

УДК 551.46

ИЗМЕНЧИВОСТЬ КУПОЛА ТЕМПЕРАТУРЫ ГЛУБИННОЙ ВОДЫ МОРЯ УЭДДЕЛЛА В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ИНТЕНСИВНОСТИ ЦИКЛОНИЧЕСКОГО ПОЛЯ ВЕТРА

© 2024 г. Е. Г. Морозов^{a, *}, В. В. Багатинская^{b, c, d},
В. А. Багатинский^{a, b, c, d}, Н. А. Дианский^{b, c, d}

^aИнститут океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Нахимовский пр., 36, 117218, Москва, Россия,

^bМосковский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Физический факультет,
ул. Ленинские Горы 1, 119991, Москва, Россия

^cГосударственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова, ул. Кропоткинская, 6, 119034, Москва, Россия

^dИнститут вычислительной математики им. Г.И. Марчука, ул. Губкина, 8, 119333, Москва, Россия

*e-mail: egmorozov@mail.ru

Поступила в редакцию 10.04.2024 г.

После доработки 15.06.2024 г.

Принята к публикации 10.07.2024 г.

Изучена изменчивость положения купола глубинной воды моря Уэдделла по данным EN4 по температуре и солёности для среднемесячных февральских и августовских условий в 1993–2012 гг. в зависимости от напряжения трения ветра, рассчитанного по данным JRA55-do. Сам купол рассматривается в районе 60–67° S и 10–25° W. Диапазон потенциальных температур в слое глубинной воды моря Уэдделла 0.02–0.2°С. Наблюдаемый среднефевральский с 1993 по 2012 гг. купол изотерм и изопикн формируется как следствие интенсификации термохалинной циркуляции в целом, так и ветровой циркуляции вод в море Уэдделла. Под воздействием сезонной изменчивости циклонического характера и интенсивности ветрового поля изотермы испытывают периодический подъем и опускание. Вытекание глубинной воды моря Уэдделла в основном происходит через Оркнейский проход с глубиной поперечного хребта около 3600 м. В зависимости от поднятия или опускания изотерм в районе этого прохода в море Скоша поступают более теплые или более холодные Антарктические донные воды.

Ключевые слова: море Уэдделла, глубинная вода, донная вода, сезонная изменчивость, численная модель

DOI: 10.31857/S0002351524050093 **EDN:** HXQTNC

1. ВВЕДЕНИЕ: ОСОБЕННОСТИ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД В АТЛАНТИЧЕСКОМ СЕКТОРЕ ЮЖНОГО ОКЕАНА

Воды Южного океана подразделяются на поверхностные, промежуточные, глубинные и донные [Антипов и Клепиков, 2003]. В поверхностных водах выделяют следующие водные массы: Антарктические шельфовые воды (АШВ), Антарктические поверхностные воды (АПВ) и Субантарктические поверхностные воды (САПВ); в промежуточных и глубинных слоях выделяют: Антарктические промежуточные воды (АПрВ), Циркумполярные глубинные воды (ЦГВ) и Антаркти-

ческие донные воды (ААДВ) [Wüst, 1936; Deacon, 1937; Lynn and Reid, 1968; Mantyla and Reid, 1983; Morozov et al., 2021].

Именно ЦГВ занимает основной объем вод Южного океана и распространяется с запада на восток Антарктическим циркумполярным течением (АЦТ), в отличие от подстилающей ее и образующей абиссальный слой большей части Мирового океана ААДВ [Wüst, 1936; Deacon G.E.R., 1937; Lynn and Reid, 1968; Mantyla and Reid, 1983]. Следует отметить, что в процессе охлаждения и опреснения ЦГВ в высоких широтах Южного океана происходит не только формирование ААДВ, но и обновление самой ЦГВ [Morozov et al., 2021].

Так же, как и для ААДВ, процесс обновления ЦГВ происходит не по всему периметру Антарктиды, а локализуется всего в нескольких районах Антарктики, в частности, в море Уэдделла. В свою очередь, ЦГВ разделяют на верхние Циркумполярные глубинные воды (ВЦГВ), характеризующиеся низким содержанием растворенного кислорода и относительно высокой концентрацией фосфатов и нитратов, и нижние Циркумполярные глубинные воды (НЦГВ), имеющую самую высокую в Южном океане соленость.

Автор работы [Sverdup, 1933], анализируя минимумы и максимумы солености, пришел к выводу об опрокидывающейся циркуляции (overturning circulation) в Южном океане, схематично показанной на рис. 1 [Speer et al., 2000; Rintoul et al., 2001]. Согласно [Speer et al., 2000] верхняя ячейка севернее 70°S формируется главным образом за счет Экмановского переноса на север под воздействием сильных западных ветров, образуя антициклонический круговорот, охватывающий водные массы АПрВ и ВЦГВ. Южнее 70°S образуется циклонический круговорот, охватывающий Североатлантические глубинные воды

(САГВ), НЦГВ и ААДВ за счет вихревого переноса на юг в слое ВЦГВ и потери плавучести из-за поверхностного выхолаживания, формирующего более плотные воды ААДВ вблизи Антарктического континента. Самые плотные и холодные воды ААДВ распространяются вдоль дна к экватору. Эта картина, по крайней мере частично, обусловлена ветровым напряжением, действующим на поверхность моря: к югу от максимальных западных ветров (которые обычно находятся вблизи АЦТ), где происходит дивергенция Экмановского переноса и глубинные воды поднимаются в верхние слои. К северу от максимума западного ветра (60°S) Экмановский перенос является конвергентным, образуя так называемую Экмановскую накачку и подъем вод, а южнее 60°S поверхностные воды опускаются вглубь океана [Speer et al., 2000; Rintoul et al., 2001].

