья Южной Америки в средних широтах и на всем долготном протяжении Атлантики в низких широтах. Траектории из Атлантического сектора (рисунок 3.11 ϵ), как и их прототипы из поверхностного слоя, покрывают зону перемешивания в Индийском океане. Некоторая часть маркеров, однако, вовлекается в циркумполярное обращение и в конечном итоге оказывается рассеянной по акватории Тихого океана. Воды из промежуточного слоя в проливе Дрейка (рисунок 3.11 a) увлекаются Антарктическим циркумполярным течением и, подобно водам Атлантического сектора, со временем образуют зону перемешивания с плотным заполнением в широтном поясе 15° – 50° ю.ш. Индийского океана. Часть маркеров этого ансамбля после повторного вовлечения в циркумполярное обращение оказывается рассеянной по акватории Тихого океана. Часть подповерхностных вод Тихоокеанского сектора (рисунок 3.11 γ) участвует в циркумполярном обращении, а другая их часть попадает в антициклонический круговорот в Тихом океане с последующим рассеянием или выходом за пределы расчетной области, ограниченной с севера экватором.

Глубинный слой

Иная картина наблюдается для вод из глубинного слоя. Маркеры, выпущенные в проливе Дрейка и в Тихоокеанском секторе, находятся в зоне действия Антарктического циркумполярного течения, совершая за 24 года примерно полтора полных оборота вокруг Антарктиды (рисунок 3.12 a и 3.12 γ). Воды из моря Уэдделла (рисунок 3.12 δ) находятся в зоне действия устойчивого циклонического обращения по периферии Африканско-Антарктической котловины. Такой же характер движения отмечается и для ансамбля траекторий, исходящих из Атлантического сектора (рисунок 3.12 ϵ). Пучки ансамблей траекторий во всех этих случаях

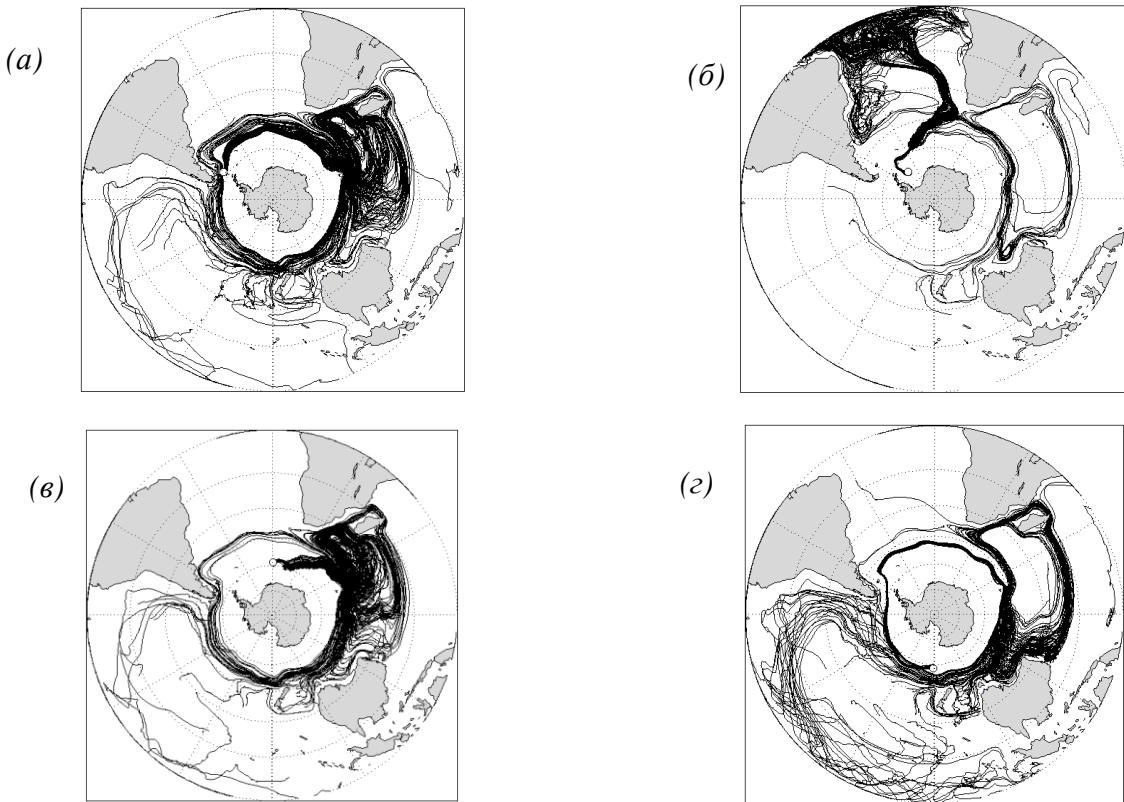


Рисунок 3.11. Ансамбли горизонтальных траекторий 100 жидких частиц, стартующих из промежуточного слоя ($z_{a0} = 100$ м) в четырёх районах Южного океана: *а* – пролив Дрейка ($\lambda_{a0} = 62^\circ$ з. д., $\varphi_{a0} = 59^\circ$ ю. ш.), *б* – море Уэдделла ($\lambda_{a0} = 45^\circ$ з. д., $\varphi_{a0} = 70^\circ$ ю. ш.), *в* – Атлантический сектор Южного океана ($\lambda_{a0} = 0^\circ$, $\varphi_{a0} = 60^\circ$ ю. ш.), *г* – Тихоокеанский сектор Южного океана ($\lambda_{a0} = 180^\circ$ в. д., $\varphi_{a0} = 60^\circ$ ю. ш.). Продолжительность расчета 24 года (1979–2002). Кружками показаны начальные положения компактных наборов маркеров.

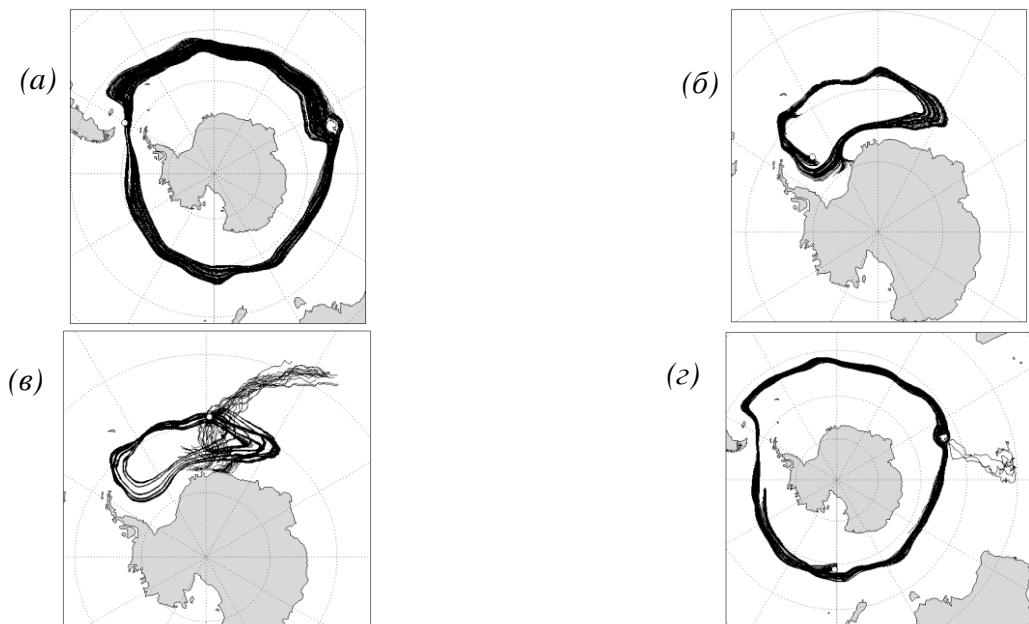


Рисунок 3.12. Горизонтальные проекции ансамбля траекторий 100 жидких частиц, стартующих из глубинного слоя ($z_{a0} = 1000$ м) в четырёх районах Южного океана: *а* – пролив Дрейка ($\lambda_{a0} = 62^\circ$ з. д., $\varphi_{a0} = 59^\circ$ ю. ш.), *б* – море Уэдделла ($\lambda_{a0} = 45^\circ$ з. д., $\varphi_{a0} = 70^\circ$ ю. ш.), *в* – Атлантический сектор Южного океана ($\lambda_{a0} = 0^\circ$, $\varphi_{a0} = 60^\circ$ ю. ш.), *г* – Тихоокеанский сектор Южного океана ($\lambda_{a0} = 180^\circ$ в. д., $\varphi_{a0} = 60^\circ$ ю. ш.). Кружками показаны начальные положения компактных наборов маркеров.

оказывается довольно плотными. Сравнительно упорядоченные ответвления некоторой части траекторий на рисунках 3.12 α и 3.12 β для секторов двух океанов вероятно можно пытаться объяснить особенностями рельефа дна. Однако однозначная интерпретация вряд ли возможна без учета трёхмерности рассматриваемых ансамблей траекторий маркеров.

3.2.4 Рассеяние маркеров

Показательной характеристикой расхождения составляющих ансамбль траекторий служат среднеквадратичные отклонения горизонтального радиус-вектора координат маркеров σ_{hor} относительно среднего положения всего ансамбля (средней горизонтальной траектории), вычисляемые для каждого временного шага. На рисунке 3.13 показан временной ход σ_{hor} для ансамблей траекторий, начинающихся в двух районах (пролив Дрейка и Тихоокеанский сектор) и трёх глубинах в каждом из них. В целом за весь 24-летний расчетный период рассеяние, как и следовало ожидать, увеличивается. Внутри этого периода, однако, наблюдаются отклонения от монотонности, которые можно объяснить разбеганием с последующей частичной кластеризацией отдельных групп маркеров в системе крупномасштабного обращения вод вокруг Антарктиды. В пределе, при полном перемешивании, изменения σ_{hor} со временем должны выходить на насыщение. Тенденция к выходу на такое насыщение действительно наблюдается для движений из поверхностного ($z_{a0}=10$ м) и подповерхностного ($z_{a0}=100$ м) слоев. Для вод из более глубоких слоев ($z_{a0}=1000$ м) на протяжении 24-летнего периода выход на насыщение не просматривается. Это находится в согласии с горизонтальной структурой ансамбля траекторий (рисунок 3.12), в которой нет выраженных признаков перемешивания траекторий, имеющих вид сравнительно плотных пучков.

Наибольшее по абсолютной величине рассеяние имеет место для ансамблей траекторий, исходящих из промежуточного слоя $z_{a0}=100$ м (рисунки 13 α , 13 β). Меньшее рассеяние для траекторий из поверхностного слоя ($z_{a0}=10$ м) объясняется тем, что под действием результирующего переноса с определяющим вкладом направленной от полюса экмановской составляющей маркеры локализуются преимущественно в одном из трех расположенных к северу океанических бассейнов. Исключение составляет лишь случай движения из моря Уэдделла, в котором большая часть ансамбля траекторий заполняет Атлантический сектор, тогда как меньшая их часть захватывается Антарктическим циркумполярным течением с последующим перемещением в Индоокеанский и Тихоокеанский сектора. Наименьшее по величине рассеяние имеет место для движений из глубинного слоя $z_{a0}=1000$ м

(рисунки 13 δ , 13 e), в соответствии с картиной горизонтального переноса, изображенной на рисунке 3.12.

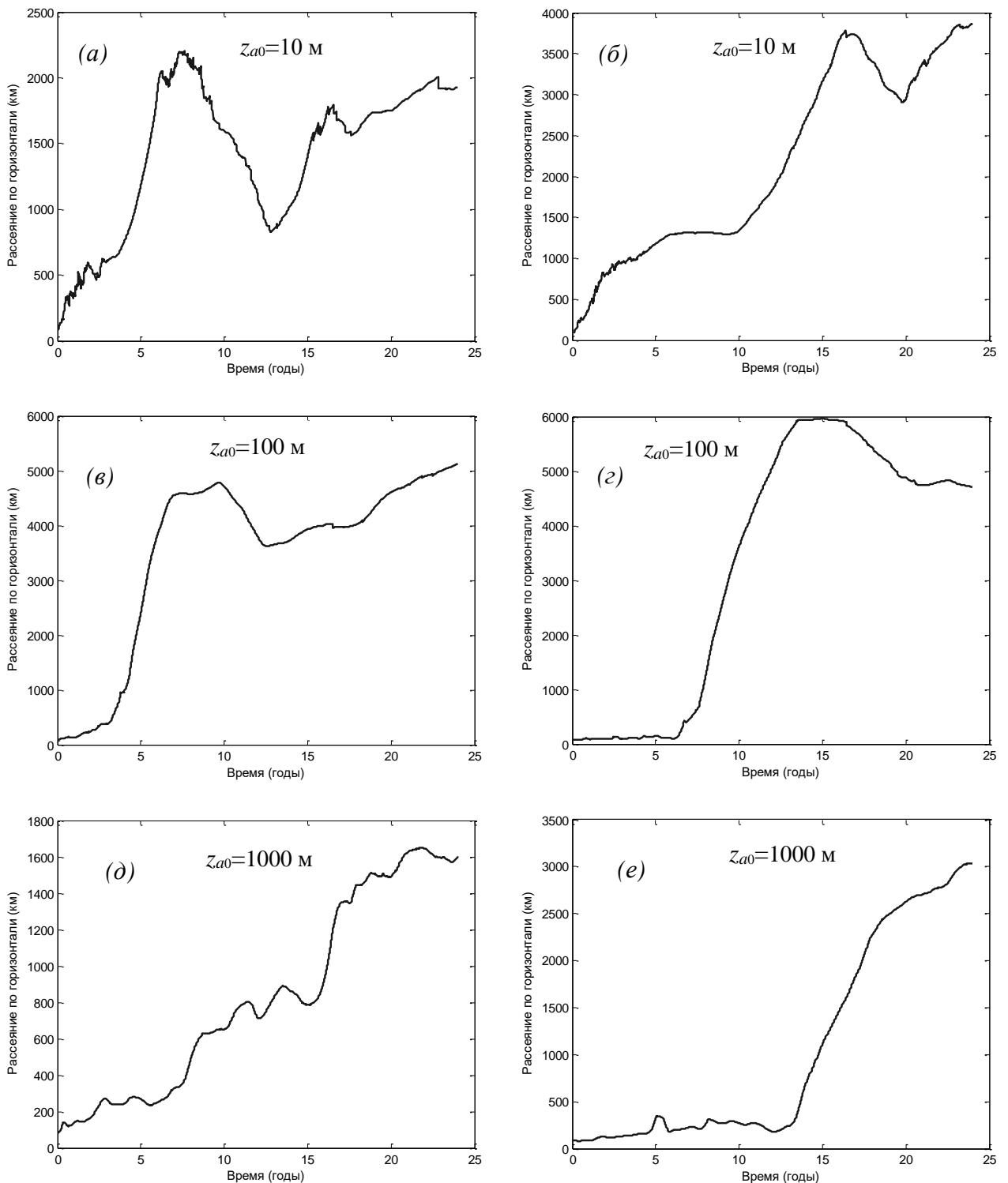


Рисунок 3.13. Изменение со временем горизонтального рассеяния жидких частиц σ_{hor} (км) в ансамблях со стартовым положением в проливе Дрейка (а, в, д) и в Тихоокеанском секторе (б, г, е) Южного океана и на трех разных глубинах (10, 100 и 1000 м) в каждом из районов.

Для определения вертикальной структуры переносов рассмотрим вначале близкое по смыслу к σ_{hor} среднеквадратичное вертикальное отклонение σ_{vert} от средней по ансамблю глубины жидких частиц. Изменения со временем σ_{vert} вместе с такими же изменениями средней глубины ансамбля частиц \bar{z}_a с начальным местоположением маркеров ансамбля в проливе Дрейка представлены на рисунке 3.14.

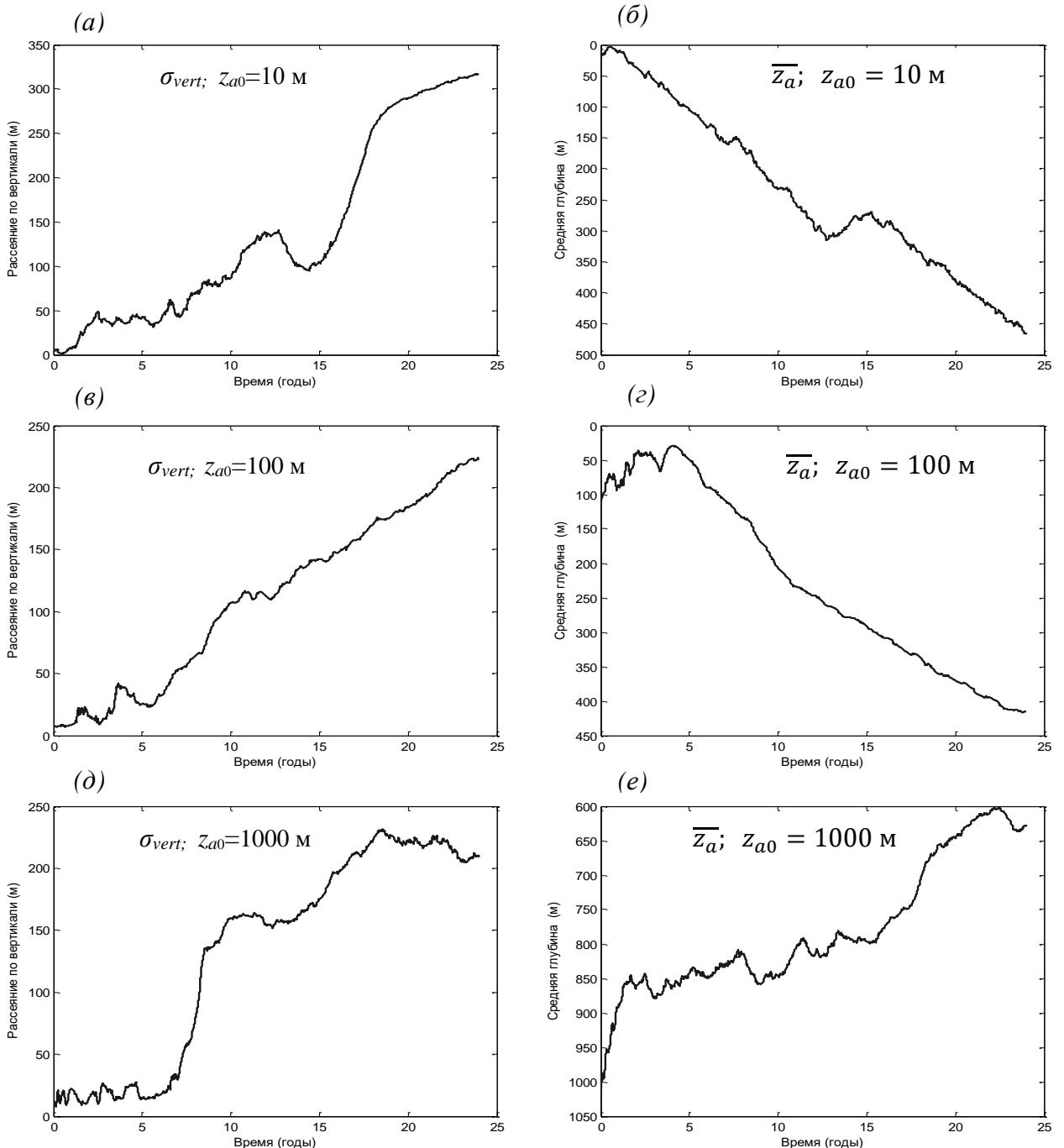


Рисунок 3.14. Изменение со временем вертикального рассеяния σ_{vert} (a, б, д) и средней глубины \bar{z}_a (б, г, е) в ансамблях частиц со стартовым положением в проливе Дрейка ($\lambda_{a0} = 62^\circ$ з. д., $\varphi_{a0} = 59^\circ$ ю. ш.) и на трёх разных глубинах (10, 100 и 1000 м).

Общей для случая на рисунке 3.14 (как и для случаев с другими начальными положениями) особенностью является почти монотонное увеличение σ_{vert} от начала расчетного периода к его концу. Встречающиеся на фоне общего положительного тренда сравнительно небольшие отклонения от монотонности имеют, по-видимому, случайный характер. Признаки выхода на насыщение можно заметить лишь для ансамбля частиц с глубоким ($z_{a0}=1000$ м) стартовым положением (рисунок 3.14 d).

Что касается осредненных по ансамблю глубин частиц \bar{z}_a (правая колонка панелей на рисунке 3.14), то для верхних стартовых горизонтов ($z_{a0}=10$ м и $z_{a0}=100$ м) характерно увеличение со временем \bar{z}_a , тогда как для глубинного стартового горизонта ($z_{a0}=1000$ м) средняя глубина ансамбля частиц со временем, как правило, уменьшается. Выявляющиеся здесь особенности можно рассматривать как свидетельство того, что хаотический перенос, возникающий в поле нестационарных трехмерных крупномасштабных течений в Южном океане, содержит вполне отчетливые указания на действенный механизм вертикального перераспределения массы – результирующее погружение вод из поверхностных слоев и их подъем из глубинных слоев. Оценить характерное время развития этого процесса по имеющимся данным, однако, затруднительно, так как рассматриваемого здесь 24-летнего интервала времени недостаточно для выхода временных изменений σ_{vert} на насыщение.

Более детальное представление о вертикальной структуре переноса вод можно получить из диаграмм, показывающих местоположение прохождений траекторий ансамбля жидких частиц через выбранный вертикальный разрез. Примеры таких сечений, ориентированных в меридиональной плоскости, для стартового положения ансамбля в проливе Дрейка представлены на рисунке 3.15. Кружками здесь показаны пересечения траекторией меридиональной плоскости с запада на восток, крестиками – с востока на запад. Размер значков пропорционален логарифму времени, прошедшему от начала расчета. В правой колонке диаграмм на рисунках 3.15 a , b , d показаны пересечения трёх меридиональных разрезов частицами, траектории которых стартуют с глубины 10 м (их горизонтальная картина представлена на рисунке 3.10 a). Левая колонка диаграмм (b , c , e) — пересечения тех же разрезов, но для траекторий, отправляющихся с глубины 100 м и показанных в горизонтальной проекции на рисунке 3.11 a .

Из рисунка 3.15 видно, в частности, что жидкие частицы, стартовавшие с глубины 10 м, с течением времени перераспределяются до глубины 500 м. В плоскости меридианов 60° в.д. и 180° все маркеры перемещаются с запада на восток (рисунок 3.15 b , d). При этом в меридиональном направлении рассеяние невелико и составляет около 2° , то есть примерно

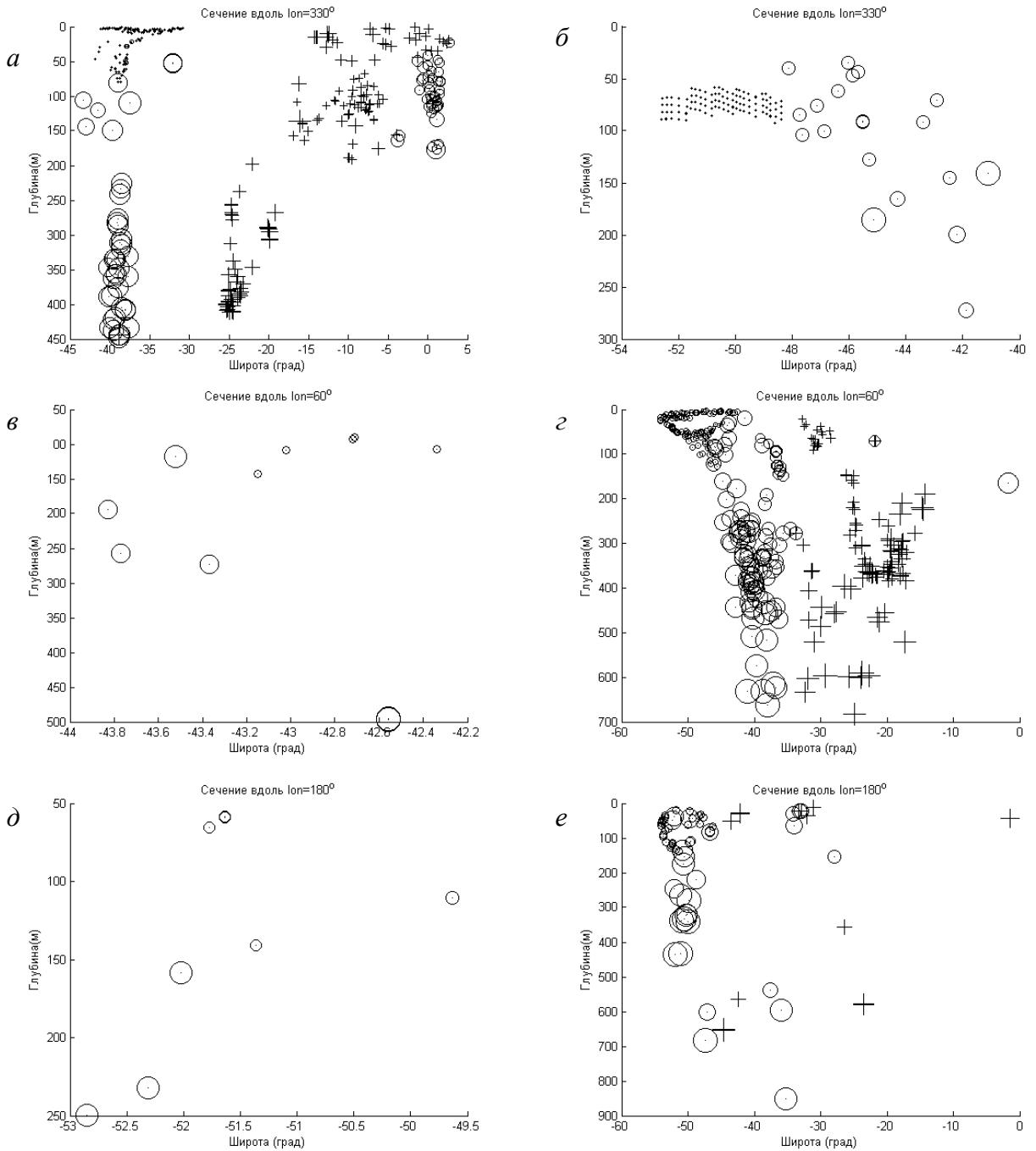


Рисунок 3.15. Вертикальные сечения, показывающие прохождение жидких частиц через три меридиональные плоскости для двух ансамблей траекторий, стартующих в проливе Дрейка ($\lambda_{a0} = 62^{\circ}$ з. д., $\varphi_{a0} = 59^{\circ}$ ю. ш.) с глубин 10 м (*a*, *b*, *d*) и 100 м (*b*, *c*, *e*). Представлены вертикальные разрезы по меридианам $\lambda = 30^{\circ}$ з. д. (*a*, *b*); $\lambda = 60^{\circ}$ в. д. (*b*, *c*); $\lambda = 180^{\circ}$ (*d*, *e*). Кружками показаны пересечения меридиональной плоскости с запада на восток, крестиками – с востока на запад. Размер значков пропорционален логарифму времени, прошедшему от начала расчета.

столько же, как и в начальном положении. Заметное перемешивание отмечается в Атлантическом секторе (на меридиане 30° з.д.), куда попадает большая часть исходного ансамбля. Меридиональное рассеяние здесь составляет 45° , то есть около 5000 км.

Прохождения маркерами меридиональной плоскости с запада на восток перемежаются с обратными пересечениями. Общая картина движения в окрестности данного меридиана содержит все признаки хорошо выраженного перемешивания первоначального компактного ансамбля жидких частиц.

Для ансамбля, стартовавшего из пролива Дрейка с глубины $z_{a0}=100$ м (правая колонка диаграмм на рисунке 3.15), зона перемешивания располагается в Индоокеанском секторе. Это хорошо видно на сечении по меридиану 60° в.д. (рисунок 3.15 σ), где вертикальный диапазон зоны перемешивания заключен от 0 до 700 м, а меридиональный – от экватора до 55° ю.ш., то есть простирается более чем на 6000 км. Имеют место пересечения траекторий в обоих направлениях.

Сечение по меридиану 30° з. д. (рисунок 3.15 δ), позволяет проследить начальную фазу рассеяния частиц. Кластер мелких кружков в диапазоне глубин $z \in 60\text{--}90$ м и широт $\varphi \in 48\text{--}53^\circ$ ю. ш. соответствует первому прохождению пучка из 100 траекторий через данное сечение, расположенное на удалении около 1700 км от стартового положения ансамбля в проливе Дрейка. На этой стадии еще можно идентифицировать принадлежность маркеров исходной решетке начальных местоположений. Сечение ансамбля распадается на пять групп по 5×4 траектории в каждой. Каждая группа соответствует, очевидно, разнесению начальных положений по долготе. Широтный разброс увеличился примерно в два раза в сравнении с первоначальным, составлявшим 2° . Вертикальный разброс почти не изменился — все те же 20 метров. В следующее прохождение через рассматриваемое сечение, обозначаемое более крупными кружками, попадает лишь 18% частиц из первоначального ансамбля. Остальные оказываются рассеянными в Индийском и Тихом океанах. Вертикальное рассеяние в данном месте распространяется на глубины от 40 до 270 м.

3.2.5 Заключительные замечания

Расчет траекторий жидких частиц, являющихся лагранжевыми характеристиками движения, позволяет оценить структуру и возможные пути распространения водных масс в океане. В данном случае рассматривается циркуляционная система Южного океана на базе расчетных полей скорости течений по МОЦО ГМЦ. Траектории частиц–маркеров построены для различных начальных географических положений и различных стартовых глубин, что даёт возможность для исследования сравнительной роли характерных океанических районов в перераспределении водных масс по акватории и слоям океана. Траектории строились с использованием лишь детерминированных компонентов движения, связанных с полем

трехмерного вектора скорости течений $\mathbf{u} = (u, v, w)$. Получаемые таким образом траектории трактуются как показатели переноса вод океана. При использовании аналогичной процедуры построения траекторий, но с добавлением к скорости течений $\mathbf{u} = (u, v, w)$ случайной компоненты $\mathbf{u}' = (u', v', w')$, имитирующей турбулентные флюктуации, лагранжевы характеристики часто интерпретируются в терминах распространения примесей.

Анализ полученных траекторий показывает, что в Южном океане имеет место довольно сложная структура переносов, в значительной мере зависящая от изменчивости течений по вертикали. Циркумполярное обращение вод происходит в подповерхностных слоях, на глубинах более 100 м. Кроме того, в циркумполярное обращение вовлекаются лишь воды из сравнительно ограниченного широтного диапазона начальных положений, в представленных расчетных примерах – из пролива Дрейка. В поверхностном слое перенос вод в сильной степени определяется экмановскими течениями. Под действием преобладающих западных ветров отмечается общая тенденция к перемещению частиц по направлению от полюса к экватору.

Картина переносов является существенно трёхмерной как это наглядно показывают индивидуальные расчетные траектории маркеров. По ходу движения в системе горизонтальной циркуляции частицы воды претерпевают сильные вертикальные смещения, на каждом этапе попадая в другие циркуляционные структуры бароклинного океана.

Введение в рассмотрение ансамбля траекторий позволяет дать более информативное описание процессов переноса и перемешивания массы и других свойств вод океана в сравнении с расчетами единичных траекторий. Ансамбли формировались из компактного набора начальных положений 100 жидких частиц, равномерно распределенных внутри нескольких заданных трёхмерных модельных боксов расчетной сеточной области МОЦО. Из анализа результатов расчета ансамблевых траекторий следует, что средние по ансамблю глубины прослеживаемых жидких частиц \bar{z}_a , как правило, увеличиваются со временем для верхних стартовых горизонтов ($z_{a0}=10$ м и $z_{a0}=100$ м) и уменьшаются для глубинного стартового горизонта ($z_{a0}=1000$ м). Это можно рассматривать как свидетельство того, что хаотический перенос, возникающий в поле нестационарных трехмерных крупномасштабных течений в Южном океане, содержит вполне отчетливые указания на действенный механизм вертикального перераспределения массы — результирующее погружение вод из поверхностных слоев и их подъем из глубинных слоев. Оценить характерное время развития этого процесса по имеющимся данным не представляется, однако, возможным, так как рассматриваемого здесь 24-летнего интервала времени недостаточно для выхода временных изменений вертикального рассеяния на насыщение.

Необходимо отметить, что полученная картина переносов вод Южного океана имеет, разумеется, приближенный характер в силу ограниченного сеточного разрешения используемой модели общей циркуляции океана. При повышении разрешения картина будет уточняться и детализироваться. Однако и представленные материалы в достаточной степени иллюстрируют возможности использования лагранжевых характеристик движения для решения широкого круга задач, относящихся к изучению климатообразующей роли, как Южного океана, так и других частей Мирового океана.

В заключение отметим, в качестве важного методического результата, повышенную информативность анализа трёхмерных траекторий движения жидких частиц в сравнении с традиционными картами течений для разных горизонтов в толще океана. По таким картам (для модуля скорости, её векторного представления, линий тока и пр.) затруднительно получить столь наглядное представление о движении вод в толще океана, как, например, даёт рисунок 3.8.

ГЛАВА 4. СИСТЕМА УСВОЕНИЯ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Основная задача оперативной океанологии связана с разработкой и поддержанием информационно-прогностических систем, обеспечивающих регулярное получение сведений о текущем состоянии океана и его развитии (прогнозе) на определенном временном интервале. Построение систематизированной картины состояния вод океанов и морей достигается путем анализа разнородных данных наблюдений с привлечением математических моделей. Эти же модели, как правило, являются и основой прогностических приложений. Но даже самые совершенные из существующих моделей не способны обеспечить предоставление необходимой потребителям информации о состоянии вод океана без данных наблюдений. Для проведения расчетов по этим моделям требуются начальные и граничные условия, которые могут быть заданы только с использованием данных наблюдений. Дело осложняется, однако, тем, что сами данные наблюдений, будучи, как уже отмечалось выше, нерегулярными и неполными, то есть крайне неравномерно распределенными в пространстве и во времени, содержат разного рода ошибки. Минимизация последствий наличия такого рода ошибок и неполноты наблюдательной базы достигается путем применения специальных процедур, называемых усвоением данных. Суть процедур усвоения данных состоит в комбинировании (синтезе) данных наблюдений и результатов расчетов по соответствующей эволюционной модели, которая выступает в роли пространственно-временного интерполятора для областей, слабо освещенных наблюдениями. Оба участника, наблюдения и модель, несовершены и содержат разного рода ошибки. В конечном итоге процедура усвоения данных сводится к построению оптимальной комбинации из этих двух источников информации с учетом статистической структуры ошибок каждого из них. Получаемая при этом оценка оказывается более точной, нежели оценки, извлекаемые порознь из наблюдений или из модельных расчетов.

В 1997 году была сформулирована концепция проведения десятилетней международной экспериментальной программы по усвоению глобальных океанографических данных GODAE — Global Ocean Data Assimilation Experiment [Smith and Lefebvre, 1997]. Впечатляющие итоги GODAE [Bell *et al.*, 2009] обусловили преемственность международной координации работ по анализу и прогнозированию состояния океана в рамках нового проекта GODAE Ocean View (GOV), рассчитанного на период до 2020 года [Bell *et al.*, 2015].

В ходе выполнения проекта GODAE, а также в результате осуществления национальных программ в ряде ведущих метеорологических и/или океанографических центров созданы действующие прототипы информационно-прогностических систем. В данном случае речь идет только о системах, действующих на регулярной основе и обеспечивающих анализ глобальных полей в оперативном (близком к реальному времени) режиме. В таблице 4.1 представлена

сводка основных систем усвоения океанографических данных, предназначенных для получения оценок текущего состояния гидрофизических полей Мирового океана [Зеленъко и др., 2010б]. Подобная сводка, но по состоянию на 2015 год, приведена в работе [Martin et al., 2015]. Основной прогресс за пятилетний период сводится, главным образом, к повышению пространственного разрешения используемых МОЦО и выходных полей глобальных систем усвоения данных и, в меньшей степени, затрагивает состав усваиваемых наблюдений и методы анализа данных.

Таблица 4.1 — Основные глобальные системы усвоения океанографических данных, действующие в оперативном режиме (по состоянию на 2010 г.)

Центр, год внедрения	МОЦО, конфигурация	Атмосферный форсинг	Процедура усвоения. Данные	Описание
NCEP/NOAA (США), 2004	MOM-3 75°S - 65°N. 1°x1°, у экватора ~1°x0,3°; 40 уровней	Реанализ 2 (NCEP). Релаксация к набл. T_0 и S_0 .	3D-Var. T, S	[Behringer and Xue, 2004]
Mercator (Франция), 2004	OPA 8.2 Трехполюсная глобальная сетка; 2°; у экватора 0,5° (55-222 км); 31 уровень	Оперативный анализ ECMWF	FK (SEEK). T, S, SSH	www.mercator-ocean.fr
ECCO Consortium (США), 2004	MIT gcm 80°S - 80°N 1°x1°, у экватора ~1°x0,3°; 46 уровней	Реанализ NCEP	FK. T, S, SSH	[Wunsch et al., 2009]
ECMWF (страны EC) версия S3, 2006	HOPE 80°S - 80°N 1°x1°, у экватора ~1°x0,3°; 29 уровней	Оперативный анализ ECMWF	MvOI. T, S, SSH	[Balmaseda et al., 2007]
Гидрометцентр России, 2006	HMC OGCM 3.1 78°S - 80°N 2°x2°, севернее 40°N - 2°x2°cosφ, 32 уровня	Оперативный анализ NCEP	2D-Var. T, S	[Зеленъко и др., 2007]
Naval Research Laboratory (США), 2006	NLOM 72°S - 65°N сетка; 1/32°; 6 слоев + ВПС	Оперативная система NOGAPS	MvOI. T, S, SSH	[Shriver et al., 2007]
Naval Research Laboratory (США), 2007	NCOM Трехполюсная глобальная сетка; 1/8°; 41 уровень	Оперативная система NOGAPS	MvOI. T, S, SSH	[Barron et al., 2007]
Naval Research Laboratory (США), 2008	HYCOM Глобальная сетка; 1/12° = 5' (~7км); 32 уровня	Оперативная система NOGAPS	MvOI. T, S, SSH	www.hycom.org
Mercator (Франция), 2008	NEMO (OPA 9) Трехполюсная глобальная сетка; 0,25° (6-26 км); 50 уровней	Оперативный анализ ECMWF	FK (SEEK). T, S, SSH	[Cummings et al., 2009]
NCOF (Великобритания), 2009	NEMO Трехполюсная глобальная сетка; 0,25° (6-26 км); 50 уровней	Оперативный анализ UKMO	4D-Var. T, S, SSH	www.ncof.co.uk

Примечания:

T, S, SSH — данные наблюдений по температуре, солености и отклонениях уровенной поверхности (спутниковая альтиметрия) соответственно.

2D-Var, 3D-Var, 4D-Var — двумерный, трехмерный и четырехмерный вариационный анализ.

FK — фильтр Калмана.

MvOI — многоэлементная оптимальная интерполяция.

Усвоение океанографических данных в оперативном режиме в Национальном центре прогнозов состояния окружающей среды США (NCEP) осуществляется с 1995 г. Вначале усваивались данные по температуре воды, а в последних версиях и солености, на основе схемы оптимальной интерполяции с использованием эквивалентной вариационной формулировки (*Ji et al., 1995; Derber and Rosati, 1989*).

В системе ВМС США (*Fox et al., 2002*) для получения оценки текущего состояния трехмерных полей температуры и солености в океане (до глубины 1500 м) используется упрощенная процедура – так называемая “Модульная система усвоения океанографических данных” (Modular Ocean Data Assimilation System – MODAS). Она основана на трансформации климатических профилей температуры с привлечением данных лишь о поверхностной температуре и альтиметрии морской поверхности. Метод анализа – оптимальная интерполяция.

В Великобритании работа по этому направлению ведется в Национальном центре прогнозирования океана (National Center for Ocean Forecasting – NCOF). Этот центр функционирует в рамках стратегического партнерства между английской метеослужбой (UKMO) и рядом океанографических исследовательских организаций (Proudman Oceanographic Laboratory, Plymouth Marine Laboratory, National Oceanography Centre at Southampton, Environmental Systems Science Centre at Reading). Глобальное усвоение данных и прогнозирование океанографических условий (трехмерные поля температуры воды, ее солености, скорости течений, поле толщины верхнего перемешанного слоя) осуществляется с использованием модели FOAM [*Bell et al., 2003*]. Система введена в действие с октября 1997 г.

Во французском центре Mercator реализована целая иерархия информационно-прогностических систем [*Bahurel, 2005*] с различным разрешением для Мирового океана и разных его районов. Во всех подсистемах центра Mercator в качестве усваивающей модели используется модель общей циркуляции океана OPA, а в качестве процедуры усвоения – оптимальная интерполяция. И лишь в самое последнее время реализовано усвоение на основе калмановской фильтрации – Singular Evolutive Extended Kalman (SEEK).

Кроме того, имеется еще ряд региональных систем, таких как MFS (Mediterranean Forecasting System) – Система прогнозирования Средиземного моря, TOPAZ (Towards an Operational Prediction System for the North Atlantic European Coastal Zones), охватывающая Северную Атлантику, северные моря и Северный ледовитый океан [*Ocean Weather Forecasting, 2005*] и другие локальные системы.

Судя по публикациям, в Российской Федерации оперативные системы усвоения океанографических данных реализованы только для Мирового океана [*Зеленько и др., 2007; Zelenko et al., 2008*] и Черного моря [*Коротаев и др., 2016*]. В данном разделе рассматривается

глобальная система усвоения океанографических данных, которая представляет собой развитие первой версии системы, действовавшей в Гидрометцентре России в 2006–2011 гг. (таблица 4.1). Главные модификации связаны с внедрением трехмерного варианта вариационной схемы анализа (3D-Var) и повышением (удвоением) пространственного разрешения модели океана и выходной продукции системы. Далее будет описано строение этой системы и представлены некоторые результаты применения версий системы [Зеленъко и др., 2010б; Зеленъко и др., 2016а; Zelenko et al., 2008].

В нашем случае для усвоения данных применяется подход с циклической схемой "анализ-прогноз-анализ", который уже длительное время успешно используется в метеорологии, а в последние годы стал широко внедряться и в океанологических системах. Базовыми элементами, которыми оперирует схема, являются поле первого приближения анализируемой величины и отклонение наблюдений от этого поля (так называемые инновации). Задача шага "прогноз" состоит в получении поля первого приближения на основе расчетов по эволюционной гидродинамической модели, стартующей из состояния анализа предшествующего цикла. Затем вычисляются инновации в пространстве наблюдений, которые на шаге "анализ" посредством той или иной объективной процедуры проецируются на пространство модели (получаемые поля на сетке модели называют инкрементами). После добавления инкрементов к текущему модельному состоянию осуществляется шаг "прогноз" следующего цикла. Термин прогноз здесь означает получение предварительной оценки искомого поля посредством непродолжительного интегрирования эволюционной модели. В океанологических системах это интегрирование чаще выполняется в расчетном (диагностическом) режиме по заданным, а не прогностическим, атмосферным воздействиям на поверхности океана. В такой циклической схеме на шаге анализа усваиваются как текущие наблюдения (непосредственно, в процедуре анализа), так и прошлые наблюдения (опосредованно, через поле первого приближения). При этом эволюционная модель выполняет роль пространственно-временного интерполятора данных в областях плохо освещенных наблюдениями.

Таким образом, основу системы усвоения океанографических данных (СУОД), наряду с наблюдениями, образуют ещё две её составные части — гидродинамическая модель общей циркуляции океана, описывающая пространственно-временную эволюцию гидрофизических полей и подсистема объективного анализа, обеспечивающая оптимальную в статистическом смысле оценку инкрементов. Рассматриваемая глобальная система усвоения океанографических данных базируется на МОЦО и на вариационных схемах анализа, которые развиваются в Гидрометцентре России. В обсуждаемых здесь конфигурациях системы используется последняя версия модели океана (МОЦО ГМЦ 3.2) и процедура трехмерного вариационного анализа (3D-Var).

4.1 Используемые данные наблюдений

Основу входной информации для глобальных систем усвоения составляют данные контактных профильных измерений температуры и солености морской воды в толще океана. Основные особенности соответствующей оперативной наблюдательной системы, включая описание наблюдательных платформ и потоков данных, были рассмотрены ранее (п. 1.3.2). Источником оперативных океанографических данных для системы служит сервер, поддерживаемый в рамках проекта USGODAE¹, и предназначенный для сбора информации из многочисленных источников и предоставления всем заинтересованным центрам однотипного набора исходной информации.

В качестве характерного примера входной информации СУОД на рисунке 4.1 показана 10-суточная порция данных наблюдений, поступающих от главных наблюдательных подсистем. Такой интервал накопления наблюдений совпадает с шириной окна усвоения информации в СУОД, а также обусловлен типичной продолжительностью цикла поступления измерений от большинства буёв Арго, составляющей те же 10 суток.

На рисунке 4.1а показано географическое распределение замеров профилей температуры с помощью обрывных термозондов XBT, поступивших в систему усвоения данных за период 1–10 октября 2009 г. Справа от карты (рисунок 4.1б) представлено соответствующее суммарное распределение измерений температуры для всех профилей по глубине. Для профилей XBT характерна достаточно высокая плотность и повторяемость измерений вдоль маршрутов судов и равномерное распределение измерений температуры по глубине вплоть до горизонта 800 м. К явным недостаткам этого вида наблюдений, с точки зрения глобального мониторинга, относится незначительная площадь акватории океана с такой оперативной информацией и сравнительно низкая точность измерений.

Основная часть оперативной информации, поступающей с зажоренных буёв (рисунок 4.1в), локализована в тропической зоне Мирового океана, гораздо меньшее количество буёв расположено в прибрежных районах. К важным достоинствам буйковых наблюдений относятся согласованные по глубине измерения температуры и солености, а также высокая частота измерений — за 10-суточный период поступает около 10–30 тысяч измерений на глубинах до 1 км (рисунок 4.1г). И хотя информация ограничена в основном приэкваториальной зоной, а измерения достаточно неоднородно распределены по глубине (рисунок 4.1г), эта наблюдательная подсистема очень значима для мониторинга Мирового океана, и особенно при определении и прогнозировании эпизодов явления Эль-Ниньо – Южное колебание, для чего она, собственно, первоначально и разрабатывалась.

¹ <http://www.usgodaе.org>

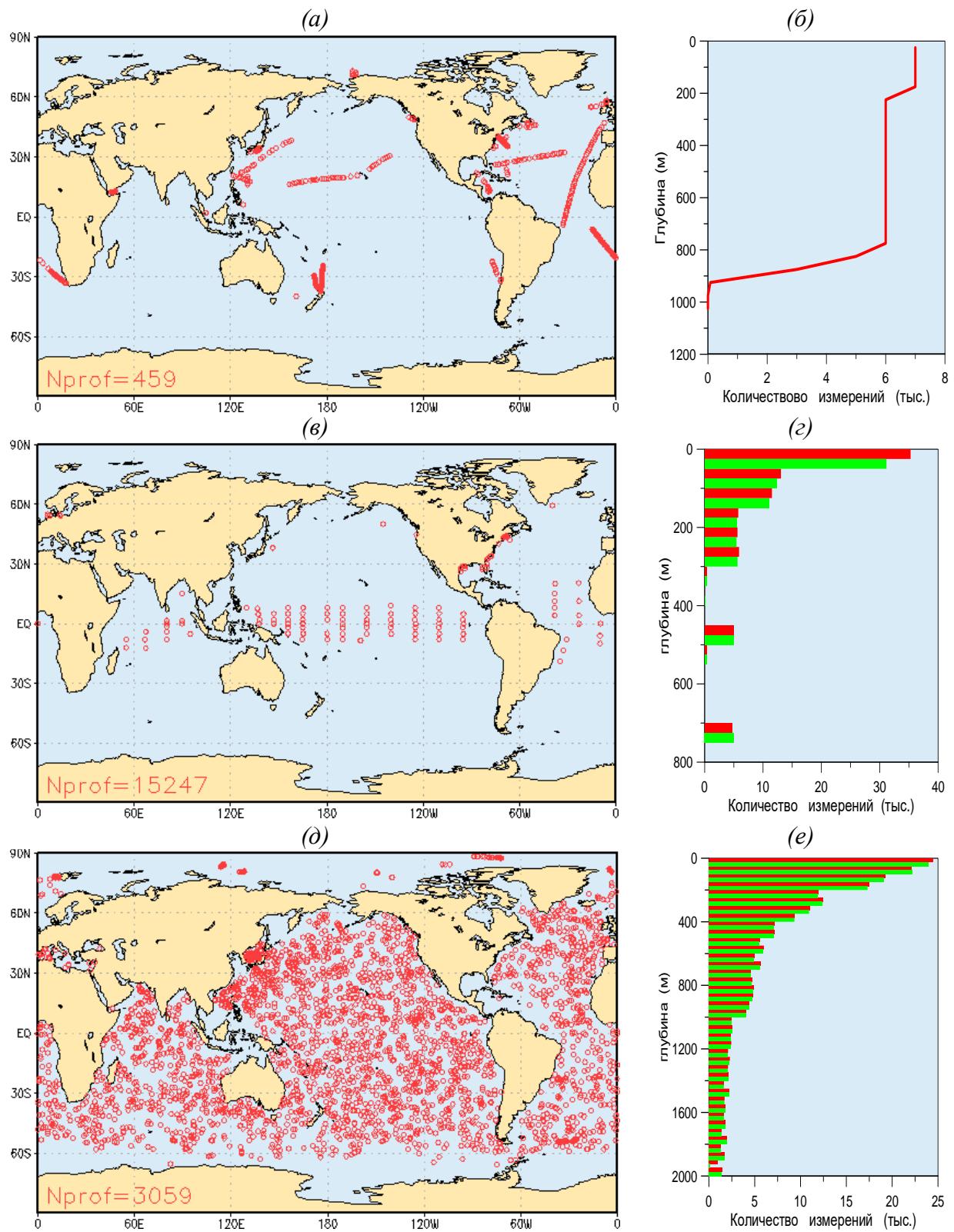


Рисунок 4.1. Географическое положение профильных измерений температуры и солености морской воды и распределение измерений по глубине за период 1-10 октября 2009 года для разных наблюдательных подсистем: (а, б) - измерения температуры обрывными зондами XBT; (в, г) - данные, поступающие с заякоренных буёв; (д, е) - информация автономных "ныряющих" буев Арго. [Зеленько и др., 2010б].

На диаграммах (а, г, е) красный цвет соответствует измерениям температуры, зеленый — солености.