Водные массы в верхнем $\sim 300\text{-м}$ слое океана, перемещаемые из Южного океана в более низкие широты в рамках структуры меридиональной опрокидывающейся циркуляции (рис. 1), отвечают за обновление вод в промежуточных и абиссальных глубинах океанов южного полушария.

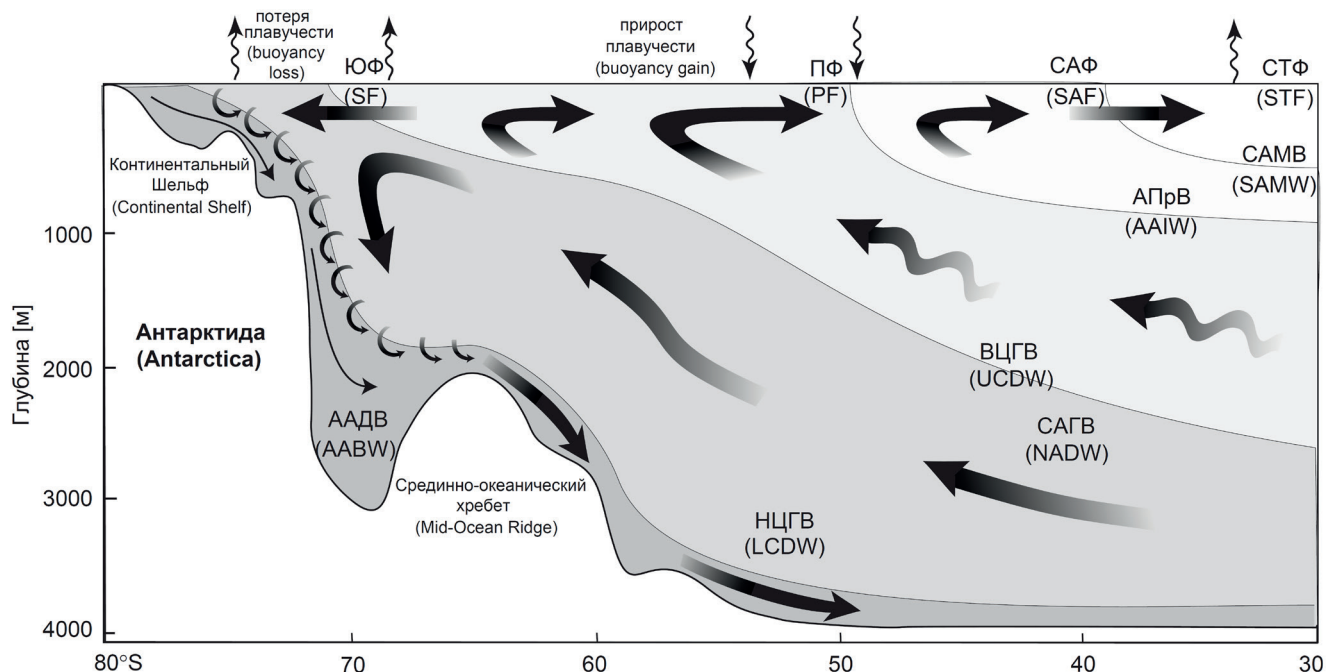


Рис. 1. Схематический вид меридиональной опрокидывающейся циркуляции и распределение водных масс в Южном океане согласно [Speer et al., 2000; Rintoul et al., 2001]. ПФ — Полярный фронт (PF); САФ — Субантарктический фронт (SAF); STF — Субтропический фронт (STF); АПрВ — Антарктические промежуточные воды (AAIW); ВЦГВ — Верхние циркумполярные глубинные воды (UCDW); НЦГВ — нижние циркумполярные глубинные воды (LCDW); САГВ — Североатлантические глубинные воды (NADW); ААДВ — Антарктические донные воды (AABW); САПВ — Субантарктические модальные воды (SAMW).

Именно эта меридиональная структура циркуляции отвечает за то, что во всей Атлантике севернее 60°S океанический меридиональный перенос тепла направлен на север, тогда как в Тихом океане он осуществляется к северу и югу от Экватора.

Трехструйная структура АЦТ (рис. 2) была описана в работах [Антипов и Клепиков, 2003; Orsi et al., 1995]. Эти струи были идентифицированы по данным океанографических станций. Когда в последнее десятилетие двадцатого века в науку об океане была введена спутниковая альтиметрия, появился ряд работ, основанных на спутниковых данных, показывающих более сложную структуру АЦТ. Так в [Sokolov and Rintoul, 2009] авторы показали, что три струи АЦТ — это среднее основное климатическое состояние, в то время как за более короткие периоды Субантарктический фронт (САФ) АЦТ и Полярный фронт (ПФ) АЦТ делятся еще на три струи каждая, а Южный фронт (ЮФ) АЦТ на две струи, а также одна струя на южной границе АЦТ, т.е. всего 9 струй. В работе [Тараканов и Гриценко, 2018] показано, что структура АЦТ включает в себя 12 одновременно существующих струй.

Если рассматривать более общую картину, то крупномасштабная динамика вод антарктической зоны Южного океана характеризуется наличием замкнутой циклонической активности (рис. 2). Наиболее известными круговоротами являются круговороты Уэдделла [Ryan et al., 2016] (рис. 2) и Росса, расположенные к югу от АЦТ [Deacon, 1937; Клепиков, 1963; Гурецкий и др., 1997; Reid et al., 1986]. В их формировании основную роль играют напряжение ветра, топография дна и конфигурация береговой линии. Из-за топографии дна воды поворачивают к югу от южной периферии АЦТ, вследствие чего формируются восточные периферии отмеченных выше круговоротов, обеспечивающие поступление более теплых и соленых ЦГВ к материковому склону Антарктиды. ЦГВ, поступающая с восточными ветвями круговоротов, вблизи бровки континентального шельфа Антарктиды, над материковым склоном смешивается с АПВ и АШВ, которые являются самыми плотными водами в Южном полушарии [Morozov et al., 2021]. В результате смешения этих вод образуется водная масса, которая достигает абиссальных глубин, что дает начало формированию ААДВ

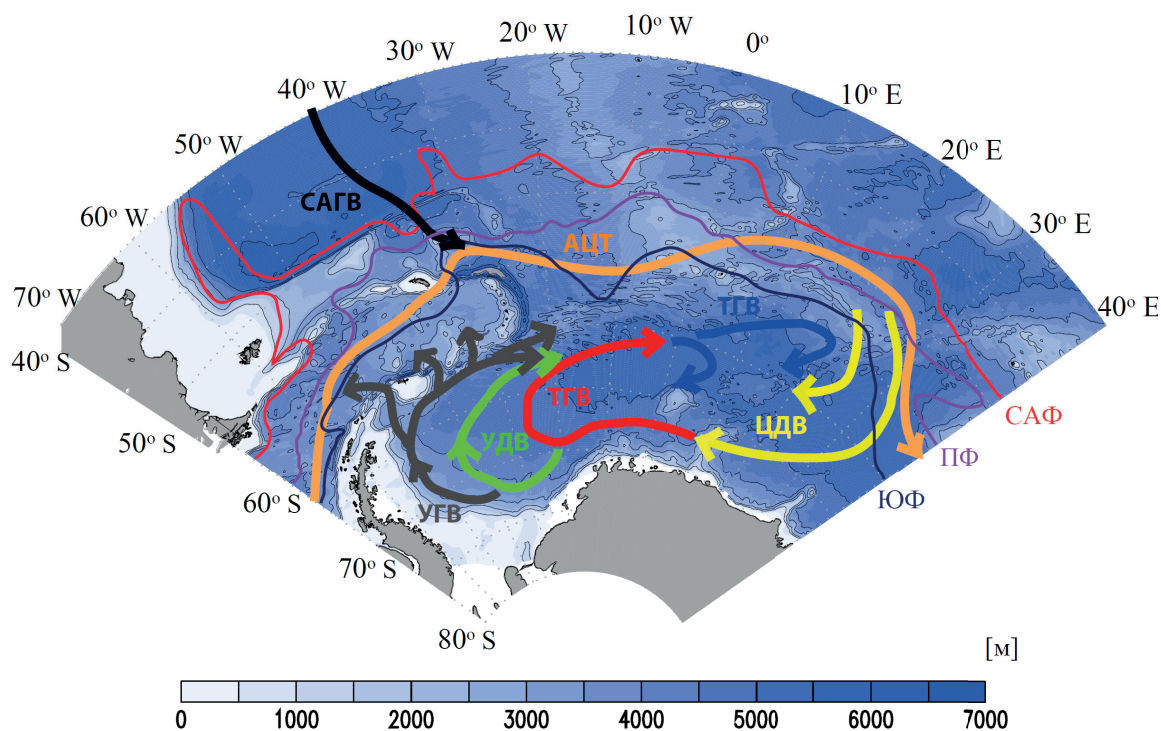


Рис. 2. Схема основных течений, фронтов САФ, ПФ, ЮФ АЦТ и круговоротов в Южном океане и море Уэдделла, основываясь на [Ryan et al., 2016], на фоне батиметрии дна GEBCO. АЦТ — Антарктическое циркумполярное течение, САГВ — Североатлантические глубинные воды, УГВ — глубинные воды моря Уэдделла, УДВ — донные воды моря Уэдделла, ТГВ — теплые глубинные воды, ЦДВ — циркумполярные донные воды.

[Foster and Carmack, 1976; Baines and Condie, 1998]. Район активного взаимодействия поверхностных и глубинных вод, характеризующийся заметными горизонтальными градиентами океанологических параметров в направлении перпендикулярном берегу, принято именовать Антарктическим склоновым фронтом [Jacobs, 1991].

Более 60% ААДВ образуется в море Уэдделла [Orsi et al., 1999], что делает его ключевым регионом для глубокой и холодной ветви глобальной термохалинной циркуляции (ТХЦ), формирующую структуру меридиональной опрокидывающейся циркуляции. Объемный поток ААДВ из Южного океана на север оценивается [Stommel and Arons, 1960; Gill, 1973] примерно в 20 Св ($1 \text{ Св} = 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$) с учетом переноса вышележащих водных масс. Важными компонентами и так называемыми предшественниками ААДВ являются глубинные и донные воды моря Уэдделла (УГВ и УДВ) на южной и западной окраинах моря Уэдделла. УГВ и УДВ образуются в результате взаимодействия более теплых средне-глубинных и поверхностных водных масс с различными типами шельфовых вод [Foster and Carmack, 1976; Gill, 1973; Foldvik et al., 1985]. Перенос УДВ западным пограничным течением круговорота Уэдделла колеблется от 1 до 4 Св. Отток зависит от сезонности с минимальными температурами и максимальными скоростями в начале августа [Fahrbach et al., 1995]. Усиленная вентиляция обусловлена закачкой относительно пресной шельфовой воды, обнаруженной вблизи северной оконечности Антарктического полуострова [Gordon et al., 2001]. Донные воды моря Уэдделла слишком плотные, чтобы вытекать непосредственно из моря Уэдделла. Вытекающая донная вода является смесью с УГВ. В УГВ могут также входить недавно вентилируемые УГВ из восточного сектора Индийского океана [Meredith et al., 2000].