Основная часть профильных измерений температуры и солености воды в океане

приходится на систему буев Арго, размещение которых началось в 2000 году и вышло на плановый уровень (3000 буев) в ноябре 2007 года. В отличие от двух рассмотренных наблюдательных подсистем, которые выполняют измерения в рамках эйлерова подхода в фиксированных точках, данная система реализует комбинированный эйлерово-лагранжев подход (см. п. 1.3.2.3). Сравнение распределения профилей, поставляемых буями Арго и другими системами (рисунок 4.1 a , b , d), впечатляет и показывает какая именно наблюдательная подсистема открывает возможности для мониторинга подповерхностных гидрофизических полей океана. Массовые измерения температуры и солености морской воды охватывают слой глубиной 2 км (рисунок 4.1 e), при этом их инструментальная погрешность (п. 1.3.2.3) достаточна для многих приложений.

К дополнительным, не слишком многочисленным, профильным наблюдениям относятся данные измерений с помощью датчиков, закрепляемых на морских животных (см. п. 1.3.2.4). Ещё один вспомогательный источник информации о профилях температуры и солености, используемый в системе усвоения данных — это измерения термосолезондами СТД, выполняемые, как правило, с борта научно-исследовательских судов. Эти данные характеризуются высокой точностью, измерения часто выполняются до больших глубин вдоль гидрологических разрезов. Большой объем уникальной информации такого рода был получен в период выполнения крупной программы по исследованию глобальной циркуляции океана (WOCE) на регулярных трансокеанических разрезах с зондированиями от поверхности до дна океана. Значимость этой наблюдательной подсистемы для мониторинга океана снижается нерегулярностью и фрагментарностью наблюдений, а также тем обстоятельством, что результаты СТД-зондирований этого типа редко передаются в оперативном режиме.

Входная информация для рассматриваемой далее системы усвоения океанографических данных основана на профильных измерениях, типичная порция которых для одного цикла усвоения показана на рисунке 4.1. Многочисленные наблюдения на поверхности океана, в первую очередь ТПО, напрямую не усваиваются. Обычной практикой является использование готовых анализов ТПО [Martin *et al.*, 2015], основанных в значительной степени на спутниковых данных, качество которых постоянно улучшается (п. 1.4.1).

С точки зрения оперативного мониторинга состояния океана решающее значение имеет регулярность поступления сравнительно однородных данных. Как следует из рисунка 4.2, уже на протяжении двух лет после выхода программы Арго на проектные показатели сложились довольно устойчивые потоки оперативной информации, образующей основу для системы усвоения океанографических данных.

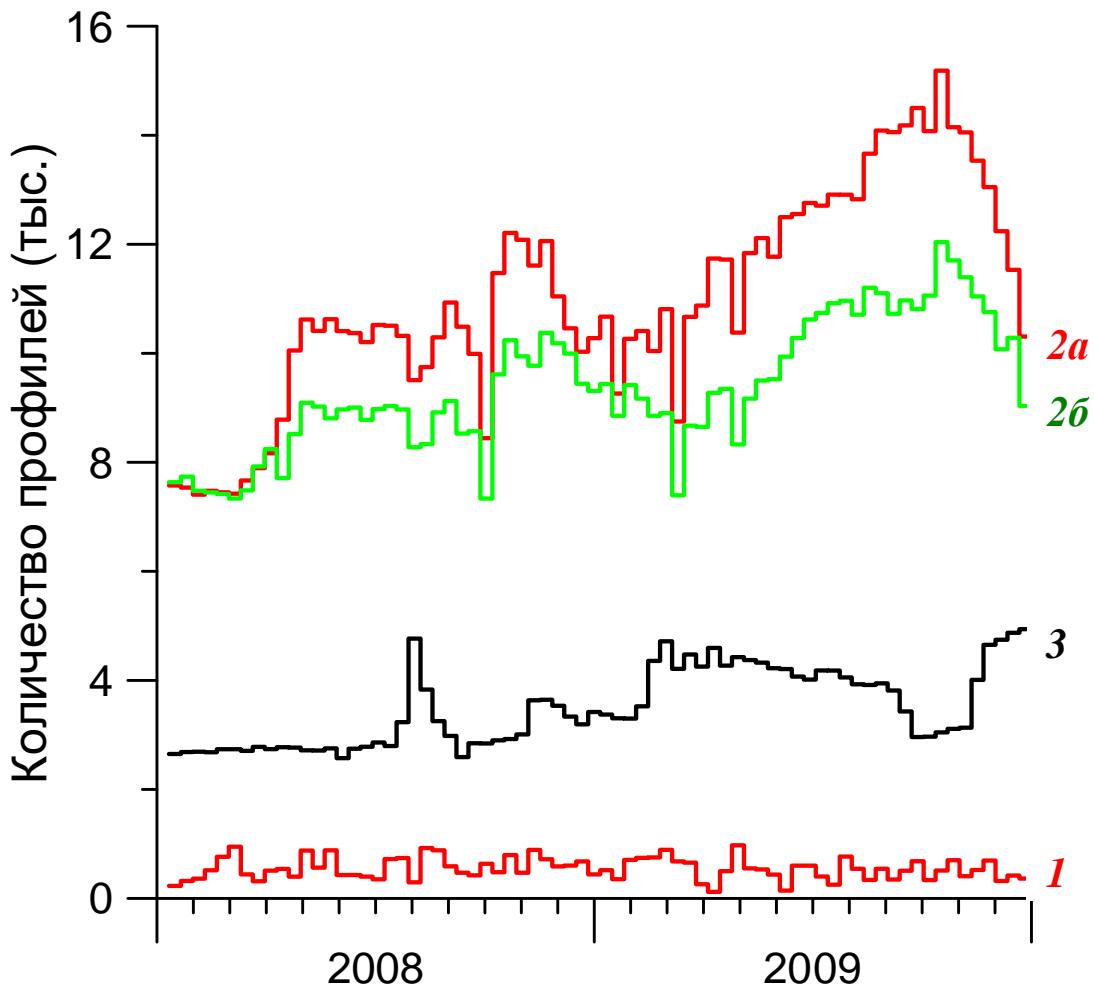


Рисунок 4.2. Временной ход количества профилей по 10-суточным интервалам для разных наблюдательных подсистем в 2008–2009 гг.: (1) – измерения температуры зондами ХВТ; (2а, 2б) – измерения на заякоренных буях температуры и солености, соответственно; (3) – данные буев Арго, кривые для измерений температуры и солености графически неразличимы. [Зеленько и др., 2010б].

4.2 МОЦО и атмосферный форсинг

В рассматриваемых далее системе усвоения океанографических данных, её приложениях и численных экспериментах используются две циркуляционные модели: МОЦО ГМЦ и модельный комплекс NEMO, информация о которых представлена в главе 2. В действующей системе для МОЦО применяется “одноградусная” (п. 2.2.5) конфигурация: горизонтальное разрешение составляет $1^\circ \times 1^\circ$ в районе экватора с монотонным уменьшением широтных шагов сетки пропорционально косинусу широты по мере приближения к полюсам. Таким образом, шаги горизонтальной сетки МОЦО меняются в диапазоне примерно от 100 км в районе экватора до 20 км у северной и южной границ областей. По глубине вся толща океана (от поверхности до 5,5 км) разбита на 32 слоя, толщина которых увеличивается от поверхности до

дна, сообразно типичному распределению вертикальных градиентов температуры и солености в океане. Расчетной областью является Мировой океан за исключением приполярной зоны к северу от $80,1^{\circ}$ с. ш. В широтной зоне, прилегающей к северной границе, также, как и в створе пролива Гибралтар применяется релаксация рассчитываемых в модели температуры и солености воды к среднемесячным данным климатического атласа WOA01, интерполируемым на каждом временном шаге модели, с коэффициентом релаксации, соответствующим постоянной времени около 20 суток. Модельный рельеф дна построен на основе цифрового массива топографических и батиметрических данных¹ ЕТОРО5: интерполированные на сетку модели значения глубин подвергались затем сглаживанию 5-точечным фильтром. Основные физические и алгоритмические параметры для используемой конфигурации МОЦО приводятся в таблице 2.1.

Интегрирование МОЦО в процедурах усвоения данных подразумевает задание атмосферных воздействий (потоков импульса, тепла и пресной воды) на поверхности океана в течение всего расчетного периода. В настоящее время, как и в перспективе ближайших лет, наиболее подходящим источником сведений о поверхностных потоках, необходимых для интегрирования уравнений термогидродинамики океана, являются результаты расчетов, осуществляемых в радиационном и погранслойном блоках прогностических метеорологических моделей (см., например, [Реснянский и др., 2005]). Таким образом, построение океанографических информационно-прогностических систем возможно лишь при условии тесной привязки к метеорологическим моделям. В идеале, учитывая взаимосвязь поверхностных потоков с состоянием обеих сред, необходимо создавать единую систему усвоения и прогнозирования метеорологических и океанографических полей. Но в техническом отношении — это довольно громоздкая задача. На первом этапе можно ограничиться созданием раздельных систем с периодическим обменом необходимыми данными (поверхностные потоки из атмосферной системы для форсирования океанической модели; ТПО, параметры ледового покрова для задания граничных условий в атмосферной модели). Именно по этой схеме развивается большинство современных систем оперативной океанологии [Tonani et al., 2015].

При интегрировании МОЦО на не слишком длительные сроки можно использовать данные об атмосферных воздействиях, получаемые непосредственно из метеорологических систем, поскольку в состав продукции этих систем входят глобальные поля касательного напряжения ветра, потоков тепла и пресной воды на постилающей атмосферу поверхности. Однако при таком способе определения атмосферных воздействий не учитываются существующие в природе обратные связи между океаном и атмосферой, которые являются

¹ <https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/etopo5.html>

стабилизирующим фактором, удерживающим совместную систему в окрестности равновесного (климатического) состояния. Вследствие этого в районах со слабым покрытием данными наблюдений могут появляться нарастающие со временем расхождения между наблюдающимися в природе и получающимися в модельных расчетах океанографическими полями. Для подавления этих расхождений необходимо тем или иным способом учитывать обратные связи между океаном и атмосферой. В разработанном в рамках развивающейся СУОД модуле взаимодействия океана и атмосферы такой учет осуществляется путем расчета турбулентных потоков явного H_s и скрытого H_E тепла, а также восходящего длинноволнового излучения на поверхности воды E_w по ходу интегрирования модели общей циркуляции океана. В отличие от использования информации о потоках непосредственно из метеорологической прогностической модели, никак не зависящей от оцениваемого текущего состояния океана, входящие в расчетные формулы для потоков текущие значения температуры поверхности океана берутся из расчетных полей МОЦО, что и служит механизмом установления обратных связей в системе.

Удобным в практической реализации и широко распространенным методом расчета турбулентных потоков явного H_s и скрытого H_E тепла на границе раздела вода–воздух является использование так называемых интегральных аэродинамических формул (англ. bulk formulae):

$$H_s = C_s \rho_a c_{pa} |\mathbf{U}(z)| [T_a(z) - T_0], \quad H_E = C_E \rho_a L |\mathbf{U}_z| [q_a(z) - q_0], \quad (4.1)$$

где ρ_a и c_{pa} – соответственно плотность и удельная теплоемкость воздуха, $T_a(z)$ и $q_a(z)$ – температура и удельная влажность воздуха в приводном слое атмосферы на высоте z над поверхностью воды, T_0 – температура поверхности воды, q_0 – удельная влажность насыщения при температуре поверхности воды, $|\mathbf{U}(z)|$ – модуль вектора скорости ветра в приводном слое, L – удельная теплота парообразования, C_s и C_E – безразмерные коэффициенты обмена (числа Сентона и Дальтона). Потоки считаются положительными, если направлены от атмосферы к океану.

Еще одним элементом обратных связей между океаном и атмосферой, является восходящий поток длинноволнового излучения E_w , зависящий от температуры поверхности воды. Величина этого потока определяется законом Стефана–Больцмана:

$$E_w = \delta \sigma T_0^4, \quad (4.2)$$

где $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ Вт м}^{-2} \text{ К}^{-4}$ — постоянная Стефана–Больцмана, δ — "коэффициент серости", обычно задаваемый для поверхности воды в диапазоне 0,98–1,0.

Аналогичные (4.1) по структуре формулы используются и для вычисления компонентов вектора касательного напряжения ветра $\tau = (\tau^\lambda, \tau^\varphi)$ или вертикального турбулентного потока горизонтальных составляющих импульса:

$$\tau^\lambda = C_D \rho_a |\mathbf{U}(z)| U(z), \quad \tau^\varphi = C_D \rho_a |\mathbf{U}(z)| V(z), \quad (4.3)$$

где $U(z)$ и $V(z)$ — компоненты вектора скорости ветра $\mathbf{U}(z)$ в приводном слое атмосферы, C_D — коэффициент сопротивления.

Различия между существующими в настоящее время многочисленными методиками, основанными на формулах (4.1), (4.3), сводятся к способам определения коэффициентов обмена C_s , C_E , C_D , зависящих от плотностной стратификации приводного слоя воздуха, скорости ветра $|\mathbf{U}_z|$, высоты z , к которой относятся измеренные или расчетные значения метеорологических переменных, характеристик ветрового волнения (см., например, [WGASF Group, 2000]). Основываясь на анализе литературных источников и экспертных оценках, для включения в модуль взаимодействия океана и атмосферы СУОД был выбран алгоритм COARE 3.0. Первая версия этого алгоритма (COARE 1.0), основанная на формулах из работы [Liu et al., 1979], была создана в ходе осуществления наблюдательной программы TOGA-COARE в тропической зоне Тихого океана в рамках международного проекта TOGA. В последующем она была уточнена и проверена с использованием данных наблюдений в других районах Мирового океана. Используемая здесь версия COARE 3.0 описана в работе [Fairall et al., 2003].

Остальные компоненты суммарного теплового потока на поверхности океана F_0^T в (2.34c) — коротковолновая солнечная радиация и нисходящее длинноволновое излучение — не зависят непосредственно от состояния океана, и поэтому не участвуют в обратных связях. Эти компоненты считаются заданными на основе независимых от океана источников метеорологической информации, в качестве которых используется продукция метеорологических систем. Те же системы поставляют и остальные входные данные, необходимые для расчетов по формулам (4.1), (4.3), включающие поля характеристик приводного слоя атмосферы: скорость ветра на высоте 10 м, температуру и удельную влажность воздуха на высоте 2 м, интенсивность осадков и сплоченность морского льда. Далее в этом разделе для определения атмосферного форсинга МОЦО применяются данные ежедневных анализов системы климатического прогноза Climate Forecast System (CFS), поддерживаемой в центре NCEP/NOAA [Saha et al., 2014], и связанного с этой системой

многолетнего реанализа Climate Forecast System Reanalysis (CFSR). Этот источник выбран среди прочих с учетом наличия длительного ряда требуемых полей, который начинается с 1979 года и обновляется текущими данными в оперативном режиме. Из этих же анализов CFS/CFSR извлекаются и ежедневные распределения ТПО, к которым осуществляется релаксация рассчитываемой в модели температуры на верхнем уровне с коэффициентом релаксации, соответствующим постоянной времени в 10 суток. С таким же коэффициентом релаксируется поверхностная соленость к среднемесячным климатическим данным WOA01 в соответствии с условиями (2.34c).

Для определения перечисленных выше величин, являющихся характеристиками взаимодействия океана и атмосферы, разработано программное обеспечение, предназначенное для использования в системе усвоения океанографических данных. Соответствующий программный модуль обеспечивает расчет потоков на границе океан-атмосфера в интерактивном режиме с учетом рассчитываемых в океанической модели значений температуры поверхности океана. Реализация модуля обеспечивает снижение систематических погрешностей, возникающих при одностороннем задании потоков импульса, тепла и пресной воды.

4.3 Трёхмерный вариационный анализ

В рамках циклической схемы усвоения данных интегрирование МОЦО позволяет получить предварительную оценку каждого из анализируемых полей, называемую полем первого приближения, и вычислить вектор инноваций — отклонений наблюдаемых значений от этого поля. Следующей после получения инноваций процедурой в схеме усвоения данных является этап так называемого анализа (ранее часто использовался термин “объективный анализ”). Под анализом здесь, как и в прочих системах обработки данных для использования в численных моделях, понимается процедура получения упорядоченной, приведенной к регулярной сетке, оценки гидрофизических полей по их предварительно рассчитанному первому приближению и нерегулярным, произвольно расположенным наблюдениям (например, [Реснянский и Зеленько, 1987; Зеленько и Реснянский, 1990]).

Методы анализа океанографических полей в основных чертах следуют имеющим уже сравнительно длительную и успешную историю подходам в метеорологических системах [Lorenc, 1986]. Эти методы, применительно к оперативным системам усвоения океанографических данных (таблица 4.1), включают те или иные разновидности оптимальной интерполяции [Гандин, 1963], трехмерный вариационный анализ (3D-Var) и ансамблевый (EnFK) или расширенный (SEEK) фильтр Калмана [Evensen, 2009]. Причем в последние годы

наметилась тенденция к преобладанию систем с использованием методов 3D-Var и фильтрации Калмана [Martin *et al.*, 2015]. Хотя, при этом, возобновляется интерес к применению оптимальной интерполяции в связи с разработкой систем для МОЦО с очень высоким пространственным разрешением, реализуемых на массивно-параллельных компьютерах [Кауркин и др., 2016; Ибраев и др., 2012].

Исследовательские работы, пока вне оперативных приложений, ведутся с четырехмерным вариационным усвоением данных 4D-Var [Залесный и Марчук, 2012]. Метод 3D-Var не учитывает эволюции состояния системы внутри окна усвоения, которое в разных СУОД меняется от одних до 10 суток. Этот недостаток преодолевается в методе 4D-Var, в котором ищется такая модельная траектория, которая наименьшим образом уклоняется как от расчетных полей в начале окна усвоения, так и от наблюдений внутри окна усвоения. Опыт применения метода 4D-Var в атмосферных приложениях показывает, что он несколько превосходит по точности 3D-Var, но оказывается затратным в вычислительном отношении и очень чувствительным к каким-либо изменениям в МОЦО.

В представляемой здесь системе усвоения данных применяется схема одноэлементного трёхмерного вариационного анализа 3D-Var. По этой схеме искомый вектор состояния X^a — состояние океана на момент анализа на сетке анализа — определяется путем минимизации следующего функционала [Lorenc, 1986]:

$$J[X] = \frac{1}{2}(X - X^f)^T B^{-1}(X - X^f) + \frac{1}{2}(X^{obs} - HX)^T R^{-1}(X^{obs} - HX). \quad (4.4)$$

Здесь X — варьируемый вектор состояния океана (в нашем случае трехмерное поле температуры воды или ее солености) и $J[X^a]$ доставляет минимум $J[X]$; X^f — поле первого приближения; X^{obs} — вектор наблюдений; B — матрица ковариаций ошибок поля первого приближения; R — матрица ковариаций ошибок наблюдений; H — так называемый оператор наблюдений. В общем случае нелинейный оператор H определяет модельный эквивалент наблюдаемой величины в точке наблюдения, который может быть непосредственно сопоставлен с самим наблюдением X^{obs} . В нашем случае оператор наблюдений — это оператор линейной интерполяции анализируемой переменной из модельной сетки на точку наблюдения.

Единственность минимума квадратичного функционала (4.4) обеспечивается положительностью и невырожденностью ковариационных матриц B и R . В соответствии со стандартными методами вариационного исчисления для решения оптимизационной задачи $J[X] \rightarrow \min$ находим вариационную производную функционала

$$\frac{\delta J}{\delta \mathbf{X}} = \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{X} - \mathbf{X}^f) + \mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{H}\mathbf{X} - \mathbf{X}^{obs}), \quad (4.5)$$

и приравнивая её нулю, после преобразований, для оптимальной оценки \mathbf{X}^a получаем

$$\mathbf{Y}^a = (\mathbf{B}^{-1} + \mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{H})^{-1} \mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{Y}^{obs}, \quad (4.6)$$

где $\mathbf{Y}^a = \mathbf{X}^a - \mathbf{X}^f$ – вектор инкрементов анализа, а $\mathbf{Y}^{obs} = \mathbf{X}^{obs} - \mathbf{H}\mathbf{X}^f$ – вектор инноваций.

Запись уравнения для инкрементов в форме (4.6) называется анализом “в пространстве модели”, так как матрица $\tilde{\mathbf{C}} = \mathbf{B}^{-1} + \mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{H}$, которую необходимо обратить в (4.6), имеет размерность, равную размерности вектора модельного состояния, используемого как первое приближение в анализе. При численном решении уравнения (4.6) не требуется явно обращать матрицу $\tilde{\mathbf{C}}$ [Цырульников и др., 2010]. Взамен этого достаточно численно решить систему уравнений

$$\tilde{\mathbf{C}} \mathbf{Y}^a = \mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{Y}^{obs} \quad (4.7)$$

Решение этой системы уравнений производится с использованием метода сопряжённых градиентов (см., например, [Бахвалов, 1975]).¹

Основная трудность в применении изложенного метода вариационного анализа океанографических, как, впрочем, и метеорологических, данных связана с необходимостью задания ковариационных матриц \mathbf{B} и \mathbf{R} . И если матрицу ковариаций ошибок наблюдений (в нашем случае контактных) можно принимать диагональной полагая некоррелированность ошибок наблюдений, то с матрицей \mathbf{B} ситуация гораздо сложнее. Прямые её расчеты вряд ли возможны из-за большой размерности моделей, несовершенства наблюдательной системы, ошибок репрезентативности и трудностей с выполнением требования положительной определенности рассчитываемых ковариационных матриц. Поэтому общепринятый подход состоит в применении того или иного способа моделирования (параметризации) ковариационной матрицы.

В рассматриваемой здесь СУОД для задания матрицы \mathbf{B} используются оригинальные методы реализации вариационного анализа, развивающиеся в Гидрометцентре России [Tsyryulnikov, 2005; Tsyryulnikov et al., 2006; Цырульников и др., 2010]. В цикле работ этих авторов для моделирования пространственных ковариаций поля ошибок первого приближения (ошибок расчета по МОЦО) используется обобщение на пространственный случай известной в теории случайных процессов [Бокс и Дженкинс, 1974] модели авторегрессии и скользящего среднего

¹ Автор с благодарностью отмечает, что соответствующая вычислительная программа была любезно предоставлена сотрудником Гидрометцентра России, кандидатом физ.-мат. наук П. И. Свиренко.

(ПАРСС). В данной реализации схемы стохастическая модель случайного поля ошибок первого приближения ξ при анализе численного прогноза имеет вид авторегрессии по вертикали, причём коэффициенты этой авторегрессии есть дискретизованные горизонтальные интегральные операторы [Цырульников и др., 2010]:

$$\xi_k = \sum_{j=k-q(k)}^{k-1} F_{kj} \cdot \xi_j + U_k \alpha_k, \quad (4.8)$$

где k и j обозначают номера вертикальных уровней, ξ_k – моделируемое случайное поле на уровне k , F_{kj} и U_k – горизонтальные операторы, α_k – взаимно (между уровнями) независимые поля горизонтального белого шума, а $q(k) \geq 0$ – вертикальный порядок, зависящий от уровня.

Вычислительная эффективность анализа 3D-Var при этом следует из высокой степени разрежённости возникающих при дискретизации задачи матриц, в частности матрицы M в матричном представлении модели (4.8) в виде:

$$M\xi = V\alpha, \quad (4.9)$$

причем матрица M является блочно-диагональной [Цырульников и др., 2010].

В рамках этого подхода была разработана система оценивания формирующих операторов модели ковариаций [Tsyryulnikov et al., 2006]. Такая модель обладает необходимой вычислительной эффективностью и универсальностью, будучи применимой для анализа как метеорологических, так и океанографических данных. Она позволяет также учитывать зависимость статистической структуры ошибок от географического положения и от меняющихся со временем динамических полей [Цырульников и др., 2010].

В ходе применения описанной выше схемы анализа в СУОД матрица ковариаций ошибок наблюдений R принималась диагональной, т.е. предполагалась некоррелированность ошибок наблюдений в разных точках (что представляется реалистичным предположением для используемых контактных наблюдений, в отличие от спутниковых данных). Дисперсия ошибок наблюдений задавалась пропорциональной дисперсии ошибок первого приближения, зависящей только от глубины, с коэффициентом пропорциональности 0,5. Такая формулировка обусловлена доминирующей ролью ошибок репрезентативности при используемых нами разрешениях горизонтальной модельной сетки порядка градуса.

Матрица ковариаций ошибок поля первого приближения B (дисперсии, а также горизонтальные, вертикальные и "наклонные" корреляции) задавалась в соответствии с

моделью ПАРСС¹. Модель построена путем аппроксимации эмпирических ковариаций ошибок поля первого приближения, рассчитанных на основе экспериментов по усвоению данных с 2D-Var версией анализа [Зеленъко и др., 2007] на интервале времени с января 2006 г. по март 2008 г. и осредненных по всему Мировому океану. Трехмерные эмпирические ковариации были оценены согласно разработанной ранее методике [Реснянский и др., 2010; Resnyansky et al., 2008]. По вертикали принят первый порядок авторегрессии. Широтная, долготная и сезонная зависимости не учитывались (такой учёт предполагается ввести в дальнейшем).

Форму полученных таким путем ковариаций иллюстрирует рисунок 4.3, на котором представлены инкременты анализа для единичных инноваций, относящихся к трем различным точкам на одной вертикали и на достаточном удалении друг от друга по глубине. Структура поля инкрементов анализа, соответствующего таким инновациям, как известно, совпадает со структурой корреляций, задаваемых в схеме анализа.

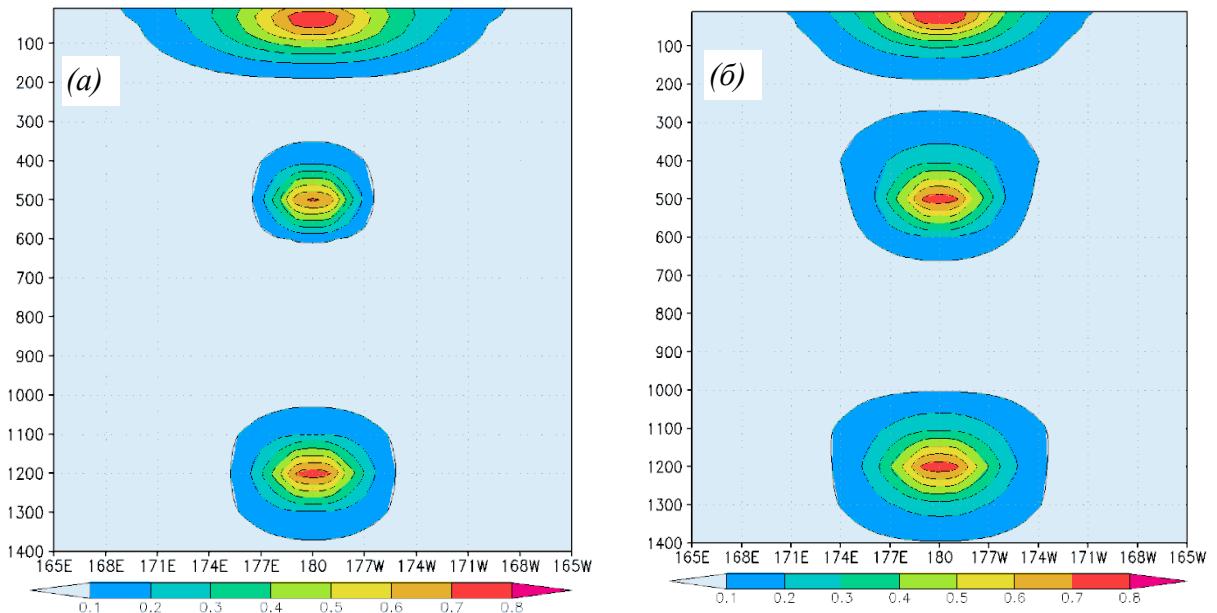


Рисунок 4.3. Зональный разрез инкрементов 3D-Var анализа для трех единичных инноваций температуры (а) и солености (б), локализованных в плоскости разреза на глубинах 30 м, 500 м и 1200 м. Отношение ошибок наблюдений к ошибкам поля первого приближения принято равным 0,5. Горизонтальная сетка анализа $1^\circ \times 1^\circ$.

Структура инкрементов, полученных для инноваций равных единице (рисунок 4.3) отражает особенности, во многом схожие с отмеченными в [Resnyansky et al., 2008; Реснянский и др., 2010] для отклонений наблюдений от климатических распределений:

- уменьшение горизонтальных масштабов от поверхности до глубины около 500 м и последующее их слабое увеличение с дальнейшим ростом глубины;

¹ Программное обеспечение для соответствующих расчетов матрицы B , было любезно предоставлено сотрудниками Гидрометцентра России, кандидатами физ.-мат. наук М.Д. Цырульниковым и П.И. Свиренко, которым автор признателен за помощь и исчерпывающие консультации.

- более протяженные по горизонтали ковариации температуры в верхнем слое в сравнении с соответствующими ковариациями солености;
- более выраженная зависимость горизонтальных масштабов от глубины для температуры в сравнении с соленостью.

Возможное объяснение происхождения указанных особенностей и обсуждение географических аспектов приводится в работе [Реснянский и др., 2010].

4.4 Схема усвоения данных

Система усвоения опирается на данные профильных измерений распределений температуры и солености воды в верхнем двухкилометровом слое океана, которые обсуждались в п. 4.1. На шаге анализа в каждом цикле усваиваются все наблюдения по температуре и солености воды во временном окне шириной 10 суток. Такая группировка данных, относящихся к разным моментам времени, производится для того, чтобы получить приемлемую однородность и плотность наблюдений на каждом шаге анализа (рисунок 4.1). Десятисуточный интервал позволяет полагать изменчивость крупномасштабных полей, не учитываемую в пределах временного окна, в большинстве случаев не слишком существенной. С другой стороны, этот интервал совпадает с типичным периодом поступления информации от буев Арго, то есть всякая порция анализируемых данных должна содержать сообщение от каждого (или подавляющего большинства) из действующих в штатном режиме буев.

И хотя базовые составные части системы усвоения — МОЦО и анализ по схеме 3D-Var — отличаются достаточно строгой исходной формулировкой, технологические процедуры их объединения уже не являются столь однозначными. Поэтому обычным путем построения эффективной системы усвоения данных в этой части оказывается метод проб и ошибок, часто опирающийся на соображения практического, технологического, интуитивного характера. В данной работе рассматриваются три варианта реализации принятого цикла усвоения $X^f \rightarrow (X^{obs} - HX^f) \rightarrow \delta X^a \rightarrow X^f$, схематически представленные на рисунке 4.4.

Первый, наиболее простой, вариант (рисунок 4.4a) буквально реализует обрисованный выше цикл усвоения. Полученные в результате анализа (3D-Var) поля инкрементов единовременно добавляются к текущему состоянию модели, формируя тем самым начальные условия для следующего интервала интегрирования МОЦО. Однако при значительной ширине временного окна накопления данных, инкременты могут достигать больших значений, тем самым внося значительные возмущения в модель с рядом нежелательных последствий для всей системы усвоения. Поэтому в двух других вариантах конструкции цикла усвоения применяется так называемый метод дробных инкрементов [Bloom et al., 1996]. По этой схеме вначале проводится предварительное интегрирование МОЦО для получения полей первого приближе-

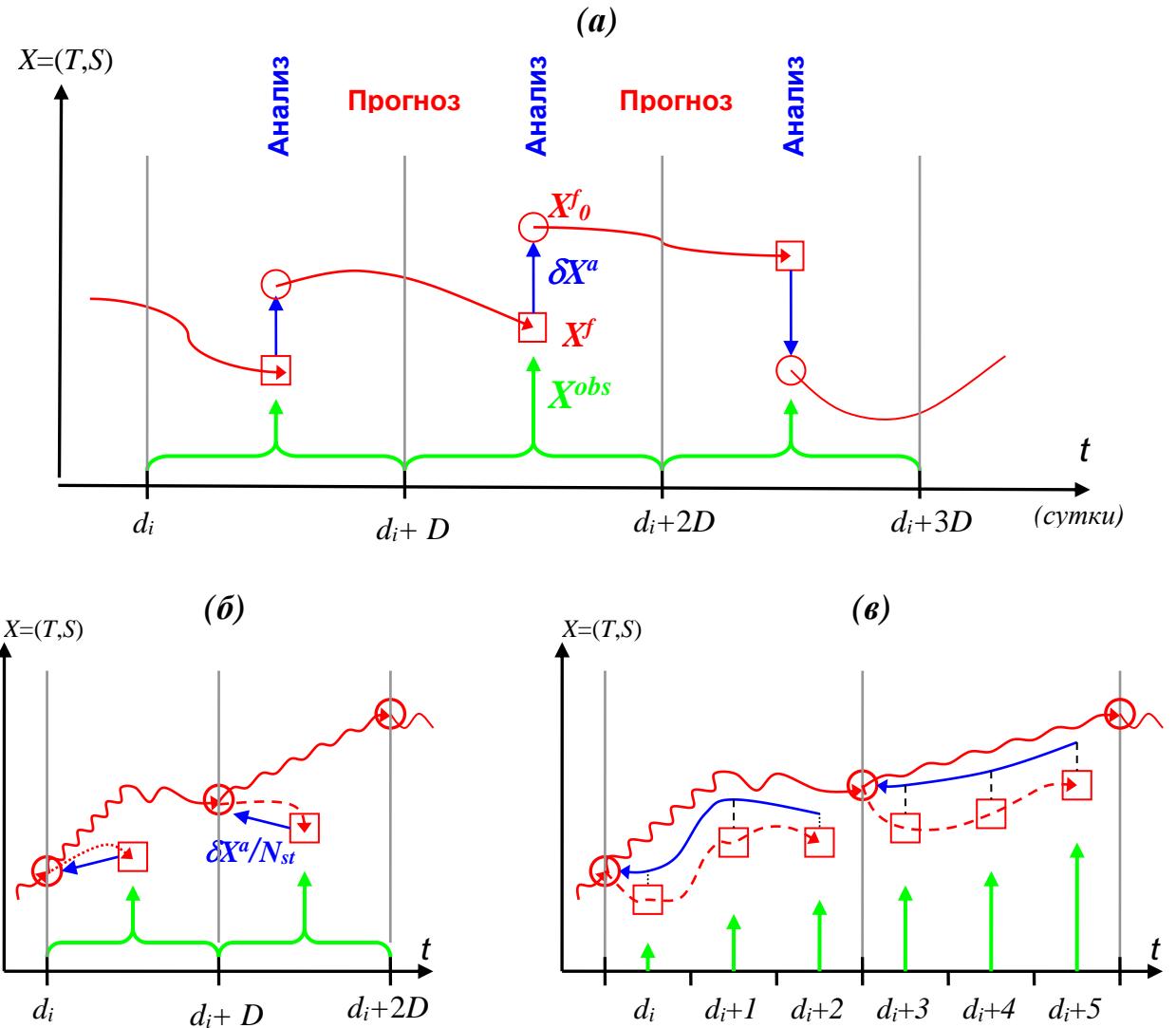


Рисунок 4.4. Используемые в работе варианты схемы последовательного усвоения океанографических данных "анализ–прогноз–анализ". Исходные данные наблюдений сгруппированы в суточные наборы данных. Период цикла (и ширина окна накопления данных для совокупного анализа) составляет D суток:

- (а) — схема с единовременным вводом инкрементов в модель;
- (б) — схема дробных инкрементов — после предварительного интегрирования МОЦО (пунктир) вычисляются инкременты, дробные части которых (полный инкремент деленный на число временных шагов в цикле усвоения) вводятся на каждом временном шаге на всем интервале основного интегрирования МОЦО;
- (в) — схема аналогичная предыдущей, но с уточненным вычислением инноваций — по ежесуточным полям первого приближения (схема соответствует случаю $D=3$).

Красным цветом показаны этапы интегрирования МОЦО: кривые отражают эволюцию (траекторию) соответствующей переменной, кружки — начальное состояние для интегрирования, квадраты — получаемое модельное поле первого приближения. Зеленые стрелки и горизонтальные фигурные скобки отражают подачу данных в процедуру анализа (способ вычисления инноваций). Синий цвет иллюстрирует этап объективного анализа данных, т.е. процедуру расчета инкрементов анализа (пространство МОЦО) по вектору инноваций (пространство наблюдений).

ния, затем вычисляемые на этапе анализа поля инкрементов вводятся в модель не единовременно, как в предшествующем случае, а добавляются по частям на всем интервале второго (основного) интегрирования МОЦО. Обычно дробные инкременты добавляются на каждом временном шаге модели. Различие двух используемых схем с дробным добавлением инкрементов (рисунок 4.4б,в) сводится к способу вычисления инноваций. По варианту "б" вычисляется единое для всего интервала накопления данных поле первого приближения (точнее говоря — комплект полей первого приближения). То есть, наряду с пренебрежением изменчивостью данных измерений в пределах временного окна, не учитывается и эволюция модельных полей на этом же временном интервале. Последнее предположение в некоторых случаях может оказаться слишком грубым. Это относится к описанию "быстрых" океанических процессов, таких как глубокая конвекция [Зеленъко и Реснянский, 2007], эволюция ВПС в штормовых условиях, меандрирование струйных течений и фронтальных зон (воспроизведимые при соответствующем увеличении разрешения МОЦО) и т.п. Поэтому третий вариант схемы усвоения (рисунок 4.4в), учитывающий изменчивость внутри временного окна, подразумевает вычисление для каждого временного окна набора ежесуточных полей первого приближения и соответствующих ежесуточных инноваций. Такой подход соответствует методу, получившему название FGAT – First Guess at Appropriate Time [Fisher and Andersson, 2001]. В остальном две схемы с дробными инкрементами совпадают. При этом очевидно, что вычислительные затраты на интегрирование МОЦО в двух вариантах увеличиваются по сравнению с первым вариантом в полтора и два раза соответственно.

В технологическом отношении глобальная система усвоения океанографических данных состоит из набора взаимодействующих между собой блоков (подсистем):

- подсистема обработки оперативных океанографических данных;
- программный комплекс гидродинамической модели общей циркуляции океана, описывающей пространственно-временную эволюцию гидрофизических полей;
- подсистема объективного анализа, обеспечивающая оптимальную в статистическом смысле оценку инкрементов;
- подсистема обработки информации об атмосферных воздействиях на поверхности океана (потоки тепла, пресной воды, импульса);
- программно-технологический комплекс, обеспечивающий функционирование всех составных блоков в единой системе.

Перечисленные элементы реализуются отдельными вычислительными программами и программными комплексами, обмен информацией между которыми осуществляется, как правило, через соответствующие файлы данных [Зеленъко и др., 2014а].

Исходные данные наблюдений, получаемые с сервера USGODAE, сгруппированы в суточные наборы данных. Предварительная обработка используемых данных включает в себя первичный контроль, формирование 10-суточных выборок, объединение, в случае необходимости, географически близких наблюдений (т.е. формирование так называемых супернаблюдений). В ходе предварительной обработки исключаются повторы, наблюдения с ошибочной географической привязкой (попадающие на сушу), а также данные, отклоняющиеся от средних сезонных климатических значений на величину, превышающую $\pm c_T \sigma_T^{CI}$ ($\pm c_S \sigma_S^{CI}$).

Здесь c_T и c_S – числовые параметры, определяющие ширину интервала "достоверных" значений анализируемых переменных, а σ_T^{CI} (σ_S^{CI}) – зависящие только от глубины среднеквадратичные отклонения температуры (солености), рассчитанные по данным цифрового климатического атласа WOA01 [Stephens et al., 2002; Boyer et al., 2002].

В дополнение к предварительным расчетам по трем вариантам схемы усвоения, представленных на рисунке 4.4, применялись также две конфигурации МОЦО, отличающиеся горизонтальной сеткой, с целью оценки эффектов модельного разрешения. Наряду с одноградусной конфигурацией (п. 4.2) расчеты проводились для модельной конфигурации первой версии СУОД [Зеленъко и др., 2007], в которой расчетной областью является Мировой океан, за исключением приполярной зоны к северу от 80° с. ш. Горизонтальное разрешение составляет $2^\circ \times 2^\circ$ в большей части расчетной области, с уменьшением шагов по широте $\sim \cos\varphi$ к северу от параллели 40° с. ш. Вертикальная структура аппроксимирована таким же 32-мя уровнями со сгущением в поверхностных слоях.

Для исследования и настройки параметров системы усвоения океанографических данных выполнен ряд экспериментов с несколькими конфигурациями системы. Все расчеты проводились на интервале времени с 1.04.2008 по 2.11.2009 с десятисуточным циклом усвоения и таким же периодом накопления данных для анализа. Перед первым циклом усвоения МОЦО разгонялась из состояния покоя (с климатическими распределениями температуры и солености воды на заданный день) в течение 10 суток при циклически повторяющихся полях атмосферных воздействий на поверхности океана за 1.04.2008. Различия экспериментов сводятся к варьированию технологических схем усвоения, представленных на рисунке 4.4, и использованию двух конфигураций МОЦО с различающимся в два раза горизонтальным разрешением. По завершению интегрирования МОЦО на каждом цикле усвоения имеется

динамически согласованный массив данных, характеризующих состояние основных гидрофизических полей на соответствующий момент времени.

На рисунке 4.5 в качестве примера, иллюстрирующего работу системы усвоения данных, показано полученное в результате анализа распределение температуры воды на горизонте 100 м на 1 ноября 2009 г. Видно, что крупномасштабная структура поля характеризуется теплыми зонами субтропических круговоротов с наиболее высокой температурой в южном (весеннем) полушарии. Хорошо просматриваются зоны холодных течений, а также языки теплых вод, приуроченные к зонам Гольфстрима и Куросио. Для характеристики временной изменчивости показателен рисунок 4.5б, на котором представлены разности температуры воды со сдвигом в один год, который отфильтровывает сезонную изменчивость. Крупные различия приурочены в основном к зонам сильных течений и могут быть связаны с меандрированием этих течений, но явно преобладает изменчивость в экваториальной зоне. Мощное потепление верхнего слоя океана в Тихом океане связано с эпизодом явления Эль-Ниньо, который начал проявляться в аномалиях ТПО в октябре–ноябре 2009 г. Как следует из рисунка 4.5в, положительная аномалия не ограничивается поверхностью океана, а охватывает верхний слой глубиной около 200 м. Механизм её формирования в системе Эль-Ниньо – Южное колебание достаточно хорошо известен, если начинать рассуждения с процесса устойчивого ослабления пассатных ветров в тропиках Тихого океана (причины таких аномалий циркуляции не столь понятны). При ослаблении пассатов уменьшаются как интенсивность экваториального апвеллинга, так и дрейфовый перенос более холодных вод на запад, естественным следствием чего оказывается формирование положительной аномалии температуры воды. Следует отметить, что система усвоения данных улавливает эти процессы, о чём свидетельствует рисунок 4.6, иллюстрирующий заметное ослабление экваториального апвеллинга на рассматриваемом временном интервале.

Разобранный пример показывает некоторые возможности мониторинга крупномасштабных океанических процессов, а также иллюстрирует одно из главных достоинств усвоения данных — получение расширенного набора динамически согласованного полей. В дополнение к полям температуры и солености воды, данные измерений которых служат входной информацией для системы, на её выходе получаются оценки вектора скорости течений, плотности воды, скорости звука в океане и других, производных от переменных МОЦО характеристик. К таким полям, важным для ряда приложений, относится распределение глубины верхнего перемешанного слоя (ВПС) океана. Примеры этих распределений представлены на рисунке 4.7, характеризующем особенности полей толщины ВПС в конце зимнего и летнего океанических сезонов.

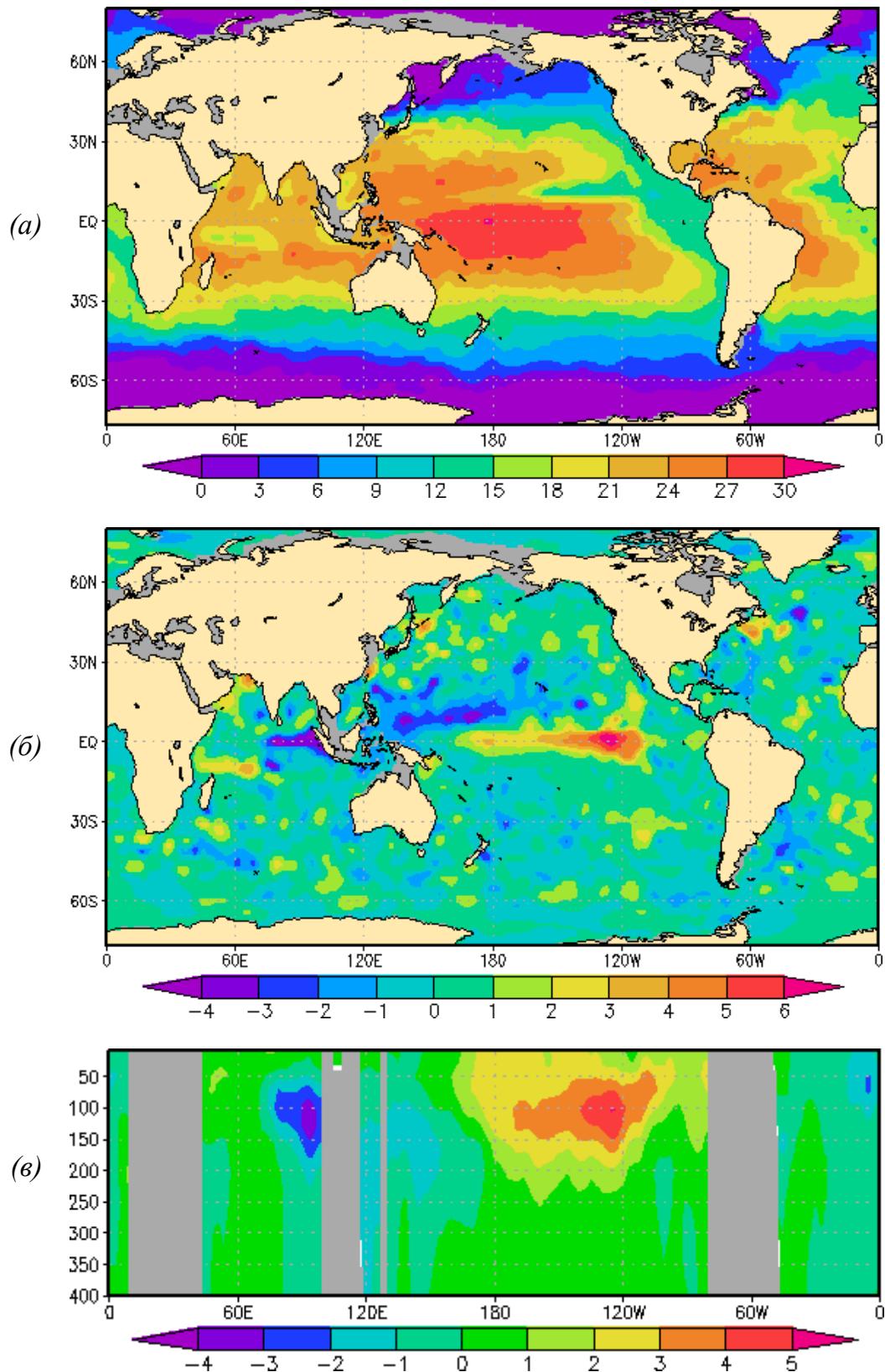


Рисунок 4.5. Распределения температуры воды ($^{\circ}\text{C}$) на горизонте 100 м на 01.11.2009 (а) и разностей температур между 01.11.2009 и 01.11.2008 (б). Экваториальный разрез тех же разностей температур (в). Серым цветом на разрезе отмечены области суши. Система усвоения данных с разрешением $1^{\circ} \times 1^{\circ}$; вариант схемы усвоения "в" из представленных на рисунке 4.4.

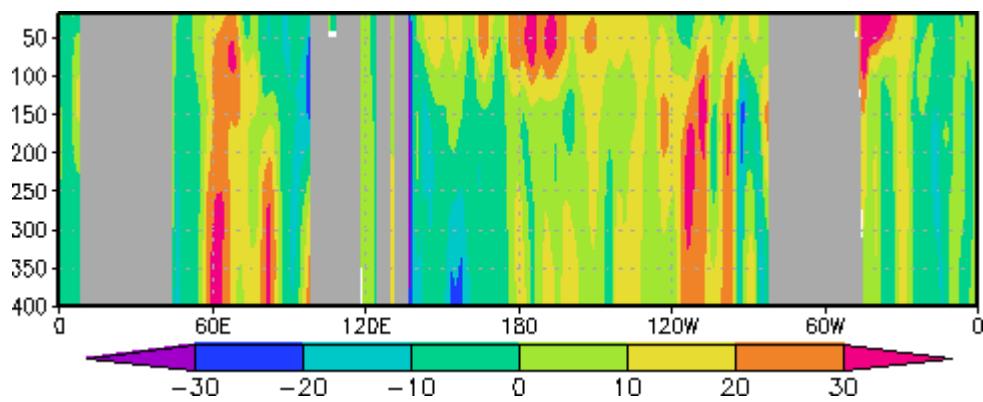


Рисунок 4.6. Экваториальный разрез разностей вертикальной составляющей скорости течений (10^{-4} см·с⁻¹) между 01.11.2009 и 01.11.2008. Положительным значениям скорости соответствует поток, направленный вниз. Система усвоения данных с разрешением $1^\circ \times 1^\circ$; вариант схемы усвоения "в" из представленных на рисунке 4.4.