Море Скоша является наиболее прямым путем для движения УГВ на север и вносит свой вклад в глобальную опрокидывающую циркуляцию [Locarnini et al., 1993]. УГВ может проникать в море Скоша через глубокие разломы в хребте Саут-Скоша (South Scotia Ridge), из которых Оркнейский проход (Orkney Passage) глубиной 3600 м является самым глубоким [Gordon et al., 2001; Naveira Garabato, 2002a], или через проходы в южной части Сандвичевых островов [Naveira-Garabato et al., 2002a,b; Meredith et al., 2001a,b].

Направленный на север поток глубинных вод в Оркнейском проходе вытекает из моря Уэдделла [Gordon et al., 2001].

В литературе описан ряд исследований изменчивости глубинных и донных вод в море Уэдделла [Schröder and Fahrbach, 1999; Fahrbach et al., 2004; Silvano et al., 2023], однако отсутствие четко определенных тенденций в свойствах УГВ привлекло внимание к процессам, которые могли бы контролировать характеристики этих вод при вытекании из моря Уэдделла. Основываясь на гидрографических данных моря Скоша авторы работ [Meredith et al., 2001a,b, 2008] предположили, что изменения в циклонической активности над круговоротом Уэдделла могут повлиять на крутизну изопикнических поверхностей в северной части моря Уэдделла и, следовательно, на температуру самой холодной воды, которая пересекает хребет Саут-Скоша. Авторы статьи [Jullion et al., 2014] использовали более полный набор данных и обнаружили удивительно короткую задержку (лаг) в несколько месяцев между изменениями напряжения ветра в круговороте Уэдделла и температурами выносимых УГВ. Если бы такие процессы были актуальны в десятилетнем масштабе времени, наблюдаемое усиление ветров над Южным океаном [Thompson and Solomon et al., 2002] могло бы быть вероятной причиной потепления ААДВ в Атлантике [Zenk and Morozov, 2007; Campos et al., 2021] из-за того, что самые холодные УГВ не смогли бы пересечь хребет Саут-Скоша [Meredith et al., 2008].

Авторы [Meredith et al., 2001ab, 2008] выдвинули гипотезу о том, что воздействие циклонической активности на протяженность круговорота Уэдделла может контролировать вынос УГВ на север через хребет Саут-Скоша. Однако важно отметить, что классическая бароклинная регуляция течений АЦТ [Diansky et al., 2022] по всему кругу характеризуется временными масштабами в десятилетия [Anderson and Gill, 1975], что приводит к значительно более длительному времени отклика. Таким образом, на любые сравнительно медленные изменения оттока из-за изменений циклонической активности будут накладываться более быстрые (и потенциально более масштабные) изменения из-за баротропных процессов и процессов Экмана вблизи самого оттока. Поэтому, изучение циклонической активности, обеспечивающей поступление ЦГВ в высокие широты, крайне важно.

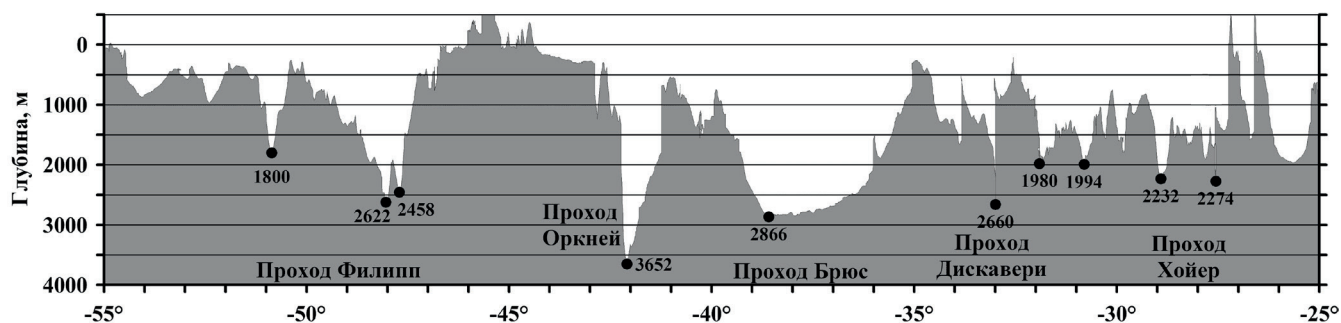


Рис. 3. Профиль глубин и высот вдоль гребня хребта Саут-Скоша (South Scotia Ridge) [Morozov et al., 2021].

Антарктические донные воды вытекают на север из моря Уэдделла в море Скоша через несколько проходов в подводном хребте Саут-Скоша (рис. 3) [Morozov et al., 2021]. По данным работы [Naveira Garabato, 2002b], поток ААДВ, образованной в море Уэдделла оценивается как 9.7 ± 3.7 Св. Перенос УГВ через хребет Саут-Скоша оценен как 6.7 ± 1.7 Св. Основная часть ААДВ вытекает на север из моря Уэдделла через самый глубокий (более 3600 м) Оркнейский проход. Потенциальная температура вытекающей воды около -0.54°C [Naveira Garabato, 2002b; Morozov et al., 2022].