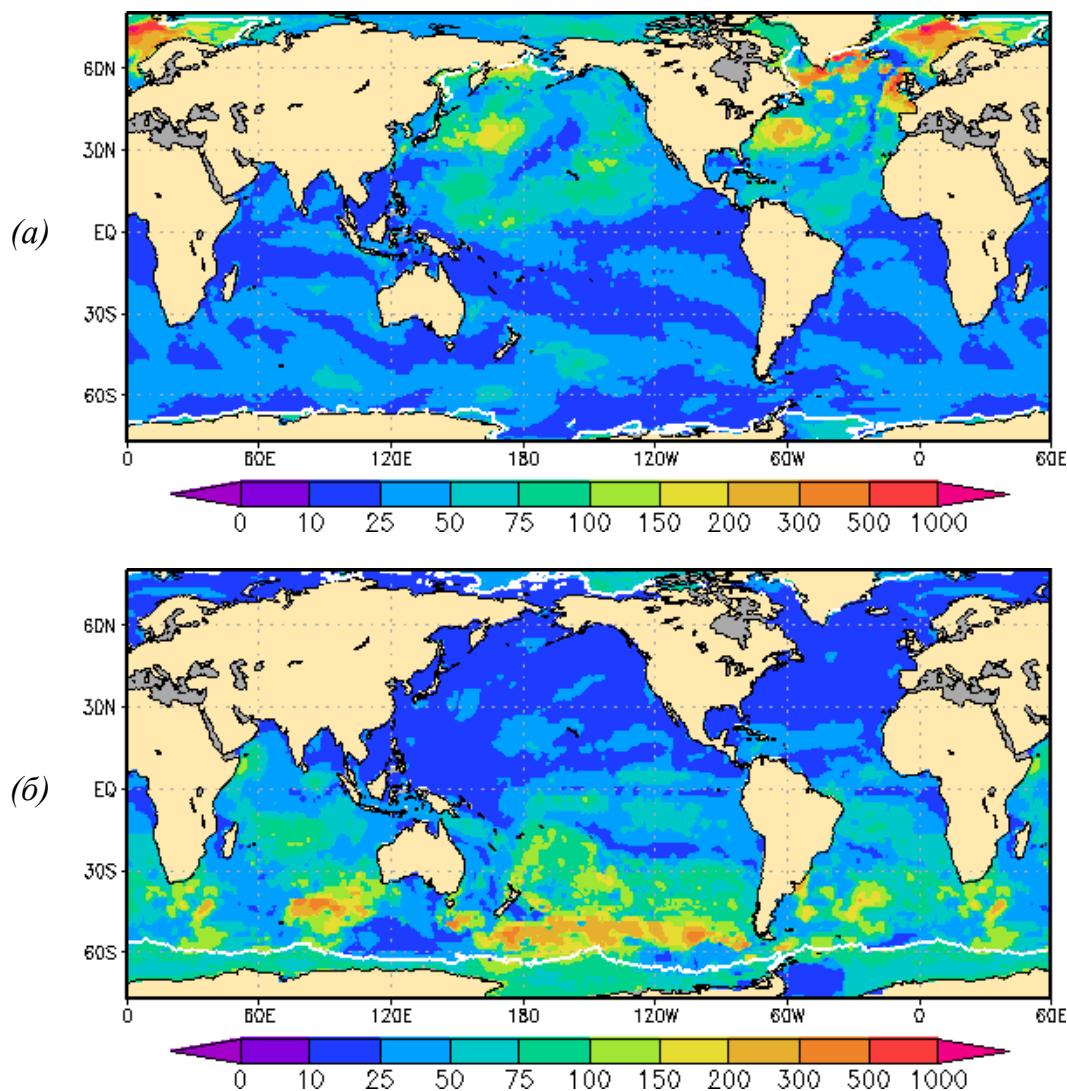


Рисунок 4.7. Распределение глубины верхнего перемешанного слоя (м) на 15 февраля (a) и 15 августа (б) 2009 г. Белые линии в полярных областях показывают положение границы ледового покрова, соответствующей сплоченности льда 2 балла. Система усвоения данных с разрешением $1^\circ \times 1^\circ$; вариант схемы усвоения "в" из представленных на рисунке 4.4.

До сих пор рассматриваемые примеры относились к наиболее детальной (в смысле вычисления наблюдательных инноваций по ежесуточным полям первого приближения) схеме усвоения с дробными инкрементами (см. рисунок 4.4 α), которая является и наиболее затратной в отношении требуемого машинного времени. Поэтому необходимо оценить различия этой схемы и более экономичного варианта схемы с единым, отнесенными к середине временного окна, полем первого приближения (рисунок 4.4 δ).

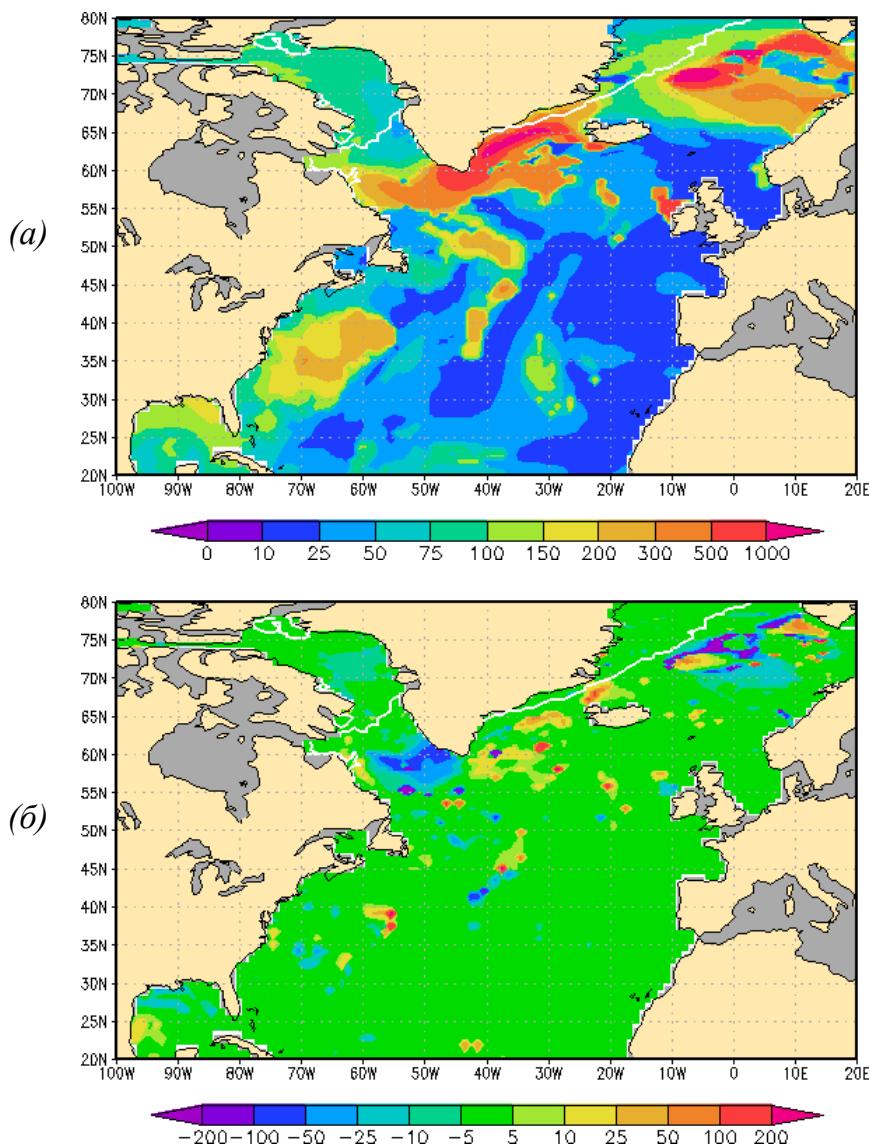


Рисунок 4.8. (а) — Распределение глубины верхнего перемешанного слоя в Северной Атлантике (м) на 24.02.2009 по схеме усвоения "в". (б) — Поле разности глубин ВПС между схемами усвоения "в" и "б". Белые линии в полярной области показывают положение границы ледового покрова, соответствующую сплошности льда 2 балла. Система усвоения данных с разрешением $1^\circ \times 1^\circ$.

Наиболее значимые различия следует ожидать для полей, связанных с "быстрыми" процессами, характерное время которых сопоставимо или меньше ширины временного окна для накопления данных наблюдений. Если пока оставить в стороне динамику быстрых баротропных и бароклинических волн, то межсуточную изменчивость гидрофизических полей следует связывать с эффектами синоптической изменчивости атмосферных воздействий на поверхности океана (характерный синоптический период в средних широтах составляет 3–5 суток). К основным эффектам такого рода относится эволюция ТПО и изменчивость полей в верхних слоях океана, подверженных эпизодам глубокой конвекции [Зеленько и Реснянский, 2007]. Если исследование чувствительности полей ТПО к варианту схемы усвоения особого смысла не имеет из-за того, что при всех вариантах применяется процедура релаксации расчетных значений температуры к задаваемым из внешних источников полям ТПО, то роль эффектов глубокой конвекции оказывается близкой к ожидаемой. На рисунке 4.8б приведена разность полей глубины ВПС в Северной Атлантике, относящихся к одному моменту времени — 12 час 24 февраля 2009 г., но полученных по разным схемам (схема "в" минус схема "б").

На большей части показанной акватории (и всего Мирового океана) различия не слишком существенны, но в районах, подверженных эпизодам глубокой конвекции, они оказываются вполне значимыми и могут влиять на воспроизведение процессов не только в этих локальных, но и удаленных от них областях. Предположение о том, что различия между двумя схемами усвоения связаны, в первую очередь, с описанием процессов глубокой конвекции подтверждает анализ временного хода средних разностей глубины ВПС, осредненных по нескольким обширным океаническим областям. На рисунке 4.9 показана временная эволюция средних разностей в главном термоклине, на глубине 500 м, для трех из таких областей: глобальной, северного полушария и зонального пояса 60°–80° с.ш. Максимальные отличия двух схем приходятся на приполярную область и на период максимального выхолаживания поверхности океана, то есть соответствуют условиям благоприятным для глубокой конвекции.

Рассмотренные отклонения в поле температуры воды приводят естественным образом, в силу взаимного приспособления полей плотности и скорости течений, заложенного в основе МОЦО, к изменениям в динамических характеристиках, вплоть до интегрального по глубине переноса вод. Таким образом, для адекватного учета "быстрых" океанических процессов следует применять схему с более точным расчетом инноваций (FGAT), в нашем случае — по суточным полям первого приближения. Следует также иметь в виду, что мы имеем дело с МОЦО грубого разрешения. При достаточном его повышении до значений, разрешающих внутренний радиус деформации Россби (требуемый горизонтальный шаг сетки 5–10 км), набор значимых "быстрых" процессов будет возрастать. И вполне возможно, что в качестве альтернативы используемой схеме, потребуется процедура четырехмерного усвоения данных

или ансамблевый подход с “динамическим” определением ковариационной матрицы ошибок модели.

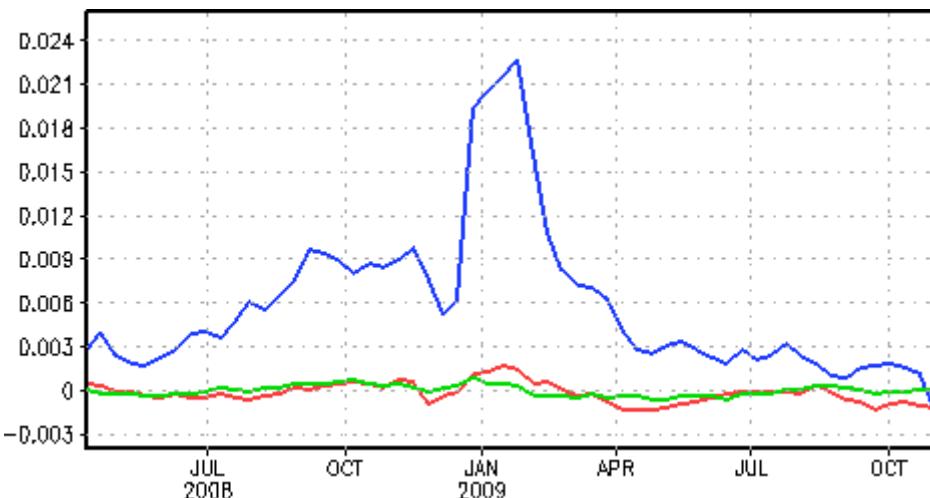


Рисунок 4.9. Временной ход средних разностей температуры воды на горизонте 500 м ($^{\circ}\text{C}$) между схемой усвоения "в" (рисунок 4.4 α) с ежесуточными полями первого приближения и схемой "б" (рисунок 4.4 β) с единым полем первого приближения для всего окна накопления данных наблюдений. Зеленая кривая — осреднение по глобусу, красная — по северному полушарию, синяя — осреднение в зоне 60° – 80° с. ш.

Представленные материалы пока не касались вариантов расчетов с двухградусной конфигурацией МОЦО и схемой единовременного ввода данных наблюдений в МОЦО (см. рисунок 4.4 α). Эти варианты, в соответствии с ожиданиями, уступают по ряду ключевых характеристик рассмотренным выше схемам реализации системы усвоения. Так, основной эффект недостаточного пространственного разрешения МОЦО — занижение скоростей течений в океане — иллюстрирует рисунок 4.10. Удвоение горизонтального разрешения приводит к более подробному описанию структуры полей скорости, струйные течения гораздо более выражены, их экстремальные значения возрастают более чем в два раза и приближаются к наблюдаемым значениям.

Необходимость применения схем дробных инкрементов показывает рисунок 4.11, на котором для наугад выбранной точки в Северной Атлантике показан временной ход температуры воды при интегрировании МОЦО по всем трем схемам усвоения из представленных на рисунке 4.4. Единовременный ввод инкрементов вносит на начальном этапе 10-суточного интегрирования МОЦО значительные флуктуации, которые, вообще говоря, могут приводить к неустойчивости модели. Начальные отклонения в цикле интегрирования (следует думать в большинстве случаев, как и на рисунке 4.11) могут уменьшаться в процессе интегрирования, и в итоге модельная траектория будет приближаться в конце интервала к оценкам по схемам дробных инкрементов. Появление последних как раз и объясняется стремлением избежать шоковых возмущений МОЦО и получить гладкую эволюцию полей в

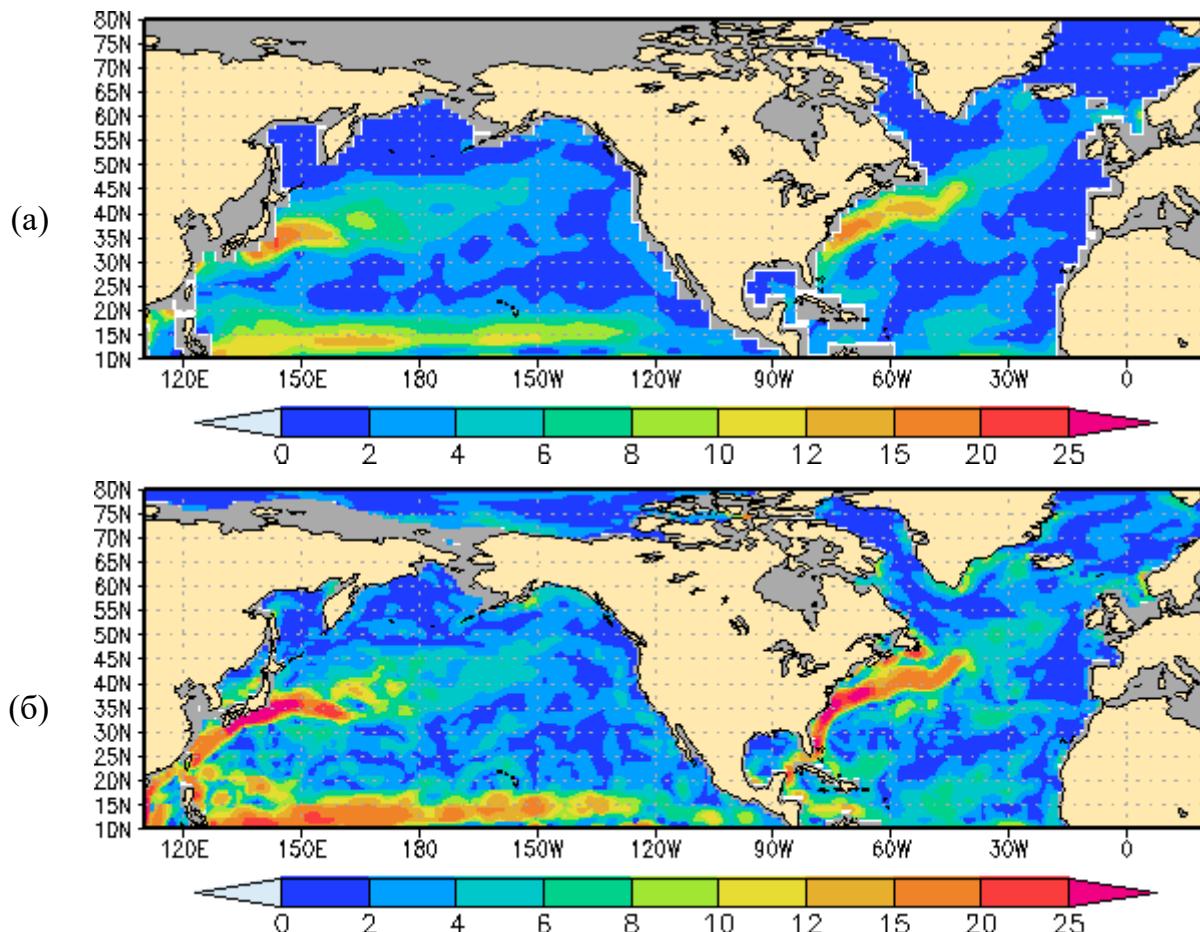


Рисунок 4.10. Модуль скорости горизонтальных течений на глубине 50 м (см с^{-1}) по состоянию на 01.11.2009: (а) — схема усвоения с разрешением $2^\circ \times 2^\circ$; (б) — схема усвоения с разрешением $1^\circ \times 1^\circ$.

процессе усвоения данных наблюдений. Вместе с тем, можно видеть, что разброс оценок по разным схемам усвоения не столь значителен по завершению каждого интервала. То есть, в тех случаях, когда требуется дискретная информация о состоянии гидрофизических полей, в нашем случае — через каждые 10 суток, может быть оправданным применение наиболее экономичной в вычислительном отношении схемы усвоения с единовременным вводом инкрементов (рисунок 4.4a). В тех же случаях, когда необходимо иметь временные ряды полей, становится неизбежным применение схем дробных инкрементов, причем различия в результатах двух использованных вариантов этих схем на приведенном примере (рисунок 4.11) оказываются не слишком значимыми.

Количественная оценка качества систем усвоения океанографических данных, со свойственным им дефицитом наблюдательной информации и зачастую неблагоприятными значениями отношения сигнала-шум, оказывается не столь простой и очевидной задачей. Здесь пока неприменим подход, используемый в метеорологических приложениях, где мерой успешности той или иной системы усвоения данных служит поведение устоявшегося набора

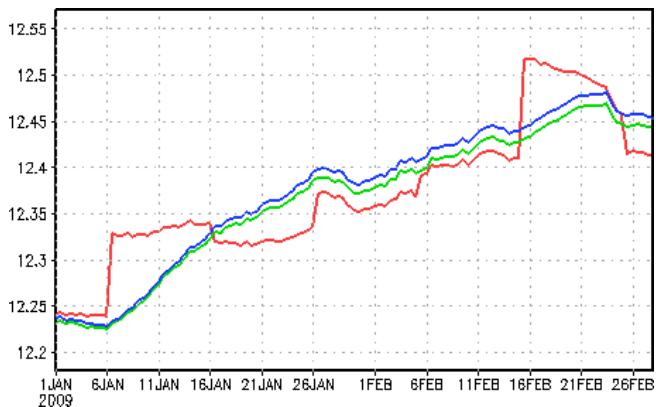


Рисунок 4.11. Временной ход температуры воды на глубине 500 м ($^{\circ}\text{C}$) в точке 40°с. ш., 30°з. д. для трех вариантов схемы усвоения данных из представленных на рисунке 4.4 с разрешением $1^{\circ} \times 1^{\circ}$. Красная кривая — единовременный ввод инкрементов в МОЦО (рисунок 4.4a); зеленая — метод дробных инкрементов (рисунок 4.4б) с единичным для 10-суточного интервала полем первого приближения; синяя — метод дробных инкрементов с ежесуточными полями первого приближения (рисунок 4.4в).

количественных оценок оправдываемости прогноза, отправляющегося от анализа, даваемого системой усвоения данных.

Вместе с тем, существует тест, который должна проходить любая океанографическая система усвоения. До недавнего времени единственным источником сведений о гидрофизических полях служили климатические обобщения, в качестве которых чаще всего используется известная серия электронных атласов WOA. Поэтому первое естественное требование состоит в том, чтобы оценки полей, даваемые системой усвоения, были ближе к наблюдениям, чем климатические поля. На рисунке 4.12 представлены обобщенные (по пространству и времени) статистики разностей расчетных полей в конце цикла усвоения с данными независимых, относящихся к следующим смежным суткам, наблюдений с буев Арго, как наиболее однородных из всех имеющихся данных. Для сравнения приведены такие же статистики разностей, полученных применительно к климатическим полям, приведенным по структуре к полям МОЦО посредством линейной пространственно-временной интерполяции. При вычислениях данные по глубине группировались по слоям, соответствующим вертикальной структуре расчетной области МОЦО. Можно видеть, что для смещений системы усвоения по сравнению с климатом дает почти везде улучшенные оценки, за исключением значений для солености в слое 30–50 м. В терминах средних квадратичных отклонений выигрыш по системе усвоения отмечается на всех глубинах без исключений как для температуры, так и для солености воды.

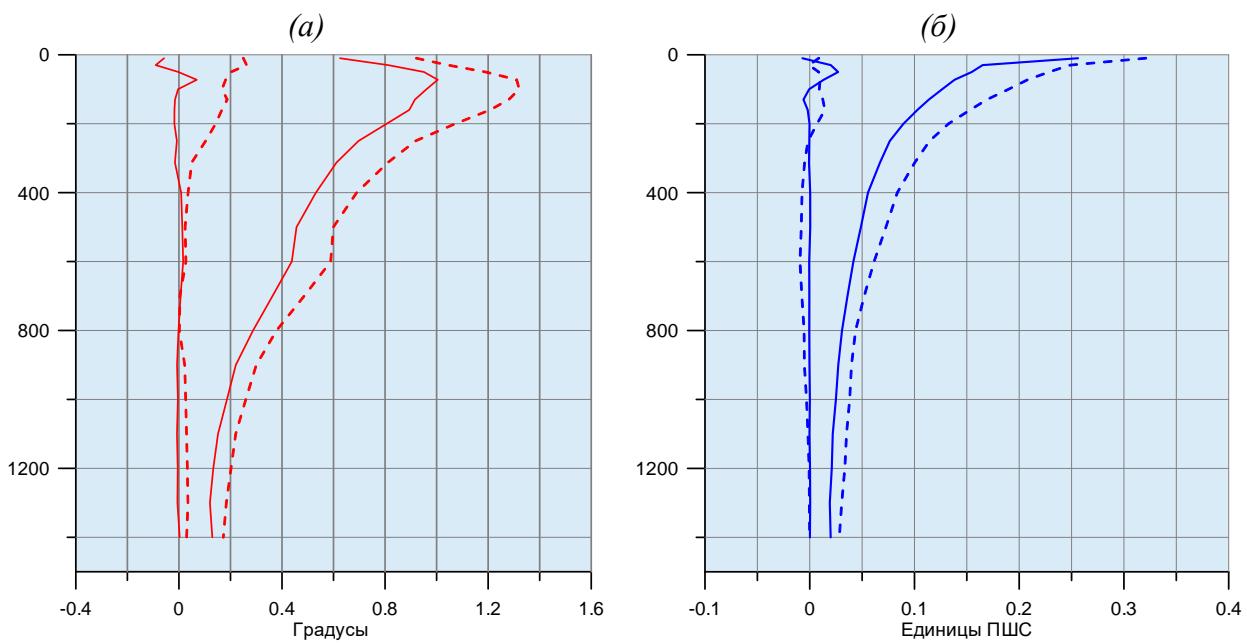


Рисунок 4.12. Распределение по глубине средних и средних квадратичных отклонений разностей оценок полей температуры ($^{\circ}\text{C}$) – (а), солености (е.п.с.) – (б) и наблюдений Арго (сплошные кривые) и аналогичные статистики для климатических полей (пунктир), полученные за период 11.04.2008–01.11.2009. Система усвоения данных с разрешением $1^{\circ} \times 1^{\circ}$; вариант схемы усвоения "б" из представленных на рисунке 4.4.

Таким образом, оценки текущего состояния основных гидрофизических полей в рассмотренной системе усвоения океанографических данных оказываются информативнее, чем оценки по климатическим обобщениям, которые прежде были основным источником сведений о состоянии подповерхностных слоев океана. Продолжающаяся в настоящее время работа по сравнению полученных результатов с данными прямых измерений скоростей течений и интегральных переносов вод в океане должна дать более подробные сведения о качествах и возможностях развивающейся системы усвоения океанографических данных.

На основании представленных результатов была сконфигурирована вторая версия системы усвоения океанографических данных в Мировом океане, действующая в оперативном режиме с 2012 года. Сводка основных характеристик этой версии СУОД, в сравнении с предшествующей версией [Зеленъко и др., 2007], включает:

- одноградусную конфигурацию МОЦО с удвоением горизонтального разрешения (до 20–100 км);
- сохранение циклической схемы усвоения данных “анализ–прогноз–анализ”;
- десятисуточную ширину окна усвоения данных (период цикла);
- усвоение всех оперативных профильных наблюдений (контактные измерения) температуры и солености морской воды в слое 0–1400 м;
- трёхмерный вариационный одноэлементный анализ инноваций (взамен двухмерного);
- применение модели ошибок полей первого приближения для построения ковариационной

- матрицы анализа по новому методу [Цырульников и др., 2010];
- программный комплекс системы, обеспечивающий усвоение данных по методу дробных инкрементов (рисунок 4.4б).

Усовершенствования, внесенные во второй версии системы усвоения данных, дают положительный эффект по сравнению с предшествующей версией, проявляющийся как в детализации воспроизведения гидрофизических полей, так и в статистических оценках близости расчетных полей к независимым (не используемым в процедуре усвоения данных) наблюдениям.

Регулярная информационная продукция СУОД включает ежесуточные файлы с полями атмосферных воздействий на поверхности океана, температуры и солености воды, трёх составляющих вектора скорости течений, толщины ВПС и интегральной функции тока, по которой могут определяться расходы течений в выбранных створах. Набор таких файлов обновляется каждые 10 суток и доступен пользователям через FTP-сервер Гидрометцентра России.

4.5 Реанализ гидрофизических полей

На базе обновленной версии СУОД выполняется ретроспективный расчет (реанализ) основных гидрофизических полей Мирового океана, начинающийся с 2005 г. и продолжающийся в квазиоперативном режиме вплоть до настоящего времени [Зеленько и др., 2016а; 2016б].

Начальное распределение температуры и солености воды на 1 января 2005 г. задано по климатическим данным атласа WOA01, а поле течений – состоянием покоя. Необходимые для определения атмосферного форсинга МОЦО характеристики приводного слоя атмосферы рассчитываются по данным ежедневных анализов системы климатического прогноза CFS (п. 4.2) и реанализов этой системы (CFSR), поддерживаемых в центре NCEP/NOAA. Из этих же источников выбираются ежедневные распределения сплоченности морского льда и ТПО, к которым осуществляется релаксация рассчитываемой в модели температуры воды на верхнем уровне с коэффициентом релаксации, соответствующим постоянной времени в 10 суток. С таким же коэффициентом релаксируется поверхностная соленость к среднемесячным климатическим данным WOA01.

Основу входной информации для реанализа составляют те же данные профильных измерений температуры и солености морской воды. Однако их состав расширяется за счет дополнительных наблюдений, поступающих в задержанном режиме. Осредненный состав 10-суточных порций входных данных, соответствующих принятому в СУОД временному окну и

поставляемых различными наблюдательными подсистемами, приведен в таблице 4.2. Наряду с количеством профилей рассматривается также количество измерений, образующих профили (дискретность измерений по глубине может существенно различаться от профиля к профилю). За счет высокой частоты наблюдений количество профилей, поступающих с заякоренных буев (на многих из них выполняются ежечасные и даже более учащенные наблюдения), заметно превышает вклад остальных типов наблюдений. Но на эти буи приходится всего 11-12% общего количества измерений в составе всех вертикальных профилей из-за того, что измерительные датчики располагаются лишь на ограниченном числе горизонтов. Следует также иметь в виду, что заякоренные буи сосредоточены в основном в тропической зоне океана. Буи Арго — главный поставщик информации для усвоения данных — обеспечивают свыше 60% измерений температуры и около 80% — солености морской воды.

Как уже отмечалось в первой главе, профильные наблюдения, выполняемые с помощью морских животных в ледовых районах, несмотря на их сравнительно небольшое количество (~1%), поставляют очень важную информацию, поскольку данные других типов в этих районах практически отсутствуют.

Таблица 4.2 – Средние характеристики состава 10-суточной порции наблюдений температуры и солености морской воды в слое 10-1400 м за период с 1 января 2005 г. по 1 июля 2015 г.

Наблюдательная система/платформа	Температура				Соленость			
	Профили		Измерения		Профили		Измерения	
	Коли-чество	Доля (%)	Количество	Доля (%)	Коли-чество	Доля (%)	Коли-чество	Доля (%)
Термобатиграфы (ХВТ)	397	3	103002	17	—	—	—	—
Термосолезонды (СТД)	569	5	23042	4	361	3	19590	5
Заякоренные буи	7217	58	59965	11	6505	63	54242	12
Дрейфующие буи	1016	8	16447	3	245	2	9805	2
Ныряющие буи Арго	3026	24	364778	64	2976	29	358752	80
Морские млекопитающие	278	2	3680	1	275	3	3535	1

На рисунке 4.13 представлен временной ход количества профилей и образующих их измерений температуры в 10-суточных порциях данных для всех типов измерителей, а также для измерений буев Арго и заякоренных буев, используемых в рассматриваемом ниже реанализе гидрофизических полей. В течение неполных 11 лет количество измерений температуры выросло почти на порядок. Начиная с 2014 года каждые 10 суток в квазиоперативном режиме поступает более миллиона измерений температуры на разных глубинах. Основной прирост наблюдений связан с развитием проекта Арго и массивов заякоренных буев. Наблюдения других типов дают заметно меньший вклад.

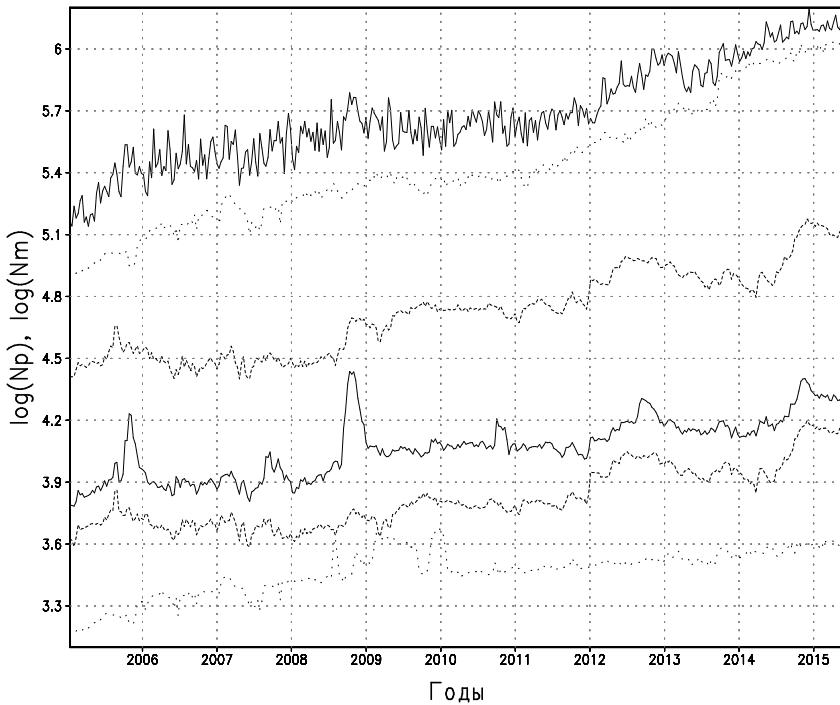


Рисунок 4.13. Временной ход количества вертикальных профилей температуры воды (три нижние кривые) и количества образующих их измерений (три верхние кривые) для десятисуточных порций данных, используемых в СУОД: все измерения (сплошная кривая), буи Арго (точки); зажоренные буи (пунктир). Учитываются измерения в слое 10–1400 м. По оси ординат отложен десятичный логарифм количества профилей N_p и количества измерений N_m .

В качестве обобщенной характеристики вертикального распределения количественного состава наблюдений на рисунке 4.14 показана эволюция плотности измерений температуры в бароклинном слое океана в период 2005–2015 гг. Под плотностью здесь понимается суммарное количество десятисуточных измерений по всему океану в 10-метровом слое. Пространственно-временная диаграмма показывает отчетливое нарастание как количества измерений по всему рассматриваемому диапазону глубин, так и повышение однородности их распределения по глубине. На диаграмме также прослеживается повышение концентрации измерений в форме горизонтальных и вертикальных полос. Первые объясняются вкладом наблюдений на зажоренных буях, выполняемых учащенно по сравнению с другими типами платформ на фиксированном наборе горизонтов. Вторые — это, скорее всего, проявления эпизодических поступлений данных СТД-зондирований в специализированных экспедициях и наблюдательных экспериментах. Начиная с конца 2013 года практически по всему бароклинному слою достигается плотность 10-суточных порций данных порядка 5000 измерений в каждом из 10-метровых диапазонов глубины. Похожая ситуация имеет место и для измерений солености, поскольку основная их часть поступает с буев Арго и зажоренных буев, регистрирующих оба эти параметра.

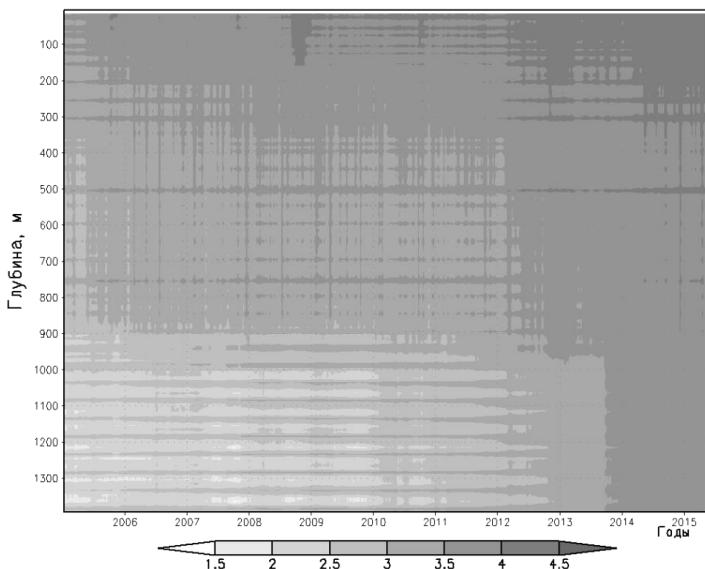


Рисунок 4.14. Распределение плотности измерений (десятичный логарифм) температуры воды на глубинах 10–1400 м за период 2005–2015 г.г. Плотность измерений – количество измерений, относящихся к 10-метровым слоям Мирового океана за десятисуточный интервал времени.

Как показывают рисунки 4.13 и 4.14, в последние годы сложились потоки оперативной информации, образующей стабильную основу для функционирования систем усвоения океанографических данных. На базе этих данных выполнен ретроспективный расчет основных гидрофизических полей Мирового океана. Результатом реанализа является тот же набор среднесуточных полей, что и в оперативной системе, но в виде временного ряда, начинающегося 2005 годом и пополняющегося текущими полями. Здесь представлено рассмотрение некоторых результатов реанализа, и обсуждение сосредоточено в основном на интегральных (средних) характеристиках гидрофизических полей Мирового океана. Рассматривается период 1.01.2006–1.07.2015 гг., из которого исключен первый год реанализа с существенным влиянием переходных процессов из-за разгона МОЦО, искажающих реальную изменчивость океана.

Циркуляция океана

Интенсивность циркуляции, оцениваемая по средней кинетической энергии течений, устанавливается в верхних слоях океана из состояния покоя довольно быстро. На рисунке 4.15 показаны изменения со временем глобально осредненной нормированной на плотность морской воды кинетической энергии $KEN(z) = (\bar{u}^2 + \bar{v}^2)/2$, характеризующей интенсивность океанских движений на разных глубинах. В верхних слоях воды до глубины z около 500 м средний уровень $KEN(z)$ устанавливается практически сразу после переходного периода (рисунок 4.15a). В нижних слоях на глубинах более 2 км слабый отрицательный тренд

сохраняется до конца рассматриваемого периода (рисунок 4.15 δ). При этом нужно учитывать, что изменчивость глубинных слоев определяется в основном свойствами самой модели, слабо отражая влияние усваиваемых данных, сосредоточенных в верхнем 1,5-километровом слое. На фоне среднего уровня отмечается сезонный ход, прослеживаемый до больших глубин.

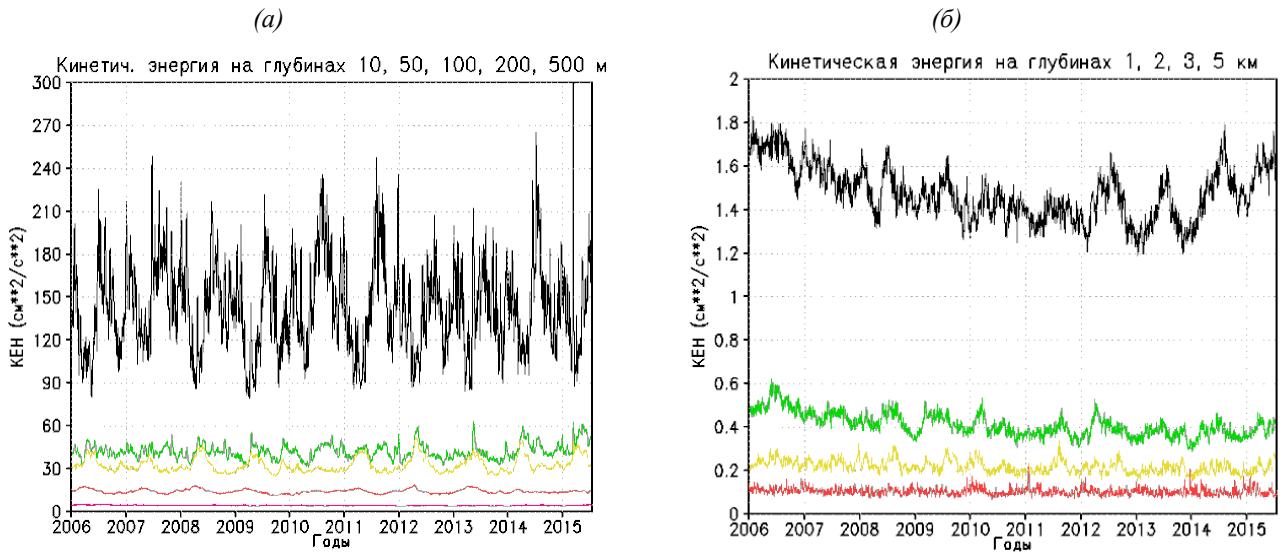


Рисунок 4.15. Изменения со временем глобально осредненной нормированной на плотность морской воды кинетической энергии $(u^2 + v^2)/2$ на разных глубинах от 10 м до 500 м (а) и от 1 до 5 км (б) по данным реанализа за 2006–2015 гг.

На рисунке 4.16 a, b представлены в виде линий тока средние за период 2006–2014 гг. горизонтальные течения на первом и втором модельных уровнях (10 и 30 м). Прослеживаемые по данным реанализа крупномасштабные особенности циркуляции поверхностных вод имеют много общих черт с картиной приповерхностных течений (рисунок 4.16 c), построенной в работе [Maximenko *et al.*, 2009] по данным дрифтерных наблюдений за период 1979–2007 гг. В соответствии с конструкцией дрифтеров, снабженных погруженным парусом, эти наблюдения характеризуют движение вод на глубине 15 м.

Структура средней поверхностной циркуляции (рисунок 4.16 a) в значительной степени определяется экмановскими течениями и отражает крупномасштабную изменчивость ветровых полей с характерными масштабами $\sim 10^3$ км. Вполне ожидаемые различия между нашими данными и дрифтерными данными — занижение скорости и размытость струйных течений по данным реанализа — связаны с его более грубым по сравнению с данными наблюдений разрешением (1° в реанализе против $0,25^\circ$ в [Maximenko *et al.*, 2009]). Еще одно расхождение проявляется в большей меридиональности расчетных поверхностных течений, особенно в субтропических и средних широтах. По данным дрифтерных наблюдений перенос вод в средних широтах очень близок к зональному, тогда как на рисунке 4.16 a в этих районах видно

существенное отклонение вектора скорости от зонального направления. Объяснение может быть связано с неточностями описания в МОЦО вертикального турбулентного обмена посредством постоянного коэффициента турбулентной вязкости в приповерхностных слоях океана, что, как известно, приводит к завышенному отклонению поверхностных дрейфовых течений от направления касательного напряжения ветра. Предположение подкрепляется картиной циркуляции на втором модельном уровне 30 м (рисунок 4.16б) с практически зональными течениями в средних широтах обоих полушарий, очень близкой к дрифтерной карте (рисунок 4.16в). Вклад дрейфовых течений уменьшается с глубиной и неточности в описании их направления в меньшей степени искажают суммарные течения.

В субтропических широтах обоих полушарий (рисунок 4.16а) выделяются ориентированные в зональном направлении области конвергенции течений со спиралевидной структурой в восточных частях океанов. Положение этих зон очень близко к полученным в [Maximenko et al., 2009] результатам обработки дрифтерных наблюдений. Авторы этой работы указывают, что в северо-восточной части Тихого океана (около 30° с. ш., 130° з. д.) наблюдаются обширные скопления пластиковых отходов, приуроченные к области спиралевидной конвергенции поверхностных течений. На этом основании можно полагать, что подобные скопления могут наблюдаться и в других областях конвергенции, просматривающихся на рисунке 4.16а, при наличии, конечно, соответствующих “источников” плавучего мусора. По-крайней мере в той же работе [Maximenko et al., 2009] отмечено, что в подобной южной тихookeанской области с центром на 30° ю. ш., 100° з. д. прекратили свое существование около 150 дрифтеров. Эти свидетельства дают основание полагать, что, несмотря на возможные локальные искажения направления дрейфовых течений, реанализ на базе СУОД правильно воспроизводит положение субтропических зон конвергенции поверхностных течений, важных, в частности, для мониторинга загрязнений в Мировом океане.

На рисунке 4.17 представлены средние за период 2006–2014 гг. горизонтальные течения на глубине 100 м, где вклад дрейфовой составляющей затухает, и полученная картина характеризует крупномасштабную циркуляцию океана. Выделяются хорошо известные структуры: мощные квазизональные потоки вблизи экватора и в тропиках, интенсификация течений в средних широтах у западных берегов океанов, опоясывающее южный материк Антарктическое циркумполярное течение.

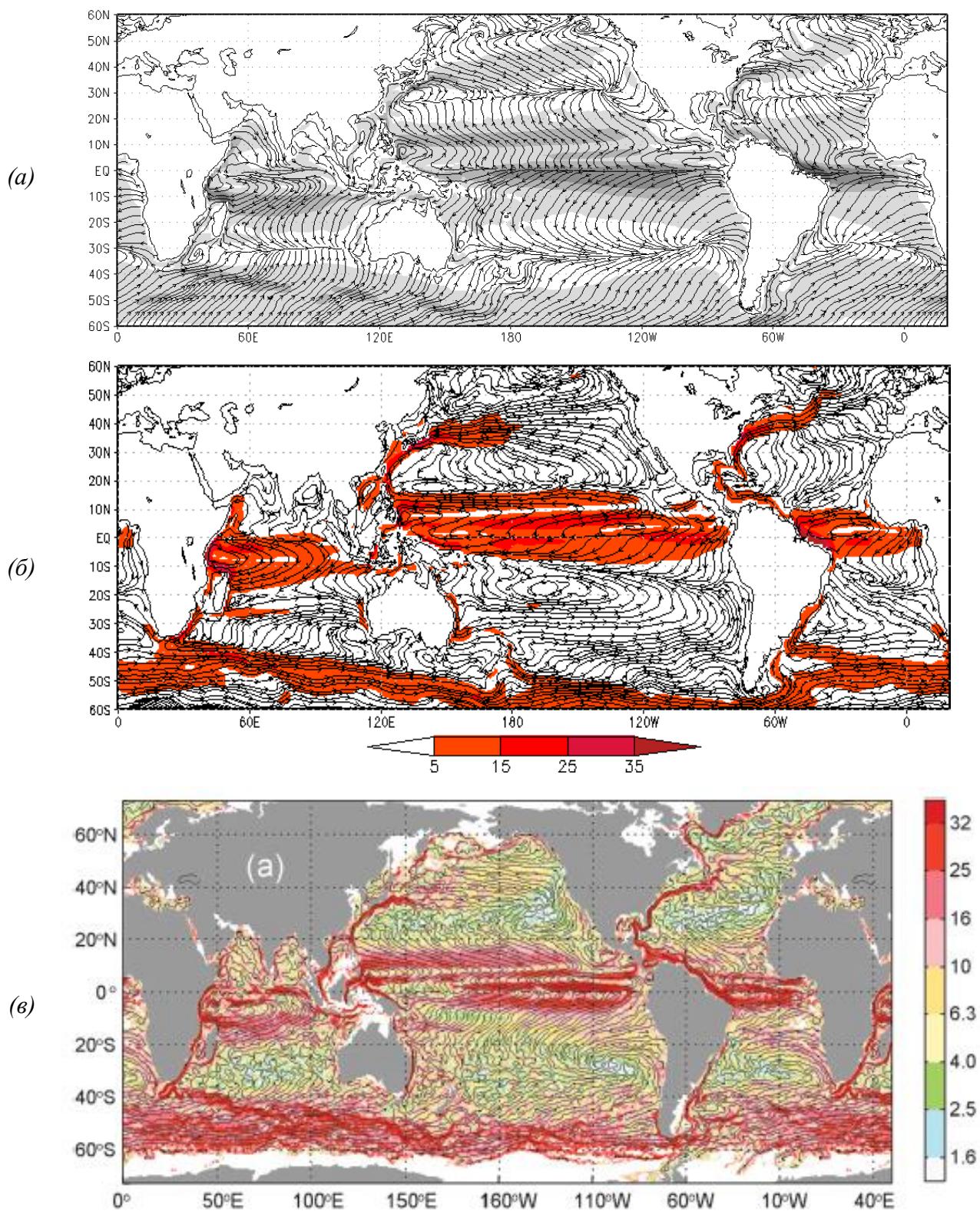


Рисунок 4.16. Линии тока и модуль скорости ($\text{см} \cdot \text{s}^{-1}$, градации оттенков) горизонтальных течений: (а) – на поверхности океана и (б) – на глубине 30 м, осредненных за период реанализа 2006–2015 гг. (в) – Средние течения на глубине 15 м по данным дрифтеров за 1979–2007 гг. [Maximenko *et al.*, 2009].

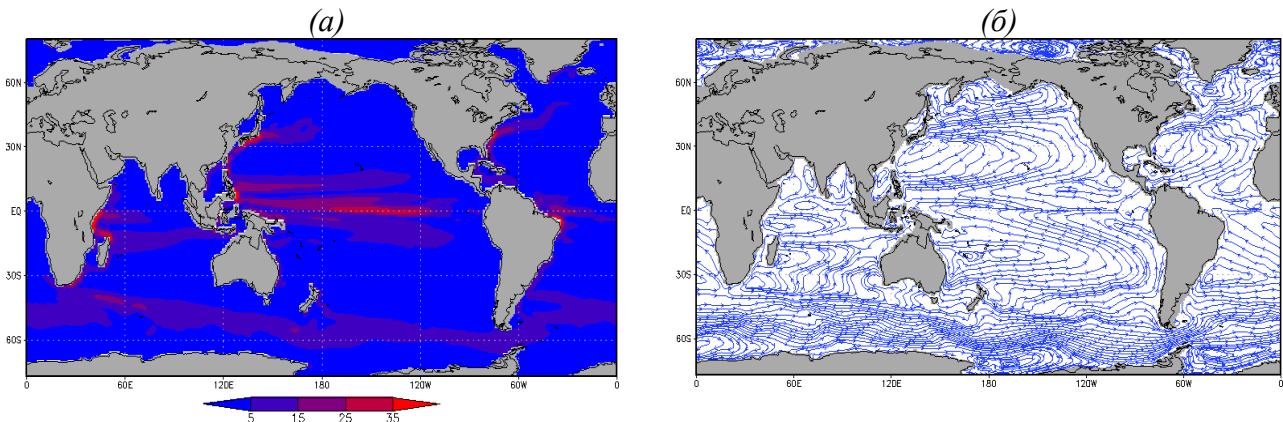


Рисунок 4.17. Горизонтальные течения на глубине 100 м, осредненные за период реанализа 2006–2015 гг.: (а) – модуль скорости ($\text{см}\cdot\text{s}^{-1}$); (б) – линии тока.

Вертикальная структура крупномасштабного переноса вод характеризуется функцией тока меридиональной циркуляции. На рисунке 4.18 представлена такая функция, рассчитанная по осредненным за период реанализа данным для всего Мирового океана, а так же для его отдельных частей – Атлантического океана и объединенной акватории Индийского и Тихого океанов. Главные структурные особенности глобального меридионального обращения вод (рисунок 4.18а) соотносятся с механизмами их формирования и поддержания: приповерхностные ячейки в тропиках и Южном океане, обусловленные, главным образом, воздействием ветра; глубоководные ячейки с опусканием вод в высоких широтах, связанные с воздействием атмосферы на термохалинные процессы; абиссальная рециркуляция, отражающая распространение придонных вод. Наиболее интенсивная термохалинная циркуляция возбуждается в Атлантическом океане (рисунок 4.18б) опусканием вод в субполярных широтах и последующим их распространением в южное полушарие. Интенсивность ячейки на широте около 40° с. ш. составляет около 15 Св ($1 \text{ Св} = 10^6 \text{ м}^3\text{s}^{-1}$), что согласуется с оценкой (13 ± 2 Св), полученной в результате обработки наблюдений [Lumpkin and Speer, 2003]. Главной особенностью совместной меридиональной циркуляции Тихого и Индийского океанов (рисунок 4.18в), наряду с ослабленной субполярной ячейкой, является мощная рециркуляция в южных широтах с подъемом глубинных вод к поверхности в полном соответствии с установленной ролью этих океанов в глобальной циркуляционной "конвейерной ленте".

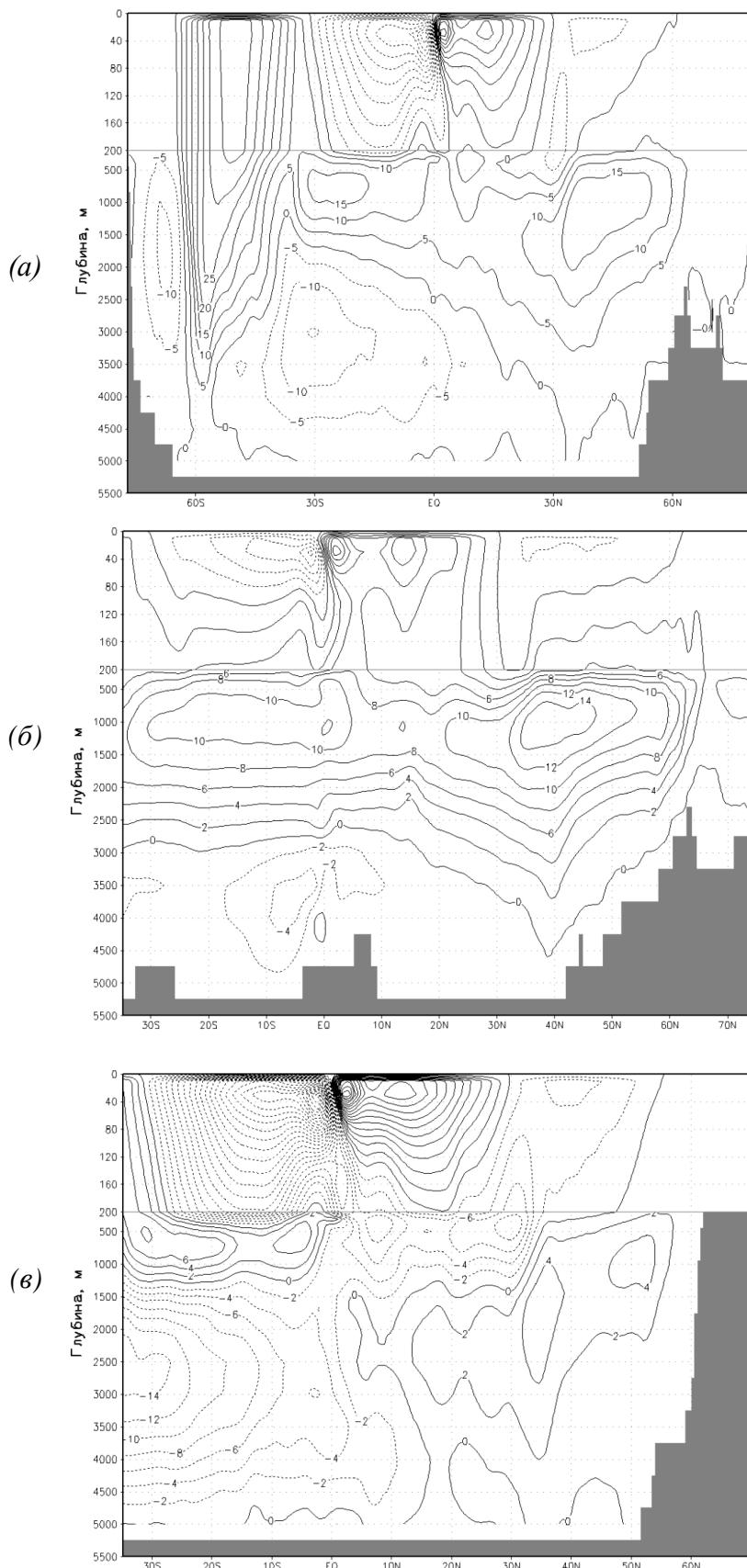


Рисунок 4.18. Функция тока осредненной за 2006–2014 гг. меридиональной циркуляции (C_v) для всего Мирового океана (а), Атлантического океана (б) и объединенной акватории Тихого и Индийского океанов (в). Положительные значения (сплошные изолинии) соответствуют обращению вод по часовой стрелке, отрицательные (пунктир) — против часовой стрелки. В качестве рельефа дна показаны максимальные глубины на соответствующих кругах широты.

Одно из основных назначений СУОД — мониторинг текущего состояния океана. В качестве примера на рисунке 4.19 a представлены среднемесячные аномалии зональной составляющей скорости поверхностных течений для июня 2015 года, отсчитываемые относительно среднего за период 2006–2015 гг. Наибольшие аномалии отмечаются в приэкваториальной зоне Индийского и Тихого океанов. Первая из них обусловлена сезонной изменчивостью Сомалийского течения. Тихоокеанская аномалия отражает усиление восточного переноса (ослабление пассатных течений и усиление межпассатного противотечения). Соответствующая аномалия вертикальной скорости (рисунок 4.19 b) указывает на ослабление экваториального апвеллинга в Тихом океане. Такая картина аномалий свойственна условиям Эль-Ниньо, эпизод которого действительно начался в феврале–марте 2015 года и продолжался в течение последующего летнего периода.

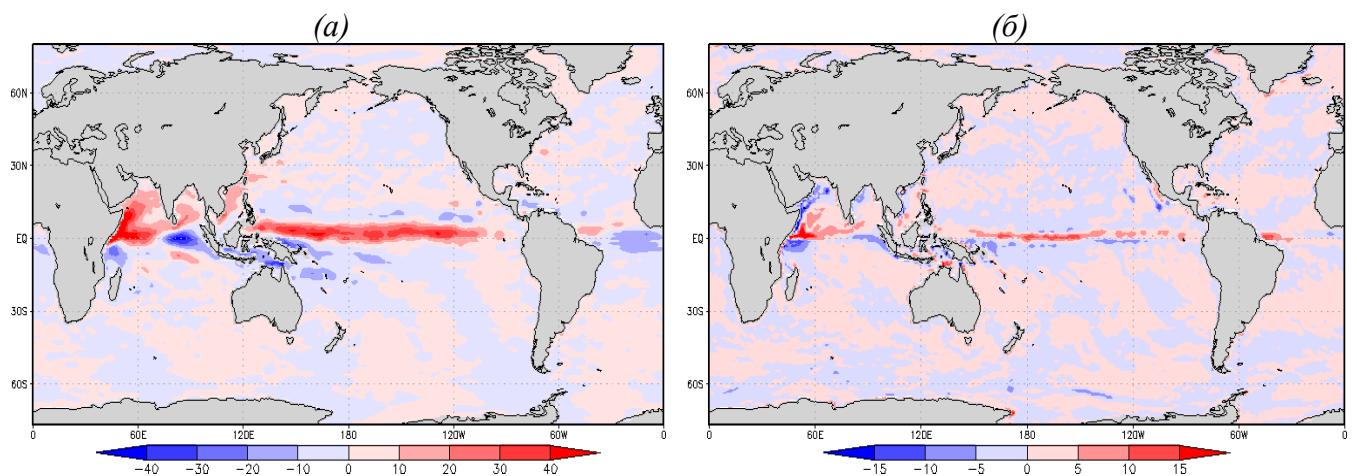


Рисунок 4.19. Среднемесячные аномалии для июня 2015 года относительно средних за период 2006–2014 гг.: (а) – зональной составляющей скорости поверхностных течений ($\text{см}\cdot\text{s}^{-1}$); (б) – вертикальной скорости ($10^{-4} \text{ см}\cdot\text{s}^{-1}$) на глубине 20 м. Положительные значения соответствуют переносу вод на восток (а) и вниз (б).

Температура и теплосодержание вод

Изменения со временем глобально осредненной температуры воды на разных горизонтах до глубины примерно 500 м характеризуются доминированием сезонного цикла с малозаметным многолетним трендом. Сезонный цикл отчетливо проявляется и в изменениях суммарного теплосодержания вод Мирового океана, представленных на рисунке 4.20 для слоев 0–700 м, 0–2000 м и 700–2000 м. Утолщенными линиями показаны межгодовые изменения, получающиеся после исключения сезонного хода скользящим осреднением с периодом в один год, а тонкими прямыми – линейные тренды. На рассматриваемом интервале времени эти тренды оказываются положительными во всех трех диапазонах глубин, составляя $0,55 \cdot 10^{22}$ Дж/год в 700-метровом слое; $1,04 \cdot 10^{22}$ Дж/год в 2000-метровом слое и $0,49 \cdot 10^{22}$ Дж/год в слое

700–2000 м. Вклады слоев 0–700 м и 700–2000 м в общий тренд слоя 0–2000 м оказываются примерно одинаковы, хотя сезонная и межгодовая изменчивость в верхнем 700-метровом слое, конечно, существенно больше, чем в нижележащем слое. Все три тренда являются статистически значимыми на уровне значимости 0,05. Сопоставимые, хотя и несколько меньшие по абсолютной величине, тренды получены в [Levitus *et al.*, 2012] на основе непосредственного обобщения данных наблюдений за температурой воды в период 1955–2010 гг., которые на рассматриваемом здесь интервале (2006–2015 гг.) дают значения около $0,8 \cdot 10^{22}$ Дж/год для слоя 0–2000 м и $0,45 \cdot 10^{22}$ Дж/год для 700-метрового слоя.

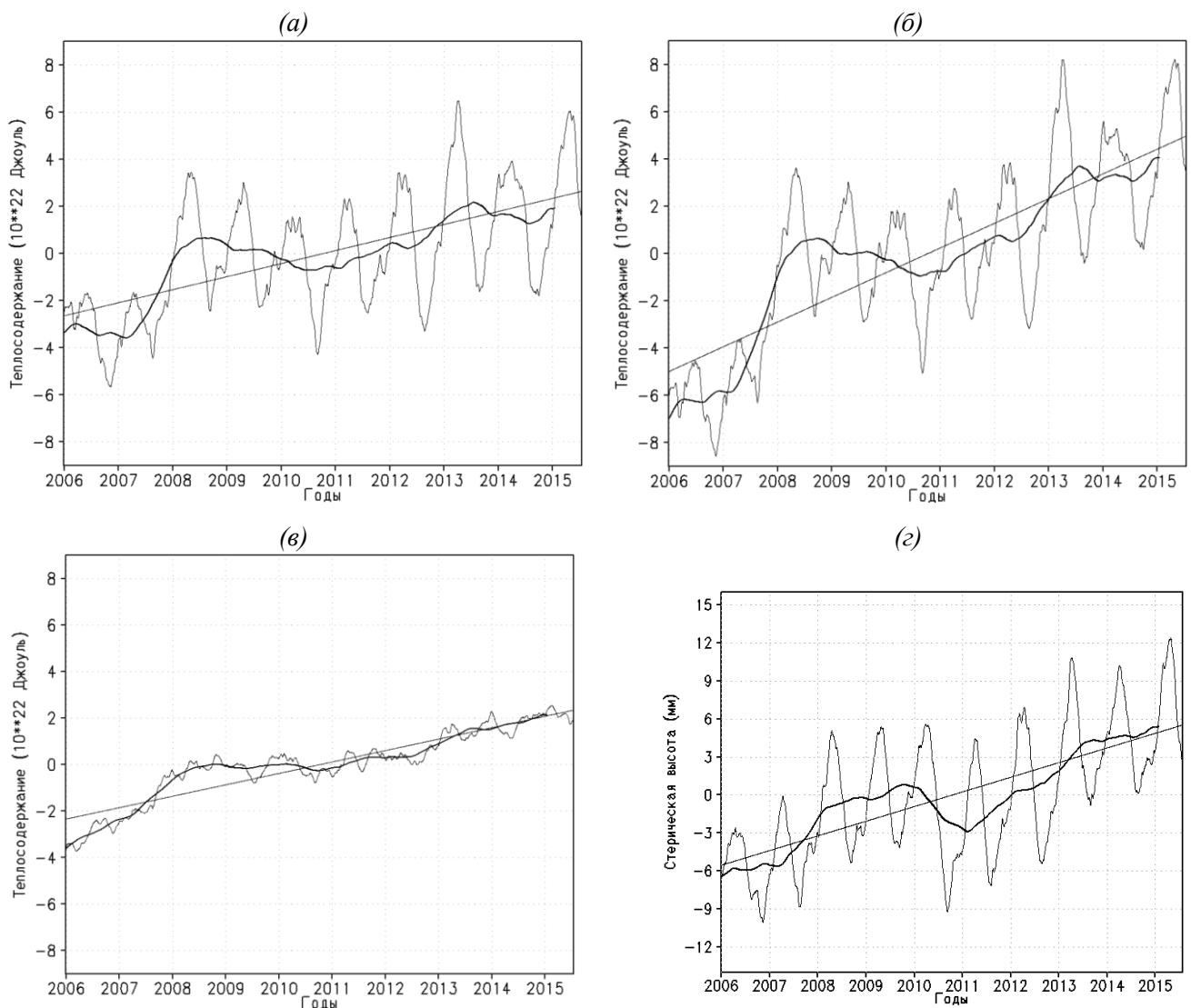


Рисунок 4.20. Изменения теплосодержания вод Мирового океана по данным реанализа за 2006–2015 гг.: (a) – слой 0–700 м; (б) – слой 0–2000 м; (в) – слой 700–2000 м. (г) – Изменения средних по Мировому океану стерических высот (мм) относительно уровня 1500 децибар. Показаны отклонения от средних за период 2006–2015 гг. Тонкие кривые – ежесуточные данные, утолщенные – скользящее сглаживание с периодом один год, прямые линии – линейные тренды.

Прослеживаемое на рисунке 4.20 общее потепление вод Мирового океана складывается из весьма неравномерного распределения изменений в разных его районах, как это видно из рисунка 4.21. Области повышения средней в слое 0–2000 м температуры воды во всех океанах соседствуют с областями отрицательных трендов. Наиболее обширные из областей с отрицательными трендами располагаются в северо-западной части тропической зоны Тихого океана, в северной части Атлантического океана, а также в юго-западной части Индийского океана и в тихоокеанском секторе Южного океана. Положение этих районов, кроме тропической зоны Тихого океана, совпадает с районами отрицательных трендов, выявленных в [Levitus *et al.*, 2012] по данным за более длительный период 1955–2010 гг.

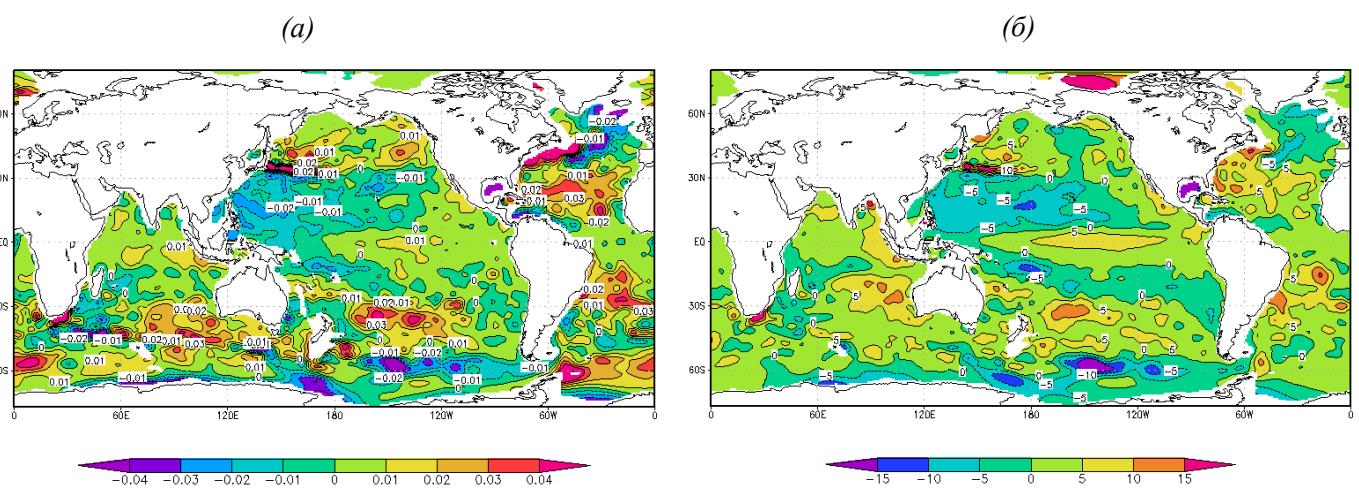


Рисунок 4.21. Линейные тренды по данным реанализа за период 2006–2015 гг.: (а) – осредненной в слое 0–2000 м температуре воды ($^{\circ}\text{C}/\text{год}$); (б) – стерических высот (мм/год) относительно уровня 1500 дцбар.

В масштабах всего Мирового океана изменения теплосодержания тесно коррелируют с изменениями стерических высот SH_{1500} , показанными на рисунке 4.20г. Коэффициенты корреляции составляют 0,94 для слоя 0–700 м, 0,92 для слоя 0–200 м и 0,70 для слоя 700–2000 м. Средний за 2006–2015 гг. линейный тренд глобальных изменений SH_{1500} составляет около 1,2 мм/год. Эта величина сопоставима с приводимой в [Church *et al.*, 2004] оценкой изменений уровня океана $1,8 \pm 0,3$ мм/год, полученной по данным измерений на прибрежных уровнях станциях за период 1950–2000 гг. Полученные здесь несколько меньшие значения тренда объясняются тем, что измеряемые на прибрежных станциях изменения уровня обусловлены не только стерическими эффектами, но и изменениями массы из-за поступления вод с материков за счет речного стока и таяния ледников.

Довольно тесная связь (с коэффициентом корреляции 0,72) прослеживается не только между изменениями со временем средних глобальных значений теплосодержания и стерических высот, но и между географическими распределениями их линейных трендов, как

это видно из сравнения рисунков 4.21 a и 4.21 b . Таким образом, приведённые результаты показывают, что наблюдаемое в нынешнюю эпоху повышение теплосодержания океанских вод (а, следовательно, и стерических высот) является не только отражением общей тенденции к глобальному потеплению климата, но и следствием перераспределения тепла между различными частями Мирового океана.

Для иллюстрации возможности применения СУОД для мониторинга текущего состояния океана, вернемся к рассмотрению ситуации в экваториальной зоне Тихого океана в июне 2015 года. На рисунке 4.22 представлен экваториальный разрез поля аномалий температуры воды. Дипольная структура в верхнем слое Тихого океана с положительной аномалией у восточного берега и отрицательной — у западного соответствует классической схеме развития уже упоминавшегося эпизода Эль-Ниньо, также, как и распределение среднемесячных аномалий скорости течений, показанных выше на рисунке 4.19.

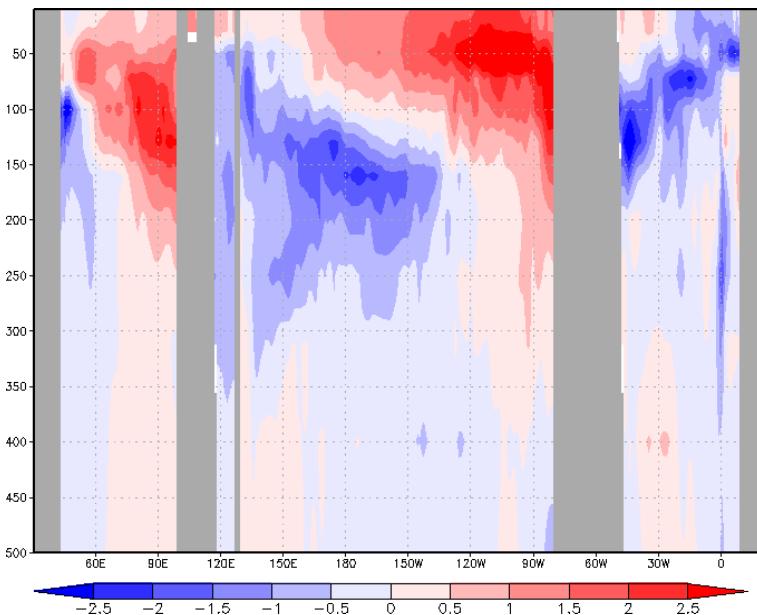


Рисунок 4.22. Экваториальный разрез среднемесячных аномалий температуры воды ($^{\circ}\text{C}$) для июня 2015 г. Аномалии вычислены относительно среднего за 2006–2014 гг.

Верхний перемешанный слой и глубокая конвекция

Верхний перемешанный слой (ВПС) в океане формируется под действием мелкомасштабной турбулентности, порождаемой вертикальным сдвигом скорости течений, обрушением ветровых волн и плотностной конвекцией. Толщина ВПС в рассматриваемой СУОД рассчитывается с использованием интегральной модели [Реснянский и Зеленько, 1992]. Толщина ВПС, как и в большинстве других океанских систем усвоения, не входит непосредственно в число усваиваемых данных. Влияние этих данных на ВПС учитывается опосредовано через рассчитываемую в модели вертикальную структуру термохалинных полей.

На рисунке 4.23 показаны изменения по времени средней по Мировому океану толщины верхнего перемешанного слоя. Подобные полуширарные графики характеризуются регулярным сезонным ходом с противофазными изменениями в северном и южном полушариях, определяемым, очевидно, сезонным ходом поверхностного потока плавучести и ветрового воздействия, резко различающихся в летних и зимних условиях. Полугодовая цикличность в изменениях средних по всему Мировому океану (рисунок 4.23) является результатом сложения противофазных циклов по полушариям.

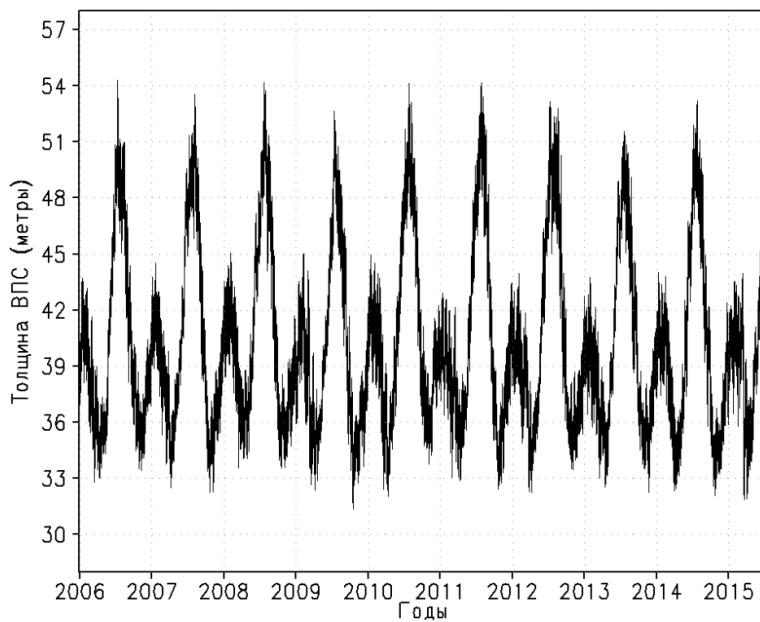


Рисунок 4.23. Изменения средней по Мировому океану толщины ВПС (м) по данным реанализа за 2006–2015 гг.

Как уже обсуждалось в п. 3.1, при определенных условиях тепло и влагообмена на поверхности океана, способствующих уплотнению поверхностного слоя воды, и определенном типе преобладающей циркуляции и стратификации вод перемешивание может развиваться до больших глубин в районах так называемой глубокой конвекции, в которых происходит формирование глубинных вод, вовлекаемых в глобальный конвейерный перенос вод. Двумя важнейшими районами формирования глубинных вод в океане являются области к востоку и к юго-западу от Гренландии (т.е. в Гренландском и Лабрадорском морях). Об этом свидетельствуют и результаты (рисунки 4.24, 4.25) обсуждаемой здесь СУОД. На рисунке 4.24а показана карта максимальных значений глубины ВПС, которые достигались за период реанализа в 2006–2015 гг. Полученные области наибольшего проникновения перемешивания вод хорошо согласуются с главными регионами глубокой конвекции, определяемыми в работах [Marshall and Schott, 1999; Зеленько и Реснянский, 2007].

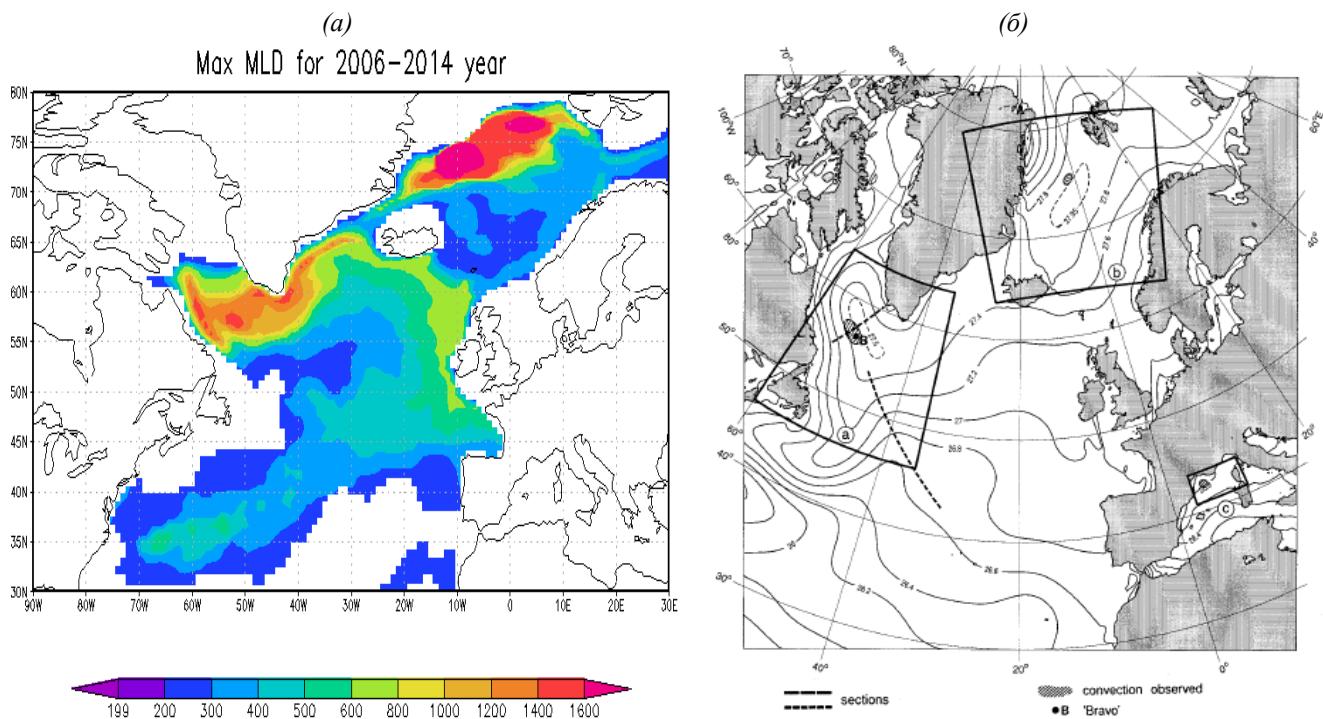


Рисунок 4.24. Распределение максимальных глубин ВПС (м) за период реанализа в 2006–2015 гг. (а) и регионы глубокой конвекции по [Marshall and Schott, 1999], очерченные полигонами (б). Изолиниями показано климатическое распределение потенциальной плотности на глубине 100 м для ноября месяца.

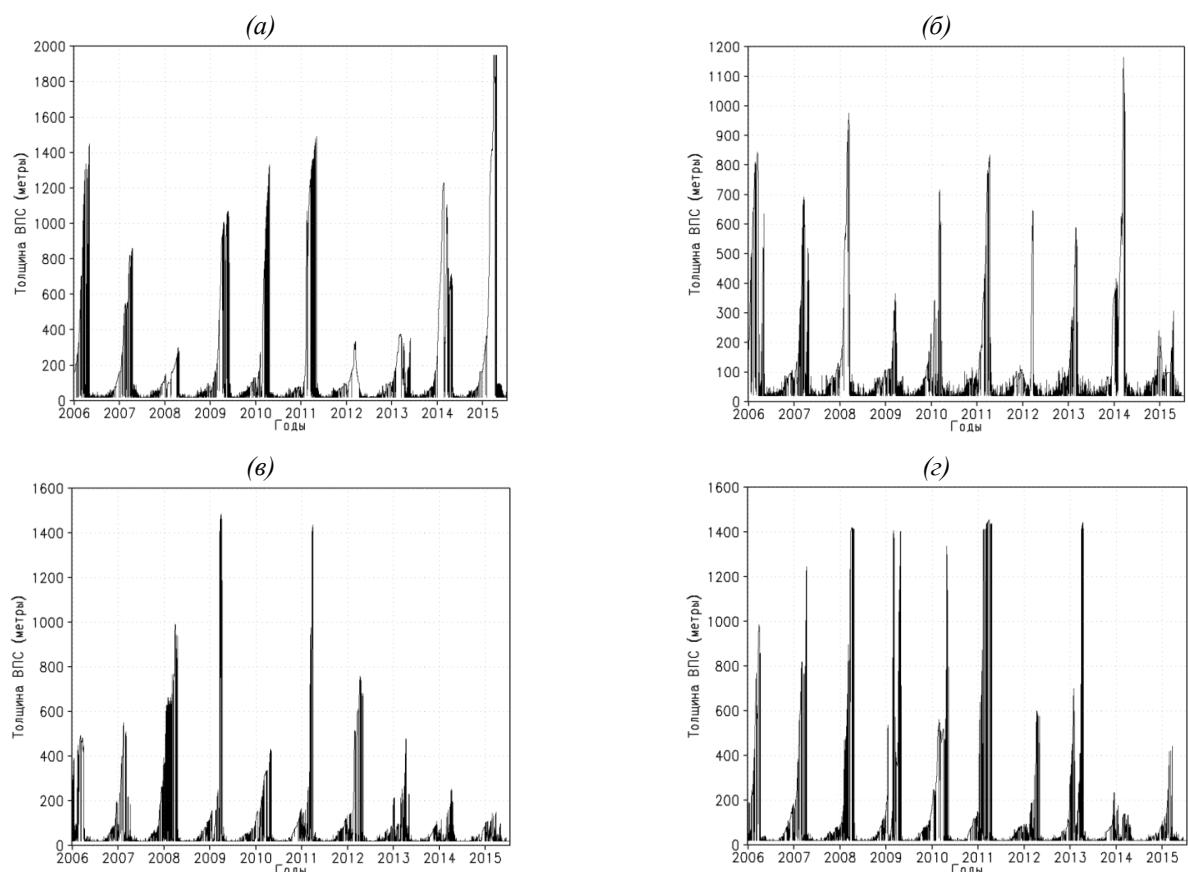


Рисунок 4.25. Изменения толщины ВПС в районах глубокой конвекции в Лабрадорском (а, б) и Гренландском (в, г) морях по данным реанализа за 2006–2015 гг.: (а) – 58° с. ш., 58,5° з. д.; (б) – 60° с. ш., 50° з. д.; (в) – 73,9° с. ш., 4,5° з. д.; (г) – 75° с. ш., 0,5° в. д.

Процессы глубокой конвекции в этих районах, помимо сезонного хода, подвержены сильной межгодовой изменчивости (рисунок 4.25). Существование такой изменчивости подтверждается экспериментальными свидетельствами [Lab Sea Group, 1998; Marshall and Schott, 1999; MEDOC Group, 1970]. Еще одной особенностью является сильная перемежаемость конвективных процессов, как это видно на рисунке 4.25 при сравнении изменений глубины конвективного перемешивания в двух парах не очень удаленных друг от друга точек в Лабрадорском и Гренландском морях.

Представленные в данном подразделе результаты затрагивают лишь часть материалов из полученного обширного массива данных реанализа, который представляет собой временной ряд трехмерных и двумерных полей основных гидрофизических полей Мирового океана. Начало ряда датируется 2005 г., и он пополняется текущей продукцией СУОД каждые 10 суток. Данные реанализа распространяются через Интернет по протоколу *ftp* в виде ежесуточных файлов в формате NetCDF, которые доступны для авторизованных пользователей.

4.6 Развитие глобальной СУОД

Как обычно в приложениях с оперативными гидрометеорологическими системами мониторинга и прогнозирования постоянно ведутся работы по совершенствованию этих систем, опирающиеся на развитие наблюдательных систем, моделей и вычислительных средств. На смену рассмотренной в п. 4.4 – 4.5 системе разрабатывается новая версия СУОД, направленная, в первую очередь, на устранение имеющихся ограничений предшествующего варианта. Существенные ограничения обоих реализованных версий СУОД [Зеленько и др. 2007; 2010б; Зеленько и др. 2016а] связаны с исключением из расчетной области приполярной зоны к северу от 80° с. ш. А условие жесткой крышки, используемое в циркуляционной модели, не даёт возможности явно рассчитывать изменения уровня океана, одной из важных переменных, характеризующих динамику океана и поддающейся корректировке в ходе усвоения имеющихся альтиметрических данных.

Поэтому при создании следующей версии системы усвоения было принято решение в качестве прогностической МОЦО использовать одну из наиболее активно развивающихся моделей общей циркуляции океана — модель NEMO (п. 2.3). Применение этой модели позволяет снять основные из перечисленных ограничений, и модификация СУОД вносит по сравнению с предшествующими версиями следующие новации:

- эффективное в вычислительном отношении включение в расчетную область приполярного региона в рамках конфигурации ORCA1 (п. 2.3);

- введение в МОЦО (и СУОД) новой эволюционной переменной – высоты поверхности океана – добавляющей новые возможности для усвоения данных спутниковой альтиметрии;
- применение современных массивно-параллельных алгоритмов для интегрирования модели, особенно актуальное в связи с внедрением в Гидрометцентре России нового вычислительного комплекса с пиковой производительностью ~ 1 петафлопс;
- включение в систему эволюционной модели морского льда в дополнение к использовавшемуся прежде подходу с предписанным из наблюдений ледовым покровом;
- расширение набора параметризаций для ряда океанических процессов и вычислительных алгоритмов.

В данном подразделе приводятся основные сведения о модифицированной системе усвоения данных и некоторых, полученных на её основе, результатах

Реализация новой МОЦО

В расчетах используется версия 3.6 модели NEMO с включенной в нее моделью морского льда LIM2 в конфигурации ORCA1, описанной в п.2.3.

Для свободной поверхности применяется линейная формулировка, в рамках которой горизонтальные потоки для рассматриваемых величин рассчитываются с использованием не модельного, а фиксированного отсчетного положения уровня моря.

Из нескольких предлагаемых параметризаций физических процессов для описания вертикального турбулентного перемешивания использовалась схема, в которой коэффициенты вертикальной турбулентной вязкости и диффузии предполагаются пропорциональными кинетической энергии турбулентности (КЭТ). Изменения же этой энергии рассчитываются из прогностического уравнения, в котором эволюция КЭТ определяется генерацией за счет вертикального сдвига скорости, подавляющим действием устойчивой плотностной стратификации (характеризующейся частотой Брента-Вяйсяля), вертикальной диффузией и диссипацией [Колмогоров, 1942]. Для замыкания уравнения, содержащего несколько неизвестных, используются дополнительные гипотезы относительно масштабов длины перемешивания и диссипации. В случаях появления участков с неустойчивой стратификацией подавление такой неустойчивости осуществляется путем сильного (до $100 \text{ м}^2/\text{с}$) увеличения коэффициента вертикальной диффузии. Дополнительные аддитивные поправки к коэффициентам вертикальной турбулентной вязкости и диффузии вводятся для учета усиленного перемешивания, создаваемого приливными процессами, а также для ускорения вертикального перераспределения поступающей с речным стоком пресной воды в районах,

прилегающих к устьям рек. Особым образом учитываются и эффекты «солевых пальцев», создающиеся процессами двойной диффузии [Федоров, 1976].

Турбулентные потоки тепла, импульса (касательное напряжение ветра) и скорость испарения на поверхности океана в данной реализации модели рассчитываются по интегральным аэродинамическим формулам с использованием алгоритма CORE [Large and Yeager, 2004]. Сами эти потоки, наряду с радиационными составляющими потока тепла и со скоростью выпадения осадков задают атмосферный форсинг для интегрирования модели. При этом на каждом шаге по времени производится корректировка составляющих бюджета пресной воды, приводящая осредненный по Мировому океану бюджет к нулевым значениям.

Исходные данные

Для расчета атмосферных воздействий в предварительных экспериментах использовались исторические данные из набора DFS5.1.1 [Dussin *et al.*, 2016], а в оперативной версии – поступающие в реальном времени те же, что в предыдущей версии СУОД, данные CFS/CFSR [Saha *et al.*, 2010]. Поля приводных характеристик DFS5.1.1 подготовлены путем корректировки данных метеорологического реанализа ERA-interim [Dee *et al.*, 2011] и оперативного анализа ECMWF. Корректировка осуществлялась так, чтобы обеспечить выполнение глобальных балансов тепла и влаги [Brodeau *et al.*, 2010]. Данные CFS/CFSR, как уже отмечалось, представляют собой продукцию оперативной системы усвоения метеорологических данных в Национальных центрах прогнозирования окружающей среды США (NCEP/NOAA). Те и другие данные включают в себя набор характеристик приводного слоя атмосферы, необходимых для определения поверхностных потоков: температура и влажность воздуха на высоте 2 м, зональная и меридиональная составляющие скорости ветра на высоте 10 м, потоки нисходящей коротковолновой и длинноволновой радиации, а также скорость выпадения осадков, включая жидкую и твердую фазы. Для интегрирования океанской модели необходимы также данные по речному стоку, входящие в граничные условия на границе с материками. Эти данные условно отнесены к “атмосферным воздействиям”, поскольку в модели они трактуются как приток пресной воды через поверхность океана в ячейках, примыкающим к устьям рек. В качестве информации о притоке воды в устьях крупнейших рек использованы климатические данные из набора DFS5.1.1. Поля массива DFS5.1.1 использовались для проведения численных экспериментов, в ходе которых настраивались параметры системы усвоения данных. Эти эксперименты проводились на интервале времени 2001–2010 гг.

Усваиваемая в СУОД информация включает измерения вертикальных распределений температуры и солености воды профилюющими буями Арго, получаемые путем

альтиметрических измерений аномалии уровня моря, данные о температуре поверхности океана и данные о сплоченности морского льда.

В качестве источника информации по профилям Арго использовался сайт одного из двух Центров глобального сбора данных Арго¹, располагающегося в Бресте (Франция).

Ежедневные сеточные поля аномалий уровня моря по данным альтиметрических измерений с нескольких спутников, получаются с сайта CMEMS², распространяющего информацию в оперативном режиме. Подготовка этих данных производится в рамках проекта по спутниковой альтиметрии AVISO³. Постоянно поддерживаемая система нескольких спутников, оснащенных альтиметрами, обеспечивает оперативный мониторинг высоты морской поверхности *SSH* с высоким разрешением вдоль спутниковых треков и с высокой точностью (± 3 см для аномалий *SLA*, представляющих собой отклонения *SSH* от средних за несколько лет значений, подсчитываемых для каждого из спутников; см., например, [Ubelmann et al., 2009]). С помощью объективного анализа из вдольтрековых данных с нескольких спутников, имеющих дискретность около 7 км, создаются массивы значений *SLA* в узлах регулярной сетки в отклонениях от средних за период 1993–2012 гг. (до 2014 г. использовался семилетний отсчетный период за 1993–1999 гг.). Усваиваемые в СУОД сеточные поля *SLA* представлены на равномерной географической сетке $0,25^\circ \times 0,25^\circ$.

В предварительных экспериментах, в которых происходила настройка параметров системы усвоения, ежедневные поля ТПО, представленные на равномерной географической сетке $0,25^\circ \times 0,25^\circ$, выбирались из архива NCDC (п. 1.4.1). Источником информации о сплоченности морского льда в этих экспериментах служили данные, распространяемые Французским научно-исследовательским институтом изучения моря (IFREMER)⁴. Эти данные представлены на стереографических сетках $12,5 \times 12,5$ км, наложенных на северную и южную приполярные области. В оперативной версии СУОД данные о ТПО и сплоченности льда, как и в прежней версии, брались из продукции системы CFS/CFSR [Saha et al., 2010].

Схема усвоения данных

Усвоение данных осуществляется по схеме, изложенной в п. 4.4 в варианте с применением метода дробных инкрементов и учетом изменений полей первого приближения внутри временного окна СУОД (рисунок 4.4в). Применяется циклическая схема “анализ–прогноз–анализ” в одноэлементном её варианте, в котором последовательно усваивается информация по

¹ <ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/argo/geo>

² <http://marine.copernicus.eu>

³ <http://www.aviso.oceanobs.com>

⁴ <ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/products/gridded/psi-concentration/data>

температуре, ее солености, уровню моря и сплоченности морского льда без непосредственного учета их связей между собой и с другими элементами. Такая связь устанавливается лишь опосредовано, через взаимозависимость различных переменных в расчетной модели. Период цикла усвоения D (рисунок 4.4) может варьироваться от 1 до 10 суток.

Для температуры и солености процедура анализа (проектирования вектора инноваций на сетку анализа) проводится аналогично прежней версии (п. 4.3) с использованием трехмерной вариационной схемы 3D-Var на регулярной одноградусной сетке на 21 модельном уровне от 10 м до 1400 м. Усвоение данных по уровню моря и сплоченности морского льда выполняется по упрощенной релаксационной схеме, в которой в качестве наблюдений используются двумерные сеточные поля этих элементов.

С целью настройки параметров в системе усвоения был проведен ряд численных экспериментов. Эксперименты проводились по данным об атмосферных воздействиях из DFS5.1.1 на интервале 2001–2010 гг. Базовый эксперимент, в сопоставлении с которым проводилась оценка различных вариантов усвоения данных, представлял собой свободное интегрирование океанской модели без усвоения данных. В последующих экспериментах варьировалась длина окна усвоения данных, проверялись различные варианты контроля данных наблюдений, зависимость результатов от введения зависящей от ТПО релаксационной поправки к поверхностному потоку тепла, различные варианты задания отношения ошибок наблюдений и поля первого приближения. В отдельной серии испытывались несколько способов усвоения данных о сплоченности ледового покрова.

Рисунок 4.26 иллюстрирует зависимость результатов от учета зависящей от ТПО релаксационной поправки к поверхностному потоку тепла в экспериментах с 10-суточным окном усвоения данных. На нем показаны вертикальные распределения средних и среднеквадратичных отклонений полей температуры воды от данных наблюдений по всей глобальной области за период 01.01.2001–20.06.2007 с учетом и без учета такой поправки. Как видно из рисунка, процедура релаксации поверхностного потока тепла приводит к, хотя и небольшому, но систематическому уточнению результатов расчета температуры воды в верхнем 130-метровом слое воды. На больших глубинах отличия двух вариантов усвоения в полях температуры пренебрежимо малы, как и отличия в полях солености на всех глубинах.

Зависимость результатов усвоения от ширины окна накопления данных показана на рисунке 4.27, на котором показаны вертикальные распределения средних и среднеквадратичных отклонений температуры и солености воды по всей глобальной области с разными окнами накопления данных: 1-суточным и 10-суточным. Можно видеть, что 10-суточное окно усвоения данных приводит к более точным результатам в сравнении с 1-суточным, если оценивать точность по глобальным статистикам. Особенно наглядно этот

систематический выигрыш проявляется в терминах среднеквадратичных отклонений, как температуры, так и солености воды.

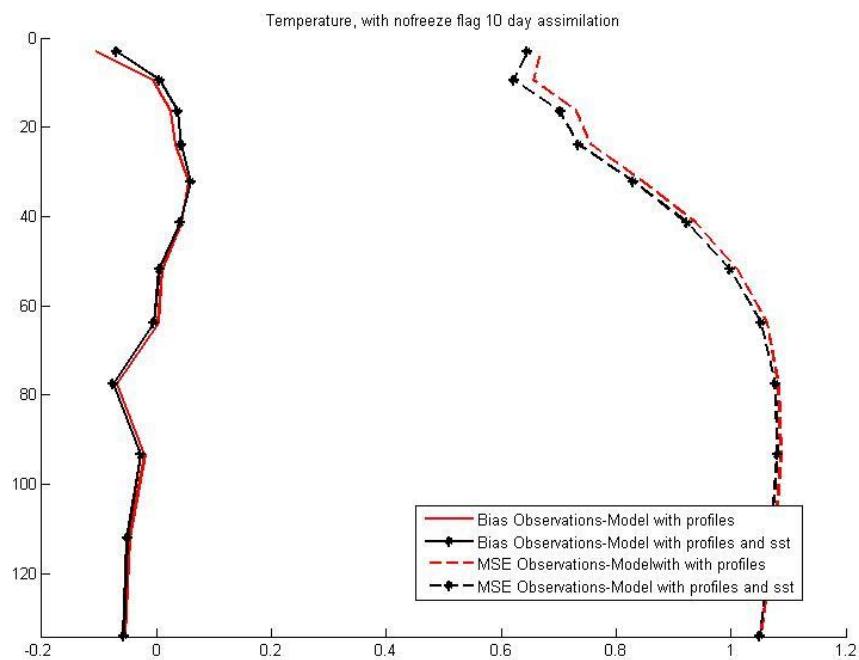


Рисунок 4.26. Вертикальные распределения глобально осредненных средних и среднеквадратичных отклонений температуры воды в экспериментах с СУОД за период 01.01.2001–20.06.2007 с зависящей от ТПО поправкой к поверхностному потоку тепла (черные кривые) и без такой поправки (красные кривые). Сплошные кривые – средние отклонения (смещения), пунктир – среднеквадратичные отклонения.

Усвоение данных о сплоченности морского льда осуществляется по схеме, включающей в себя релаксацию рассчитываемых в модели значений к получаемым из наблюдений распределениям сплоченности в ходе повторного интегрирования модели в пределах выбранного временного окна [Strukov *et al.*, 2015]. В ходе проведенных численных экспериментов, в которых усвоение осуществлялось с 10-суточным окном накопления данных в модели ледового покрова LIM2, определялась чувствительность результатов к значениям коэффициента релаксации c_r . По результатам экспериментов установлено оптимизированное значение $c_r = 10^{-5} \text{с}^{-1}$. В этом случае средние отклонения (смещения) сплоченности не превышают 0,1 в Антарктическом регионе и 0,2 в Арктическом регионе. Среднеквадратичные отклонения находятся в диапазоне до 0,25 в Антарктике и до 0,35 в Арктике. В тех и других отклонениях прослеживается выраженный сезонный ход, обусловленный естественной сезонной изменчивостью ледовых условий. С учетом этих результатов для последующего использования в оперативном варианте СУОД принято значение $c_r = 10^{-5} \text{с}^{-1}$.

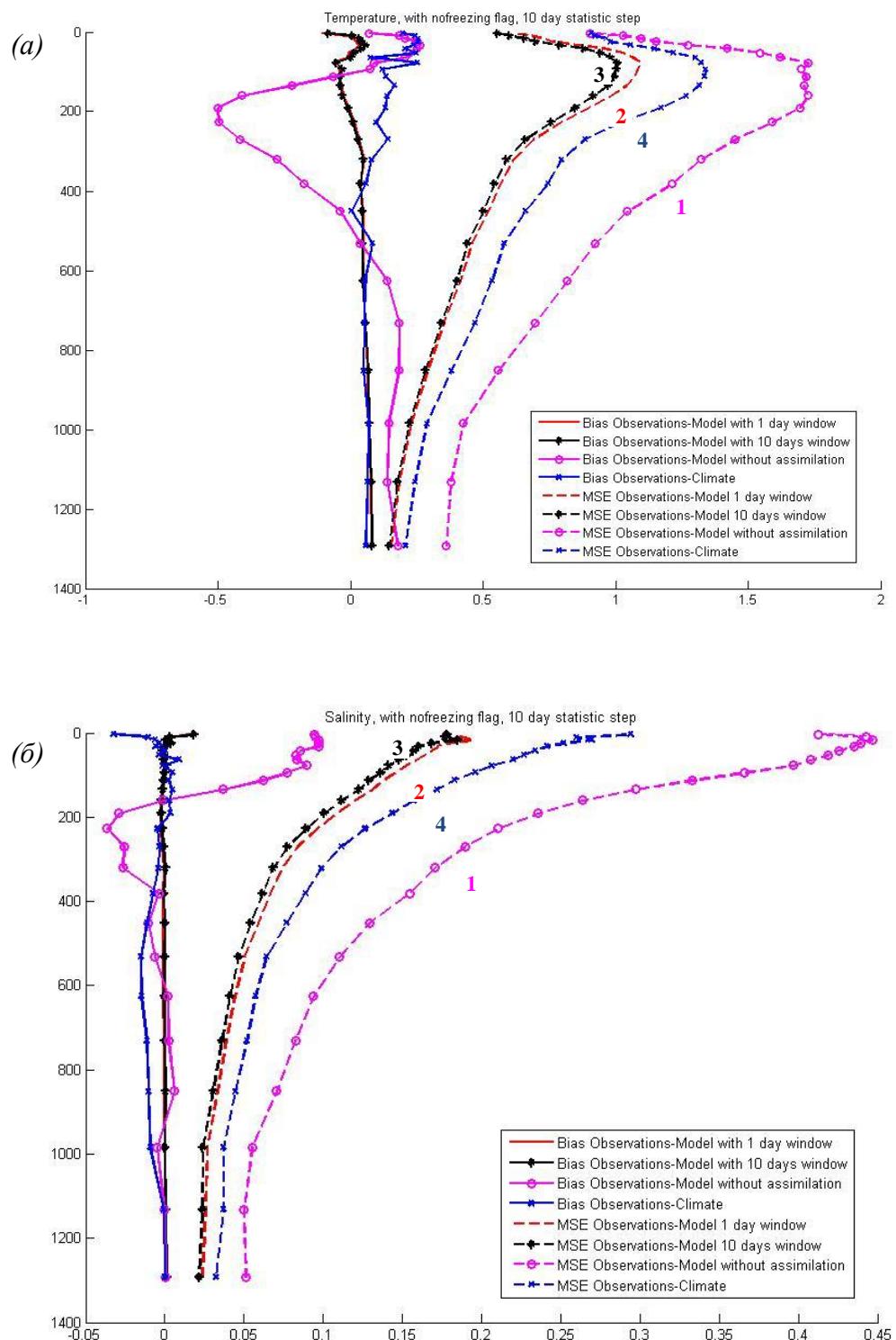


Рисунок 4.27. Вертикальные распределения глобальных средних (сплошные кривые) и среднеквадратичных (пунктирные кривые) отклонений результатов расчета (a) – температуры воды ($^{\circ}\text{C}$) и (b) – её солености (ес) от наблюдений в различных экспериментах: 1 – без усвоения данных, 2 – с окном усвоения 1 сутки, 3 – с окном усвоения 10 суток, 4 – при задании климатических распределений. Статистики получены по данным за период 2001–2010 гг.

Оперативная версия СУОД

В оперативной версии усвоение осуществляется с цикличностью (окном усвоения) в одни сутки. Такая цикличность позволяет поддерживать ежесуточный выпуск продукции. Вычислительная задача, обеспечивающая выполнение необходимых для усвоения операций и ежедневно запускаемая на вычислительном кластере (ЭВМ) Торнадо, подразделяется на шесть основных технологических этапов [Зеленъко и др., 2014]:

1. *Проверка готовности данных наблюдений.* Данные наблюдений, загруженные с FTP сервера и являющиеся входными для системы усвоения, сгруппированы в суточные сводки. Проверяется датировка этих сводок, являющаяся составной частью мнемоники имен соответствующих файлов. Пригодными для усвоения считаются файлы с данными, относящимися к дате, предшествующей текущей на два дня. Файлы с данными за более поздние сроки, как правило, оказываются весьма неполными из-за задержек поступления в Центр глобального сбора данных Арго. Запуск задачи осуществляется только при наличии пригодных для усвоения данных на дисковых массивах ЭВМ Торнадо, в противном случае задача переводится в режим ожидания с периодической проверкой на поступление требуемых данных.

2. *Подготовка данных по атмосферному форсингу.* При выполнении указанных для первого этапа условий производится подготовка данных по атмосферному форсингу. Метеорологические данные из массива CFS/CFSR, загруженные с FTP сервера, интерполируются из исходной географической сетки на сетку ORCA1 и записываются в формате NetCDF, принятом в модели NEMO.

3. *Расчет полей первого приближения.* Осуществляется интегрирование модели NEMO на одни сутки вперед с начальными условиями с предыдущего цикла усвоения. В результате получаются поля первого приближения X^f (в обозначениях п. 4.3), относящиеся к концу суток даты анализа.