Поступление ААДВ из моря Уэдделла изменчиво, но постоянно по направлению. В работе [Gordon et al., 2010] описан сезонный цикл придонных температур с потоком холодных вод в мае/июне и более теплых в октябре/ноябре, но время этих фаз каждый год меняется. Наиболее холодная придонная вода обнаружена в 1999 г. и 2002 г., тогда как в 2000 г. холодной фазы не было [Gordon et al., 2010] (рис. 4). На основании скоростей течений и характеристик водных масс сделан вывод, что импульсы холодных и теплых фаз исходят из юго-западной части моря Уэдделла. Сезонные колебания свойств донных вод моря Уэдделла определяются, главным образом, сезонным циклом ветров над западной окраиной моря Уэдделла. Межгодовые колебания связаны с изменчивостью характера циклонического ветрового поля над морем Уэдделла и, следовательно, с крупномасштабными климатическими явлениями.

В работе [Abrahamsen et al., 2019] на основании наблюдений в море Скоша показано, что с 2014 г. прекратилось уменьшение потока ААДВ и, следовательно, произошло уменьшение вклада в меридиональную циркуляцию в Атлантическом океане. Наиболее сильное снижение объема са-

мых плотных слоев в потоке ААДВ наблюдалось с начала 1990-х по 2014 г.; с тех пор ситуация стабилизировалась и частично восстановилась.

Изменчивость температуры ААДВ в Аргентинской котловине определяется разной температурой воды, которая вытекает через Оркнейский проход [Morozov et al., 2021]. Приведем интерпретацию перетока ААДВ из моря Уэдделла в море Скоша, предложенную в [Coles et al., 1996; Meredith et al., 2008]. Вариации интенсивности атмосферного форсинга на круговорот вод моря Уэдделла влияют на вынос глубинных вод моря Уэдделла через хребет Саут-Скоша. Самая холодная и плотная вода вытекает через Оркнейский проход на глубине около 3600 м. Изопикнические поверхности в море Уэдделла становятся либо более крутыми, либо более пологими под воздействием интенсивности циклонического круговорота вод, вызванного изменчивостью циклонической активности, что приводит к изменениям плотности самой глубокой части глу-

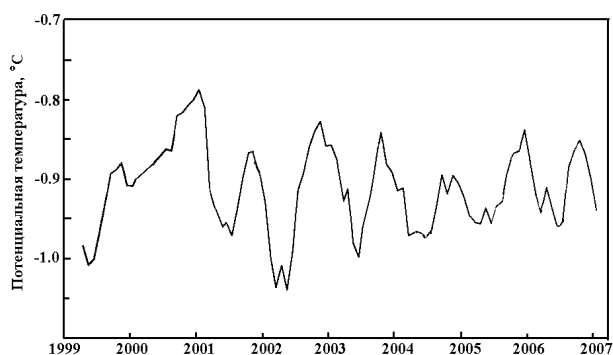


Рис. 4. Изменчивость потенциальной температуры ($^\circ\text{C}$) за 8-летний период с 1999 по 2007 гг. по измерениям около дна на буе ($63^\circ 32'$ ю.ш., $41^\circ 47'$ з.д., 4560 м) перед вытеканием донной воды через Оркнейский проход (Orkney Passage) из моря Уэдделла в море Скоша согласно [Gordon et al., 2010].

бинной воды моря Уэдделла, выносимой через хребет Саут-Скоша в море Скоша через Оркнейский проход. Куполообразные изотермические и изопикнические поверхности в районе 60° – 67° S и 10° – 25° W в диапазоне потенциальных температур (0.02 – 0.2°C) для простоты будем далее называть куполом глубинной воды моря Уэдделла. Эта изменчивость вытекающей воды происходит из-за того, что верхняя граница купола глубинной воды моря Уэдделла близка к глубине Оркнейского прохода. Более интенсивный круговорот Уэдделла в период сильных ветров заглубляет верхнюю границу холодной воды к югу от хребта Саут-Скоша и более плотная (более холодная) часть глубинной воды моря Уэдделла уже не может вытекать через Оркнейский проход глубиной 3600 м. Поэтому на север вытекает менее холодная вода. При ослаблении ветра верхняя граница купола глубинной воды моря Уэдделла поднимается, и более холодная вода может вытекать на север в море Скоша. Объемы более холодной или более теплой воды, прошедшие через море Скоша и Южно-Сандвичев желоб (South Sandwich Trench), циркулируют в Аргентинской котловине в зависимости от температуры воды, вытекающей из моря Уэдделла. Схема изопикн в море Уэдделла и разрез потенциальной температуры и плотности поперек моря Уэдделла по данным разреза A23 (1995 г., рис. 5) показаны на рис. 6 из [Morozov et al., 2021]. Показаны два типа изопикн: при «нормальном» глубоководном формировании при умеренном ветровом воздействии (пунктирные линии) и при сильном воздействии, приводящем к раскрутке вращения и конвекции в середине круговорота Уэдделла (сплошные линии).

Таким образом, интенсивность перетока ААДВ из моря Уэдделла в море Скоша, зависит от условий формирования купола глубинной воды моря Уэдделла, в свою очередь зависящих от условий ветрового воздействия на циркуляцию вод этого моря. Поэтому целью настоящей статьи является исследование формирования сезонной и межгодовой изменчивости купола глубинной воды моря Уэдделла, вызванного в основном изменчивостью циклонической активности, на основе комплексного подхода, объединяющего анализ данных наблюдений и численное моделирование циркуляции вод Южного океана.