4. *Определение инкрементов анализа.* Инкременты $\delta X^a = X^a - X^f$ определяются путем минимизации функционала (4.4) в соответствии со схемой трехмерного вариационного анализа 3D-Var. Необходимые для его проведения инновации ($X^{obs} - HX^f$) вычисляются как отклонения вектора наблюдений температуры и солености воды X^{obs} от поля первого приближения HX^f в точках наблюдений. В нынешней конфигурации инкременты рассчитываются на регулярной географической сетке $1^\circ \times 1^\circ$ на 21 уровне от 10 м до 1400 м. Полученные инкременты интерполируются на сетку ORCA1 и записываются в формате NetCDF в файл инкрементов в требуемом для модели виде. На этом же этапе файл инкрементов анализа трехмерных полей температуры и солености воды дополняется двумерными полями

инкрементов для уровня моря и сплоченности морского льда, определяемыми с использованием данных измерений AVISO и CFSR/CFSR.

5. Коррекция модельных полей инкрементами анализа. Получаемые на предыдущем этапе инкременты анализа $\delta X^a = X^a - X^f$ добавляются к модельным полям с использованием метода дробных инкрементов. Для этого выполняется повторное интегрирование модели пределах суточного временного окна от начальных условий с предыдущего цикла усвоения. В ходе этого интегрирования на каждом его временном шаге к модельным полям добавляется дробная часть инкремента, равная полному инкременту, деленному на число шагов в цикле усвоения. По ходу интегрирования осуществляется релаксационная коррекция поверхностного потока тепла с использованием данных о ТПО из массива CFSR/CFSR.

Выходная продукция системы усвоения включает в себя совокупность следующих океанографических полей, осредненных за текущие сутки анализа в узлах сетки модели ORCA1: поля температуры воды, ее солености, горизонтальных компонентов скорости течения на 46 модельных уровнях, двумерные поля уровня моря, толщины верхнего перемешанного слоя и сплоченности ледяного покрова. Наряду с числовыми данными в формате NetCDF, принятом в модели NEMO, результаты усвоения даются и в графическом представлении. Примеры некоторых из получаемых на регулярной основе ежесуточных гидрофизических полей представлены на рисунках 4.28–4.30.

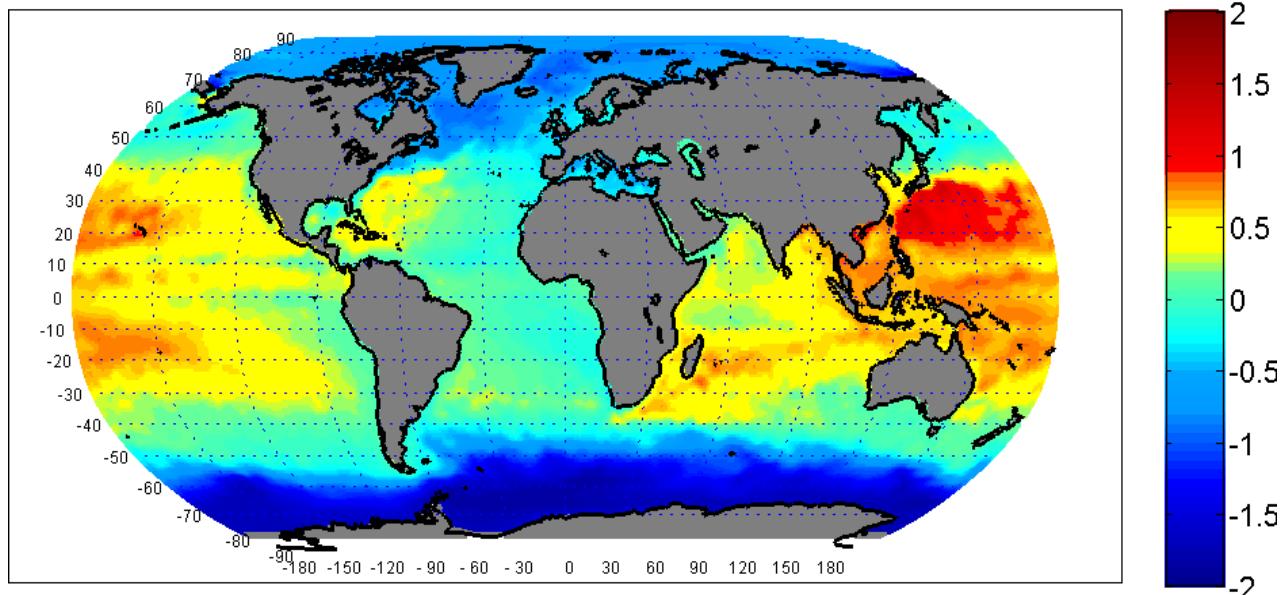


Рисунок 4.28. Отклонение поверхности моря от невозмущенного состояния (м) по данным оперативного анализа СУОД за 31 октября 2016 г.

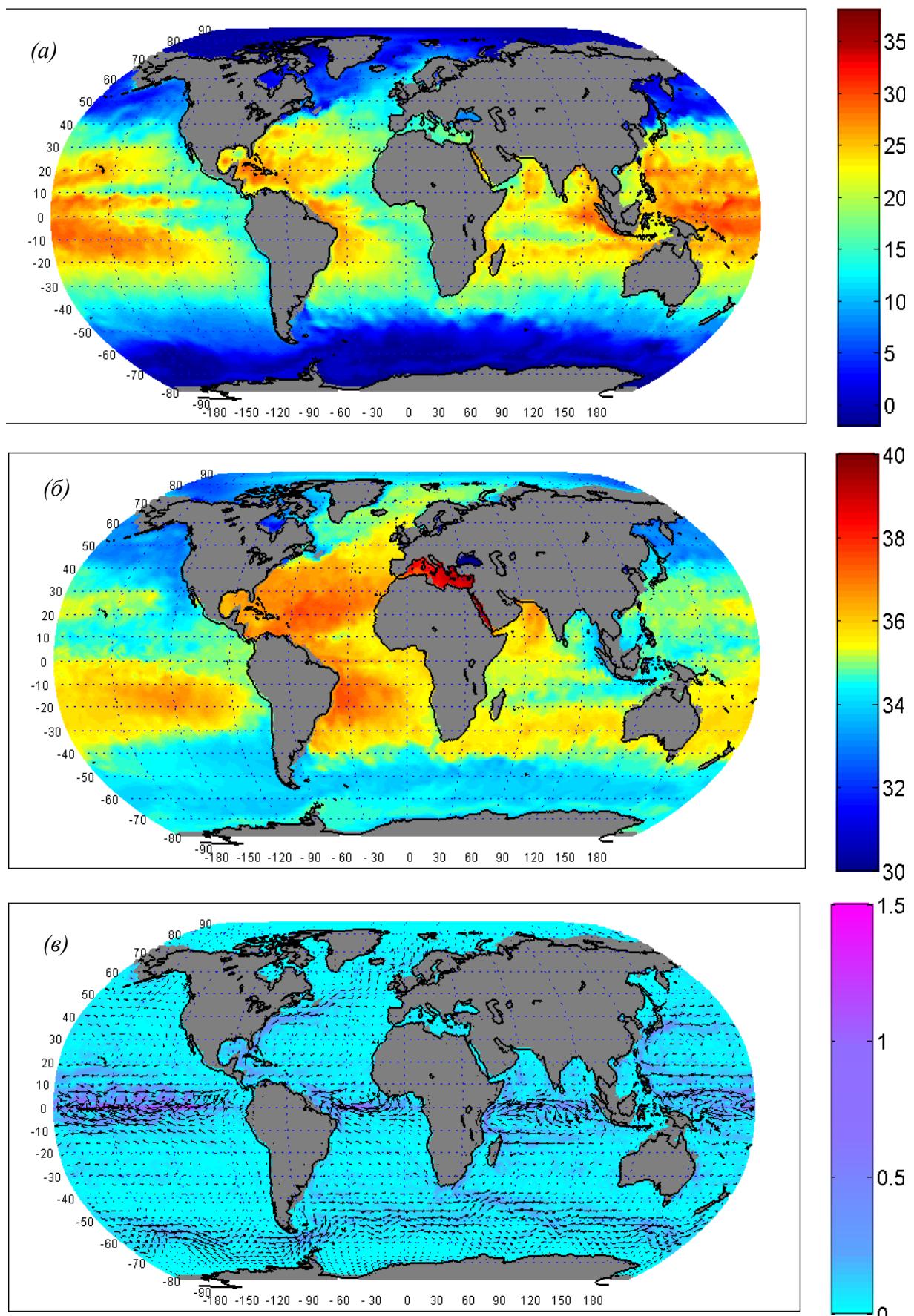


Рисунок 4.29. Поля оперативного анализа СУОД на горизонте 94 м за 31.10.2016: (а) – температура воды ($^{\circ}\text{C}$); (б) – солености воды (‰); (в) – вектор горизонтальной скорости течений ($\text{м}\cdot\text{s}^{-1}$).

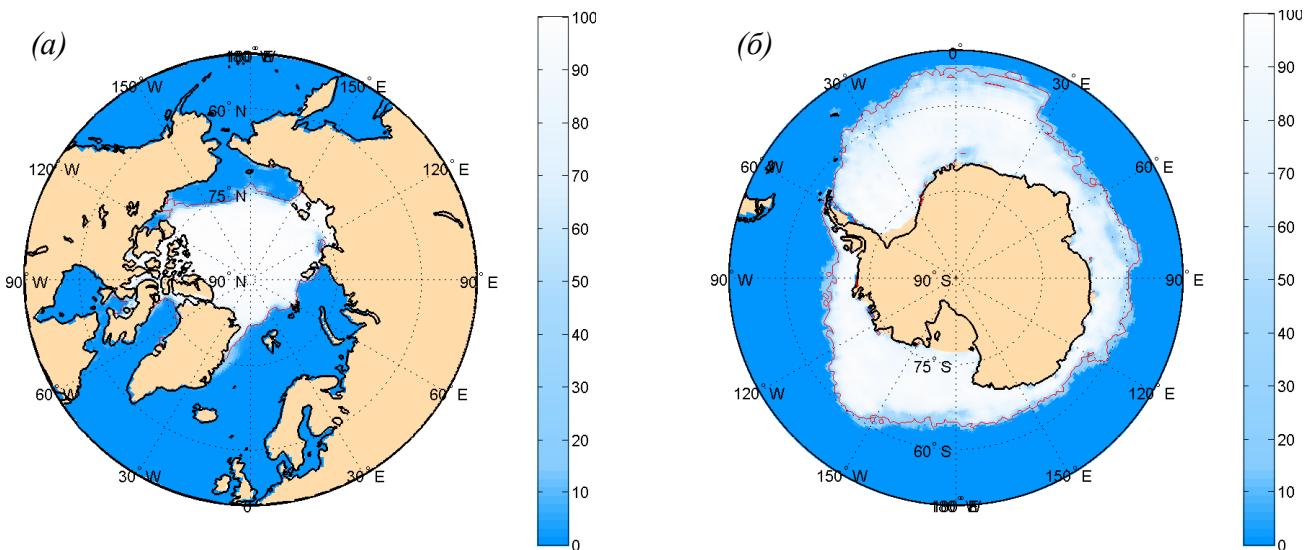


Рисунок 4.30. Распределение сплоченности морского льда (%) в Арктике (а) и Антарктике (б) по данным оперативного анализа СУОД за 31 октября 2016 г. Красной линией показана сплоченность 15%.

4.7 Заключительные замечания

Последнее десятилетие отмечено существенным развитием оперативных наблюдений в Мировом океане. Внедрение наблюдательных систем спутниковой альtimетрии и профилирующих буев Арго образовало недостающую прежде информационную основу мониторинга океана. По аналогии с успешно действующим в метеорологических приложениях походом, для получения оценок текущего состояния основных полей океана применяются процедуры усвоения данных.

В работе рассмотрена система усвоения океанографических данных (СУОД), базирующаяся на модели общей циркуляции океана и процедуре трехмерного вариационного анализа, которые разработаны и развиваются в Гидрометцентре России. Представленные результаты показывают, что система позволяет восстанавливать структуру крупномасштабной изменчивости основных гидрофизических полей как в задержанном, так и в оперативном режиме с точностью, превосходящей климатические оценки (рисунки 4.12 и 4.27). Регулярная продукция подобных систем предназначена, в первую очередь, для мониторинга климатической системы и инициирования среднесрочного прогноза (10-15 суток) океанических полей и долгосрочных метеорологических прогнозов на базе совместных моделей океан-атмосфера.

Судя по публикациям, рассмотренная СУОД, является первой национальной системой усвоения океанографических данных, действующей в оперативном режиме. В процессе развития СУОД реализовано несколько её версий. Для удобства их сопоставления в таблице 4.3 сведены характеристики основных элементов, отражающих эволюцию системы по мере ее развития.

Таблица 4.3 – Основные характеристики версий системы усвоения океанографических данных, развиваемой в Гидрометцентре России

Версия СУОД	1.0	2.0	3.0
Период действия	2007–2010	2011–н/вр	2017–н/вр
Модель океана	МОЦО ГМЦ 3.1	МОЦО ГМЦ 3.2	NEMO 3.6
Расчетная область	90°ю.ш.–81°с.ш.	90°ю.ш.–81°с.ш.	90°ю.ш.–90°с.ш.
Система координат	Географическая	Географическая	Трехполярная
Горизонтальное разрешение	$2^\circ \times 2^\circ \cos\varphi$; ~40–200 км	$1^\circ \times 1^\circ \cos\varphi$; ~20–100 км	$1^\circ \times 1^\circ$; ~30–100 км
Тип вертикальной координаты	Z-координата	Z-координата	Z-координата
Размерность сетки	180×175×32	360×266×32	362×292×46
Учет ледового покрова	Предписанный лёд (сплоченность)	Предписанный лёд (сплоченность)	Модель эволюции льда (LIM2)
Усваиваемые данные	T, S, SST, ICEC	T, S, SST, ICEC	T, S, SST, ICEC, SLA
Окно (период) усвоения	10 сут	10 сут	1 сут / 10 сут
Метод анализа	2D-Var	3D-Var	3D-Var
Выходные поля	u, v, w, T, S, MLD, ψ	u, v, w, T, S, MLD, ψ	$u, v, w, T, S, MLD, \eta, C_{ice}, H_{ice}$
Период обновления полей	10 сут	10 сут	1 сут
Цифровая продукция	FTP сервер	FTP сервер	Локальная сеть
Графическая продукция	Web сервер	—	Локальная сеть

Примечания:

T, S – профильные наблюдения температуры и солености (буи Арго, ХВТ, заякоренные буи); SST – поля ТПО (анализ), ICEC – поля сплоченности льда (анализ), SLA – аномалии уровенной поверхности океана (анализ данных спутниковой альтиметрии AVISO/CMEMS); C_{ice} , H_{ice} – сплоченность и толщина льда (переменные модели LIM2). Красным цветом выделены важные модификации характеристик СУОД при переходе от одной версии к другой.

Усвоение данных осуществляется по циклической схеме «анализ–прогноз–анализ» в одноэлементном ее варианте, в котором последовательно усваивается информация по температуре, ее солености, уровню моря и сплоченности морского льда без непосредственного учета их связей между собой и с другими элементами. Для температуры и солености анализ проводится с использованием трехмерной вариационной схемы 3D-Var в сочетании с методом, в котором учитываются изменения со временем поля первого приближения в пределах окна усвоения данных. Применяется также распределенное по времени добавление дробных инкрементов к полям первого приближения, позволяющее подавлять скачкообразные

изменения модельных переменных на границах окна усвоения и тем самым предотвращать связанные с этим возможные проявления неустойчивостей.

Представленные результаты работы системы усвоения океанографических данных свидетельствуют о том, что система обеспечивает информативные оценки текущего состояния океана на основе расчетов по модели и с использованием измерений температуры и солености воды в верхнем 1,5-километровом слое воды, получаемых в режиме близком к реальному времени.

Интенсивность главных океанических течений, однако, оказывается заниженной, а их ширина завышенной по сравнению с наблюдениями. Не описываются и синоптические вихри с характерными горизонтальными масштабами порядка 100 км. Соответствующие искажения претерпевают и связанные с течениями термохалинные поля. Основная причина этого – недостаточное пространственное разрешение, которое, как неоднократно отмечалось в литературе, имеет решающее значение для получения хорошего количественного соответствия с наблюдениями.

Кроме сеточного разрешения (его повышение – в значительной степени технический вопрос, решającyся по мере увеличения доступных вычислительных ресурсов), в настоящее время ведутся работы по развитию представленной системы ещё в нескольких направлениях. В первую очередь – это переход к многоэлементному варианту анализа, который учитывает физические взаимосвязи анализируемых гидрофизических полей. Это подразумевает также применение новой схемы усвоения данных спутниковой альтиметрии через учет бароклинных процессов (взамен упрощенного способа релаксации к наблюдаемым аномалиям уровня океана в баротропной части модели).

В более отдаленной перспективе намечен учет анизотропии ковариаций ошибок модельных полей и их “динамического” оценивания в рамках гибридных и/или калмановских схем усвоения данных. Предварительные результаты применения таких подходов в системах усвоения океанографических данных указывают на их потенциальную успешность.

Ещё одно перспективное направление развитие СУОД для приложений оперативной океанологии — мониторинга и прогнозирования “погоды океана” в синоптическом диапазоне масштабов — связано с включением в систему разрабатываемых в настоящее время национальных МОЦО [Ибраев и др., 2012; Калмыков и Ибраев, 2013], предназначенных для описания океанических процессов с горизонтальным разрешением ~10 км.

ГЛАВА 5. ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ В ОКЕАНЕ И МОРЯХ РОССИИ

Численный прогноз характеристик ветрового волнения, по-видимому, является первым в хронологическом отношении приложением оперативной океанологии со свойственным ей общим подходом (прогностическая модель, оперативная информационная продукция, мониторинг качества прогнозов). Соответствующие прогностические системы начали появляться в 1980-е годы [Лавренов, 1998; Нестеров, 2013].

Сведения о состоянии поверхности моря, почти всегда в той или иной степени возмущенной ветровым волнением, являются одними из самых востребованных со стороны многочисленных пользователей морской гидрометеорологической информации (мореплавание, спасательные операции, морской промысел, освоение минеральных ресурсов, экологические приложения и многие другие). Интересующая пользователей информация о ветровых волнах подразделяется на две основные категории – режимную и оперативную. Под режимной информацией понимаются статистические характеристики ветровых волн, относящиеся к длительным интервалам времени (климат, или режим волн), а под оперативной – актуальные сведения о текущих и ожидаемых в ближайшем будущем изменениях волновых условий.

Оперативные системы прогнозирования ветрового волнения, развивающиеся во многих центрах, основаны на использовании численных моделей. Наибольшее распространение получили так называемые спектральные модели, основанные на численном решении сеточными методами уравнения баланса волновой энергии или волнового действия в спектральной форме [WAMDI group, 1988; Лавренов, 1998; Tolman, 2009; SWAN team, 2010]. Входными данными для таких моделей в их прогностических приложениях служат результаты численного метеорологического прогноза.

Оценка режимных характеристик осуществляется либо с использованием накопленных архивов данных судовых наблюдений за ветровыми волнами [Gulev et al, 2003; Gulev and Grigorieva, 2004], либо на основе расчетов по таким же моделям, как и в прогностических приложениях. С тем лишь отличием, что на вход волновых моделей подаются не прогнозы метеорологических полей (в первую очередь скорости ветра), а данные реанализа (например, [Зеленъко и др., 2016в]) или им подобные.

В данном разделе рассматривается комплексная система прогнозирования характеристик ветрового волнения в Мировом океане и морях, поддерживаемая и развивающаяся в Гидрометцентре России, с подробным обсуждением её приложений для тех географических объектов, по которым ведется регулярный выпуск прогностической информации в оперативном режиме. Эти вопросы рассматривались в ряде публикаций: [Strukov et al., 2012a; 2012b; Струков и др., 2013б; Зеленъко и др., 2014б; 2016г].

5.1 Комплексная система прогнозирования ветрового волнения

Разработка и внедрение системы оперативного прогноза параметров ветрового волнения для морских акваторий относится к числу наиболее актуальных задач оперативной океанологии для развития информационного обеспечения морской деятельности в России. Общая задача в части волновых прогнозов состоит в том, чтобы пользователям предоставлялась оперативная прогностическая информация по основным параметрам ветрового волнения (с максимально возможной заблаговременностью и детализацией) для акваторий всех морей России и для океанических акваторий и регионов, обозначаемых в Морской доктрине РФ.

Деятельность, связанная с оперативным прогнозом параметров ветрового волнения, ведется на национальном уровне в нескольких институтах [Давидан и др., 1988; Матушевский и Кабатченко, 2003; Нестеров, 2013; Vrazhkin, 2013; Мысленков и Столярова; 2016; Ратнер и др., 2017]. Однако действующие технологии не решают поставленную задачу в целом и обладают некоторыми общими ограничениями. Географический охват морских объектов характеризуется фрагментарностью. Прогностическая продукция выпускается не для всех российских морей. Выпуск прогнозов региональными центрами чаще всего ограничивается зоной ответственности этих центров. Для охвата всех акваторий, в соответствии с обозначенной общей задачей, необходима, очевидно, некоторая централизация. Действующие технологии опираются на использование прогностической информации о полях ветра, часто уступающей по своим качествам современным (и доступным) последним версиям оперативной продукции метеорологических центров. Процесс перехода на использование усовершенствованных прогнозов полей приводного ветра зачастую характеризуется большой инертностью.

Выполненный анализ показывает [Зеленько и др., 2010а], что для комплексного решения задачи прогноза волнения необходимо прямое сопряжение технологических линий прогноза параметров волнения с системами метеорологического прогноза, поставляющими прогностические поля ветра. Преодолению проблемных обстоятельств может способствовать применение базовой (единой) модели ветрового волнения для технологических линий по всем морским объектам. Исходя из этого, были рассмотрены наиболее известные модели ветрового волнения, ориентированные на применения в прогностических системах, и проанализированы их возможности и специфические особенности, с учетом сформулированных требований для базовой модели. В итоге, в качестве базовой модели ветрового волнения для разработки технологических линий прогноза параметров волнения в морях России и других акваториях выбрана модель WAVEWATCH III, версия 3.14+ (далее WW3). Описание основных особенностей модели и реализующего её вычислительной программы приводится ниже.

Программный комплекс модели эволюции элементов ветрового волнения, хотя и является основой его прогноза, оказывается далеко не единственным звеном системы, которая должна

обеспечивать регулярный оперативный выпуск соответствующей прогностической продукции. В соответствии со сформулированными требованиями была разработана соответствующая информационная среда модели WW3 и реализованы технологические линии для выпуска оперативных прогнозов ветрового волнения в океане [Зеленъко и др., 2014б; 2016г] и морях России [Струков и др., 2013а; 2014а; 2014б].

Основные структурные элементы прогностической системы и их взаимосвязи показаны на рисунке 5.1. Особенность схемы состоит в том, что технология прогноза распадается на две ветви соответственно двум типам прогнозов полей ветра и сопутствующих им прогнозов параметров волнения. Первая ветвь (слева на схеме рисунке 5.1) предназначена для прогноза волнения с увеличенной заблаговременностью, исходные поля прогноза ветра получаются из оперативных систем среднесрочного прогноза метеорологических условий. В составе выходной продукции этих систем обычно содержатся прогностические поля на сроки 10 и более суток. Однако качество прогностических полей довольно быстро снижается после 5-7 суток. Поэтому рассчитывать прогнозы ветрового волнения на более длительные сроки пока, очевидно, не имеет смысла. Расчетная сетка для волновых прогнозов этого типа имеет разрешение около $0,5^{\circ}$ - $1,0^{\circ}$ в случае глобальной области и около $5'$ (угловых минут) для морских акваторий.

Вторая ветвь технологии предназначена для выпуска более детального в смысле пространственно-временного разрешения прогноза ветрового волнения в морях России, который опирается на краткосрочные метеорологические прогнозы, получаемые на базе региональной негидростатической модели COSMO, описывающей мезомасштабные явления. Такие прогнозы имеют заблаговременность 2-3 суток, соответственно чему определяется и прогностический интервал для волновых характеристик. Типичная величина шагов расчетной сетки для прогноза ветра и для прогноза ветрового волнения имеет порядок 1 км.

В настоящее время в оперативном режиме реализована технологическая линия первого типа (расчеты по второй схеме ведутся в исследовательском режиме), в рамках которой выполняется последовательность следующих процедур:

- извлечение данных прогноза приводного ветра на высоте 10 м, температуры воздуха на высоте 2 м, температуры водной поверхности, сплоченности льда из набора данных метеорологических системы ПЛАВ и GFS;
- преобразование входных данных для расчетных регионов в форматы программного комплекса WW3;
- передача исходных данных в автоматическом режиме на массивно-параллельный вычислительный комплекс с установленным комплексом программ модели WW3;

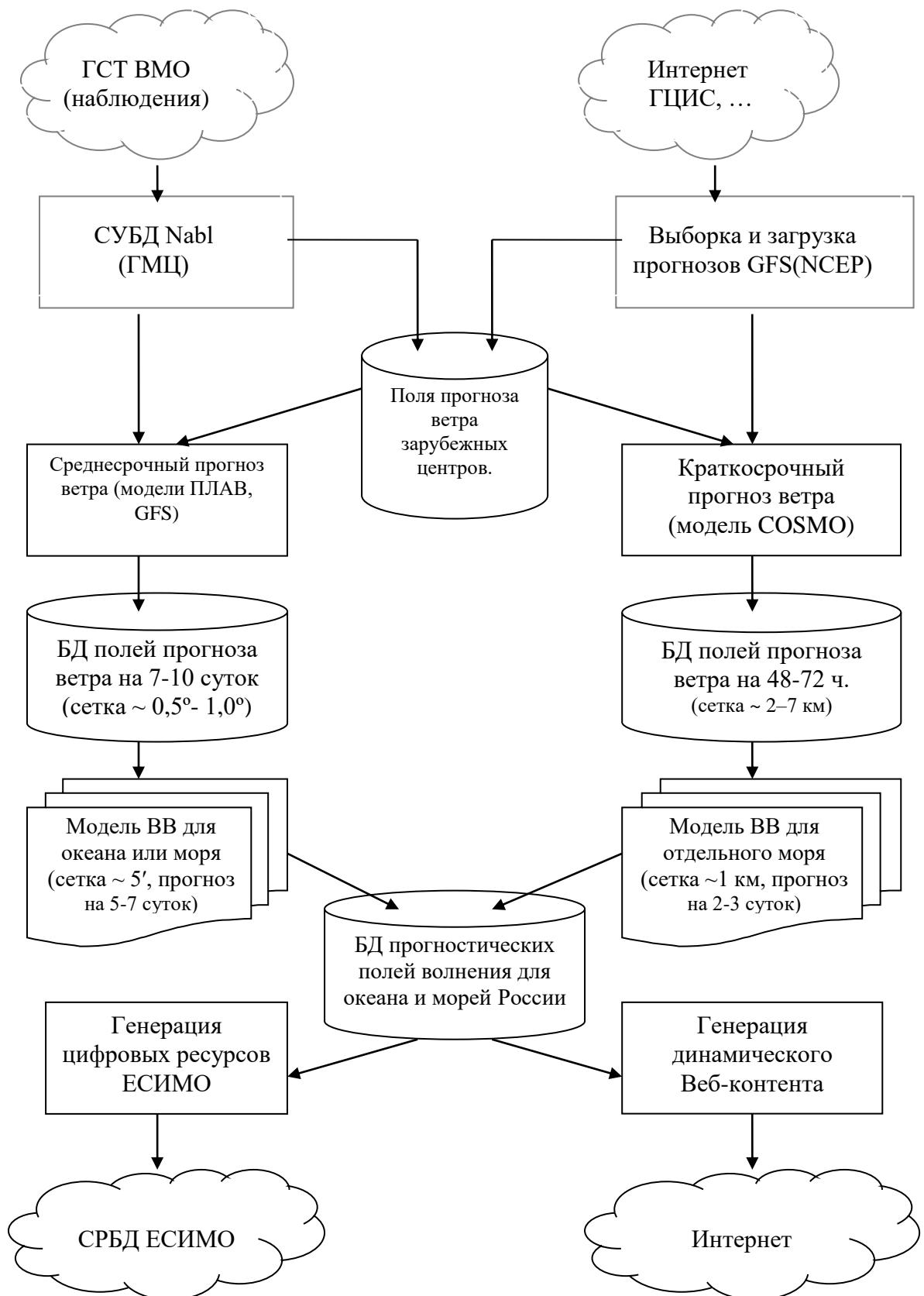


Рисунок 5.1. Главные структурные элементы технологии прогноза параметров ветрового волнения в океане и морях России.

- оперативный расчет прогноза ветрового волнения на вычислительном комплексе в автоматическом режиме с мониторингом прохождения взаимосвязанных задач;
- передача выходных данных — прогностических полей параметров ветрового волнения — на комплекс визуализации полей данных;
- построение карт полей в соответствующих графических пакетах;
- подготовка динамического контента и размещение графических файлов на веб-сервере;
- формирование и размещение цифровых информационных ресурсов системы распределенных баз данных ЕСИМО.

В состав прогностических параметров входят высота значительных волн, средние значения направления, периода и длины волн как развивающегося ветрового волнения, так и смешанного волнения с учетом волн зыби, а также основные характеристики спектра ветрового волнения.

В технологии реализовано сопряжение линии прогноза параметров волнения с системами метеорологического прогноза, поставляющими прогностические поля ветра. Реализация этих систем в одном прогностическом центре позволяет минимизировать время ожидания прогностических полей ветра и заметно повышает оперативность системы прогноза волнения (разумеется, при условии наличия достаточных вычислительных ресурсов в этом центре). Еще одно важное обстоятельство связано с необходимостью отдельного конфигурирования прогностической системы для каждого из морских и океанических объектов, которые отличаются морфометрическими условиями и, как следствие, процессами эволюции ветрового волнения. В соответствии с общей задачей прогнозирования волнения — выпуска прогностической информации для всех морей России и Мирового океана — такие конфигурации и технологические линии необходимы для десятков акваторий (с учетом “телескопизации” отдельных регионов методом вложенных сеток).

Принятый подход с применением базовой модели волнения, которая обеспечивает расчет параметров ветрового волнения, как на глубоководных, так и в мелководных акваториях, а также унификация соответствующей информационной среды дает ряд преимуществ:

- заметно повышается оперативность прогностической системы ветрового волнения за счет прямого сопряжения систем метеорологических прогнозов и прогнозов ветрового волнения;
- упрощается и ускоряется тиражирование технологических линий для разных морей и океанических регионов;
- ускоряется процесс внедрения продукции новых или усовершенствованных систем метеопрогнозов, включающих прогностические поля ветра и других характеристик, используемых в качестве граничных условий для волновой модели;

- упрощаются сопровождение и модернизация технологических линий прогноза параметров ветрового волнения;
- создается основа для унификации выходной прогностической продукции и усовершенствования процедур её распространения.

Далее подробнее рассматриваются составные части комплексной прогностической системы для ветрового волнения и её приложения для отдельных географических объектов с оценками качества прогностической продукции.

5.2 Волновая модель

В системе прогнозирования ветрового волнения, действующей и развиваемой в Гидрометцентре России, в качестве расчетного ядра используется прошедшая отбор [Зеленъко и др., 2010а] спектральная модель WaveWatch III v 3.14+, которая относится к третьему поколению волновых моделей [Tolman, 2009]. Расчет осуществляется путем интегрирования уравнения для спектральной плотности волнового действия $N(k, \theta, \lambda, \phi, t)$, являющейся функцией волнового числа k , направления распространения θ , географических координат (λ, ϕ) и времени t .

Для общего случая, в котором учитывается зависимость поля волн от средних течений (связанные с течениями допплеровские эффекты), расчетное уравнение в сферической системе координат записывается следующим образом [Tolman, 2009]:

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{1}{\cos\phi} \frac{\partial}{\partial\phi} \dot{\phi} N \cos\theta + \frac{\partial}{\partial\lambda} \dot{\lambda} N + \frac{\partial}{\partial k} \dot{k} N + \frac{\partial}{\partial\theta} \dot{\theta}_g N = \frac{S}{\sigma}, \quad (5.1)$$

$$\dot{\phi} = \frac{c_g \cos\theta + U_\phi}{R}, \quad (5.2)$$

$$\dot{\lambda} = \frac{c_g \sin\theta + U_\lambda}{R}, \quad (5.3)$$

$$\dot{k} = -\frac{\partial\sigma}{\partial d} \frac{\partial d}{\partial s} - \mathbf{k} \cdot \frac{\partial \mathbf{U}}{\partial s}, \quad (5.4)$$

$$\dot{\theta}_g = \dot{\theta} - \frac{c_g \tan\phi \cos\theta}{R}, \quad (5.5)$$

$$\dot{\theta} = -\frac{1}{k} \left[\frac{\partial\sigma}{\partial d} \frac{\partial d}{\partial m} + \mathbf{k} \cdot \frac{\partial \mathbf{U}}{\partial m} \right], \quad (5.6)$$

$$c_g = \frac{\partial\sigma}{\partial k} = \frac{\sigma}{k} \left[\frac{1}{2} + \frac{kd}{\sinh(2kd)} \right], \quad (5.7)$$

здесь c_g – групповая скорость волн, $\mathbf{U}=(U_\lambda, U_\phi)$ – средняя по глубине на масштабе порядка длины волн скорость течений, R – радиус Земли, k – волновое число, связанное с частотой дисперсионным соотношением для линейных волн, d – глубина моря, s – координата в направлении θ , m – перпендикулярная s координата, \mathbf{k} – вектор волнового числа, S – совокупный вклад источников и стоков энергии волн в различных спектральных диапазонах:

$$S = S_{in} + S_{nl} + S_{ds} + S_{bot} + S_{db} + S_{tr} + S_{sc}. \quad (5.8)$$

В модели учитываются основные процессы развития волн под действием ветра: ветровая накачка – приток энергии от ветра (S_{in}), перераспределение энергии по спектру вследствие нелинейных взаимодействий (S_{nl}), процессы ослабления волн из-за донного трения (S_{bot}), обрушения (S_{ds}), рассеяния энергии на донных неоднородностях (S_{sc}) и трехволновых взаимодействий на мелководье (S_{tr}).

Границные условия на береговой линии для переноса N зависят от направления волн: при распространении волн к берегу принимается условие полного поглощения энергии (без отражения), если волны идут от берега, то на береговой линии задается отсутствие волнового действия $N=0$. В задаче расчета внутриспектральных процессов в пространстве (k - θ) для θ выполняется условие периодичности, а для k в низкочастотной части $k < k_{min}$ волновое действие обнуляется (k_{min} – первое значение в дискретной области волновых чисел), а на границе больших волновых чисел (высоких частот) используется заданная параметрическая форма спектра.

Программный код волновой модели позволяет по входным данным (скорости приводного ветра, скорости поверхностного течения, глубины моря, разности температур вода– воздух и сплоченности морского льда) рассчитывать изменения со временем спектральной плотности распределения дисперсии отклонений поверхности моря.

Расчеты в модели проводятся в пространстве k - θ для спектра $F(k, \theta, \lambda, \phi, t)$, более удобного для описания механизмов эволюции волн при переменной глубине. Но выходные данные модели представляются в форме традиционного частотно-углового спектра $F(f, \theta, \lambda, \phi, t)$ с учетом взаимосвязи этих спектров и спектра волнового действия $N(k, \theta, \lambda, \phi, t)$:

$$F(f, \theta, \lambda, \phi, t) = \frac{2\pi}{c_g} F(k, \theta, \lambda, \phi, t) = \frac{2\pi\sigma}{c_g} N(k, \theta, \lambda, \phi, t). \quad (5.9)$$

По известному спектру $F(f, \theta, \lambda, \phi, t)$ рассчитывается дисперсия отклонений поверхности моря

$$E = \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} F(f, \theta, \lambda, \phi, t) df d\theta, \quad (5.10)$$

(с точностью до множителя ρg равная удельной, на единицу площади, волновой энергии) и другие волновые характеристики, представляющие практический интерес для потребителей морской информации. При этом используется спектральное осреднение, которое для произвольной величины α определяется как

$$\bar{\alpha} = E^{-1} \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} \alpha F(f, \theta, \lambda, \phi, t) df d\theta. \quad (5.11)$$

В состав основных выходных полей модели входят: высота значительных волн H_s (англ. significant wave height, SWH), по-другому определяемая как средняя высота верхней трети ранжированных по величине волн в выборке или волнограмме,

$$H_s = SWH = 4\sqrt{E}, \quad (5.12)$$

средняя длина волн

$$L_m = 2\pi\bar{k}^{-1}, \quad (5.13)$$

средний период волн

$$T_m = 2\pi\bar{\sigma}^{-1}, \quad (\sigma = 2\pi f - \text{угловая частота}), \quad (5.14)$$

среднее направление распространения волн

$$\theta_m = \operatorname{arctg}\left(\frac{b}{a}\right), \quad (5.15)$$

$$a = \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} \cos(\theta) F(\sigma, \theta) d\sigma d\theta, \quad b = \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} \sin(\theta) F(\sigma, \theta) d\sigma d\theta,$$

и ряд полей других характеристик, включая раздельные параметры для волн зыби и для ветровых волн, разделяемых на спектре с помощью специального алгоритма выделения областей локальных максимумов двумерного спектра [Tolman, 2009].

Расчеты проводятся на регулярной двумерной сетке по пространству, регулярной сетке по направлениям волн и логарифмической сетке по частотам волн. В реализованных здесь конфигурациях модели непрерывный волновой спектр аппроксимируется дискретными

направлениями распространения θ_k с равномерным шагом $\Delta\theta=15^\circ$ (всего 24 направления). Дискретные значения частот $f_l = \sigma_l / 2\pi$ определяются рядом из 25 членов геометрической прогрессии со знаменателем 1.1 и начальным значением 0.042 Гц. Получаемая в результате расчетов спектральная плотность $F(f_l, \theta_k, \lambda, \phi, t)$ служит основой для определения производных величин по формулам (5.10) – (5.15), представляющих выходную информационную продукцию прогностической системы в виде полей в узлах регулярной расчетной сетки.

Программный комплекс модели WW3 имеет множество опций для настройки физических параметров модели и управления вычислительным процессом. Среди наиболее важных из них — возможность применения вложенных сеток с меняющимся разрешением в различных областях и с автоматическим связыванием расчетного процесса на границах областей. В модели WW3 реализовано распараллеливание вычислений по технологиям OpenMP и MPI. Допускается также учет влияния течений, приливов, островов подсеточного масштаба и ледового покрова.

5.3 Входная информация и начальные условия

Помимо расчетного ядра, система прогноза ветрового волнения включает в себя средства конфигурирования расчетных областей и подготовки входной информации. Расчетные области, аппроксимирующие конфигурацию берегов и батиметрию реальных морских бассейнов, в прогностической модели определяются на регулярных широтно-долготных сетках. Необходимые для проведения расчетов батиметрия и соответствующая ей маска суши–море для каждого из бассейнов построены с использованием навигационных карт, а также данных ресурсов GEBCO [Ward, 2010],ETOPO¹ и GSHSS [Wessel and Smith, 1996], с разрешением, соответствующим масштабу карты 1:250000. Основные характеристики расчетных конфигураций системы прогнозирования ветрового волнения представлены в таблице 5.1.

В качестве входной информации для прогнозирования характеристик волнения используются прогностические поля скорости ветра на высоте 10 м, температуры воды и воздуха, а также сведения о ледовом покрове (сплоченности морского льда). В океанографических приложениях такого рода информация часто называется атмосферным форсингом.

Прогнозы метеорологических полей берутся из нескольких оперативных источников. В их числе — продукция двух глобальных прогностических моделей, ПЛАВ и GFS, а также система мезомасштабного прогнозирования COSMO-RU. Полулагранжева модель ПЛАВ

¹ <https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/etopo5.html>

Таблица 5.1 – Морские бассейны и расчетные сетки в системе прогнозирования ветрового волнения

Основной бассейн	Вложенные регионы	Сетка	Заблаговременность /дискретность (час)	Прогноз ветра
Мировой океан	Мировой океан	$0,5^\circ \times 0,5^\circ$ (~ 50 км)	120/3	ПЛАВ, GFS
	Баренцево море	$0,25^\circ \times 0,1^\circ$ (~ 10 км)	120/3	ПЛАВ, GFS
	Белое море	$3,0' \times 1,2'$ (~2 км)	120/3	ПЛАВ, GFS
Черное море	Черное море	$6,0' \times 6,0'$ (~10 км)	120/3	ПЛАВ, GFS
	Азовское море	$1,2' \times 1,2'$ (~2 км)	120/3, 48/1	GFS, COSMO-RU
	Керченский пр.	$0,3' \times 0,3'$ (~0.5 км)	48/1	COSMO-RU
Каспийское море	Каспийское море	$3,6' \times 3,6'$ (~6 км)	120/3	ПЛАВ, GFS
	Северный Каспий	$1,2' \times 1,2'$ (~2 км)	120/3	ПЛАВ, GFS
Балтийское море	Балтийское море	$4,8' \times 2,4'$ (~4 км)	120/3	ПЛАВ, GFS
	Финский залив	$2,4' \times 1,2'$ (~2 км)	120/3, 48/1	ПЛАВ, GFS, COSMO-RU
	Невская губа	$0,24' \times 0,12'$ (~0.2 км)	48/1	COSMO-RU

разработана в Гидрометцентре России совместно с ИВМ РАН [Толстых, 2001]. Выходная продукция системы GFS (Global Forecasting System), функционирующей в метеорологическом центре NCEP/NOAA (США) [Model Analyses And Guidance (MAG), 2011], поступает в оперативном режиме в Гидрометцентр России по специализированным каналам. Региональная система мезомасштабного (негидростатического) прогнозирования COSMO-RU [Вильфанд и др., 2010; Ривин и др., 2011] обеспечивает получение метеорологической информации с более высоким, чем в глобальных моделях, пространственным разрешением. Основные спецификации метеорологических прогностических систем, обеспечивающих поступление оперативных данных атмосферного форсинга для прогнозирования характеристик ветрового волнения, представлены в таблице 5.2.

Таблица 5.2 — Основные характеристики систем прогноза метеорологических полей, продукция которых используется для задания атмосферного форсинга в прогностических расчетах параметров ветрового волнения

Прогностическая система, Выпускающий центр	Регион	Разрешение	Стартовые сроки прогноза (час ВСВ)	Заблаговременность прогнозов (час)	Дискретность (час)
ПЛАВ <i>Гидрометцентр России</i>	Глобус	$\sim 0,9^\circ$	00, 12	0-120	3
GFS <i>NCEP/NOAA</i>	Глобус	$\sim 0,2^\circ$	00, 06, 12, 18	0-192	3
COSMO-RU07 <i>Гидрометцентр России</i>	ЕТР	~ 7 км	00, 12	0-78	1
COSMO-RU07 <i>Гидрометцентр России</i>	ЕТР	~ 7 км	12, 18	0-42	1

Дублирование источников среднесрочного метеорологического прогноза предусмотрено для повышения надежности функционирования системы прогнозирования волнения. При поступлении оперативных данных из нескольких метеорологических систем приоритет отдается продукции с более высокими характеристиками оправдываемости прогнозов полей ветра по данным регулярного мониторинга их качества.

Сведения о сплоченности ледового покрова берутся из нескольких источников, которые будут указаны ниже при обсуждении прогнозов ветрового волнения по конкретным географическим объектам.

Начальные условия для каждого из прогнозов, представляющие собой спектральную плотность распределения дисперсии отклонений поверхности моря в момент старта прогноза, задаются по данным предыдущего суточного прогноза. Разработана также процедура разгона модели из состояния покоя по данным последовательных анализов полей ветра, предшествующих старту прогноза.

5.4 Мировой океан

Прогностические поля характеристик ветрового волнения рассчитываются по акватории Мирового океана с повышенной детализацией расчетных полей для Арктического бассейна [Зеленько и др., 2014б; Зеленько и др., 2016г]. Расчетная область содержит две сопряженные, частично перекрывающиеся сетки. Расчеты проводятся на регулярной широтно-долготной сетке с шагами $\Delta\lambda = 0,5^\circ$, $\Delta\phi = 0,5^\circ$ ($\sim 50 \times 50$ км) для основной части области, $\phi = 87^\circ$ ю. ш. – 78° с. ш., и на сопряженной с основной сетке с шагами $\Delta\lambda = 0,25^\circ$, $\Delta\phi = 0,1^\circ$ ($\sim 10 \times 10$ км) для Арктического бассейна, $\phi = 66^\circ$ – 83° с. ш. Географические особенности и модельная батиметрия для этих сеток показаны на рисунке 5.2.

На вход волновой модели подаются прогнозы ветра прогностических систем GFS и ПЛАВ (п. 5.3). В качестве источников требуемой в зимний сезон информации о состоянии ледового покрова (общей сплоченности морского льда) используются цифровые данные о распределении льдов, получаемые в результате совместного анализа данных спутниковых и контактных наблюдений в Мировом океане. Такие данные распространяются на регулярной основе через FTP-сервер Отдела моделирования и анализа морской среды NCEP/NOAA [Grumbine, 1996]. Распределение сплоченности льда, относящееся к моменту времени старта прогноза, переинтерполируется из исходной на сетку волновой модели и полагается не меняющимися со временем на всем прогностическом интервале, составляющем пять суток.

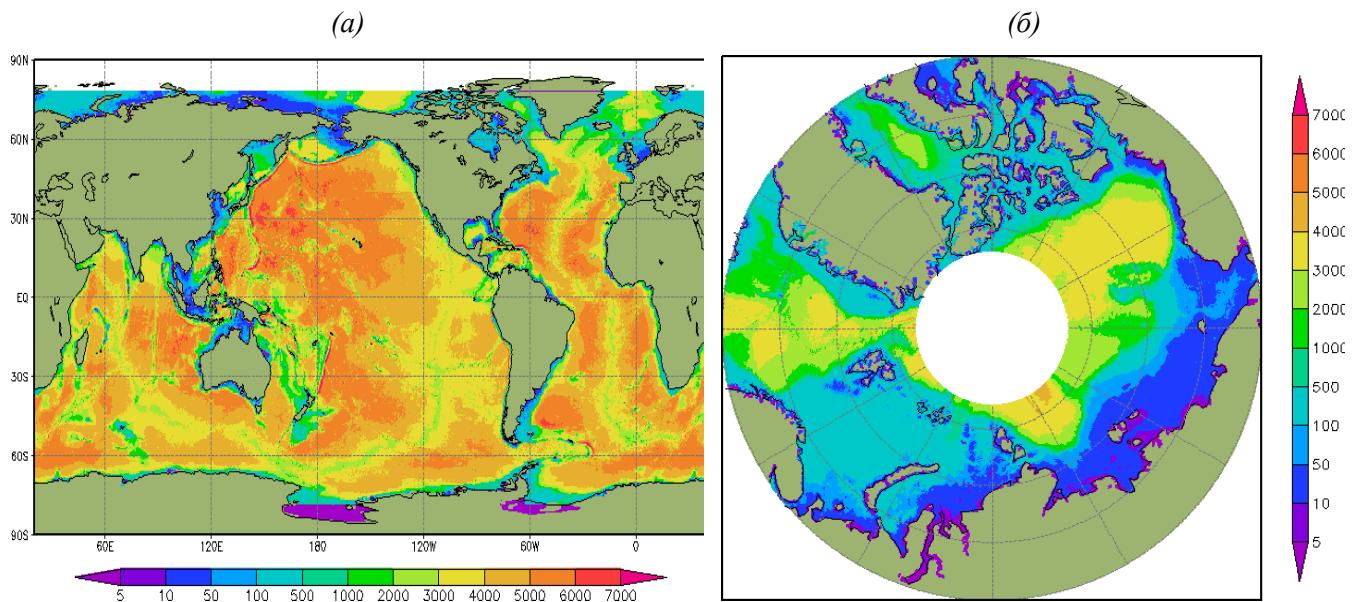


Рисунок 5.2. Батиметрия (м) сопряженных сеток для прогноза параметров ветрового волнения в Мировом океане: (а) – основная сетка с разрешением $0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ}$; (б) – сетка для Арктического бассейна разрешением $0,25^{\circ} \times 0,1^{\circ}$. Приполюсная область с многолетним ледовым покровом не входит в расчеты.

Прогнозы составляются ежедневно от начального срока 00 ч ВСВ на период 0-120 часов в терминах заблаговременности. Периодичность выдачи прогностических результатов (полей основных параметров ветрового волнения) составляет 3 ч для выходной оперативной продукции системы и 15 мин для определения показателей оправдываемости прогнозов (в задаваемые отдельные периоды времени). В системе предусмотрен, при наличии соответствующих вычислительных ресурсов, выпуск прогнозов для всех начальных сроков 00, 06, 12, 18 ч ВСВ, которые являются стандартными для метеорологических прогностических систем, обеспечивающих входной атмосферный форсинг для волновой модели.

Выходная прогностическая продукция распространяется в цифровом виде через систему распределенных баз ЕСИМО¹ и в графической форме — через Интернет. Обновляемая в оперативном режиме на сайте² информация включает прогностические карты по акватории Мирового океана и его отдельных частей для следующих параметров ветрового волнения:

- высота значительных волн (SWH);
- среднее направление распространения волн;
- высота и направление волн зыби;
- высота и направление ветровых волн;
- средняя длина волн;
- средний период волн.

¹ <http://portal.esimo.ru>

² <http://hmc.meteorf.ru/sea>

В качестве примера выходной продукции системы прогнозирования ветрового волнения для Мирового океана на рисунке 5.3 показана прогностическая карта высоты значительных волн для смешанного (суммарного) волнения. Доступны также прогностические поля для составляющих волнения: волн зыби и (развивающихся) ветровых волн. Подобные карты строятся и для крупных океанических регионов, в их числе: Северная и Южная Атлантика, Северная и Южная части Тихого океана, Индийский океан.