2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

2.1. Используемая модель океана

Для восстановления циркуляции Южного океана использовалась глобальная модель общей циркуляции океана (МОЦО) INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model), разработанная в Институте вычислительной математики им. Г. И. Марчука Российской академии наук (ИВМ РАН).

INMOM уже на протяжении более чем двух десятилетий используется в качестве океанического блока российской модели земной системы (МЗС) INMCM (Institute of Numerical Mathematic Climate Model) различных версий [Дианский и Володин, 2002; Дианский и др., 2006; Володин и др., 2010, 2013, 2018]. МЗС INMCM различных версий участвовала в 4-м, 5-м 6-м международном проекте по расчетам и прогнозам климатических изменений CMIP (Coupled Model Intercomparison Project, <http://cmip-pcmdi.llnl.gov>), результаты которых

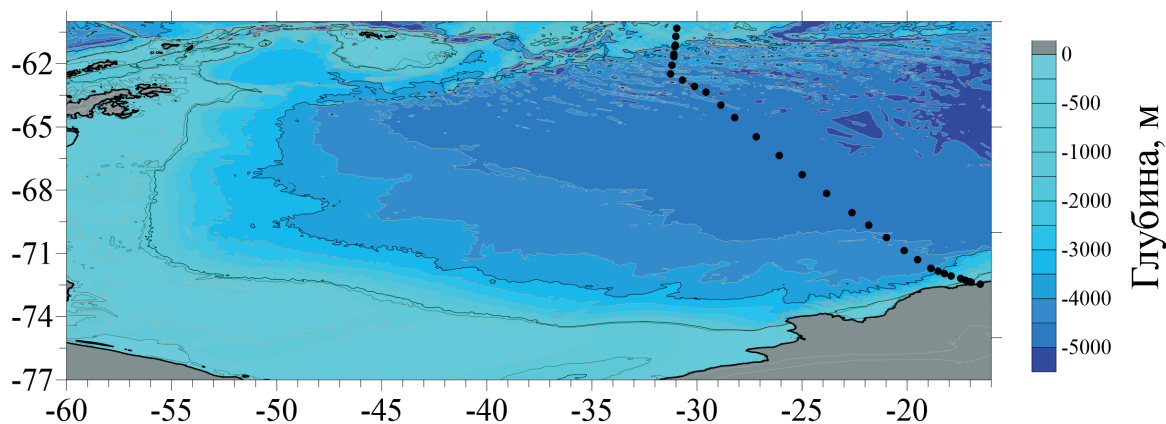


Рис. 5. Положение станций разреза A23 в море Уэдделла в 1995 г.; экспедиция на судне James Clark Ross, рейс 10, март–апрель 1995 г.

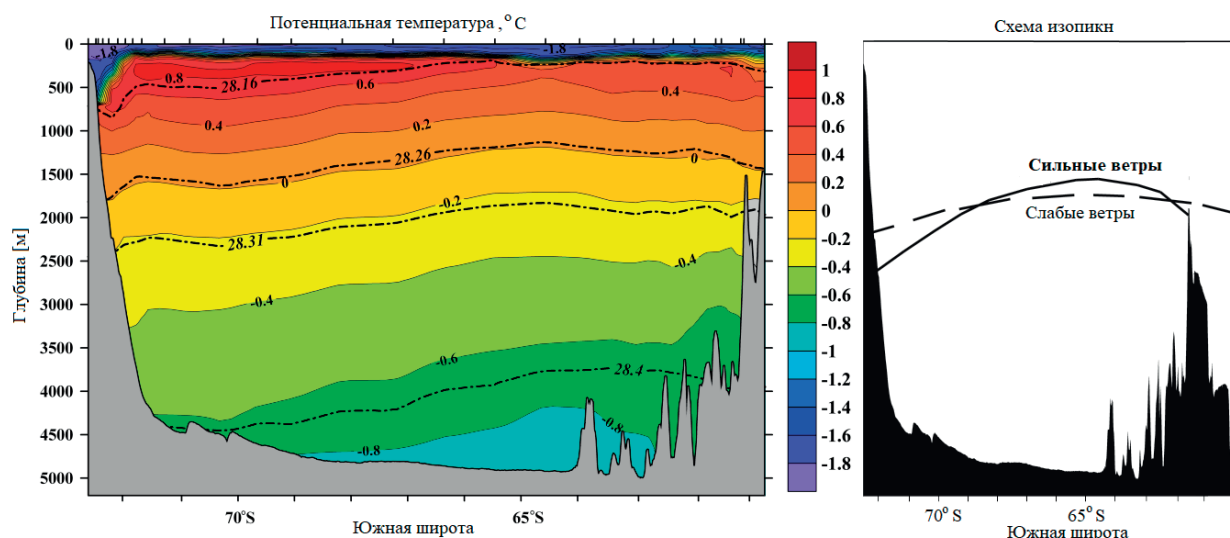


Рис. 6. Вертикальный разрез потенциальной температуры (°C) и нейтральной плотности в море Уэдделла (левая панель) и схема изопикн в море Уэдделла (правая панель). Разрез построен по данным измерений на разрезе A23 (южная часть) в марте и апреле 1995 г. [Morozov et al., 2021].