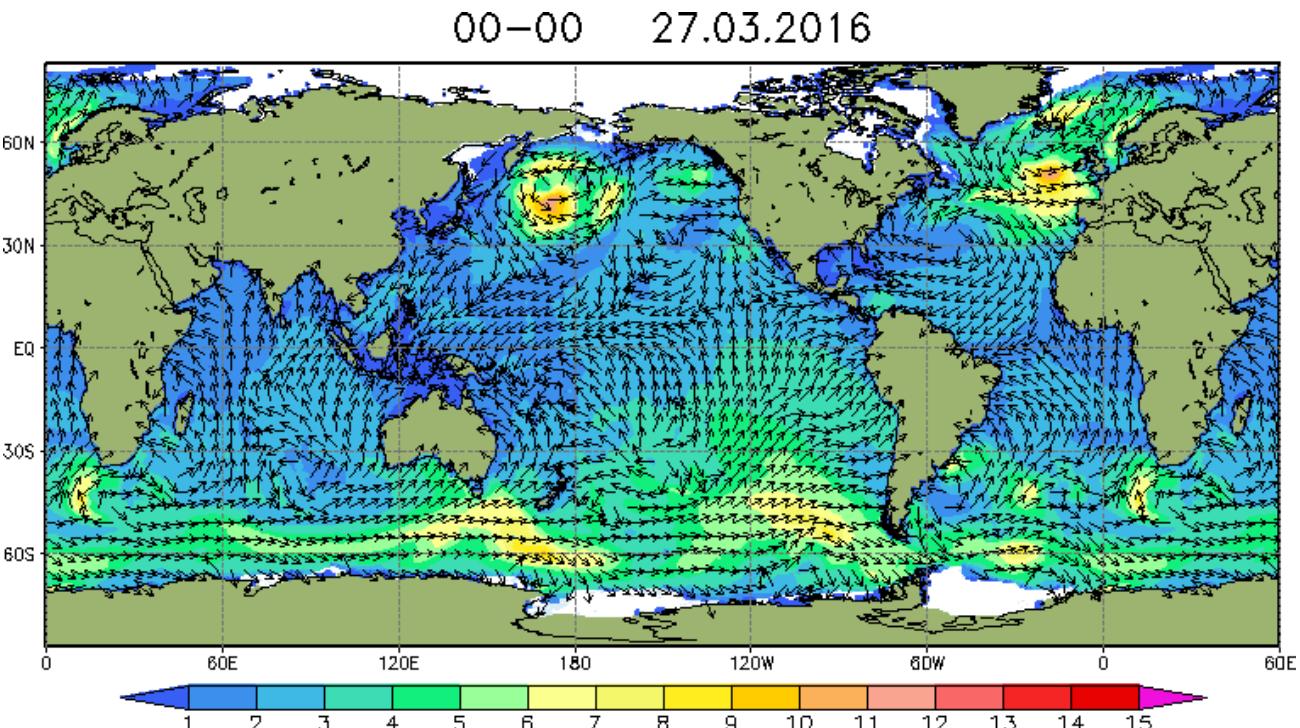


Рисунок 5.3. Прогноз высоты значительных волн [м] на 72 часа от 00 ч 24.03.2016 ВСВ. Цветовыми градациями показана высота волн, стрелками — среднее направление их распространения.

Верификация прогнозов

Важной частью прогностических систем является мониторинг качества выпускаемых прогнозов, как при начальном внедрении системы, так и в ходе её эксплуатации. Для оценки точности получаемых в системе прогностических полей основных параметров ветрового волнения в Мировом океане использовался годовой ряд ежедневных прогнозов, охватывающих период с 1.10.2014 по 30.09.2015 [Зеленъко и др., 2016г]. Каждый из прогнозов рассчитывался на 120 часов вперёд от исходного срока 00 час ВСВ. Прогнозы составлялись в двух вариантах — с использованием метеорологических данных из моделей ПЛАВ и GFS (п. 5.3). В качестве начальных условий для интегрирования волновой модели в каждом прогностическом сеансе использовались данные предшествующего прогноза спектров $N(k, \theta, \lambda, \phi, t)$ на 24 часа. Всего

было составлено по 365 прогноза для каждого варианта атмосферного форсинга. Периодичность выдачи прогностических результатов для определения показателей оправдываемости составляла 15 мин.

Качество прогнозов оценивалось путем сопоставления прогностических значений высоты значительных волн (SWH) с данными наблюдений двух типов: спутниковых (альтиметрических) измерений из базы данных RADS, поддерживаемой в Дельфтском институте исследований Земли из космоса [Scharroo *et al*, 2013], и данных волновых буев¹, описанных выше в п. 1.3.1.3.

На интервале времени, который охватывают тестовые прогнозы, альтиметрические измерения регулярно поступали с трёх спутников: Cryosat-2, Jason-2 и Saral. Для рассматриваемого годового периода из базы данных выбрано около 48 млн. альтиметрических измерений SWH. Спутниковые данные по высоте ветровых волн имеют довольно высокую точность, сопоставимую с точностью контактных наблюдений, проводимых с помощью волновых буев (таблица 1.4).

Данные второго типа наблюдений представляют собой выборки из рядов контактных измерений SWH на 120 волновых буях, установленных главным образом в северном полушарии. Дискретность измерений на большинстве буев составляет 1 час, а номинальная точность 0,2 м. Примеры географического распределения суточной порции спутниковых наблюдений и положение волновых буёв представлены на рисунке 5.4.

Регламентированным показателем качества прогнозов в соответствии [Наставлением..., 2011] служит "общая оправдываемость" $Opr = (m/n) \times 100$ (%), где m – число оправдавшихся прогнозов, n – общее число прогнозов. При поточечном сравнении оправдавшимися считаются прогнозы, отличающиеся от измерений не более чем на 30 %; прогнозы волн с высотой до 1 м оправдываются при любой действительной высоте волн от 0 до 1 м. Для количественной оценки качества прогнозов высоты волн, помимо оправдываемости прогноза Opr , используются также средние ошибки: CO — средние отклонения прогностических значений от наблюдаемых (смещения), среднеквадратичные ошибки CKO и коэффициенты корреляции Kor между измеренными и прогностическими значениями.

Вначале, для получения поточечных коллокаций «прогноз-наблюдение», применяется линейная пространственно-временная интерполяция прогностических полей SWH на точки и время измерений. При этом каждому наблюдению ставится в соответствие несколько (до пяти) прогностических значений с разной заблаговременностью. Затем полученные таким образом разности прогностических и наблюдаемых значений группируются по суточным интервалам

¹ <http://www.ndbc.noaa.gov>

заблаговременности (0–24 ч, 24–48 ч, 48–72 ч, 72–96 ч, 96–120 ч) для которых вычисляются перечисленные критерии оправдываемости прогнозов, характеризующие вариации точности прогнозов SWH от первых к пятым суткам прогноза.

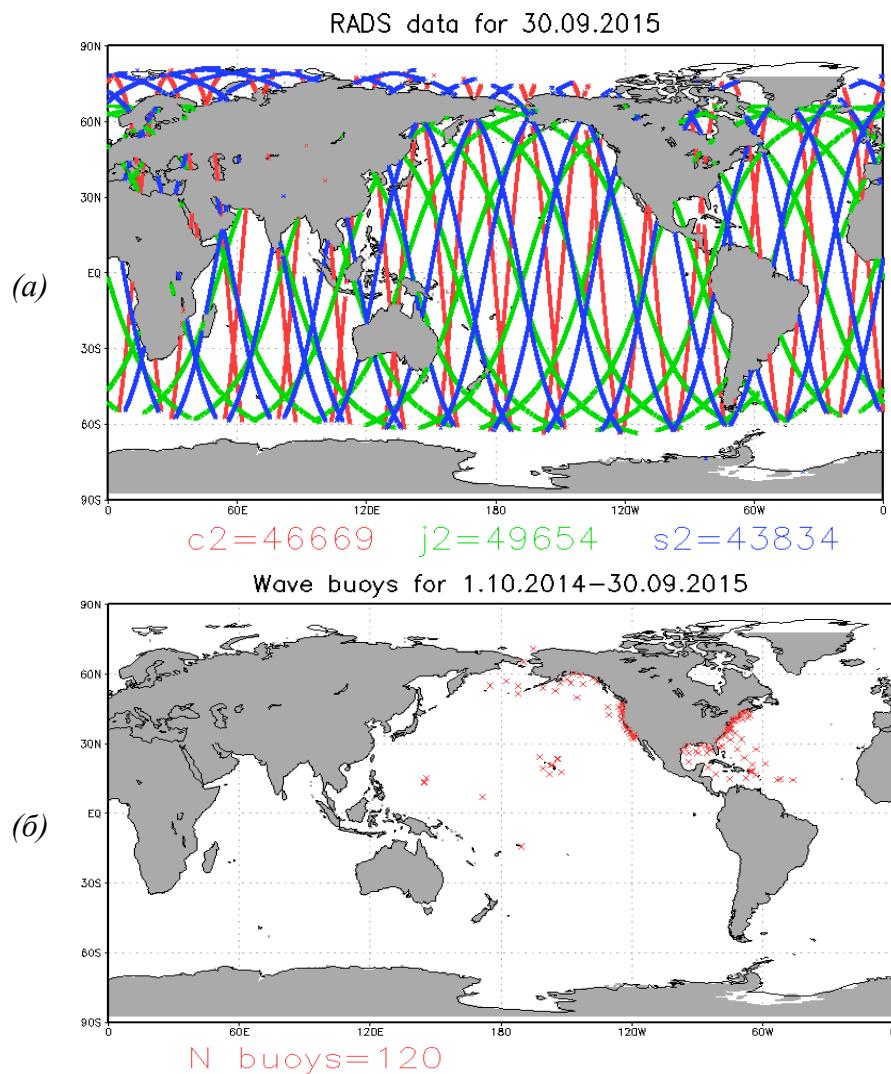


Рисунок 5.4. Пример географического распределения суточного набора (30.09.2015) спутниковых измерений высоты волн (а) и положение волновых буйёв (б) данных которых использовались для верификации прогнозов ветрового волнения. Красным цветом показаны треки спутника Cryosat-2, зеленым – Jason-2 и синим – Saral.

Оценки прогнозов по данным наблюдений

Показатели качества прогнозов высоты волн, составленных с использованием метеорологических данных GFS за весь период 1.10.2014 – 30.09.2015 и оцениваемых относительно двух источников данных наблюдений, спутниковых и буйковых, представлены в таблице 5.3. Статистики, обозначаемые в строках «спутниковая альтиметрия», подсчитаны с использованием данных всех трех спутников Cryosat-2, Jason-2 и Saral, поставлявших данные в базу RADS в рассматриваемый временной период.

Таблица 5.3 – Показатели качества прогнозов высоты волн SWH, составленных с использованием метеорологических данных GFS и оцениваемых относительно альтиметрических и буйковых данных за период 1.10.2014 – 30.09.2015

Сутки прогноза	Наблюдательная система	Число сравнений (млн)	CO (м)	CKO (м)	Kop	Opr (%)
1	Спутниковая альтиметрия	48,580	0,23	0,53	0,94	88,3
	Волновые буи	1,007	0,13	0,47	0,90	90,2
2	Спутниковая альтиметрия	48,484	0,23	0,56	0,94	87,6
	Волновые буи	1,003	0,14	0,49	0,89	89,4
3	Спутниковая альтиметрия	48,309	0,23	0,61	0,92	86,3
	Волновые буи	1,001	0,14	0,52	0,88	88,3
4	Спутниковая альтиметрия	48,173	0,22	0,68	0,90	84,2
	Волновые буи	0,997	0,14	0,56	0,85	87,0
5	Спутниковая альтиметрия	48,033	0,21	0,78	0,86	81,3
	Волновые буи	0,993	0,14	0,61	0,82	85,1

Средние значения ошибок прогнозов (смещения) слабо зависят от заблаговременности, составляя 0,21–0,23 м и 0,13–0,14 м относительно спутниковых и буйковых данных соответственно. Преобладание положительных смещений свидетельствовало о систематическом завышении прогностических высот волн по отношению к измерениям обоих типов.

Среднеквадратичные ошибки SWH монотонно увеличиваются с ростом заблаговременности от примерно 0,5 м для прогнозов на первые сутки до 0,6–0,8 м для прогнозов на пятые сутки. Среднеквадратичные ошибки относительно данных волновых буев оказываются несколько ниже (примерно на 0,1 м), чем относительно альтиметрических данных.

Коэффициенты корреляции между прогностическими и измеренными значениями SWH имеют довольно высокие значения (0,9 или больше) для малых заблаговременностей (1–3 суток), уменьшаясь до 0,82–0,86 на пятые сутки.

Подсчитываемая в соответствии с [Наставлением..., 2011] оправдываемость прогнозов высоты волн монотонно уменьшается с ростом заблаговременности, составляя 85–90% при сопоставлении с данными контактных измерений и 81–88% при сопоставлении со спутниковыми данными.

Зависимость от источника метеорологических данных

Для оценки зависимости точности прогнозов от источника метеорологических данных в таблице 5.4 сведены показатели качества прогнозов, составленных с использованием двух источников метеорологических данных, ПЛАВ и GFS, за весь годовой период. Ошибки прогнозов подсчитывались относительно данных трех спутников Cryosat-2, Jason-2 и Saral. Сравнение прогнозов, составленных с использованием разных метеорологических данных, позволяет сделать обоснованный выбор источника для получения оптимизированных прогнозов ветровых волн.

Таблица 5.4 — Показатели качества прогнозов высоты волн SWH, составленных с использованием двух источников метеорологических данных, ПЛАВ и GFS, и оцениваемых относительно альтиметрических данных за период 15.03.2015-30.09.2015

Сутки прогноза	Источник данных	Число сравнений (млн)	CO (м)	$СКО$ (м)	Kop	Opr (%)
1	ПЛАВ	26,479	-0,31	0,57	0,95	94,8
	GFS	26,479	0,21	0,52	0,95	89,6
2	ПЛАВ	26,336	-0,34	0,61	0,94	93,5
	GFS	26,478	0,21	0,55	0,94	88,9
3	ПЛАВ	26,196	-0,37	0,68	0,92	90,8
	GFS	26,476	0,21	0,61	0,93	87,5
4	ПЛАВ	26,057	-0,40	0,77	0,89	87,2
	GFS	26,473	0,22	0,69	0,90	85,2
5	ПЛАВ	25,919	-0,42	0,87	0,85	83,2
	GFS	264,698	0,22	0,79	0,87	82,1

Как видно из таблицы, смещение прогностических значений относительно наблюдений имеет разные знаки для прогнозов по ПЛАВ и GFS – систематическое завышение с данными GFS и систематическое занижение с данными ПЛАВ. В терминах среднеквадратических ошибок и коэффициента корреляции прогнозы по GFS получаются точнее, чем по ПЛАВ, тогда как оправдываемость по ПЛАВ оказывается более высокой, чем по GFS. В целом, можно считать, что оба рассмотренных источника метеорологической информации обеспечивают сопоставимую точность прогнозов.

Сравнение с другими сертифицированными системами

В Российской Федерации в настоящее время, помимо рассматриваемой, действует две системы прогноза ветрового волнения для океанских акваторий, прошедшие сертификацию

Центральной методической комиссии по гидрометеорологическим и гелиогеофизическим прогнозам Росгидромета (ЦМКП):

а) Оперативный глобальный прогноз волнения по модели ААНИИ (AARI-PD2). Решение ЦМКП от 16.05.2008. Прогноз составляется на сетке $1,25^\circ \times 1,25^\circ$ с использованием данных метеорологического прогноза скорости ветра по спектральной модели T169L31.

б) Метод прогноза смешанного волнения на дальневосточных морях и в Тихом океане (северное полушарие), разработанный в ДВНИГМИ. Решение ЦМКП от 02.04.2009. Прогноз составляется на сетке $1^\circ \times 1^\circ$ с использованием данных метеорологического прогноза атмосферного давления на уровне моря метеослужбы Великобритании.

Для первой из указанных систем был получен набор статистик аналогичный по составу и процедурам расчета рассмотренному выше набору для испытываемой системы. Поскольку в модели AARI-PD2 рассчитывается средняя высота волн, то для её пересчета в SWH применялся коэффициент 1,6. Сравнение прогнозов по двум системам представлено в таблице 5.5. Показатели качества прогнозов в обоих случаях подсчитывались по отношению к альtimетрическим данным трех спутников Cryosat-2, Jason-2 и Saral за весь годовой период.

Таблица 5.5 – Показатели качества прогнозов высоты волн SWH в двух прогностических системах, Гидрометцентра России и AARI-PD2, за период 01.10.2014–30.09.2015

Сутки прогноза	Прогностическая система	Число сравнений (млн)	CO (м)	$СКО$ (м)	Kop	Onp (%)
1	ГМЦ	48,580	0,23	0,53	0,94	88,3
	AARI-PD2	49,644	-0,49	0,94	0,83	73,7
2	ГМЦ	48,444	0,23	0,56	0,94	87,6
	AARI-PD2	48,688	-0,49	1,00	0,79	71,3
3	ГМЦ	48,309	0,23	0,61	0,92	86,3
	AARI-PD2	47,447	-0,47	1,05	0,75	68,6
4	ГМЦ	48,173	0,22	0,68	0,90	84,2
	AARI-PD2	22,408	-0,45	1,10	0,72	66,9

Из таблицы следует, что по всем показателям точность прогнозов рассматриваемой системы заметно выше, чем точность прогнозов AARI-PD2. По данным публикации автора системы (б) [Vrazhkin, 2013] прогнозы SWH в северной части Тихого океана на сроки 12–72 час характеризуются значениями $СКО$ около 0,8 м и коэффициентами корреляции 0,73–0,75. По этим показателям качество прогнозов рассматриваемой системы для указанной части Мирового океана также оказывается выше.

Сравнение с прогнозами зарубежных центров

Для сопоставления точности прогностической продукции данной системы и систем зарубежных центров удобно воспользоваться результатами мониторинга качества прогнозов ветрового волнения, проводимого Совместной комиссией (ВМО и МОК) по океанографии и морской метеорологии [Bidlot and Holt, 2006]. По принятой процедуре ежеквартально оцениваются показатели оправдываемости для фиксированных заблаговременностей прогнозов: 0, 24, 48, 72, 96 и 120 час. В качестве эталона используются измерения на волновых буях, предварительно осредненные с 4-часовым временным окном, центрированном на моментах времени, соответствующим указанным прогностическим интервалам.

В соответствии с этим были рассчитаны по аналогичной процедуре величины CO , CKO и Kop на выборке прогнозов SWH рассматриваемой системы и данным волновых буев (рисунок 5.4б) за январь-март 2015 года, которые сопоставляются с результатами, приведенными в бюллетене [Intercomparison..., 2015] для других 10 систем. Сравнение с зарубежными системами прогнозирования ветрового волнения, показанное на рисунке 5.5, свидетельствует о том, что показатели качества рассматриваемой системы Гидрометцентра России в целом не уступают таковым для зарубежных систем.

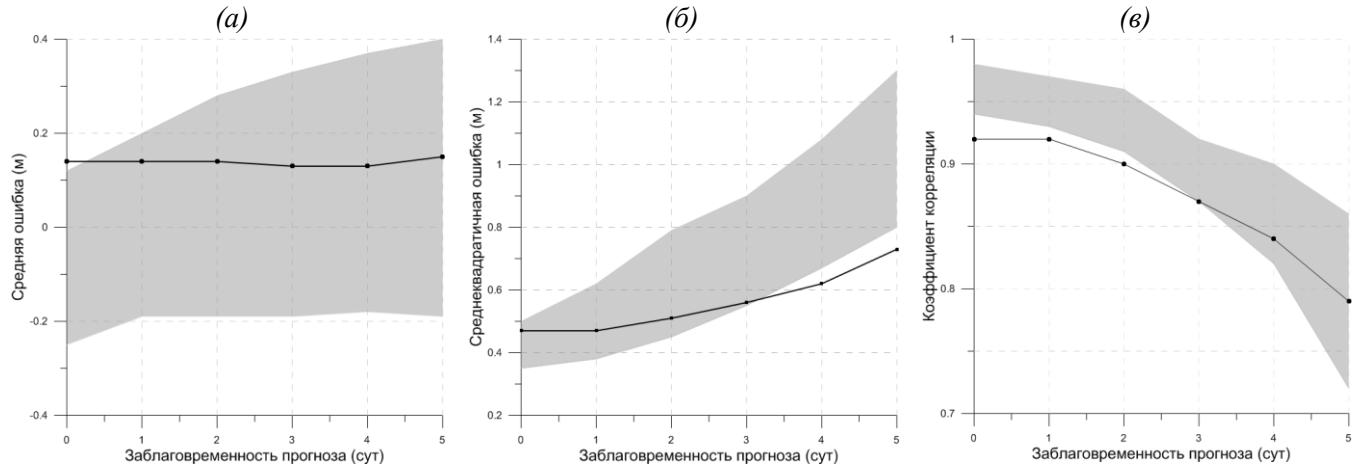


Рисунок 5.5. Зависимость смещения (а), среднеквадратического отклонения (б) и коэффициента корреляции (в) от заблаговременности прогноза SWH для системы Гидрометцентра России (линия) и диапазон изменчивости указанных характеристик по данным [Intercomparison..., 2015] для 10 моделей зарубежных центров (заливка).

5.5 Южные моря России

Комплексная система прогнозирования параметров ветрового волнения помимо получения рассмотренной глобальной продукции обеспечивает расчет прогнозов для некоторых морей. В данном разделе приводятся сведения о приложениях системы для Черного,

Азовского и Каспийского морей [Strukov *et al.*, 2012a; 2012b; Струков и др., 2013а; 2013б; Зеленъко и др., 2014б], касающиеся особенностей конфигурации и оценок точности прогнозов высоты волнения.

Основные характеристики сопряженных (вложенных) сеток для всех этих морей, включая сеточное разрешение, приведены в таблице 5.1, а на рисунке 5.6 показана модельная батиметрия, построенная по описанным выше источникам данных.

В качестве атмосферного форсинга при расчетах оперативных прогнозов используется продукция метеорологических прогностических моделей ПЛАВ и GFS. В исследовательском режиме для расчетов применяется форсинг, получаемый по региональной модели COSMO (таблица 5.2). Сведения о сплошности ледового покрова берутся из интернет источников для продукции центра NCEP/NOAA [Grumbine, 1996] и данных проекта OSTIA (п. 1.4.1).

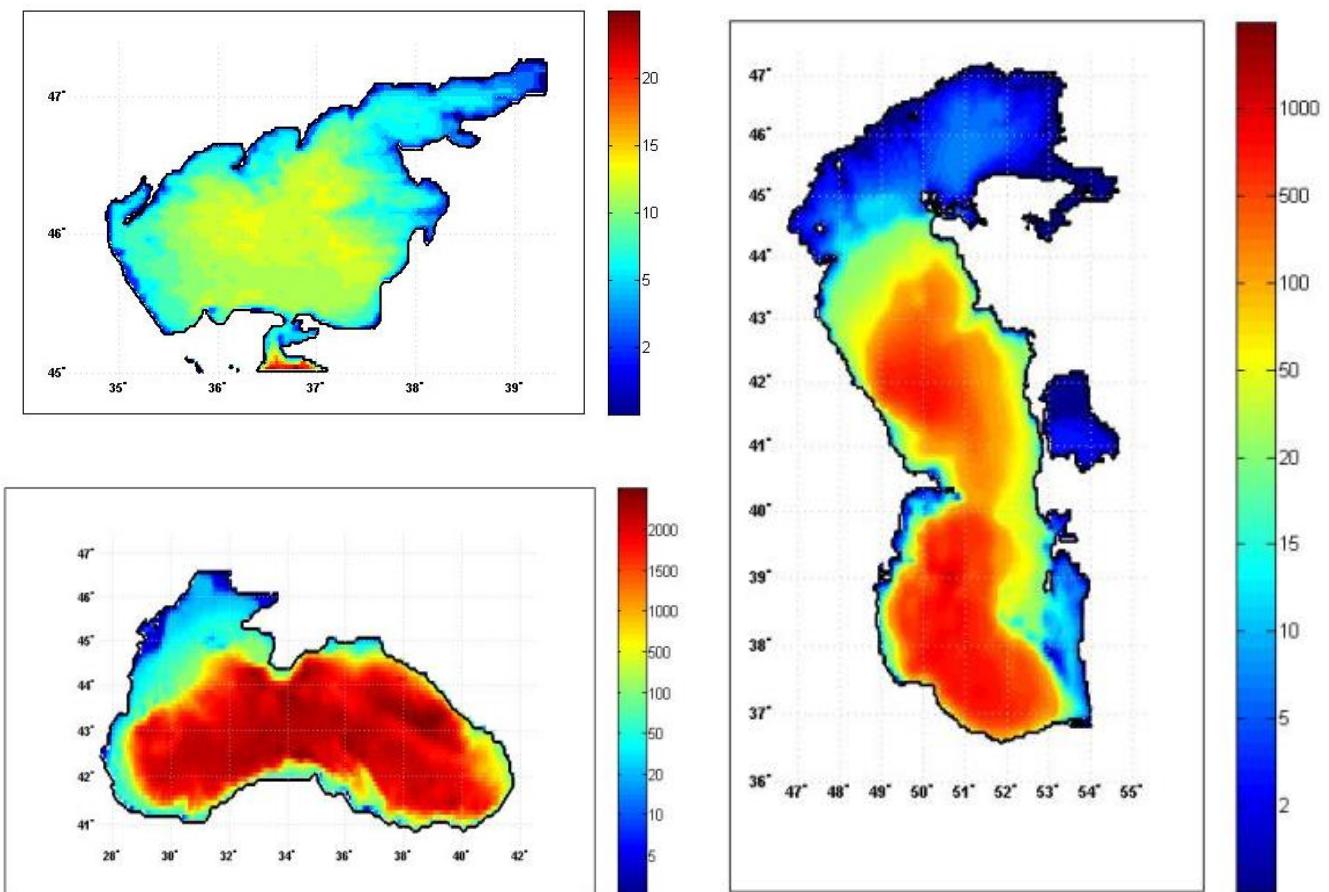


Рисунок 5.6. Конфигурация сеточных областей и модельная батиметрия (м) для Азовского, Черного и Каспийского морей, используемые в комплексной системе прогнозирования параметров ветрового волнения.

Прогнозы для Черного и Азовского морей рассчитываются в рамках единой задачи, построенной по технологии вложенных сеток [Tolmen, 2009] с разными пространственными шагами сеток (таблица 5.1). Каспийский прогноз рассчитывается для всей акватории моря с детализацией расчетов на измельченной сетке в Северном Каспии также в рамках единой задачи.

Прогнозы составляются ежедневно от начального срока 00 ч ВСВ на 120 часов вперёд с выдачей прогностических результатов — полей основных параметров ветрового волнения — через каждые 3 часа. Прогностическая продукция, распространяемая аналогично глобальным прогнозам по океану в цифровом графическом виде, содержит карты основных параметров ветрового волнения:

- высоты значительных волн (SWH);
- среднего направления распространения волн;
- высоты и направления волн зыби (за исключением Азовского моря);
- высоты и направления ветровых волн (за исключением Азовского моря);
- средней длины волн;
- среднего периода волн.

Для иллюстрации выходной продукции (рисунок 5.7) в качестве примера выбрана ситуация прогнозирования сильного шторма, перемещающегося через всю акваторию Черного моря с запада на восток. Во второй половине пятисуточного прогностического интервала 0 ч 27.10.2017 – 0 ч 1.11.2017, ожидаемые скорости ветра превышали $20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, и по прогнозу на 90 часов (рисунок 5.7а) область максимальных ветров располагается на востоке моря, а практически по всей акватории скорость ветра превышает $10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Поле высоты ветровых волн (рисунок 5.7б), очень близкое к полу высот смешанного (суммарного) волнения, свидетельствует о преобладании процессов развития ветровых волн, на долю волн зыби с высотой более 1 м приходится малая часть акватории моря (рисунок 5.7в).

Показатели точности прогнозов

Оценки точности прогнозов ветрового волнения проводились на выборке ежесуточных прогнозов за период с 15 апреля по 30 ноября 2011 г., в течение которого было составлено 230 прогнозов для каждого из трёх обсуждаемых морей [Струков и др., 2013б].

Критерии качества прогнозов определялась путем поточечного сопоставления прогностических значений высоты значительных волн (SWH) с данными спутниковых альтиметрических измерений из базы данных RADS [Scharroo et al., 2013]. Для указанного периода были доступны данные альтиметров со спутников Jason-1, Jason-2, Envisat-1 и ERS-2.

18-00 30.10.2017

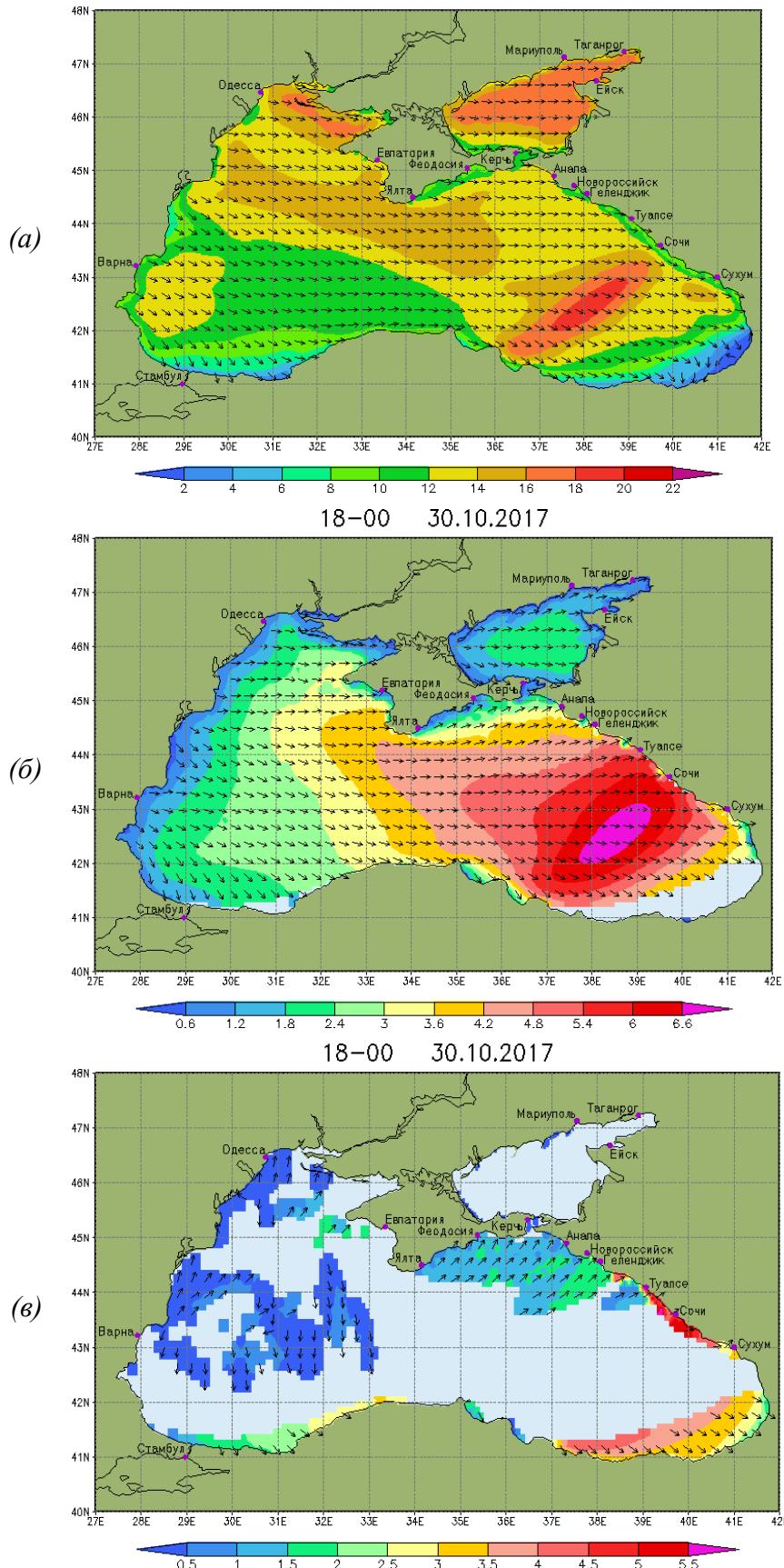


Рисунок 5.7. Прогноз волновых условий в Черном и Азовском морях на 90 часов вперед от 00ч 27.10.2017 ВСВ. (а) – скорость ветра на высоте 10м [м·с⁻¹]; (б) – высота [м] и направление распространения ветровых волн; (в) – высота [м] и направление распространения волн зыби. Светло-голубым цветом окрашены области, в которых высота волн рассматриваемого типа пренебрежимо мала.

Сетка треков этих спутников в Черноморско-Каспийском регионе и средняя плотность измерений SWH на акватории Черного моря показаны на рисунке 5.8. Из исходного массива данных отбирались только такие измерения, для которых стандартное отклонение сигнала, регистрируемого свыше 1700 раз в секунду и затем осредненного за интервалы времени в 1 с не превышало 0,1 м. Из рассмотрения исключались также случаи, для которых модельные или измеренные значения SWH не превышали 0,05 м. В итоге, количество наблюдений, использованных для поточечной оценки оправдываемости прогнозов, составило 371 для Азовского моря, 5637 для Черного моря и 4424 для Каспийского моря.

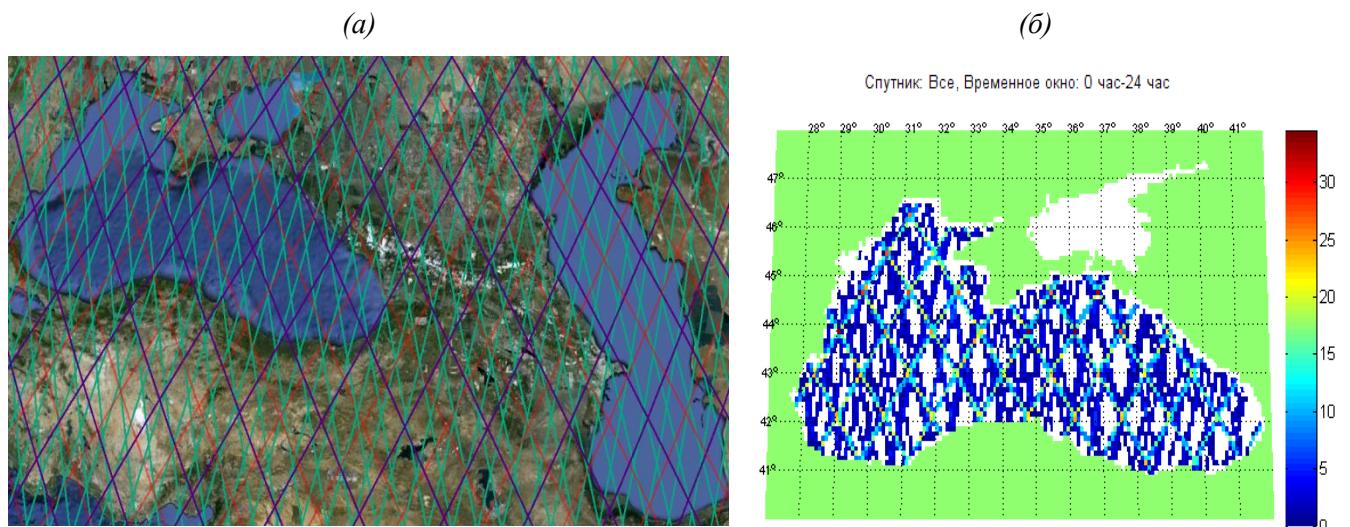


Рисунок 5.8. Положение треков спутников Envisat-1, Jason-1 и Jason-2 в Черноморско-Каспийском регионе (a) и средняя плотность измерений (количество измерений в сутки в ячейках $1^\circ \times 1^\circ$) для Черного моря (b).

Примеры диаграмм рассеяния, дающих наглядное представление о степени соответствия прогностических и измеренных значений SWH в прогнозах для разных морских бассейнов, приведены на рисунке 5.9. Для количественной оценки качества прогнозов высоты волн использовались те же показатели, что и для океанических прогнозов: *Opр*, *CO*, *СКО*, *Кор*. Зависимость перечисленных критериев качества прогнозов значительной высоты волн от заблаговременности прогнозов представлена на рисунке 5.10 для всех трёх морей.

Абсолютные значения смещений (средних значений ошибок) в течение годового периода были сравнительно малы, слегка возрастая с увеличением заблаговременности от 0,01–0,08 м до 0,09–0,16 м. В большинстве случаев смещения оставались отрицательными, что свидетельствует о некотором занижении прогностических высот волн в сравнении с измерениями.

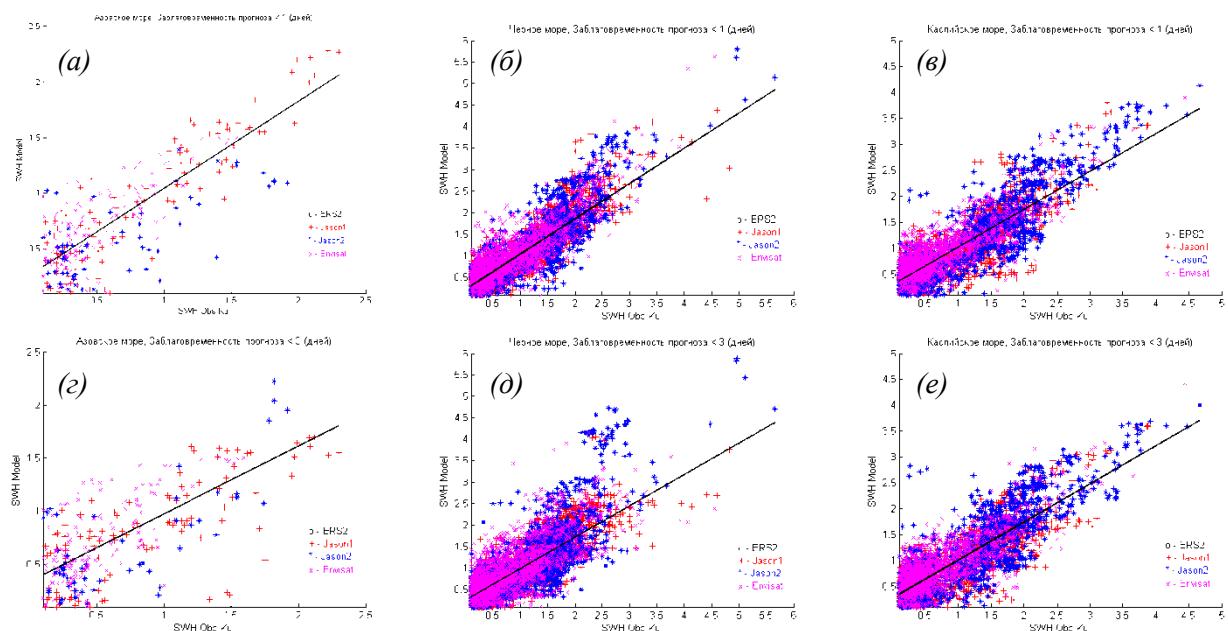


Рисунок 5.9. Диаграммы рассеяния прогнозических (вертикальная ось) и измеренных (горизонтальная ось) значений SWH за период 15.04.2011 – 30.11.2011 на первые (*a, б, в*) и трети (*г, д, е*) сутки прогнозов в Азовском (*а, г*), Черном (*б, д*) и Каспийском (*в, е*) морях. Прямymi линиями показана линейная аппроксимация данных методом наименьших квадратов. Цветом показаны данные разных спутниковых миссий.

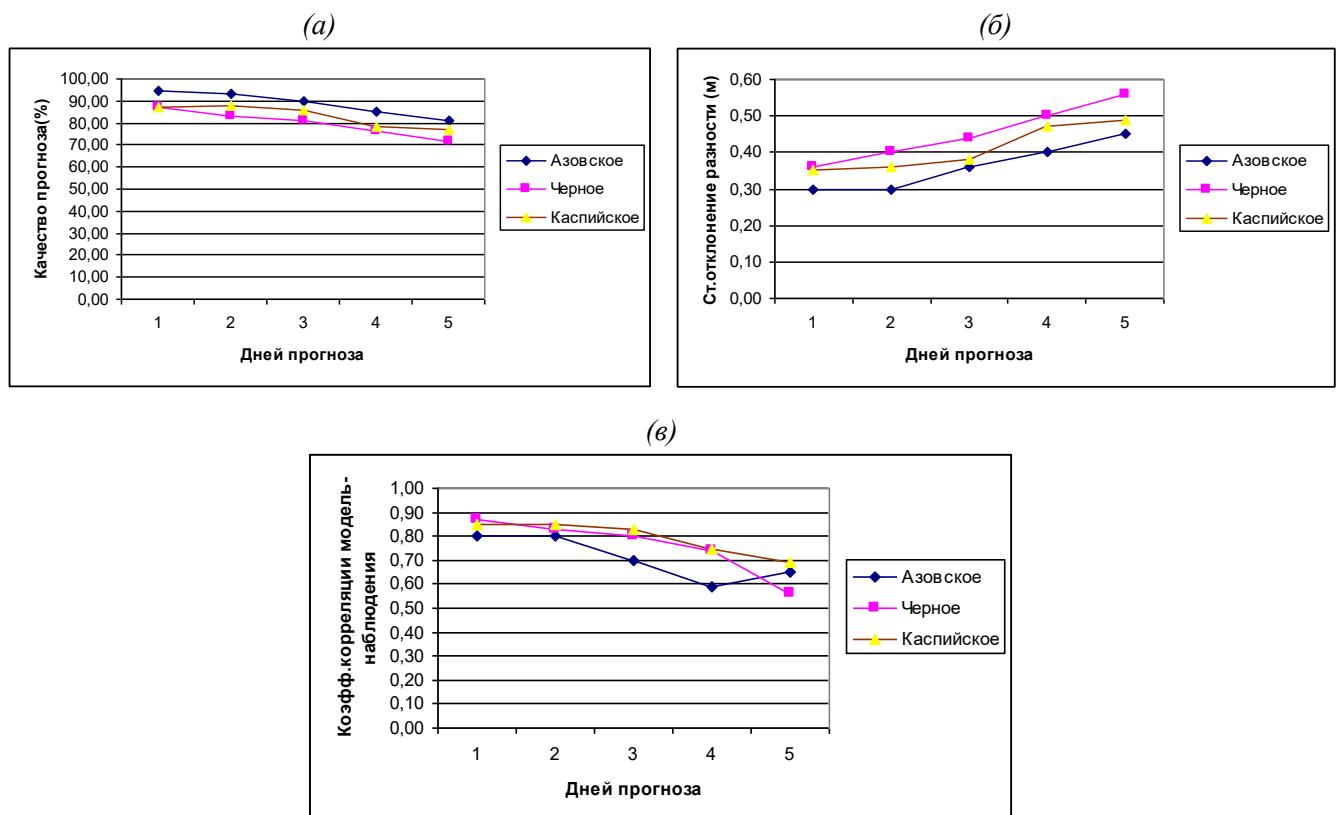


Рисунок 5.10. Оправдываемость (*а*), среднеквадратичная разность прогнозических и измеренных значений SWH (*б*) и коэффициент корреляции между ними (*в*) для разных заблаговременностей прогнозов от 1 до 5 суток для Азовского, Черного и Каспийского морей за период 15.04.2011 – 30.11.2011.

Оправдываемость прогнозов SWH, подсчитываемая в соответствии с [Насставление..., 2011], и коэффициент корреляции (Kop) для трёх морей составляют:

- 87,3 – 94,6 % ($Kop = 0,80 – 0,85$) на первые сутки;
- 83,3 – 93,5 % ($Kop = 0,80 – 0,85$) на вторые сутки;
- 81,3 – 90,0 % ($Kop = 0,70 – 0,80$) на третьи сутки;
- 76,4 – 84,9 % ($Kop = 0,59 – 0,77$) на четвертые сутки;
- 71,6 – 81,1% ($Kop = 0,48 – 0,69$) на пятые сутки.

Среднеквадратичная ошибка прогнозов SWH увеличивалась с ростом заблаговременности от 0,3–0,36 м для первых суток до 0,45–0,56 м для пятых суток.

В базе данных RADS, наряду с измерениями значительной высоты волн, содержатся также наблюдения скорости ветра, получаемые с помощью тех же альтиметров. Наличие этих наблюдений даёт возможность подсчитать коэффициент корреляции между ошибками прогнозов SWH и ошибками прогнозов скорости ветра. Такая корреляция монотонно возрастает при увеличении заблаговременности прогнозов от первых к пятym суткам в диапазоне ~0,5–0,7. То есть снижение качества прогнозов с увеличением заблаговременности в значительной степени определялось увеличением ошибок прогностических данных о скорости ветра, используемых в качестве входной информации в расчетной модели ветрового волнения. Этот результат свидетельствует о том, что можно ожидать устойчивого улучшения оправдываемости прогнозов высоты волн с повышением качества прогнозов скорости ветра.

5.6 Балтийское море

Рассматриваемое здесь приложение комплексной системы прогнозирования волнения для Балтийского моря обсуждалось ранее в работах [Зеленько и др., 2014б; Zelenko et al., 2015], основные результаты которых приводятся в кратком изложении.

Расчетная область волновой модели содержит две сопряженные сетки: для всего моря с разрешением около 4 км и вложенную в неё сетку Финского залива с шагом ~2 км (таблица 5.1). На рисунке 5.11 показана модельная батиметрия для этих сеток. Как и в прежних прогностических приложениях системы (п. 5.4–5.5), в качестве атмосферного форсинга при расчетах оперативных прогнозов используется продукция метеорологических прогностических моделей ПЛАВ и GFS (п. 5.3). Источником данных о состоянии ледового покрова служат ежедневные анализы сплоченности льда в Балтийском море, выпускаемые в зимний сезон Финским метеорологическим институтом, которые распространяются через сайт СМЕМС. Пример такого анализа представлен на рисунке 5.11в.

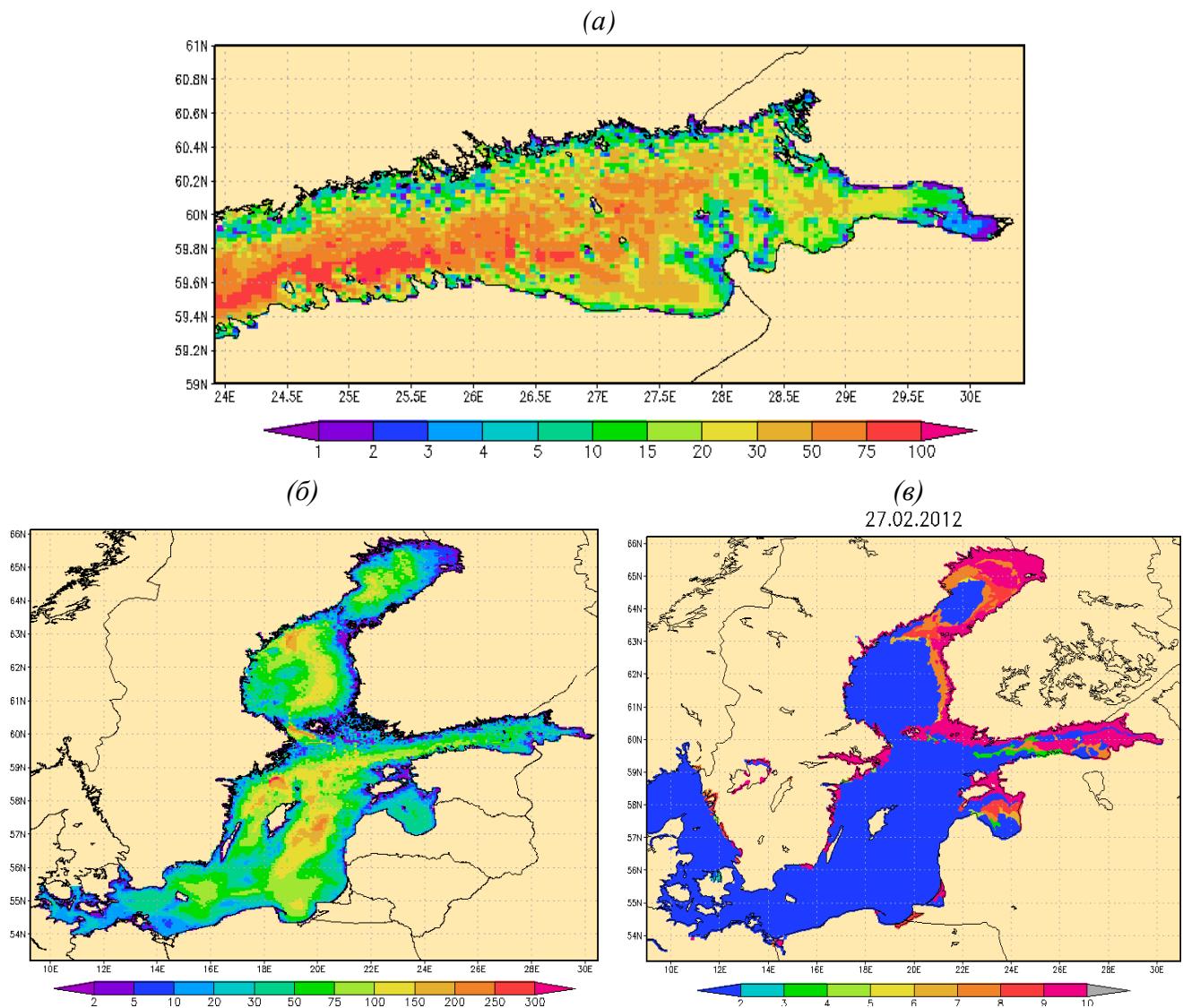


Рисунок 5.11. Модельная батиметрия (м) для Финского залива (а) и Балтийского моря (б), используемая в комплексной системе прогнозирования параметров ветрового волнения. (в) – анализ сплоченности (в баллах) морского льда на 27.02.2012 по данным Финского метеорологического института, распространяемых через СМЕМС.

Прогнозы составляются ежедневно от начального срока 00 ч ВСВ на 120 часов вперёд с выдачей прогностических результатов — полей основных параметров ветрового волнения — через каждые 3 часа. Прогностическая продукция, распространяемая аналогично рассмотренным выше приложениям в цифровом графическом виде и содержит карты основных параметров ветрового волнения. В качестве примера на рисунке 5.12 приводятся некоторые из таких полей для прогноза со стартовой датой 00 ч 27.10.2017, как и на рисунке 5.7 для Черного моря. (По игре случая в данный прогностический период наблюдались тяжелые штормовые условия, как в Балтийском, так и в Черном морях, которые редко бывают связаны одной синоптической ситуацией).