вошли, соответственно, в AR-4, AR-5 и AR-6 оценочные доклады Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) (см., например, [Stocker et al., 2013; Masson-Delmotte et al., 2021]). Кроме того, глобальная версия INMOM участвовала во второй фазе международного проекта CORE (Coordinated Ocean-ice Reference Experiment) [Дианский и др., 2006], которая была посвящена изучению изменчивости циркуляции вод Мирового океана в т.ч. и для исследований Южного океана [Downes et al., 2015; Farneti et al., 2015]. В приложении к потокам донных вод в глубинных узких каналах Атлантического океана модель использовалась в работах [Фрей и др., 2018; Frey et al., 2019]. В работе [Ivanov et al., 2024] INMOM использовалась для изучения отклика циркуляции Северного Ледовитого океана и характера его водообмена с Северной Атлантикой на межгодовую изменчивость крупномасштабного поля ветра.

2.2. Конфигурация модели

Версия INMOM для Мирового океана, используемая в этом исследовании, построена в криволинейной ортогональной системе координат посредством конформного преобразования географической системы. Чтобы избежать проблемы сходимости сетки вблизи Северного географического полюса, «северный» полюс на модельной сетке расположен в точке 90° E, 60° N,

в то время как модельный «южный» полюс совпадает с Южным географическим полюсом. Пространственное разрешение составляет $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ в горизонтальных координатах (1440 × 720 узлов сетки) и 33 σ -уровня, неравномерно распределенных по глубине. Временной шаг для интегрирования модельных уравнений был установлен равным 5 минутам для обеспечения стабильности решения. Эта же версия модели уже применялась для изучения формирования циркуляции вод АЦТ [Diansky et al., 2022], когда была выделена его основная трехструйная структура в проливе Дрейка.

2.3. Используемые данные по температуре и солёности, атмосферного воздействия и батиметрии дна

Для задания начальных условий в модели использовались глобальные поля температуры и солёности из объективного анализа данных наблюдений EN4.2.2 [Gouretski and Reseghetti, 2010; Good et al., 2013], Полученными в метеорологическом бюро Великобритании (MetOffice, UK) как продукт двух европейских проектов: Enhanced Ocean Data Assimilation and Climate Prediction (ENACT) и ENSEMBLES [Ingleby and Huddleston, 2007] (Таблица).

Для расчёта атмосферного воздействия для INMOM используются открытые данные JRA55-do (<https://climate.mri-jma.go.jp/pub/ocean/JRA55-do/>), специально предназначенные для проведе-

Таблица. Характеристика данных EN4 по температуре и солености Мирового океана

Данные	EN
Версия	4.2.2
Разработчик	MetOffice (UK)
Охватываемый период	1900–2024
Шаг по времени	1 месяц
Пространственное разрешение	1° × 1°
Количество горизонтов	42
Нижний горизонт, м	5350
Источник данных	WOD18, ASBO, GTSP, Argo (XBT, MBT, CTD)

ния автономных расчетов циркуляции глобального океана [Tsujino et al., 2018].

Батиметрия для этой версии модели задавалась по данным GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans) [Becker et al., 2009].

2.4. Метод диагноза-адаптации как основа восстановления динамики океана

Восстановление среднемесячной глобальной циркуляции с помощью МОЦО проводилось с помощью метода «диагноза-адаптации» А.С. Саркисяна [Sarkisyan and Sündermann, 2009]. Этот метод позволяет восстанавливать динамику океана по заданному термохалинному состоянию по данным наблюдений. Он уже успешно применялся для изучения природы основной трехструйной природы циркуляции АЦТ в проливе Дрейка [Diansky et al., 2022]. С его помощью также были изучены океанические механизмы мультidesятилетних колебаний вод Северной Атлантики [Дианский и Багатинский, 2019; Багатинский и Дианский, 2021, 2022].

Для целей настоящей работы был выбран климатический период 1993–2012 гг., поскольку большинство моделей средней динамической топографии, таких как CNES-CLS13 [Rio et al., 2014], MDOT APDRC 2014 [Maximenko et al., 2014] и DTU15MDT [Andersen and Knudsen, 2016], построенные геодезическим методом (более подробно описан в [Diansky et al., 2022]), были рассчитаны именно для этого периода, а их результаты использовались в [Diansky et al., 2022] для верификации и сравнения расчетов по INMOM.

Восстановление среднемесячной глобальной циркуляции проводилось для февральских и августовских средних состояний за этот период. Февраль и август выбраны в качестве наиболее типичных океанографических месяцев лета и зимы в Южном полушарии. При применении метода «диагноза-адаптации», более подробно описанного в работах [Дианский и Багатинский, 2019; Багатинский и Дианский, 2021, 2022], проводится двухэтапное взаимное приспособление трехмерных термохалинных полей, изначально задаваемых из наблюдений, и рассчитываемой с помощью модели циркуляции вод.

Первый этап, называемый «диагнозом», состоит в «замораживании» климатического термохалинного состояния в модели океана из данных наблюдений. Исходные условия для потенциальной температуры и солености были подготовлены на основе данных EN4.2.2, усредненных за период 1993–2012 гг., отдельно за февраль и август, чтобы оценить сильно отличающиеся летнее и зимнее состояния океана.

Для восстановления циркуляции океана с помощью МОЦО по методу диагноза-адаптации достаточно задавать на поверхности океана из данных JRA55-do только напряжение трения ветра, поскольку для расчета температуры и солёности на поверхности океана задаётся условие Дирихле, т.е. задаются температура и солёность на поверхности океана (ТПО и СПО) по данным EN4.2.2. и потоки тепла и пресной воды не нужно рассчитывать. Чтобы восстановить выбранные климатические состояния динамики океана, было рассчитано среднее климатическое напряжение ветра за 1993–2012 гг. для февраля и августа.