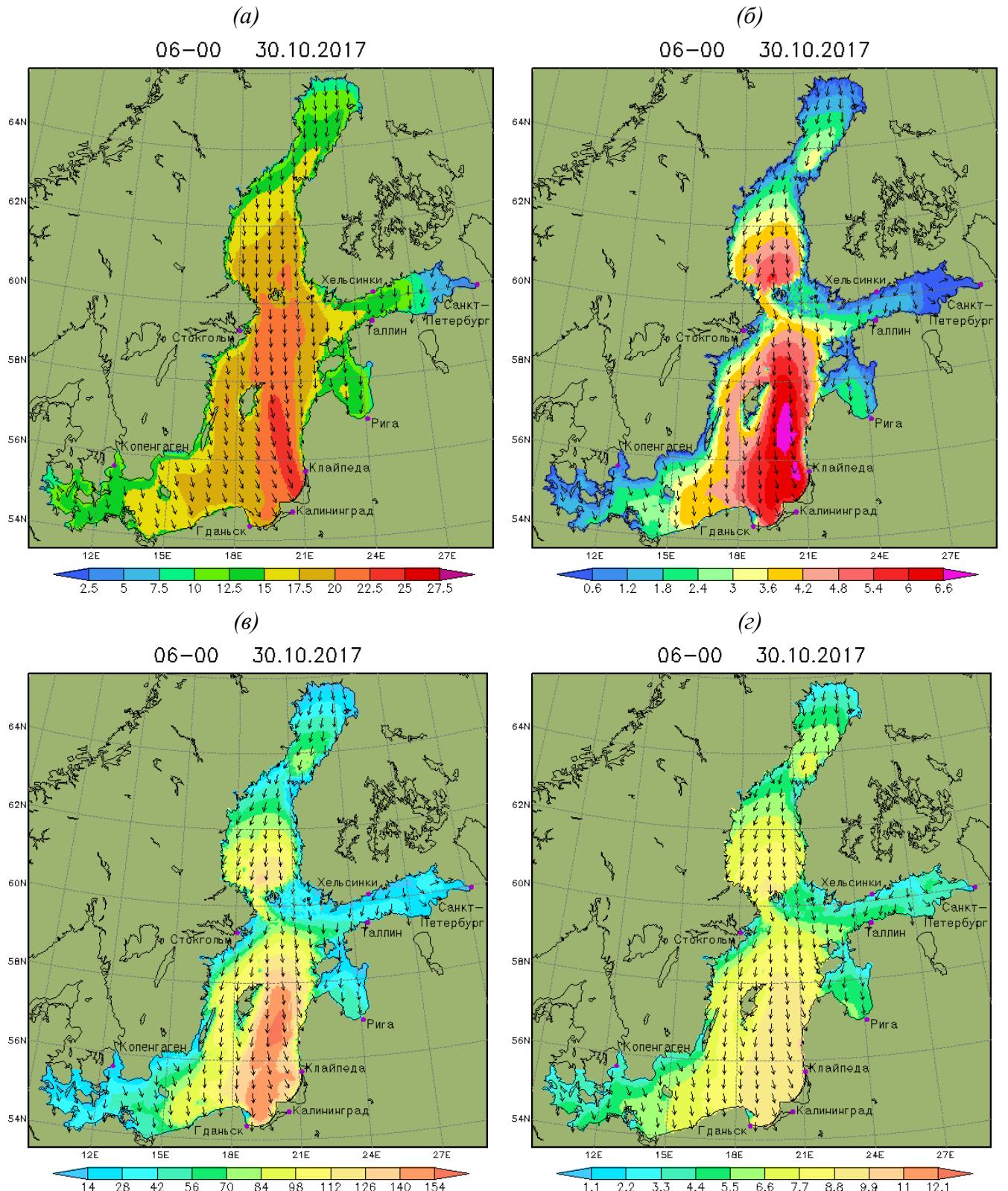


Рисунок 5.12. Прогноз волновых условий в Балтийском море на 78 часов вперёд от 00 час 27.10.2017 ВСВ. (а) – скорость ветра на высоте 10м [$\text{м}\cdot\text{s}^{-1}$]; (б) – высота [м] и направление распространения значительных волн; (в) – средняя длина [м] и направление распространения волн; (г) – средний период волн [сек].

Верификация прогнозов

Для оценки точности получаемых в системе прогностических полей основных параметров ветрового волнения в океане был получен годовой ряд ежедневных прогнозов высоты значительных волн, охватывающих период с 1.04.2012 по 31.03.2013 [Зеленько и др., 2014б]. Эти прогнозы сравнивались со спутниковыми данными RADS (рисунок 5.13 a - e) и контактными измерениями на двух волновых буях (рисунок 5.13 g), установленных в точках с координатами: 59,25° с. ш., 21° в. д. (период измерений 1.04.2012 – 31.03.2013) и 54,88° с. ш., 13,87° в. д. (наблюдения за период 1.04.2012 – 20.06.2012). В соответствии с положением буйёв далее они обозначаются как северный (буй N) и южный (буй S).

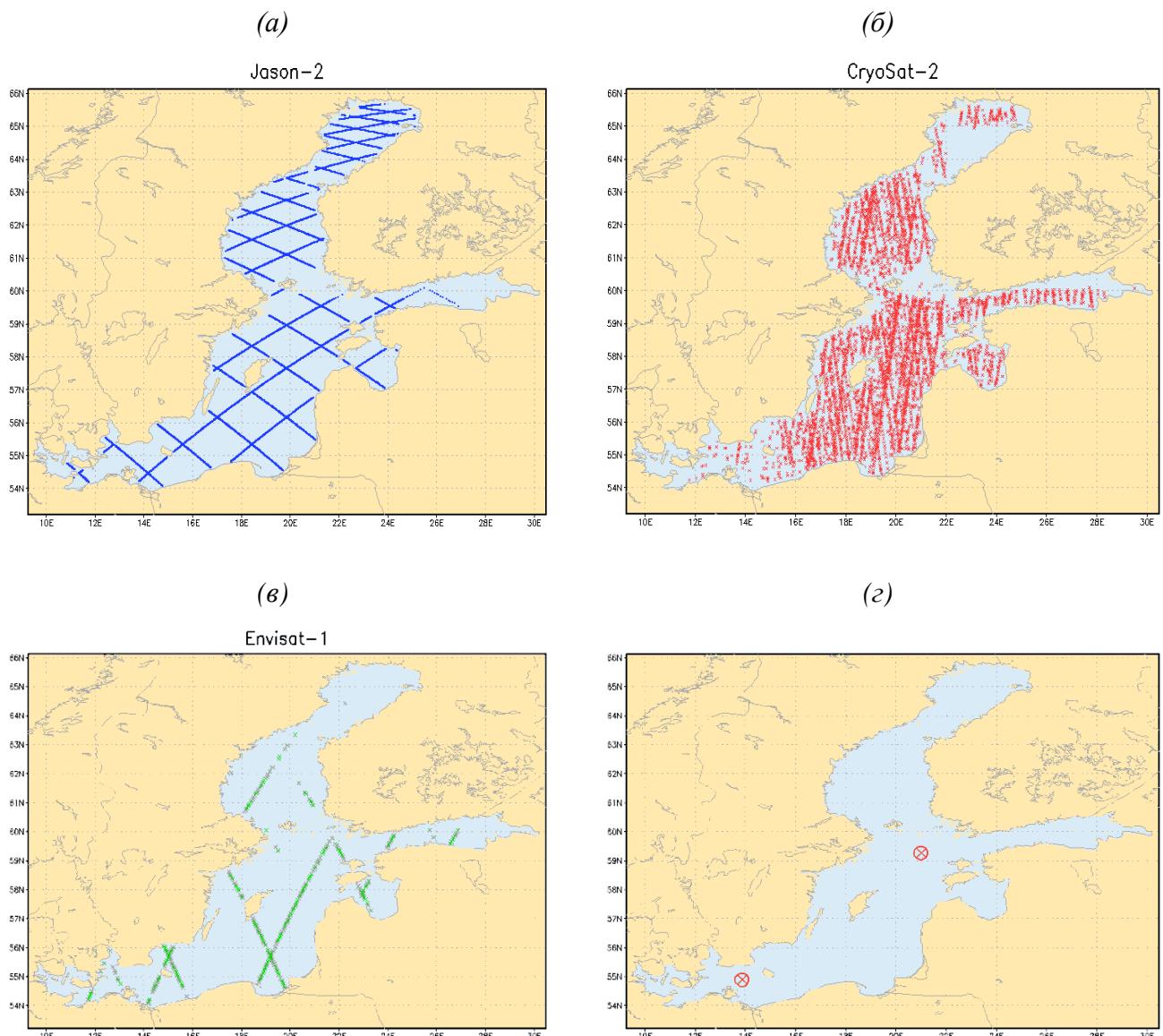


Рисунок 5.13. Географическое распределение альтиметрических измерений высоты волн со спутников Jason-2 (a), CryoSat-2 (б), Envisat-1 (в) и положение волновых буев, данные которых использовались для верификации прогнозов волнения (г).

Полученные значения характеристик точности прогнозов в зависимости от прогностической заблаговременности сведены в таблице 5.6 для спутниковых данных в качестве эталона и в таблице 5.7 для измерений на двух волновых буях.

Таблица 5.6 – Показатели точности прогнозов высоты значительных волн по данным спутниковой альтиметрии за период 1.04.2012 – 31.03.2013

Сутки прогноза	Регион	Число сравнений	<i>CO</i> (м)	<i>СКО</i> (м)	<i>Kop</i>	<i>Onp</i> (%)
1	Балтийское море	27156	-0,02	0,36	0,88	85,4
	Финский залив	1411	-0,12	0,30	0,86	92,0
2	Балтийское море	27156	0,04	0,42	0,85	81,4
	Финский залив	1411	-0,13	0,31	0,84	90,4
3	Балтийское море	27156	-0,04	0,51	0,77	74,7
	Финский залив	1411	-0,27	0,35	0,72	85,2
4	Балтийское море	27156	-0,07	0,62	0,60	69,9
	Финский залив	1411	-0,36	0,52	0,23	77,4
5	Балтийское море	27156	-0,14	0,59	0,57	66,3
	Финский залив	1411	-0,34	0,41	0,59	75,4

Таблица 5.7 – Показатели точности прогнозов высоты волн по данным волновых буёв

Сутки прогноза	Положение буя	Число сравнений	<i>CO</i> (м)	<i>СКО</i> (м)	<i>Kop</i>	<i>Onp</i> (%)
1	Буй N	7244	0,04	0,26	0,92	90,9
	Буй S	1105	0,04	0,23	0,91	91,2
2	Буй N	7244	0,04	0,33	0,88	86,6
	Буй S	1105	0,06	0,31	0,85	82,1
3	Буй N	7244	0,00	0,44	0,78	76,8
	Буй S	1105	0,06	0,39	0,75	80,2
4	Буй N	7244	0,01	0,56	0,64	69,1
	Буй S	1105	0,13	0,41	0,73	74,6
5	Буй N	7244	-0,01	0,60	0,59	68,5
	Буй S	1105	0,21	0,61	0,40	66,7

Абсолютные значения смещений прогнозов, оцениваемых для всего Балтийского моря по данным спутниковых измерений, изменялись от 2–4 см для первых суток до 7–14 см для пятых суток. Как и для морей, смещения оставались в основном отрицательными. Чуть больше были смещения в выборке для Финского залива, составлявшие 12–34 см.

Оправдываемость прогнозов для Балтийского моря и Финского залива изменялась от 85,4–92,0 % (коэффициент корреляции 0,86–0,88) на первые сутки до 66,3–75,4 % (коэффициент корреляции 0,57–0,59) на пятые сутки.

Полученные показатели качества прогнозов высоты значительных волн сопоставлялись с соответствующими характеристиками, полученными по разным волновым моделям, в основном в расчетном, а не прогностическом режиме (таблица 5.8). Сравнение полученных результатов с системами, представленными в таблице 5.8, показывает, что показатели качества рассматриваемой системы Гидрометцентра России для прогнозов волнения в Балтийском море в целом не уступают характеристикам других систем.

Таблица 5.8 – Сопоставление показателей точности расчетов и прогнозов высоты значительных волн, полученных в разных системах (прогнозы Гидрометцентра на 1–3 суток)

Регион	Модель	Измерения	<i>CO</i> (м)	<i>СКО</i> (м)	<i>Kop</i>
Южная Балтика	Mike21	ИСЗ	0,23 – 0,34	~0,7	—
Южная Балтика	Wave Watch 3	ИСЗ	0,07... -0,10	0,38 – 0,42	—
Северная Балтика	WAM	Буи	-0,07...-0,04	0,21 – 0,29	—
Северная Балтика	WAM	ИСЗ	-0,08...-0,03	0,20 – 0,31	—
Балтийское море	Mike21	Буи	-0,37...-0,04	0,21 – 0,36	0,91 – 0,97
Балтийское море	WAM	ИСЗ	0,13	0,56	—
Балтийское море	WAM	Буи	-0,27 – 0,32	0,30 – 0,71	—
Южная Балтика	WAM	Буи	0,15 – 0,35	0,46 – 0,90	—
Южная Балтика	WA Vad	Буи	—	0,32 – 0,52	0,73 – 0,88
Балтийское море (Гидрометцентр)	Wave Watch 3	Буи	0,04 – 0,06	0,23 – 0,44	0,75 – 0,92

В завершение главы следует отметить, что текущая версия комплексной системы прогнозирования волнения поддерживает оперативный расчет прогнозов для Мирового океана и акваторий Черного, Азовского, Каспийского и Балтийского морей. Соответствующие приложения системы для этих географических объектов прошли в 2012–2016 гг. ведомственную сертификацию Центральной методической комиссии по гидрометеорологическим и гелиогеофизическим прогнозам Росгидромета и получили статус основных прогностических методов на национальном уровне [Струков и др., 2013б; Зеленъко и др., 2014б; Зеленъко и др., 2016г]. Продукция прогностической системы распространяется в графическом виде через Интернет¹, а также в цифровой форме через систему распределенных баз данных Единой государственной системы информации об обстановке в Мировом океане (ЕСИМО). Действующая система позволяет при наличии соответствующих вычислительных ресурсов расширить выпуск прогностической продукции для других географических объектов.

¹ <http://hmc.meteorf.ru/sea/index.html>

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные в диссертации вопросы находятся в русле развития оперативной океанологии — сравнительно нового направления в описании и исследованиях морской среды. Предметом оперативной океанологии является получение диагностических и прогностических оценок состояния океана в режиме, близком к реальному времени. Некоторые аспекты этой общей задачи рассмотрены в данной работе.

Инструментом исследования в этой области являются численные модели, основанные на решении задачи с начальными условиями для уравнений термогидродинамики океана. В рамках такого подхода в Гидрометцентре России была разработана и длительное время развивалась модель общей циркуляции океана, предназначенная как для исследований процессов крупномасштабной изменчивости океана, так и для её применения в качестве составной части оперативных систем мониторинга и прогнозирования состояния основных гидрофизических полей. На базе этой модели получена значительная часть результатов данной работы.

Выполненное исследование механизмов развития и изменчивости конвективного перемешивания на суточном, сезонном и межгодовом масштабах на основе численных экспериментов позволяет выявить некоторые общие закономерности этих процессов. Дано объяснение локализации глубокой конвекции открытого океана в Северной Атлантике, которая определяется особым сочетанием необходимых условий (сильный отрицательный поток плавучести на поверхности океана и динамическая предобусловленность термохалинных полей в толще воды). Полученные модельные результаты подтверждаются данными наблюдений. Продемонстрирована спорадичность и сильная времененная перемежаемость конвективных эпизодов порождаемых короткопериодными (суточными и синоптическими) вариациями атмосферных воздействий на поверхности океана.

На основе расчета модельных траекторий жидких частиц, являющихся лагранжевыми характеристиками движения, исследована структура и возможные пути распространения водных масс в циркуляционной системе Южного океана. Картина переносов является существенно трёхмерной как это наглядно показывают индивидуальные расчетные траектории маркеров. По ходу движения в системе горизонтальной циркуляции частицы воды претерпевают сильные вертикальные смещения, на каждом этапе попадая в другие циркуляционные структуры бароклинного океана. Введение в рассмотрение ансамбля траекторий позволяет дать более общее описание процессов переноса и перемешивания массы и других свойств вод океана в сравнении с расчетами единичных траекторий. Получены свидетельства хаотизации переноса, возникающего в поле нестационарных трехмерных крупномасштабных течений в Южном океане, который служит механизмом вертикального

перераспределения массы — результирующее погружение вод из поверхностных слоев и их подъем из глубинных слоев.

В диссертации представлена первая национальная система усвоения океанографических данных для Мирового океана, действующая в оперативном режиме. Усвоение данных осуществляется по циклической схеме «анализ–прогноз–анализ» в одноэлементном ее варианте, в котором последовательно усваивается информация по температуре и солености воды в толще океана, уровню моря и сплоченности морского льда. Для температуры и солености анализ проводится с использованием трехмерной вариационной схемы в сочетании с методом, в котором учитываются изменения со временем поля первого приближения в пределах окна усвоения данных. Применяется также распределенное по времени добавление дробных инкрементов к полям первого приближения, позволяющее подавлять скачкообразные изменения модельных переменных на границах окна усвоения и тем самым предотвращать связанные с этим возможные проявления неустойчивостей. Представленные результаты работы системы свидетельствуют о том, что она обеспечивает информативные оценки текущего состояния океана на основе расчетов по модели и с использованием измерений температуры и солености воды в верхнем полугоракилометровом слое воды, получаемых в режиме близком к реальному времени. Регулярная продукция системы предназначена, в первую очередь, для мониторинга климатической системы и инициирования среднесрочного прогноза (10-15 суток) океанических полей и долгосрочных метеорологических прогнозов на базе совместных моделей океан-атмосфера.

Существенным достижением для развития информационного обеспечения морской деятельности в России является разработка комплексной системы прогнозирования параметров ветрового волнения в Мировом океане и морях. Принятый подход с применением базовой модели волнения, которая обеспечивает расчет параметров ветрового волнения, как на глубоководных, так и в мелководных акваториях, а также унификация соответствующей информационной среды, дает ряд преимуществ. В первую очередь – это упрощение и ускорение тиражирования прогностических технологий для разных морей и океанических регионов (в дополнение к уже выпускаемым прогнозам для Мирового океана и морей европейской части России). Перспективность такой системы обосновывается достаточно высокими оценками точности прогнозов, которые сопоставимы или превосходят результаты других прогностических систем.

Наряду с выполненными в диссертации исследованиями научного характера получен ряд результатов, имеющих существенную практическую значимость. Разработанная и представленная в диссертации система усвоения океанографических данных обеспечивает мониторинг текущего крупномасштабного состояния океана. Такой мониторинг сопряжен с

решением важной хозяйственной задачи, связанной с исследованиями климата и развитием систем прогнозирования основных гидрофизических полей Мирового океана. Ещё одна реализованная система прогнозирования параметров ветрового волнения для Мирового океана и Черного, Азовского, Каспийского и Балтийского морей является решением важной хозяйственной задачи по обеспечению оперативной информацией широкого круга пользователей, связанных с морской деятельностью. Соответствующие приложения этой системы прошли в 2012–2016 гг. ведомственную сертификацию Центральной методической комиссии по гидрометеорологическим и гелиогеофизическим прогнозам Росгидромета и получили статус основных прогностических методов на национальном уровне.

Полученные результаты имеют большие перспективы для развития. Разработанные информационные системы могут быть существенно модифицированы в связи с введением в действие нового высокопроизводительного (~ 1 петафлопс) вычислительного комплекса с массивно-параллельной архитектурой, который открывает возможность для реализации приложений оперативной океанологии нового поколения. Среди первоочередных задач — реализация моделей для явного описания так называемой погоды океана, то есть синоптических образований (циклонов и антициклонов) в океане, имеющих характерные размеры порядка 10–100 км. Ввод в действие новых вычислительных ресурсов подразумевает задачу внедрения технологий прогноза эволюции основных гидрофизических полей океана на сроки порядка 10 суток на основе начальных данных, поставляемых системой усвоения оперативных наблюдений. Ещё одно важное направление — разработка технологии детализированного мониторинга и прогнозирования гидрофизических полей в арктическом бассейне на базе детализированной модели высокого разрешения, сопряженной с глобальной моделью Мирового океана.

Во многих отношениях рассматриваемые в диссертации задачи сходны с многолетними исследованиями и работами по мониторингу и прогнозированию состояния атмосферы на разных пространственно-временных масштабах. К настоящему времени в этом направлении достигнуты большие успехи. Происходящая резкая активизация подобных работ применительно к океану в значительной степени стимулируется этими достижениями. Таким образом, есть основания полагать, что имеющее сейчас место отставание оперативной океанологии от более успешной и старшей по возрасту "оперативной метеорологии" будет сокращаться.

СПИСОК ОБОЗНАЧЕНИЙ И СОКРАЩЕНИЙ

- АСПД — Автоматизированная система передачи данных Росгидромета
- Арго — система (“ныряющих”) буёв для профильных измерений в океане
- ВСВ — Всемирное скоординированное время (совпадающее с временем по Гринвичу)
- ВМО — Всемирная метеорологическая организация
- ГСТ — Глобальная система телесвязи ВМО
- ГЛОСС — транслитерация аббревиатуры GLOSS
- ГЛОНАСС — Глобальная навигационная спутниковая система
- ЕСИМО — Единая государственная система информации об обстановке в Мировом океане
- ИСЗ — Искусственный спутник Земли
- КЭТ — кинетической энергии турбулентности
- МОК — Межправительственная океанографическая комиссия
- МОЦО — модель общей циркуляции океана
- НИС — научно-исследовательское судно
- ПЛАВ — Полулагранжев Абсолютный Вихрь (модель общей циркуляции атмосферы
Гидрометцентр/ИВМ РАН)
- ПОЛИМОДЕ — крупный международный эксперимент по измерению синоптических течений
(1977–1978 г.г.). Название образовано конкатенацией наименований двух
предшествующих экспериментов: Полигон-70 (СССР) и MODE (США)
- СКОММ — Совместная комиссия по океанографии и морской метеорологии (ВМО и МОК)
- СУОД — Система усвоения океанографических данных
- ТОГА — Тропический Океан – Глобальная Атмосфера (крупный международный
наблюдательный эксперимент 1985–1995 г.г.)
- ТПО — температура поверхности океана
- ЦМКП — Центральная методическая комиссия по гидрометеорологическим и
гелиогеофизическим прогнозам Росгидромета
- AATSR — Advanced Along-Track Scanning Radiometer
- ASCAT — Advanced Scatterometer (ИСЗ Metop, EUMETSAT)
- ALACE — Autonomous Lagrangian Circulation Explorer
- AMSR-2 — Advanced Microwave Scanning Radiometer (спутник GCOM-W, Япония)
- AMSR-E — Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth Observing System (спутник Aqua)
- AOML — Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory (NOAA)
- ARGO — Array for Real-time Geostrophic Oceanography (первоначальное название системы Argo)
- Argo — глобальная система профилирующих буев
- ARGOS — Спутниковая коммуникационная система

- ASAP — Automated Shipboard Aerological Programme
- AVHRR — Advanced Very High Resolution Radiometer
- AVISO — Archivage, Validation et Interpretation des donnees des Satellites Oceanographiques
- BAJ — вариант параметризации процессов ветровой накачки и диссипации в модели WaveWatch III согласно [Bidlot *et al.*, 2005]
- CEOS — Committee on Earth Observation Satellites
- CMEMS — Copernicus Marine Environment Monitoring Service
- COARE — Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment
- CORE — Coordinated Ocean-ice Reference Experiments
- CORE-II — Coordinated Ocean-ice Reference Experiments – Phase II
- COSMO — Consortium for Small-scale Modelling
- CTD — Conductivity-Temperature-Depth
- CTD-SRDL — Conductivity-Temperature-Depth Satellite Relay Data Logger
- DART — Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunami
- DBCP — Data Buoy Cooperation Panel
- ECCO — Estimating the Circulation and Climate of the Ocean
- ECMWF — European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
- ETOPO — цифровой массив топографических и батиметрических данных
- EUMETSAT — European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites
- FGAT — First Guess at Appropriate Time
- FOAM — Fast Ocean Atmosphere Model
- GCOM-W — Global Change Observation Mission – Water (Япония)
- GDP — Global Drifter Programme
- GEBCO — General Bathymetric Chart of the Oceans
- GFS — Global Forecast System (NCEP/NOAA)
- GHRSST — Group for High resolution Sea Surface Temperature
- GLOSS — Global Sea Level Observing System
- GODAE — Global Ocean Data Assimilation Experiment
- GOV — GODAE Ocean View
- GPS — Global Positioning System
- GSHSS — Global Self-consistant Hierarchical High-resolution Shorelines
- GTSPP — Global Temperature Salinity Profile Project (JCOMM/IODE)
- HIM — Hallberg Isopycnal Model (МОЦО)
- HYCOM — HYbrid Coordinate Ocean Model (МОЦО)
- INMOM — Institute Numerical Mathematics Ocean Model (МОЦО)

- InSAR — Interferometric Synthetic Aperture Radar
- ICOADS — International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set
- IODE — International Data and information Exchange Committee
- ISDM — Integrated Science Data Management (Канада)
- Iridium — Спутниковая коммуникационная система
- ISDM — Integrated Science Data Management (former MEDS)
- JCOMM — Joint Commission on Oceanography and Marine Meteorology WMO/IOC, см. СКОММ
- MEOP — Marine Mammals Exploring the Oceans – Pole to Pole
- MICOM — Miami Isopycnal Coordinate Ocean Model (МОЦО)
- MODAS — Modular Ocean Data Assimilation System
- NASA — National Aeronautics and Space Administration (США)
- NCEP — National Centers for Environmental Prediction (США)
- NCOF — National Centre for Ocean Forecasting
- NEMO — Nucleus for European Modelling of the Ocean (МОЦО)
- NetCDF — Network Common Data Form
- NOAA — National Oceanographic and Atmospheric Administration (США)
- NOGAPS — Navy *Operational Global Atmospheric Prediction System*
- OPA — Ocean Parallelise (МОЦО)
- ORCA — семейство трехполярных ортогональных сеток [Madec *et al.*, 2016]
- ORCA1 — трехполярная ортогональная сетка с номинальным разрешением 1°
- OSI-SAF — Ocean and Sea Ice Satellite Applications Facility (проект EUMETSAT)
- OSTIA — Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis
- PALACE — Profiling Autonomous Lagrangian Circulation Explorer
- PIRATA — Prediction and Research Moored Array in the Atlantic (массив зажоренных буёв)
- PODAAC — Physical Oceanography Distributed Active Archive Center
- POM — Princeton Ocean Model (МОЦО)
- POP — Parallel Ocean Program (МОЦО)
- QuickSCAT — Quick Scatterometer (NASA)
- RADS — Radar Altimeter Database System
- RAMA — Research Moored Array for African-Asian Monsoon Analysis and Prediction (массив зажоренных буёв)
- ROMS — Regional Ocean Modelling System (МОЦО)
- SAR — Synthetic Aperture Radar
- SEEK — Singular Evolutive Extended Kalman filter
- SEVIRI — Spinning Enhanced Visible and Infrared Radiometer

SMRU — Sea Mammal Research Unit

SOOP — Ship of Opportunity Programme

SOT — Ship Observations Team

SWH — Significant Wave Height (высота значительных волн)

SWOT — Surface Water Ocean Topography (спутниковая миссия)

TAO — Tropical Atmosphere – Ocean project (массив зажоренных буёв)

TMI — TRMM Microwave Imager

TOGA — Tropical Ocean – Global Atmosphere program

TRITON — Triangle Trans-Ocean Buoy Network (массив зажоренных буёв)

TRMM — Tropical Rainfall Mapping Mission

UKMO — United Kingdom Meteorological Office

USGODAE — US Global Ocean Data Assimilation Experiment

VOS — Voluntary Observing Ship (Программа ВМО/МОК по добровольным попутным судовым наблюдениям)

WAM — WAve Model

WOCE — World Ocean Circulation Experiment

XBT — eXpendable BathyThermograph (обрывной батитермограф)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бахвалов Н.С. Численные методы. М.: Наука. 1975.
2. Бокс Дж., Джсенкинс Г. Анализ временных рядов. Выпуск 1: Прогноз и управление. М.: Мир. 1974. 406 с.
3. Вильфанд Р.М., Ривин Г.С., Розинкина И.А. Система COSMO-RU негидростатического мезомасштабного краткосрочного прогноза погоды Гидрометцентра России: первый этап реализации и развития // Метеорология и гидрология. 2010. № 8. С. 5–20.
4. Воскресенская Е.Н., Зеленъко А.А., Полонский А.Б. Эль-Ниньо 1991-1992 годов и его проявления в тропической Атлантике // Морской гидрофизический журнал. 1992. № 6. С. 62-70.
5. Гандин Л.С. Объективный анализ метеорологических полей. Л.: Гидрометиздат. 1963. 287 с.
6. Гилл А. Динамика атмосферы и океана. Том 1 – 397 с. Том 2 – 415 с. Москва: Мир. 1986.
7. Голубева Е.Н., Платов Г.А. Численное моделирование отклика Арктической системы океан-лед на вариации атмосферной циркуляции 1948–2007 гг. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 1. С. 145-160.
8. Голубева Е.Н. Изучение роли температурно–соленоидных аномалий в формировании режимов меридиональной циркуляции Мирового океана // Сибирский журнал вычислительной математики. 2010. Т. 13. № 3. С. 155–167.
9. Григорьев А.В., Кубряков В.А., Федотова Л.Д., Чариков И.В. Численное моделирование динамики вод южных морей России в рамках задач оперативной океанографии // Труды ГОИН. Вып. 213. 2016. С. 80-90.
10. Григорьева В.Г., Бадулин С. И. Режимные характеристики ветрового волнения по данным попутных судовых наблюдений и спутниковой альтиметрии // Океанология. 2016. Т. 56. № 1. С. 23-29.
11. Грязин Д.Г. Расчёт и проектирование буёв для измерения морского волнения. СПб.: СПбГИТМО(ТУ). 2000. 133 с.
12. Давидан И.Н., Лавренов И.В., Пасечник Т.А. и др. Математическая модель и метод оперативных расчетов ветрового волнения на морях СССР // Метеорология и гидрология. 1988. № 11. С. 81-90.
13. Дианский Н.А. Моделирование циркуляции океана и исследование его реакции на короткопериодные и долгопериодные атмосферные воздействия. М.: Физматлит. 2013. 272с
14. Дианский Н.А, Багно А.В., Залесный В.Б. Сигма–модель глобальной циркуляции океана и её чувствительность к вариациям напряжения трения ветра // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2002. Т. 38. № 4. С. 537-556.
15. Дианский Н.А, Фомин В.В., Кабатченко И.М., Грузинов В.М. Воспроизведение циркуляции Карского и Печорского морей с помощью системы оперативного диагноза и прогноза морской динамики // Арктика: экология и экономика. 2014. № 1(13). С. 57-73.
16. Дорофеев В.Л, Коротаев Г.К. Ассимиляция данных спутниковой альтиметрии в вихреразрешающей модели циркуляции Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2004. № 1. С 52-68.
17. Дроздов В.Н., Монин А.С., Юшина И.Г. Спектры течений ПОЛИМОДЕ // ДАН СССР. 1981. Т. 258. № 2. С. 63-70.

18. Журбас В.М., Ох И.С. Оценки пространственных спектров скорости течений в океане по дифтерным данным // Океанология. 2001. Т. 41, № 2. С. 172–180.
19. Залесный В.Б. Моделирование крупномасштабных движений в Мировом океане. М.: Отдел вычисл. мат. АН СССР. 1984. 158 с.
20. Залесный В.Б. Численное моделирование термохалинной циркуляции Мирового океана // Метеорология и гидрология. 1998. № 2. С. 54-64.
21. Залесный В.Б., Агошков В.И., Шутяев В.П., Ле Диме Ф., Ивченко В.О. Задачи численного моделирования гидродинамики океана с вариационной ассилиацией данных наблюдений // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2016. Т. 52. № 4. С. 488-500.
22. Залесный В.Б., Марчук Г.И. Моделирование циркуляции Мирового океана с четырехмерной вариационной ассилиацией полей температуры и солености // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48. № 1. С. 21-36.
23. Залесный В.Б., Мошонкин С.Н. Моделирование сезонной эволюции верхнего слоя океана // Метеорология и гидрология. 1985. № 11. С. 57-62.
24. Зеленько А.А. Равновесная модель циркуляции Лангмюра в океане // Метеорология и гидрология. 1978. № 12. С. 56-64.
25. Зеленько А.А. Расчет характеристик деятельного слоя и циркуляция Лангмюра в океане // Труды Гидрометцентра СССР. 1983. Вып. 255. С. 15-22.
26. Зеленько А.А. Упрощенная схема четырехмерного анализа характеристик верхнего квазиоднородного слоя океана // В кн.: Взаимодействие океана с атмосферой и динамика муссонов: Результаты сов.-инд. экспедиции "Муссон-88" 12 февр. – 27 июня 1988 г. Л.: Гидрометеоиздат. 1990. С. 172-181.
27. Зеленько А.А. Оперативный модуль ЕСИМО – система гидрометобеспечения нового поколения // Труды VI Российской научно-технической конференции «Современное состояние и проблемы навигации и океанографии» («НО-2007»), 23-25 мая 2007 г. Санкт-Петербург. 2007. С. 473-479.
28. Зеленько А.А., Вильфанд Р.М., Реснянский Ю.Д., Струков Б.С., Цырульников М.Д., Свиренко П.И. Система усвоения океанографических данных и ретроспективный анализ гидрофизических полей Мирового океана // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2016а. Т. 52, № 4. С. 501–513.
29. Зеленько А.А., Горин И.Г., Пятин О.Г., Румянцев А.Е. К методике определения температуры и глубины верхнего квазиоднородного слоя океана по гидрологическим данным // В кн.: Взаимодействие океана с атмосферой и динамика муссонов: Результаты сов.-инд. экспедиции "Муссон-88" 12 февр. – 27 июня 1988 г. Л.: Гидрометеоиздат. 1990. С. 163-171.
30. Зеленько А.А., Михайлова Э.Н., Полонский А.Б., Шапиро Н.Б. Моделирование циркуляции и поля температуры в экваториальной зоне Атлантического океана // В кн.: Гидрофизические исследования в Центральной Атлантике. Севастополь. Изд. МГИ АН УССР. 1983. С. 31-40.
31. Зеленько А.А., Михайлова Э.Н., Полонский А.Б., Шапиро Н.Б. Моделирование сезонной изменчивости полей течений и температуры в Экваториальной Атлантике // В кн.: Вопросы динамики океана. Л.: Гидрометеоиздат. 1984. С. 70-79.
32. Зеленько А.А., Нестеров Е.С. Объективный анализ поля температуры поверхности океана // Труды Гидрометцентра СССР, 1986, вып.281, с. 76-83.
33. Зеленько А.А., Радикевич В.М. Гидродинамическая неустойчивость слоя трения и циркуляция Лангмюра в океане // Метеорология и гидрология. 1977. № 4. С. 66-75.

34. Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д. Баланс тепла верхних слоев Аравийского моря в весенний период // Метеорология и гидрология. 1990. № 10. С. 83-92.
35. 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.
36. Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д. Глубокая конвекция в модели общей циркуляции океана: изменчивость на суточном, сезонном и межгодовом масштабах // Океанология. 2007. Т. 47. № 2. С. 211-224.
37. Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д., Думанская И.О. и др. Создать и ввести в опытную эксплуатацию комплекс средств оперативной оценки гидрометеорологического состояния Мирового океана для информационного обеспечения морской деятельности средствами и ресурсами ЕСИМО // Отчет о НИР. Росгидромет. ГУ "Гидрометцентр России". М. 2010а. 121 с.
38. Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д., Струков Б.С. Моделирование распространения примеси в Северной Атлантике от линейных и точечных источников // Метеорология и гидрология. 2001. № 5. С. 72-86.
39. Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д., Струков Б.С. Оперативная океанология в Гидрометцентре России: состояние и перспективы // Труды Государственного океанографического института им. Н.Н.Зубова. Исследование океанов и морей. Вып. 216. Москва. 2015. С. 157-171.
40. Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д., Струков Б.С. Изменения термических характеристик океана по данным реанализа за 2005-2015 гг. // Труды Государственного океанографического института им. Н.Н.Зубова. Исследование океанов и морей. Вып. 217. Москва. 2016б. С. 6-20.
41. Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д., Струков Б.С. Режимные характеристики ветра и волнения в Печорском море по данным реанализа метеорологических полей и расчетов по волновой модели // Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. Гидрометеорологические прогнозы. 2016в. Вып. 362. С. 19–36.
42. Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д., Струков Б.С. Результаты испытаний системы прогнозирования ветрового волнения в Мировом океане // Информационный сборник № 43. Результаты испытаний новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов. ФГБУ "Гидрометцентр России". М. 2016г. С. 133-147.
43. Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д., Цырульников М.Д., Струков Б.С., Свиренко П.И. Глобальная система усвоения океанографических данных: Пилотная версия // Труды VI Российской научно-технической конференции «Современное состояние и проблемы навигации и океанографии» («НО-2007»), 23-25 мая 2007 г. Санкт-Петербург, 2007. С. 464-473.
44. Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д., Цырульников М.Д., Струков Б.С., Свиренко П.И. Мониторинг крупномасштабной структуры гидрофизических полей океана // В сб.: Современные проблемы динамики океана и атмосферы. М.: Триада ЛТД, 2010б. ISBN 978-5-86344-215-3. С. 131-172.
45. Зеленько А.А., Струков Б.С., Реснянский Ю.Д. Программа усвоения оперативных и ретроспективных океанографических данных. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ №2014617507 // Правообладатель: ФГБУ "Гидрометцентр России". Дата государственной регистрации в Реестре программ для ЭВМ 24.07.2014. М. 2014а.
46. Зеленько А.А., Струков Б.С., Реснянский Ю.Д., Мартынов С.Л. Система прогнозирования ветрового волнения в Мировом океане и морях России // Труды Государственного океанографического института им. Н.Н.Зубова. Исследование океанов и морей. Вып. 215. Москва. 2014б. С. 90-101.

47. Зилитинкевич С.С., Реснянский Ю.Д., Чаликов Д.В. Теоретическое моделирование верхнего слоя океана // Механика жидкости и газа (Итоги науки и техники ВИНИТИ АН СССР). Т. 12. М.: Изд. ВИНИТИ. 1978. С. 5-51.
48. Зубов Н.Н. Льды Арктики. М: Изд. Главсевморпути. 1945. 360 с.
49. Ибраев Р.А., Хабеев Р.Н., Ушаков К.В. Вихреразрешающая $1/10^\circ$ модель Мирового океана // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48. С. 45–55.
50. Калмыков В.В., Ибраев Р.А. Программный комплекс совместного моделирования системы океан–лед–атмосфера–почва на массивно-параллельных компьютерах // Вычислительные методы и программирование. 2013. № 14. С. 88-95.
51. Каменкович В.М. Основы динамики океана. Ленинград: Гидрометеоиздат. 1973. 240 с.
52. Каменкович В.М., Кошликов М.Н., Монин А.С. Синоптические вихри в океане. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1982. 264 с.
53. Кауркин М.Н., Ибраев Р.А., Беляев К.П. Усвоение данных наблюдений в модели динамики океана высокого пространственного разрешения с применением методов параллельного программирования // Метеорология и гидрология. 2016. № 7. С. 47-57.
54. Козлов В.Ф., Кошелев К.В. Об одной модели хаотического переноса в баротропном фоновом течении // Известия АН. Физика атмосферы и океана. 2000. Т. 36. № 1. С. 119–128.
55. Колмогоров А.Н. Уравнения турбулентного движения несжимаемой жидкости // Изв. АН СССР. Сер. физ. 1942. Т. 6. № 1–2. С. 56–58.
56. Коротаев Г.К., Ратнер Ю.Б., Иванчик М.В., Холод А.Л., Иванчик А.М. Оперативная система диагноза и прогноза гидрофизических характеристик Черного моря // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2016. Т. 52. № 5. С. 609–617.
57. Краус Э.Б. (ред.) Моделирование и прогноз верхних слоев океана. Сб. статей. Л.: Гидрометеоиздат. 1997.
58. Кубряков А.И. Моделирование циркуляции и процессов массопереноса в Черном море в приложении к задачам оперативной океанографии // Автореферат дисс. на соискание уч. степени доктора физ.-мат. наук. Морской гидрофизический институт. Севастополь. 2014. 39 с.
59. Кубряков А.И., Полников В.Г., Погарский Ф.А., Станичный С.В. Сопоставление численных и спутниковых данных о полях волнения в Индийском океане // Метеорология и гидрология. 2016. № 2. С. 78-84.
60. Кузин В.И. Метод конечных элементов в моделировании океанологических процессов. Новосибирск: Вычислительный центр СО АН СССР. 1985. 190 с.
61. Кузин В.И., Голубева Е.Н., Платов Г.А. Моделирование гидрофизических характеристик системы Северный Ледовитый океан – Северная Атлантика // Фундаментальные исследования океанов и морей. Ред. Лаверов Н.П. Книга 1. – М. Наука. 2006. С. 166–190.
62. Лавренов И.В. Математическое моделирование ветрового волнения в пространственно-неоднородном океане. СПб.: Гидрометеоиздат. 1998. 499 с.
63. Лаврова О.Ю., Костяной А.Г., Лебедев С.А., Митягина М.И., Гинзбург А.И., Шеремет Н.А. Комплексный спутниковый мониторинг морей России // М.: ИКИ РАН. 2011. 480 с.
64. Лаппо С.С. К вопросу о причинах адвекции тепла на север через экватор в Атлантическом океане // Исследование процессов взаимодействия океана и атмосферы. М.: Московское отделение Гидрометеоиздата. 1984.
65. Лебедев К.В. Арго-модель исследования глобального океана (АМИГО) // Океанология. 2016. Т. 56. № 2. С. 186-196.

66. Марчук Г.И., Дымников В.П., Залесный В.Б. Математические модели в геофизической гидродинамике и численные методы их реализации. Л.: Гидрометеоиздат. 1987. 296 с.
67. Марчук Г.И., Залесный В.Б., Кузин В.И. О методах конечных разностей и конечных элементов в задаче глобальной ветровой циркуляции океана // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1975. Т. 11. № 12. С. 1294-1300.
68. Марчук Г.И., Патон Б.Е., Коротаев Г.К., Залесный В.Б. Информационно-вычислительные технологии — новый этап развития оперативной океанографии // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 2013. Т. 49. № 6. С. 629-642.
69. Марчук Г.И., Саркисян А.С. Математическое моделирование циркуляции океана. М.: Наука. 1988. 304 с.
70. Матушевский Г.В., Кабатченко И.М. Теоретические и прикладные аспекты применения спектральных моделей ветрового волнения // Метеорология и гидрология. 2003. № 1. С. 47-54.
71. Мезингер Ф., Аракава А. Численные методы, используемые в атмосферных моделях. Л.: Гидрометеоиздат. 1979.
72. Михайлова Э.Н., Шапиро Н.Б. Квазизопикническая слоистая модель крупномасштабной океанической циркуляции // Морской гидрофизический журнал. 1992. № 4. С. 3-12.
73. Монин А.С., Каменкович В.М., Корт В.Г. Изменчивость Мирового океана. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1974. 262 с.
74. Мысленков С.А., Столярова Е.В. Прогноз ветрового волнения в Черном море с использованием прогностических полей ветра различного пространственного разрешения // Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. 2016. Вып. 362. С. 55-65.
75. Наставление по кодам - Международные коды. Том I.1, Том I.2. ВМО- № 306 // ВМО. 2016 (Издание 2011 г. Обновлено в 2016 г.). – (<https://library.wmo.int/opac>)
76. Наставление по службе прогнозов. Раздел 3, часть III. Служба морских гидрологических прогнозов. РД 52.27.759–2011. М.: Триада ЛТД. 2011. 201 с.
77. Нестеров Е.С. (ред). Режим, диагноз и прогноз ветрового волнения в океанах и морях. / Росгидромет. М: Исслед. группа “Социальные науки”. 2013. 295 с.
78. Никитин О.П., Касьянов С.Ю. Поверхностные течения Норвежского и Гренландского морей // Исследования океанов и морей. Труды ГОИН. 2015. Вып. 216. С. 79-85.
79. Никитин О.П., Касьянов С.Ю. О дрифтерных наблюдениях за течениями и температурой в Баренцевом и Карском морях // Исследования океанов и морей. Труды ГОИН. 2016. Вып. 217. С. 171-183.
80. Озмидов Р.В. О распределении энергии по разномасштабным движениям в океане // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1965. Т. 1. № 4. С. 439-448.
81. Полонский А.Б. Горизонтально-неоднородный деятельный слой океана и его моделирование. Севастополь-Обнинск: Изд. ВНИИГМИ-МЦД. 1989. 234 с.
82. Ратнер Ю.Б., Фомин В.В., Иванчик А.М., Иванчик М.В. Система оперативного прогноза ветрового волнения Черноморского центра морских прогнозов // Морской гидрофизический журнал. 2017. № 5. С. 56-66.
83. Реснянский Ю.Д. О параметризации интегральной диссипации турбулентной энергии в верхнем квазиоднородном слое океана // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1975. Т. 11, № 7. С. 726-733.

84. Реснянский Ю.Д. О моделировании циклических состояний верхнего слоя океана // Метеорология и гидрология. 1989. № 8. С. 55-64.
85. Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А. Автоматизированная схема прогноза температуры поверхностного слоя океана на 5 суток // Метеорология и гидрология. 1987. № 8. С. 71-80.
86. Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А. Параметризация верхнего перемешанного слоя в модели общей циркуляции океана // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1991а. Т. 27, № 10. С. 1080-1088.
87. Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А. Наблюдения и моделирование изменчивости верхних слоев Аравийского моря в период развития юго-западного муссона 1988 и 1989 гг. // Морской гидрофизический журнал. 1991б. № 1. С. 42-48.
88. Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А. Численная реализация модели общей циркуляции океана с параметризацией верхнего перемешанного слоя // Труды Гидрометцентра СССР. 1992. Вып. 323. С. 3-31.
89. Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А. Исследование чувствительности и моделирование климатической циркуляции океана // Метеорология и гидрология. 1993. № 2. С. 77-86.
90. Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А. О мониторинге состояния верхнего слоя океана // Морской гидрофизический журнал. 1994. № 2. С. 37-45.
91. Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А. Сезонная изменчивость общей циркуляции океана по данным численного моделирования с двумя типами атмосферных воздействий // Метеорология и гидрология. 1996. № 9. С. 65-74.
92. Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А. Эффекты синоптических вариаций атмосферных воздействий в модели общей циркуляции океана: прямые и косвенные проявления // Метеорология и гидрология. 1999. № 9. С. 66-77.
93. Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А. Об одном механизме формирования низкочастотной изменчивости в климатической системе. Результаты численных экспериментов с моделью общей циркуляции океана // Труды международной теоретической конференции "Проблемы гидрометеорологии и окружающей среды на пороге XXI века". Санкт-Петербург 24-25 июня 1999. СПб. Гидрометеоиздат. 2000. С. 234-240.
94. Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А. Динамика водообмена между океаническими бассейнами и ее связь с атмосферными воздействиями в модели общей циркуляции океана // В сб.: Фундаментальные и прикладные гидрометеорологические исследования. Под ред. Р.М. Вильфанда, СПб. Гидрометеоиздат. 2003. С. 150-181.
95. Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А. Развитие моделей и методов анализа данных наблюдений для мониторинга и прогнозирования крупномасштабных процессов в океане // В кн.: 80 лет Гидрометцентру России. М.: ТРИАДА ЛТД. 2010. С. 350-375.
96. Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А., Нестеров Е.С., Розинкина И.А. Оценка потоков на поверхности океана, воспроизводимых оперативной системой среднесрочного прогнозирования Гидрометцентра России // Метеорология и гидрология. 2005. № 4. С. 85-101.
97. Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А., Струков Б.С. Крупномасштабная циркуляция Южного океана по данным численных экспериментов в лагранжевом представлении // Проблемы Арктики и Антарктики, 2007, № 76, с. 49-67.
98. Реснянский Ю.Д., Цырульников М.Д., Струков Б.С., Зеленько А.А. Статистическая структура пространственной изменчивости термохалинных полей океана по данным профильных наблюдений системы ARGO за 2005–2007 гг. // Океанология. 2010. Т. 50. № 1. С. 1–19.

99. Ривин Г.С., Розинкина И.А., Багров А.Н., Блинов Д.В. Мезомасштабная модель COSMO-RU07 и результаты ее оперативных испытаний // Информационный сборник № 39. 2011. С. 15–48.
100. Саркисян А.С. Основы теории и расчет океанических течений. Ленинград: Гидрометеоиздат. 1966. 123 с.
101. Саркисян А.С. Численный анализ и прогноз морских течений. Л.: Гидрометеоиздат. 1977. 182 с.
102. Саркисян А.С., Лебедев К.В., Никитин О.П. Сравнительный анализ поверхностной циркуляции Северной Атлантики, воспроизведенной тремя различными методами // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2016. Т. 52. № 4. С. 465–474.
103. Струков Б.С., Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д. Программа прогноза параметров ветрового волнения в Азовском, Черном и Каспийском морях. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ №2013615120 // Правообладатель: ФГБУ "Гидрометцентр России". Дата государственной регистрации в Реестре программ для ЭВМ 29.05.2013. М. 2013а.
104. Струков Б.С., Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д., Мартынов С.Л. Система прогнозирования характеристик ветрового волнения и результаты ее испытания для акваторий Азовского, Черного и Каспийского морей // Информационный сборник № 40. Новые технологии, модели и методы гидрометеорологических прогнозов и результаты их оперативных испытаний. ФГБУ "Гидрометцентр России". М. 2013б. С. 64–79.
105. Струков Б.С., Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д., Мартынов С.Л. Программа для прогноза параметров ветрового волнения в Белом море (заблаговременность 5 суток, пространственно-временное разрешение 2 км, 1 час). Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ №2014615100 // Правообладатель: ФГБУ "Гидрометцентр России". Дата государственной регистрации в Реестре программ для ЭВМ 19.05.2014. М. 2014а.
106. Струков Б.С., Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д., Мартынов С.Л. Программа для прогноза параметров ветрового волнения в Балтийском море (заблаговременность 3–5 суток, пространственно-временное разрешение 2–5 км, 1–3 час). Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ №2014615147 // Правообладатель: ФГБУ "Гидрометцентр России". Дата государственной регистрации в Реестре программ для ЭВМ 20.05.2014. М. 2014б.
107. Толстых М.А. Полулагранжева модель атмосферы с высоким разрешением для численного прогноза погоды // Метеорология и гидрология. 2001. № 4. С. 5–16.
108. Толстых М.А., Ибраев Р.А., Володин Е.М., Ушаков К.В., Калмыков В.В., Шляева А.В., Мизяк В.Г., Хабеев Р.Н. Модели глобальной атмосферы и Мирового океана: алгоритмы и суперкомпьютерные технологии. Учебное пособие. Серия «Суперкомпьютерное образование». – М.: Изд-во МГУ. 2013. 144 с.
109. Федоров К.Н. Тонкая термохалинная структура вод океана. Л.: Гидрометеоиздат. 1976. 184 с.
110. Фролов А.В., Важник А.И., Свиренко П.И., Цветков В.И. Глобальная система усвоения данных наблюдений о состоянии атмосферы. Санкт-Петербург: Гидрометеоиздат. 2000. 188 с.
111. Цырульников М.Д., Свиренко П.И., Горин В.Е., Горбунов М.Е., Климова Е.Г. Разработка схемы трёхмерного вариационного усвоения данных в Гидрометцентре России // В кн.: 80 лет Гидрометцентру России. М.: ТРИАДА ЛТД. 2010. С. 21–35.
112. Яковлев Н.Г. Численная модель крупномасштабной гидротермодинамики, основанная на методе конечных элементов. М.: Отдел вычислит. мат. АН СССР. Препринт № 255. 1990. 40 с.

113. Яковлев Н.Г. Совместная модель общей циркуляции океана и эволюции морского льда в Северном Ледовитом океане // Известия РАН, Физика атмосферы и океана. 2003. Т. 39. № 3. С. 394–409.
114. Яковлев Н.Г. Воспроизведение крупномасштабного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана в 1948–2002 гг. Часть 1: Численная модель и среднее состояние // Известия РАН, Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 3. С. 383–398.
115. Abdalla S., Bidlot J.-R., Janssen P. Assimilation of ERS and Envisat wave data at ECMWF // Proc. 2004 Envisat and ERS Symp. Publication SP-572. Salzburg. Austria. ESA. CD-ROM. 2005.
116. Abdalla S., Janssen P. A.E.M., Bidlot J.-R. Jason-2 OGDR Wind and Wave Products: Monitoring, Validation and Assimilation // Marine Geodesy. 2010. Vol. 33. Suppl. 1. P. 239–255.
117. Adamec D., Elsberry R.L., Garwood R.W., Haney R.L. An embedded mixed layer-ocean circulation model // Dyn. Atmos. Oceans. 1981. Vol. 6. No. 2. P. 69–96.
118. Andersen S., Tonboe R., Kaleschke L., Heygster G., Pedersen L. T. Intercomparison of passive microwave sea ice concentration retrievals over the high-concentration Arctic sea ice // J. Geophys. Res. 2007. Vol. 112. C08004.
119. Arakawa A. Computational design for long-term numerical integration of the equation of fluid motion: two-dimensional incompressible flow. Part I // Journal of Computational Physics. 1966. Vol. 1. P. 119–143.
120. Asselin R.A. Frequency filter for time integrations // Monthly Weather Review. 1972. Vol. 100. P. 487–490.
121. Bahurel P. and Co-Authors. MERCATOR ocean global to regional ocean monitoring and forecasting // Ocean Weather Forecasting: An Integrated View of Oceanography. Chassignet E. and Verron J., Eds. Springer Verlag. 2006. P. 381–395.
122. Balmaseda M.A., Mogensen K., Weaver A.T. Evaluation of the ECMWF ocean reanalysis system ORAS4 // Q.J.Roy.Meteorol.Soc. 2013. Vol. 139. P. 1132–1161.
123. Balmaseda M., Vidard A., Anderson D. The ECMWF System 3 ocean analysis system // ECMWF Technical Memorandum. No 508. 2007.
124. Banzon V., Smith T. M., Chin T. M. Liu C., Hankins W. A long-term record of blended satellite and in situ sea-surface temperature for climate monitoring, modeling and environmental studies // Earth Syst. Sci. Data. 2016. Vol. 8. P. 165–176.
125. Barron C. N., Kara A. B., Rhodes R. C., Rowley C., Smedstad L. F. Validation Test Report for the 1/8 Global Navy Coastal Ocean Model Nowcast/Forecast System // NRL Tech Report. NRL/MR/7320--07-9019. 2006.
126. Behringer D.W., Xue Y. Evaluation of the global ocean data assimilation system at NCEP: The Pacific Ocean // Eighth Symposium on Integrated Observing and Assimilation Systems for Atmosphere, Oceans, and Land Surface. AMS 84th Annual Meeting. Washington. 2004. P. 11–15.
127. Belcher S.E. & Co-Authors. A global perspective on Langmuir turbulence in the ocean surface boundary layer // Geophys. Res. Letters. 2012. Vol. 39. L18605. P. 1–9.
128. Bell M.J., et al. The Forecasting Ocean Assimilation Model (FOAM) system // Building the European Capacity in Operational Oceanography - Proceedings of the Third International Conference on EuroGOOS. Elsevier. 2003.
129. Bell M.J., Lefebvre M., le Traon P-Y., Smith N., Wilmer-Becker K. GODAE: The Global Ocean Data Assimilation Experiment // Oceanography. 2009. Vol. 22. P. 14–21.

130. *Bell M. J., Schiller A., Le Traon P.-Y., Smith N.R., Dombrowsky E., Wilmer-Becker K.* An introduction to GODAE OceanView // Journal of Operational Oceanography. 2015. Vol. 8. No. S1. P. s2-s11.
131. *Bernard, E. & Co-Authors. Tsunami Resilient Communities* // Proceedings of OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society (Vol. 1). Venice, Italy, 21-25 September 2009. Hall, J., Harrison, D.E. & Stammer, D., Eds. – ESA Publication WPP-306. 2010. P. 4.
132. *Bidlot J. R., Abdalla S., Janssen P. A. E. M.* A revised formulation for ocean wave dissipation in CY25R1 // Tech. Rep. Memorandum R60.9/JB/0516. Research Department. ECMWF. Reading, U. K. 2005.
133. *Bidlot J.R., Holt M.W.* Verification of operational global and regional wave forecasting systems against measurements from moored buoys // JCOMM Technical Report. No. 30. 2006. 15 p.
134. *Bleck R., Rooth C., Hu D., Smith L.T.* Ventilation patterns and mode water formation in a wind- and thermodynamically driven isopycnic coordinate model of the North Atlantic // Journal of Physical Oceanography. 1992. Vol. 22. P. 1486-1505.
135. *Bloom S. C., Takacs L. L., Da Silva A. M., Ledvina D.* Data assimilation using incremental analysis updates // Mon. Wea. Rev. 1996. Vol. 124. No 6. P. 1256-1271.
136. *Boehme L. & Co-Authors.* Biologging in the Global Ocean Observing System // Proceedings of OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society (Vol. 2). Venice, Italy, 21-25 September 2009. Hall, J., Harrison, D.E. & Stammer, D., Eds. – ESA Publication WPP-306. 2010. doi:10.5270/OceanObs09.cwp.06
137. *Bouillon S., Morales Maqueda M.A., Legat V., Fichefet T.* An elastic-viscous-plastic sea ice model formulated on Arakawa B and C grids // Ocean Modelling. 2009. Vol. 27. P 174–184.
138. *Bourles B., Lumpkin R., McPhaden M.J., Hernandez F., Nobre P., Campos E., Yu L., Planton S., Busalacchi A., Moura A.D., Servain J., Trotte J.* The PIRATA Program: History, Accomplishments, and Future Directions // Bull. Amer. Meteor. Soc. 2008. Vol. 89. P. 1111-1125.
139. *Boyer T.P., Stephens C., Antonov J.I., Conkright M.E., Locarnini R.A., O'Brien T.D., Garcia H.E.* World Ocean Atlas 2001. Volume 2: Salinity. // S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 50. U.S. Government Printing Office. Wash., D.C. 2002.
140. *Breivik L. & Co-Authors.* Remote Sensing of Sea Ice // Proceedings of OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society (Vol. 2). Venice, Italy, 21-25 September 2009. Hall, J., Harrison, D.E. & Stammer, D., Eds. ESA Publication WPP-306. 2010. doi:10.5270/OceanObs09.cwp.11.
141. *Breivik L.-A., Eastwood S., Godøy Ø., Schyberg H., Andersen S., Tonboe R.T.* Sea Ice Products for EUMETSAT Satellite Application Facility // Canadian Journal of Remote Sensing. 2001. Vol. 27. No 5. P. 403-410.
142. *Brodeau L., Barnier B., Treguier A.-M. et al.* An ERA40-based atmospheric forcing for global ocean circulation models // Ocean Modelling. 2010. Vol. 31. P. 88–104.
143. *Broecker W.S.* The great ocean conveyor // Oceanography. 1991. Vol. 4. P 79–89.
144. *Bryan K.* A numerical method for the study of the circulation of the world ocean // J. Comput. Phys. 1969. Vol. 4. No. 3. P. 347-376.
145. *Carrier M.J., Ngodock H., Smith S., Jacobs G., Muscarella P., Ozgokmen T., Haus B., Lipphardt B.* Impact of Assimilating Ocean Velocity Observations Inferred from Lagrangian Drifter Data Using the NCOM-4DVAR // Monthly Weather Review. 2014. Vol. 142. P. 1509–1524.

146. Chassignet E. P., Smith L. T., Halliwell G. R. North Atlantic simulations with the hybrid coordinate ocean model (HYCOM): Impact of the vertical coordinate choice, reference pressure, and thermobaricity // *J. Phys. Oceanogr.* 2003. Vol. 33. P. 2504–2526.
147. Chelton D.B., deSzoeke R.A., Schlax M.G., El Naggar K., Siwertz N. Geographical variability of the first-baroclinic Rossby radius of deformation // *J. Phys. Oceanogr.* 1998. Vol 28. P. 433-460.
148. Chelton D. B., Ries J. C., Haines B. J., Fu L. L., Callahan P.S. Chapter 1 Satellite Altimetry // *International Geophysics.* 2001. Vol. 69. No C.
149. Cheng L. and Coauthors. XBT science: Assessment of instrumental biases and errors // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2016. Vol. 97. No. 6. P. 924-933.
150. Church J.A., White N.J., Coleman R., Lambeck K., Mitrovica J.X. Estimates of the Regional Distribution of Sea Level Rise over the 1950–2000 Period // *J. Climate.* 2004. Vol. 17. P. 2609–2625.
151. Conkright, M.E., Locarnini R. A., Garcia H.E. et al. World Ocean Atlas 2001: Objective Analyses, Data Statistics, and Figures, CD-ROM Documentation // National Oceanographic Data Center. Silver Spring, MD. 2002. 17 pp.
152. Cummings J., Bertino L., Brasseur P., Fukumori I., Kamachi M., Martin M. J., Mogensen K., Oke P., Testut C. E., Verron J., Weaver A. Ocean Data Assimilation Systems for GODAE // *Oceanography.* 2009. Vol. 22. P. 96–109.
153. Danabasoglu, G. & Co-Authors. North Atlantic simulations in Coordinated Ocean-ice Reference Experiments phase II (CORE-II). Part I: Mean states // *Ocean Modelling.* 2014. Vol. 73. P. 76–107.
154. Davis R.E. Observing the general circulation with floats // *Deep-Sea Research.* 1991. Vol. 38 (Suppl. 1). P. 531-571.
155. Davis R.E., Webb D.C., Regier L.A., Dufour J. The Autonomous Lagrangian Circulation Explorer (ALACE) // *J. Atmos. Ocean. Tech.* 1992. Vol. 9. P. 264-285.
156. Davis R.E., Sherman J.T., Dufour J. Profiling ALACEs and other advances in autonomous subsurface floats // *J. Atmos. Ocean. Tech.* 2001. Vol. 18. P. 982-993.
157. Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., et al. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // *Quart. J. R. Meteorol. Soc.* 2011. Vol. 137. P. 553–597.
158. Derber J., Rosati A. A global oceanic data assimilation system // *J. Phys. Oceanogr.* 1989. Vol. 19. P. 1333-1347.
159. Dexter P., Determmerman V., Hillard, B. The international co-ordination of ship of opportunity programmes for operations and research. // *Oceanology International 96: the global ocean – towards operational oceanography.* Proceedings Vol. 3. New Malden: Spearhead Exhibitions. 1996. P. 197-211.
160. Donlon C.J., Martin M., Stark J., Roberts-Jones J., Fiedler E., and Wimmer W. The Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis (OSTIA) system // *Remote Sensing of the Environment.* 2012. Vol. 116. P. 140-158.
161. Drinkwater M. & Co-Authors. Status and Outlook for the Space Component of an Integrated Ocean Observing System // *Proceedings of OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society (Vol. 1).* Venice, Italy, 21-25 September 2009. Hall, J., Harrison, D.E. & Stammer, D., Eds. – ESA Publication WPP-306. 2010. doi:10.5270/OceanObs09.pp.17
162. Duerr R.E., Weaver R.L., Kaminski M. Data acceptance procedures and Levels of Service at the National Snow and Ice Data Center // 2010 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. 25–30 July 2010. Honolulu, HI, USA. – IEEE. New York. 2010. P.2322–2325.

163. *Dussin R., Barnier B., Brodeau L.* The Making of the DRAKKAR Forcing Set DFS5 // DRAKKAR/MyOcean Report 01-04-16. April 2016. 34 p.
164. *Ebuchi N., Kawamura H.* Validation of wind speeds and significant wave heights observed by the TOPEX altimeter around Japan // Journal of Oceanography. 1994. Vol. 50. No 4. P. 479–487.
165. *Evensen G.* Data Assimilation. The Ensemble Kalman Filter. Second edition: Springer. 2009. 307 pp.
166. *Fairall C.W., Bradley E.F., Hare J.E., Grachev A.A., Edson J.B.* Bulk parameterization of air-sea fluxes: Updates and verification for the COARE algorithm // J. Climate. 2003. Vol. 16. P. 571–591.
167. *Fedak K.* Marine animals as platforms for oceanographic sampling: a “win/win” situation for biology and operational oceanography // Mem. Natl Inst. Polar Res. 2004. Spec. Issue 58. P. 133–147.
168. *Fichefet T., Morales Maqueda M.A.* Sensitivity of a global sea ice model to the treatment of ice thermodynamics and dynamics // Journal of Geophysical Research. 1997. Vol. 102. P. 12609–12646.
169. *Fisher M., Andersson E.* Developments in 4D-Var and Kalman filtering // ECMWF Research Department Techn. Memo. 347. 2001. 36 pp.
170. *Fischer J., Schott F.* Labrador Sea Water tracked by profiling floats from the boundary current into the open North Atlantic // J. Phys. Oceanogr. 2002. Vol. 22, №. 2. P. 573–584.
171. *Flather R., Smith J., Richards J., Bell C., Blackman D.* Direct estimates of extreme surge elevations from a 40 year numerical model simulation and from observation // Global Atmos. Ocean Syst. 1998. Vol. 6. P. 165–176.
172. *Freeland H. & Co-Authors.* Argo – A Decade of Progress // Proceedings of OceanObs’09: Sustained Ocean Observations and Information for Society (Vol. 2). Venice, Italy, 21-25 September 2009. Hall, J., Harrison, D.E. & Stammer, D., Eds. – ESA Publication WPP-306. 2010. P. 32.
173. *Freeman E., S.D. Woodruff, S.J. Worley, S.J. Lubker, E.C. Kent, W.E. Angel, D.I. Berry, P. Brohan, R. Eastman, L. Gates, W. Gloeden, Z. Ji, J. Lawrimore, N.A. Rayner, G. Rosenhagen, and S.R. Smith.* ICOADS Release 3.0: A major update to the historical marine climate record // Int. J. Climatol. 2017. Vol. 37. P. 2211–2237.
174. *Fujii Y., Cummings J., Xue Y., Schiller A., Lee T., Balmaseda M.A., Remy E., Masuda S., Brassington G., Alves O., Cornuelle D., Martin M., Oke P., Smith G., Yang X.* Evaluation of the tropical Pacific observing system from the ocean data assimilation perspective // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2015. Vol. 141. P. 2481–2496.
175. *Gaspar P., Gregoris Y., Stull R., Boissier C.* Long-term simulations of upper ocean vertical mixing using models of different types // Small-Scale Turbulence and Mixing in the Ocean. Proc. 19th Intern. Liege Colloq. Ocean Hydrodyn. Amsterdam. 1988. P.169-184.
176. *Gates W.L.* Derivation of the equations of atmospheric motion in oblate spheroidal coordinates // J. Atmos. Sci. 2004. Vol. 61. No 20. P. 2478–2487.
177. *Gill A.E.* A numerical model for the mixed layer. Cambrige Univ., UK. 1977. P. 1-23.
178. *Girard-Ardhuin F., Ezraty R., Croizé-Fillon D.* Arctic and Antarctic sea ice concentration and sea ice drift satellite products at Ifremer/CERSAT // Mercator-Ocean Quarterly newsletter. January 2008.
179. *Goni G. & Co-Authors.* The Ship of Opportunity Program // Proceedings of OceanObs’09: Sustained Ocean Observations and Information for Society (Vol. 2). Venice, Italy, 21-25 September 2009. Hall J., Harrison D.E. & Stammer D., Eds. – ESA Publication WPP-306. 2010. P. 35.

180. *Gordon A.L.* Weddell deep water variability // *J. Marine Research.* 1982. V. 40. Suppl. P. 199–217.
181. *Gordon A.L.* Intercean exchange of thermocline water // *J. Geophys. Res.* 1986. Vol. 91. P. 5037–5046.
182. *Gouretski V., Koltermann K.P.* How much is the ocean really warming? // *Geophys. Res. Lett.* 2007. Vol. 34. L01610.
183. *Gower J.F.R.* Intercalibration of wave and wind data from TOPEX/POSEIDON and moored buoys off the west coast of Canada // *Journal of Geophysical Research.* 1996. Vol. 101. No C2. P. 3817–3829.
184. *Griffies S.M.* Fundamentals of ocean climate models. Princeton University Press. 2004. 434 pp.
185. *Griffies S.M., Boning C., Bryan F.O., Chassignet E.P., Gerdes R., Hasumi H., Hirst A., Treguier A-M., Webb D.* Developments in ocean climate modelling // *Ocean Modelling.* 2000. Vol. 2. No. 3-4. P. 123–192.
186. *Griffies S. & Co-Authors.* Problems and Prospects in Large-Scale Ocean Circulation Models // Proceedings of OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society (Vol. 2. Venice, Italy, 21-25 September 2009. Hall J., Harrison D.E., Stammer D., Eds. – ESA Publication WPP-306. 2010. doi:10.5270/OceanObs09.cwp.38
187. *Griffies S.M., Harrison M.J., Pacanowski R.C., Rosati A.* A technical guide to MOM4 // GFDL Ocean Group Technical Report No. 5. NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory. Vers. on March 3, 2004. 339 pp.
188. *Grumbine R.A.* Automated Passive Microwave sea ice concentration analysis at NCEP. 1996. NCEP/NOAA. Technical Note. 13 p.
189. *Gulev S.K., Grigorieva V.* Last century changes in ocean wind wave height from global visual wave data // *Geophys. Res. Lett.* 2004. Vol. 31. P. L24302.
190. *Gulev S.K., Grigorieva V., Sterl A., Woolf D.* Assessment of the reliability of wave observations from voluntary observing ships: insights from the validation of a global wind wave climatology based on voluntary observing ship data // *J. Geophys. Res.* 2003. Vol. 108. No C7. P. 3236.
191. *Gulev S.K. & Co-Authors.* Surface Energy, CO₂ Fluxes and Sea Ice // Proceedings of OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society (Vol. 1). Venice, Italy, 21-25 September 2009, Hall, J., Harrison, D.E. & Stammer, D., Eds. – ESA Publication WPP-306. 2010. P.19.
192. *Hallberg R.W.* Stable split time stepping schemes for large-scale ocean modelling. *Journal of Computational Physics.* 1997. Vol. 135. P. 54-65.
193. *Holthuijsen L.E.* Waves in oceanic and coastal waters. New York: Cambridge University Press. 2007. 387 p.
194. *Hunke E.C., Dukowicz J. K.* An elastic-viscous-plastic model of sea ice dynamics // *J. Phys. Oceanogr.* 1997. Vol. 27. P. 1849–1867.
195. *Hunke E.C., Lipscomb W.H.* CICE: The Los Alamos sea ice model, documentation and software, version 4.0 // Los Alamos National Laboratory Tech. Rep. LA-CC-06-012, Los Alamos, NM. 2008.
196. *Hurka J., Gerdes R., Karcher M. et al.* Deep Convection in the Greenland and Labrador Seas: Analysis of model results // *Geophysical Research Abstracts.* 2003. V. 5. EGS-AGU-EUG Joint Assembly. Nice, France, 6–11 April 2003. Abstract # EAE03-A-04121.

197. *Hwang P.A., Teague W.J., Jacobs G.A., Wang D.W.* A statistical comparison of wind speed, Hwang P.A., Teague W.J., Jacobs G.A., Wang D.W. A statistical comparison of wind speed, wave height and wave period derived from satellite altimeters and ocean buoys in the Gulf of Mexico region // Journal of Geophysical Research. 1998. Vol. 103. P. 10451–10468.
198. Intercomparison of operational wave forecasting systems against buoys: January 2015 to March 2015 JCOMM. May 2015 // <http://www.jcomm.info>
199. *Janssen P.A.E.M., Abdalla S., Hersbach H., Bidlot J.-R.* Error Estimation of Buoy, Satellite, and Model Wave Height Data // J. Atmos. Oceanic Technol. 2007. Vol. 24. P. 1665–1677.
200. *Ji M., Leetmaa A., Derber J.* An ocean analysis system for seasonal to interannual climate studies // Mon. Wea. Rev. 1995. Vol. 123. No 2. P. 460-481.
201. *Johnson G.C., Lyman J.M., Purkey S.G.* Informing deep Argo array design using Argo and full-depth hydrographic section data // J. Atmospheric and Oceanic Technology. 2015. Vol. 32. P. 2187–2198.
202. *Kanamitsu M., Ebisuzaki W.I., Woollen J. et al.* NCEP–DOE AMIP-II Reanalysis (R-2) // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 2002. V. 83. № 11. P. 1631–1643.
203. *Kantha L.H., Clayson C.A.* Numerical Models of Oceans and Oceanic Processes. International Geophysics Series. Vol. 66. Academic Press. New York. 2000. 936 pp.
204. *Kent E.C., Berry D.I.* Quantifying random measurement errors in Voluntary Observing Ships' meteorological observations // Int. J. Climatol. 2005. Vol. 25. No 7. P. 843-856.
205. *Killworth P.D.* Deep convection in the world ocean // Rev. Geophys. 1983. V. 21. № 1. P. 1-26.
206. *Koblinsky C., Gaspar P., Lagerloef G.* The Future of Space-borne Altimetry – Oceans and Climate Change: A Long-Term Strategy // Joint Oceanographic Institutions, Inc. 1992. 85 pp.
207. *Kuroda, Y.* TRITON: Present status and future plan. Report for the International Workshop for Review of the Tropical Moored Buoy Network. – JAMSTEC. 2002. 77 p.
208. *Kwok R., Cunningham G. F.* ICESat over Arctic sea ice: Estimation of snow depth and ice thickness // J. Geophys. Res. 2008. Vol. 113. C08010.
209. *Kwok R., Cunningham G. F., Wensnahan M., Rigor I., Zwally H. J., Yi D.* Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover: 2003–2008 // J. Geophys. Res. 2009. Vol. 114. C07005.
210. *Kwok R., Schweiger A., Rothrock D. A., Pang S., Kottmeier C.* Sea ice motion from satellite passive microwave imagery assessed with ERS SAR and buoy motions // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103. No C4. P. 8191-8214.
211. *Lab Sea Group.* The Labrador Sea Deep Convection Experiment // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 1998. V. 79. № 10. P. 2033–2058.
212. *Large W. G., Yeager S.* Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models: The data sets and flux climatologies // NCAR Technical Note. 2004. NCAR/TN-460+STR. CGD Division of the National Center for Atmospheric Research.
213. *Lavender K.L., Davis R. E., Owens W.B.* Observations of open-ocean deep convection in the Labrador Sea from subsurface floats // J. Physical Oceanogr. 2002. V. 32. № 2. P. 511–526.
214. *Le Traon P.Y.* From satellite altimetry to Argo and operational oceanography: three revolutions in oceanography // Ocean Sci. 2013. Vol. 9. P. 901-915.
215. *Le Traon, P.Y., D. Antoine, A. Bentamy, H. Bonekamp, L.A. Breivik, B. Chapron, G. Corlett, G. Dibarboure, P. DiGiacomo, C. Donlon, Y. Faugère, J. Font, F. Girard-Ardhuin, F. Gohin, J.A. Johannessen, M. Kamachi, G. Lagerloef, J. Lambin, G. Larnicol, P. Le Borgne, E. Leuliette, E.*

- Lindstrom, M. Martin, E. Maturi, L. Miller, L. Mingsen, R. Morrow, N. Reul, M.H. Rio, H. Roquet, R. Santoleri, J. Wilkin.* Use of satellite observations for operational oceanography: recent achievements and future prospect // Journal of Operational Oceanography. 2015. Vol. 8. No. S1. P. s12-s27.
216. *Levitus S., Antonov J.I., Boyer T.P. et al.* World ocean heat content and thermosteric sea level change (0–2000 m), 1955–2010 // Geophysical Research Letters. 2012. V. 39. L10603. P. 1-5.
217. *Liu A.K., Cavalieri D.J.* On sea ice drift from the wavelet analysis of the Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) data // Int. J. Rem. Sens. 1998. Vol. 19. No 7. P. 1415-1423.
218. *Liu W.T., Katsaros K.B., Businger J.A.* Bulk parameterization of the air-sea exchange of heat and water vapor including the molecular constraints at the interface // J. Atmos. Sci. 1979. Vol. 36. P. 1722–1735.
219. *Liu Z., Yang H.* The intergyre chaotic transport // J. Phys. Oceanogr. 1994. Vol 24. P. 1768–1782.
220. *Lorenc A.C.* Analysis methods for numerical weather prediction // Quart. J. R. Met. Soc. 1986. Vol. 112. P. 1177-1194.
221. *Love G.* The birth of the WMO Information System // WMO Bulletin. 2006. Vol. 55(4). P. 232–238.
222. *Lumpkin R., Speer K.* Large-scale vertical and horizontal circulation in the North Atlantic Ocean // J. Phys. Oceanogr. 2003. V. 33. P. 1902–1920.
223. *Madec, G., and the NEMO team.* NEMO ocean engine // Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France. 2016. No. 27. ISSN No 1288-1619. 391 pp. Available at http://www.nemo-ocean.eu/About-NEMO/Reference-manuals/NEMO_book_3.6_STABLE
224. Manual on the Global Telecommunication System: Annex III to the WMO Technical Regulations. WMO-No. 386 // WMO. 2015. (2015 edition, updated in 2017).
225. *Marchesiello J. M. P., Debreu L., Couvelard X.* Spurious diapycnal mixing in terrain following coordinate models: The problem and a solution // Ocean Modelling. 2009. Vol. 26. P. 156–169.
226. *Marotzke J.* Influence of convective adjustment on the stability of the thermohaline circulation // J. Physical Oceanogr. 1991. V. 21. № 6. P. 903–907.
227. *Marshall J., Schott F.* Open-ocean convection: Observations, theory, and models // Rev. Geophys. 1999. V. 37. № 1. P. 1–64.
228. *Martin P.J.* Simulation of the mixed layer at OWS November and Papa with several models // J. Geophys. Res. 1985. Vol. 90. No. C1. P.903-916.
229. *Martin M.J., Balmaseda M., Bertino L. et al.* Status and future of data assimilation in operational oceanography // Journal of Operational Oceanography. 2015. Vol. 8. No. S1. P. s28–s48.
230. *Maximenko N.A., Niiler P.P., Rio M.-H., Melnichenko O., Centurion L., Chambers D., Zlotnicki V., Galperin B.* Mean dynamic topography of the ocean derived from satellite and drifting buoy data using three different techniques // J. Atmos. Oceanic Technol. 2009. Vol. 26. P. 1910–1919.
231. *McDougall T. J., Jackett D. R., Wright D. G., Feistel R.* Accurate and computationally efficient algorithms for potential temperature and density of seawater // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 2003. Vol. 20. P. 730–741.
232. *McPhaden M.J., Busalacchi A.J., Cheney R., Donguy J.R., Gage K.S., Halpern D., Ji M., Julian P., Meyers G., Mitchum G.T., Niiler P.P., Picaut J., Reynolds R.W., Smith N., Takeuchi K.* The

Tropical Ocean-Global Atmosphere (TOGA) observing system: A decade of progress // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103. P. 14169-14240.

233. *McPhaden M.J., Meyers G., Ando K., Masumoto Y., Murty V.S.N., Ravichandran M., Syamsudin F., Vialard J., Yu L., Yu W.* RAMA: The Research Moored Array for African-Asian-Australian Monsoon Analysis and Prediction // Bull. Am. Meteorol. Soc. 2009. Vol. 90. P. 459-480.

234. *McPhaden, M. & Co-Authors.* The Global Tropical Moored Buoy Array // Proceedings of OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society (Vol. 2). Venice, Italy, 21-25 September 2009. Hall J., Harrison D.E. & Stammer D., Eds. – ESA Publication. WPP-306. 2010. P. 61.

235. *MEDOC Group.* Observations of formation of deep-water in the Mediterranean Sea, 1969. // Nature. 1970. V. 227. № 5262. P. 1037–1040.

236. *Meinig C., Stalin S.E., Nakamura A.I., Milburn H.B.* Real-Time Deep-Ocean Tsunami Measuring, Monitoring, and Reporting System: The NOAA DART II Description and Disclosure // NOAA. 2005. – (http://www.ndbc.noaa.gov/dart/dart_ii_description_6_4_05.pdf).

237. *Mellor G.L.* User's Guide for a Three-Dimensional, Primitive Equation, Numerical Ocean Model. June 1996 ed. // Available from Princeton University Program in Atmospheric and Oceanic Sciences. 1996.

238. *Mellor G.L., Ezer T., Oey L.-Y.* The pressure gradient conundrum of sigma coordinate ocean models // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 1994. Vol. 11. P. 1126-1134.

239. *Mellor G.L., Ezer T., Oey L.-Y.* Sigma coordinate pressure gradient errors and the seamount problem // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 1998. Vol. 15. P. 1122-1131.

240. *Merrifield, M. & Co-Authors.* The Global Sea Level Observing System (GLOSS) // Proceedings of OceanObs'09. Sustained Ocean Observations and Information for Society (Vol. 2). Venice. Italy. 21-25 September 2009. Hall, J., Harrison, D.E. & Stammer, D., Eds. – ESA Publication WPP-306. 2010. P. 63.

241. *Model Analyses and Guidance (MAG).* User Manual (Documentation Version 2.0.3). December 2011. URL: http://mag.ncep.noaa.gov/GemPakTier/MagQCDoc/MAG_Users_Manual.pdf

242. *Muscarella P., Carrier M.J., Ngodock H., Smith S., Lipphardt B. L.Jr., Kirwan A. D. Jr., Huntley H.S.* Do Assimilated Drifter Velocities Improve Lagrangian Predictability in an Operational Ocean Model? // Monthly Weather Review. 2015. Vol. 143. P. 1822–1832.

243. *Oberhuber J.M.* About some numerical methods used in an ocean general circulation model with isopycnic coordinates // Advanced Physical Numerical Modelling. Proc. NATO Advanced Study Inst., 2-15 June 1985. Ed. J.J. O'Brien. NATO ASI Ser. Vol. 186. Dordrecht. 1986. P. 511-522.

244. Ocean Weather Forecasting: An Integrated View of Oceanography. Chassignet E. and Verron J., Eds. Springer Verlag. 2005.

245. *Oke P., Balmaseda M.A., Benkiran M., Cummings J.A., Dombrowsky E., Fujii Y., Guinehut S., Larnicol G., Le Traon P.-Y., Martin M.J.* Observing system evaluations using GODAE systems // Oceanogr. Magazine. 2009. Vol. 22. No 3. P. 144-153.

246. *Østerhus S., Gammelsrød T.* The Abyss of the Nordic Seas Is Warming // J. of Climate. 1999. V. 12. № 11. P. 3297–3304.

247. *Pascual, A., Boone, C., Larnicol, G., Le Traon, P. Y.* On the quality of real-time altimeter gridded fields: comparison with in situ data // J. Atmos. Ocean. Tech. 2009. Vol. 26. P. 556–569.

248. *Petiteville I., Lecomte P., Ward S., Dyke G., Steventon M., Harry J.* Satellite Earth observations in support of climate information challenges. Special 2015 COP21 edition. ESA–EOGB. 2015. (http://eohandbook.com/cop21/files/CEOS_EOHB_2015_COP21.pdf)

249. *Pickart R.S., Terres D.J., Clarke R.A.* Hydrography of the Labrador Sea during active convection // *J. Phys. Oceanogr.* 2002. V. 32. № 2. P. 428–457.
250. *Picot N., Case K., Desai S., Vincent P.* AVISO and PODAAC User Handbook. IGDR and GDR Jason Products // SMM-MU-M5-OP-13184-CN (AVISO), JPL D-21352 (PODAAC). 2003. 107 pp.
251. *Polonsky A.B., Voskresenskaya E.N., Zelenko A.A.* ENSO-like event in the Tropical Atlantic in 1991 // *TOGA Notes*. January 1992, No 6. P. 8-10.
252. *Pouliquen S., Schmid C., Wong A., Belbeoch M., Guinehut S.* Argo Data Management // Proceedings of OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society (Vol. 2). Venice. Italy. 21-25 September 2009. Hall, J., Harrison, D.E. & Stammer, D., Eds. – ESA Publication WPP-306. 2010. P. 70.
253. *Proshutinsky A., Aksenov Y., Clement Kinney J., Gerdes R., Golubeva E., Holland D., Holloway G., Jahn A., Johnson M., Popova E., Steele M., Watanabe E.* Recent advances in Arctic ocean studies employing models from the Arctic Ocean Model Intercomparison Project // *Oceanography*. 2011. Vol. 24. No 3. P. 102–113.
254. *Rahmstorf S.* A fast and complete convection scheme for ocean models // *Ocean Modelling*. 1993. № 101. P. 9–11.
255. *Resnyansky Yu.D., Strukov B.S., Tsyrulnikov M.D., Zelenko A.A.* Three-dimensional covariances of temperature and salinity fields estimated from Argo data // Research activities in atmospheric and oceanic modelling. CAS/JSC WGNE. WCRP Report No. 38. WMO. 2008. P. 8.07-8.08.
256. *Resnyansky Yu.D., Zelenko A.A.* The response of the upper ocean to synoptic variations of atmospheric forcing: immediate and indirect manifestations // *Oceanic Fronts and Related Phenomena* (Konstantin Fedorov Memorial Simposium). Saint Petersburg. 18-22 May 1998. IOC Workshop Report No. 159. UNESCO. 2000. P. 460-466.
257. *Resnyansky Yu.D., Zelenko A.A.* The Southern Ocean circulation and water mass exchange in an Ocean General Circulation Model // Research activities in atmospheric and oceanic modelling. CAS/JSC WGNE. Report No. 31. WMO. 2001a. P. 8.13-8.14.
258. *Resnyansky Yu.D., Zelenko A.A.* Variability of the ocean circulation and the upper mixed layer simulated by OGCM // Proceedings of the 1-st Korea-Russia Joint Workshop on Climate Change and Variability. (Jeju, Korea, December 18-20, 2001). Meteorological Research Institute/KMA, Main Geophysical Observatory/ Roshydromet. 2001b. P. 49-55.
259. *Resnyansky Yu.D., Zelenko A.A.* Observed and simulated variability of ocean currents on seasonal and intra-monthly scales // Research activities in atmospheric and oceanic modelling. CAS/JSC WGNE. Report No. 34. WMO. 2004. P. 8.21-8.22.
260. *Resnyansky Yu.D., Zelenko A.A.* Variability of thermohaline structure in the deep convection regions and water mass pathways in an ocean global circulation model with different types of atmospheric forcing // International Conference “Fluxes and Structures in Fluids”. Moscow, Russia, June 20 – 23, 2005. Selected Papers. Eds. Yu. D. Chashechkin, V. G. Baydulov. Institute for Problems in Mechanics of the RAS, M.V. Lomonosov Moscow State University. Moscow. 2006. P. 273–278.
261. *Resnyansky Yu.D., Zelenko A.A., Strukov B.S.* Transport of waters from a deep convection region in the Labrador Sea: Sensitivity of trajectories to initial position and to atmospheric forcing // Research activities in atmospheric and oceanic modelling. CAS/JSC WGNE. Report No. 36. WMO. 2006. P. 8.21-8.22.

262. *Resnyansky Yu.D., Zelenko A.A., Strukov B.S.* Ensemble of trajectories in the Southern Ocean circulation system // Research activities in atmospheric and oceanic modelling. CAS/JSC WGNE. WMO/TD - No. 37. WMO. 2007. P. 8.03-8.04.
263. *Reynolds R. W., Smith T. M., Liu C., Chelton D. B., Casey K. S., and Schlax M. G.* // Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. J. Climate. 2007. Vol. 20. P. 5473–5496.
264. *Ribbe J.* What drives mid-latitude convection and the formation of subantarctic mode water? // Intern. WOCE Newsletter. 1997. № 29. P. 20–26.
265. *Roberts K.V.* An introduction to the OLYMPUS system // Comput. Phys. Commun. 1974. Vol. 7. P. 137-147.
266. *Roemmich D., Boebel O., Desaubies Y., Freeland H., Kim K., King B., LeTraon P-Y., Molinari R., Owens W.B., Riser S., Send U., Takkeuchi K., Wijffels S.* Argo: The global array of profiling floats // Observing the Oceans in the 21st Century. C.J. Koblinsky and N.R. Smith (Eds). GODAE Project Office and Bureau of Meteorology. Melbourne. 1998a. P. 248–258.
267. *Roemmich D., Boebel O., Freeland H., King B., LeTraon P-Y., Molinari R., Owens W.B., Riser S., Send U., Takkeuchi K., Wijffels S.* On the design and implementation of Argo: An initial plan for a global array of profiling floats // International CLIVAR Project Office Report 21 // GODAE Report 5: – GODAE International Project Office. Melbourne. Australia. 1998b. 32 pp.
268. *Saha S., Moorthi S., Pan H.-L. et al.* The NCEP Climate Forecast System Reanalysis // Bull. Amer. Meteor. Soc. 2010. Vol. 91. P. 1015–1057.
269. *Saha S., Moorthi S., Wu X. et al.* The NCEP Climate Forecast System Version 2 // J. Climate. 2014. V. 27. № 6. P. 2185-2208.
270. *Samelson R.M.* Chaotic transport by mesoscale motions // Stochastic modeling in physical oceanography / Eds J. Adler, P. Muller, B. Rozovskii. –Boston: Birkhauser. –1996. P. 423–433.
271. *Semtner A.J.* An oceanic general circulation model with bottom topography // Numerical Simulation of Weather and Climate. Technical Report No. 9. UCLA Department of Meteorology. 1974. 99 pp.
272. *Semtner A.J.* Finite-difference formulation of a world ocean model // Advanced Physical Numerical Modelling. Proc. NATO Advanced Study Inst., 2-15 June 1985. Ed. J.J. O'Brien. NATO ASI Ser. Vol. 186. Dordrecht. 1986. P. 187-202.
273. *Scharroo R., Leuliette E. W., Lillibridge J. L., Byrne D., Naeije M. C., Mitchum G. T.* RADS: Consistent multi-mission products // Proc. of the Symposium on 20 Years of Progress in Radar Altimetry. Venice, 20-28 September 2012. Eur. Space Agency Spec. Publ. ESA SP-710. 2013. P. 4-8.
274. *Schenk O. and Gärtner K.* Solving unsymmetric sparse systems of linear equations with PARDISO // Journal of Future Generation Computer Systems. 2004. V. 20. No 3. P. 475–487.
275. *Schott F., Leaman K.D.* Observations with moored acoustic Doppler current profilers in the convective regime in the Golfe du Lion // J. Phys. Oceanogr. 1991. V. 21. № 4. P. 558–574.
276. *Schott F., Visbeck M., Fischer J.* Observations of vertical currents and convection in the central Greenland Sea during the winter of 1988/1989 // J. Geophys. Res. 1993. V. 98. № C8. P. 14401–14421.
277. *Schott F., Visbeck M., Send U. et al.* Observations of deep convection in the Gulf of Lions, northern Mediterranean, during the winter of 1991/92 // J. Phys. Oceanogr. 1996. V. 26. № 4. P. 505–524.

278. *Shchepetkin A., McWilliams J.* A method for computing horizontal pressure-gradient force in an ocean model with a non-aligned vertical coordinate // Journal of Geophysical Research. 2002. Vol. 108. P. 35.1–35.34.
279. *Shchepetkin A., McWilliams J.* The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model // Ocean Modelling. Vol. 9. P. 347–404.
280. *Shriver, J.F., Hurlburt H.E., Smedstad O.M., Wallcraft A.J., Rhodes R.C.* 1/32° real-time global ocean prediction and value-added over 1/16° resolution // J. Mar. Sys. 2007. Vol. 65. P. 3-26.
281. *Shum C.K., and Coauthors.* Accuracy assessment of recent ocean tide models // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102. P. 25173–25194.
282. *Skandiani C., Lefevre J.-M., Queffeuilou P.* Impact of multisatellite altimeter data assimilation on wave analysis and forecast // Mar. Geod. 2004. Vol. 27. P. 511–533.
283. *Smith G.C., Roy F., Reszka M. et al.* Sea ice forecast verification in the Canadian Global Ice Ocean Prediction System // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2016. Vol. 142. P. 659–671.
284. *Smith, N., Lefebvre M.* The Global Ocean Data Assimilation Experiment (GODAE) // Paper presented at Monitoring the Oceans in the 2000s: An Integrated Approach. Biarritz, France, October 15–17. 1997.
285. *Smith R.D., Dukowicz J.K., Malone R.C.* Parallel ocean general circulation modeling // Physica D. 1992. Vol. 60. P. 38-61.
286. *Smith R. and CoAuthors.* The Parallel Ocean Program (POP) reference manual: Ocean component of the Community Climate System Model (CCSM). 2010. LAUR-10-01853. 140 pp.
287. *Sølvsteen C., Hansen C.* Validation of the operational wave models WAVEWATCH-III and Mike21-OSW against satellite altimetry and coastal buoys // Royal Danish Administration of navigation and Hydrography NR K.4. March 2006. 52 pp.
288. *Steffen K., Schweiger A.J.* NASA Team Algorithm for sea ice concentration retrieval from Defense Meteorological Satellite Program Special Sensor Microwave Imager: Comparison with Landsat satellite imagery // J. Geophys. Res. 1991. Vol. 96. No C12. P. 21,971-21,987.
289. *Stephens C., Antonov J.I., Boyer T.P., Conkright M.E., Locarnini R.A., O'Brien T.D., Garcia H.E..* World Ocean Atlas 2001, Volume 1: Temperature // S. Levitus, Ed., NOAA Atlas NESDIS 49. U.S. Government Printing Office. Wash., D.C. 2002. 176 pp.
290. *Strukov B.S., Zelenko A.A., Resnyansky Yu.D., Martynov S.L.* A system of wind wave forecasting in the World Ocean and Seas of Russia. The system's structure and its main constituents // Research activities in atmospheric and oceanic modelling. CAS/JSC WGNE. WCRP Report No. 42. WMO. 2012a. P. 8.03-8.04.
291. *Strukov B.S., Zelenko A.A., Resnyansky Yu.D., Martynov S.L.* Verification of the wind wave forecasting system for the Black, Azov and Caspian seas // Research activities in atmospheric and oceanic modelling. CAS/JSC WGNE. WCRP Report No. 42. WMO. 2012b. P. 8.05-8.06.
292. *Swail, V. & Co-Authors.* Wave Measurements, Needs and Developments for the Next Decade // Proceedings of OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society (Vol. 2). Venice, Italy, 21-25 September 2009. Hall, J., Harrison, D.E. & Stammer, D., Eds. – ESA Publication WPP-306. 2010. P. 87.
293. *Swallow J.C.* A neutral-buoyancy float for measuring deep currents // Deep-Sea Research. 1955. Vol. 3. P. 74-81.
294. *SWAN team.* SWAN user manual. 2010. <http://www.swan.tudelft.nl>

295. *Sybrandy F.L., Niiler P.P., Martin C., Scuba W., Charpentier E., Meldrum D.T.* Barometer drifter design reference // Global drifter program. 2009. DBCP Report No. 4. Revision 2.2. 47 p. – (http://www.jcommops.org/doc/DBCP/svpb_design_manual.pdf)
296. *Takano K.A.* A general circulation model for the World ocean // Numerical Simulation of Weather and Climate. Tech. Rept. No 8. Department of Meteorology. Univ. of Calif. Los Angeles. 1974.
297. *Timmermann R., Danilov S., Schröter J., Böning C., Sidorenko D., Rollenhagen K.* Ocean circulation and sea ice distribution in a finite element global sea ice-ocean model // Ocean Modelling. 2009. Vol. 27. P. 114–129.
298. *Tolman H.L.* Validation of WAVEWATCH III version 1.15 for a global domain // NOAA/NWS/NCEP/OMB Technical Note Nr. 213. 2002. 33 pp.
299. *Tolman H.L.* User manual and system documentation of WAVEWATCH III version 3.14 // NOAA/NCEP. MMAB Technical Note 276. 2009. 194 pp.
300. *Tonani M., Balmaseda M., Bertino L., Blockley E., Brassington B., Davidson F., Drillet Y., Hogan P., Kuragano T., Lee T., Mehra A., Paranathara F., Tanajuram C., Wang H.* Status and future of global and regional ocean prediction systems // J. Oper. Oceanogr. 2015. Vol. 8. No. S2. P. s201-s220.
301. *Tonboe R., Toudal L.* Classification of new-ice in the Greenland Sea using Satellite SSM/I radiometer and SeaWinds scatterometer data and comparison with ice model // Remote Sens. Environ. 2005. Vol. 97. P. 277-287.
302. *Tsyrlnikov M.D.* Stochastic modelling of model errors: a simulation study // Quart. Journal of the Royal Meteorological Society. 2005, v. 131, N 613. P. 3345-3371.
303. *Tsyrlnikov M.D., Svirentko P.I., Zaripov R.B.* Development of a 3-D spatial ARMA-filters based analysis scheme // Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling. WMO. 2006. Rep. No. 34.
304. *Ubelmann C., Verron J., Brankart J.M. et al.* Impact of data from upcoming altimetric missions on the prediction of the three-dimensional circulation in the tropical Atlantic Ocean // J. Oper. Oceanogr. 2009. Vol. 2. No. 1. P. 3–14.
305. *Vancoppenolle M. et al.* Simulating the mass balance and salinity of Arctic and Antarctic sea ice. 1. Model description and validation // Ocean Modelling. 2009. Vol. 27. P. 33–53.
306. *Veneziani M., Griffa V., Reynolds A. M., Mariano A. J.* Oceanic Turbulence and Stochastic Models from Subsurface Lagrangian Data for the Northwest Atlantic Ocean // J. Phys. Oceanogr. 2004. Vol. 34. P. 1884–1906.
307. *Verlaan M., Zijderveld A., de Vries H., Kroos J.* Operational storm surge forecasting in the Netherlands: developments in the last decade // Phil. Trans. Royal Soc. 2005. Vol. 363. No. 1831. P. 1441-1453.
308. *Vernieres G., Jones C. K. R. T., Ide K.* Capturing eddy shedding in the Gulf of Mexico from Lagrangian observations // Physica D: Nonlinear Phenomena. 2011. Vol. 240(2). P. 166–179.
309. *Vrazhkin A.N.* Application of spectral wave model for some areas of the Far Eastern Seas and the Pacific Ocean // Pacific Oceanography. 2013. Vol. 6. No. 1. P. 5-9.
310. *WAMDI group: S. Hasselmann, K. Hasselmann, E. Bauer, P.A.E.M. Janssen, G.J. Komen, L. Bertotti, P. Lionello, A. Guillaume, V.C. Cardone, J.A. Greenwood, M. Reistad, L. Zambresky and J.A. Ewing, 1988.* The WAM model – a third generation ocean wave prediction model // J. Phys. Oceanogr. 1988. Vol. 18. P. 1775–1810.

311. *Ward R.* General Bathymetric Charts of the Ocean // Hydro International. 2010. Vol. 14. No. 5.
312. *Waters J., Lea D.J., Martin M.J., Mirouze I., Weaver A., While J.* Implementing a variational data assimilation system in an operational 1/4 degree global ocean model // Q.J.Roy.Meteorol.Soc. 2015. Vol. 141. P. 333–349.
313. *Wessel P., Smith W.H.F.* A Global, Self-consistent, Hierarchical, High-Resolution Shoreline Database // J. Geophys. Res. 1996. Vol. 101. P. 8741–8743.
314. *WGASF Group.* Intercomparison and validation of ocean-atmosphere energy fluxes // Final report of the Joint WCRP/SCOR Working Group on Air-Sea Fluxes (SCOR Working Group 110). Ed. by P.K. Taylor. WMO. Geneva. Switzerland. 2000. WCRP-112 (WMO/TD-No. 1036). 330 pp.
315. *Wunsch C., Heimbach P., Ponte R., Fukumori I.* The global general circulation of the ocean estimated by the ECCO-consortium // Oceanography. 2009. Vol. 22. No 2. P. 88-103.
316. *Yang H.* Chaotic transport and mixing by ocean gyre circulation // Stochastic modeling in physical oceanography / Eds J. Adler, P. Muller, B. Rozovskii. Boston: Birkhauser. –1996. P. 434–466.
317. *Yin F.L., Sarachik E.S.* An efficient convective adjustment scheme for ocean general circulation models // J. Phys. Oceanogr. 1994. V. 24. № 6. P. 1425–1430.
318. *Zelenko A.A.* Reducing wind observations on the high seas to standard levels // WMO. CMM-MC-V/DOC 24. 1986. 5 p.
319. *Zelenko A.A., Resnyansky Yu.D.* SST monitoring in the tropical zone of the World Ocean: Capabilities of the real-time observing system // Proceedings of the International Scientific Conference on the TOGA Programme (2-7 April 1995, Melbourne, Australia). Volume I. WCRP-91, WMO/TD No. 717. December 1995. P. 226-231.
320. *Zelenko A.A., Resnyansky Yu.D.* Seasonal changes of hydrographic fields in a numerical model of the Japan sea // Proceedings of Fourth CREAMS Workshop. 12-13 February. Vladivostok. 1996. P. 143-146.
321. *Zelenko A.A., Resnyansky Yu.D.* Water exchange between the Arctic Ocean and adjacent basins: Essential role of short-term variations // Research activities in atmospheric and oceanic modelling. CAS/JSC WGNE. Report No. 33. WMO. 2003. P. 8.20-8.21.
322. *Zelenko A.A., Resnyansky Yu.D.* Deep convection simulated by OGCM with different types of atmospheric forcing // Research activities in atmospheric and oceanic modeling. CAS/JSC WGNE. Report No. 35. WMO. 2005. P. 8.11-8.12.
323. *Zelenko A.A., Resnyansky Yu.D.* Interannual variations of the upper ocean mixed layer in deep convection regions as revealed by numerical experiments with an OGCM // Research activities in atmospheric and oceanic modelling. CAS/JSC WGNE. WMO/TD - No. 37. WMO. 2007. P. 8.07-8.08.
324. *Zelenko A.A., Resnyansky Yu.D., Tsyrulnikov M.D., Strukov B.S., Svirenko P.I.* Development of a Global Ocean Data Assimilation System // Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling. Ed. by J. Cote. Report No. 38. 2008. P. 08-17–08-18.
325. *Zelenko A.A., Strukov B.S., Resnyansky Yu.D., Martynov S.L.* Verification of the wind wave forecasting system for the Baltic sea // Research activities in atmospheric and oceanic modelling. CAS/JSC WGNE. WCRP Report No. 12/2015. WMO. 2015. P. 8.23-8.24.
326. *Zilitinkevich S.S., Chalikov D.V., Resnyansky Yu.D.* Modelling the oceanic upper layer // Oceanologica Acta. 1979. V. 2. № 2. P. 219–240.