Поскольку термохалинное состояние не меняется со временем в процессе диагноза, модель морского льда в этой формулировке не используется. Последнее предположение оправдано, поскольку скорость дрейфа морского льда хорошо согласуется со скоростью на поверхности моря, и, фактически, морской лед является лишь частью верхнего слоя океана. Стоит также отметить, что используемые граничные условия в модели для температуры и солености на поверхности океана взяты из данных наблюдений, то есть в них уже аккумулирован весь спектр атмосферного воздействия и приповерхностной динамики океана. За счет этого, в наших расчётах учитывается реальная динамика верхнего слоя океана. Для расчета дрей-

фовой составляющей течений, ветер учитывается напрямую. Таким образом, на этапе диагноза рассчитываются градиентные течения и дрейфовые течения независимо друг от друга. Следует отметить, что восстановление градиентной составляющей циркуляции при таком подходе аналогично хорошо известному в океанографии «динамическому» методу. Однако использование полной МОЦО позволяет избежать проблемы задания «контрольной поверхности», которая является самым слабым местом «динамического» метода, поскольку МОЦО восстанавливает общую трехмерную картину течений от поверхности до дна, следует отметить, что градиентные течения содержат ошибки, обусловленные ошибками, имеющимися в исходных термохалинных полях. При этом сами термохалинные поля не согласованы с полями течений, поскольку не зависят от них.

Для того, чтобы устранить эти недостатки и необходим второй этап адаптации, заключающийся в дальнейшем запуске модели с вычислением согласованных между собой всех океанических характеристик (включая термохалинные), стартуя с данных, полученных на этапе диагноза. В дополнение к напряжению ветра для уравнений скорости требуются граничные условия для уравнений температуры и солёности. Самый простой метод для этого — использование условий Дирихле с заданием ТПО и СПО. Это позволяет избежать необходимости использовать модель морского льда и вычислять потоки тепла и пресной воды на поверхности моря. Кроме того, адаптация необходима для приведения исходного термохалинного состояния в соответствие с условиями модели: пространственным разрешением, топографией, циркуляцией и т.д., как показано в [Sarkisyan and Sündermann, 2009; Frey et al., 2019].

Таким образом, в нашем подходе модель используется для восстановления полной согласованной динамики океана, включая градиентную и ветровую составляющие циркуляции. Используя INMOM, все компоненты динамики океана реконструируются по заданной температуре, солёности и напряжению ветра: уровень моря, циркуляция, функция тока меридиональной опрокидывающейся циркуляции и др.

Запуск модели в режиме диагноза продолжался в течение 30 дней с использованием фиксированных температуры и солёности из EN4. За это время

модельная циркуляция адаптируется к заданным полям плотности в средних и высоких широтах, и продолжать дальнейшее моделирование не имеет особого смысла [Sarkisyan and Sündermann, 2009].

Следует отметить, что, за исключением узкой приэкваториальной зоны, динамика океана находится в квазигеострофическом состоянии, т.е. плотность определяет структуру градиентных геострофических течений. Поскольку динамика океана быстро (несколько инерционных периодов) приспособляется к квазигеострофическому равновесию, циркуляция может быть восстановлена в течение короткого периода диагноза, составляющего всего 1 месяц.

Расчет INMOM в режиме адаптации продолжался в течение 60 дней. Двух месяцев обычно достаточно для приведения термохалинного состояния в согласованное с течениями состояние [Sarkisyan and Sündermann, 2009]. При этом имеющиеся грубые ошибки в исходных полях температуры и солёности так же устраняются. Если продолжить дальнейший расчет модели, исходные термохалинные поля, полученные по данным наблюдений, будут меняться в соответствии с модельным климатом, который зависит от параметров модели и, прежде всего, от ее пространственного разрешения, физических параметризации, численного метода модели и т.п.

Моделирование методом диагноза–адаптации было выполнено для условий февраля и августа, как типичными летними и зимними месяцами, соответственно. Из-за тепловой инерции океана годовые колебания отстают от календарных примерно на 1 месяц. Таким образом, учет климатических условий в феврале и августе позволяет изучать АЦТ отдельно для характерных зимних и летних условий.

При выполнении моделирования в режиме адаптации были использованы ранее описанные условия Дирихле морской поверхности для температуры и солёности. Поскольку использовались средние по климату (т.е. сглаженные) поля ТПО и уровня моря, смоделированная динамика АЦТ оказалась недостаточно проработанной. В результате зональная скорость и меридиональный наклон высоты поверхности моря от Антарктиды до средних широт также были недооценены. Чтобы свести к минимуму этот эффект, при моделировании в режиме адаптации в правую часть уравнения меридиональной скорости на

каждом временном шаге в широтной зоне от Антарктиды до 45° S (широты, где уровень моря близок к нулю) был добавлен компенсационный член, который пропорционален разнице между двумя зональными средними значениями уровня моря: первое оценивается по данным спутниковой альтиметрии (рис. 3а в [Armitage et al., 2018]), а второе моделируется с помощью INMOM. Это позволило получить динамические характеристики, более близкими к реальным, так как в компенсационном члене учитываются данные спутниковых измерений.

Результаты моделирования были усреднены за последние 5 дней расчетов для их анализа. Усреднение необходимо, поскольку в решении присутствуют инерционные колебания и длинные гравитационные волны (которые необходимо подавить), что вызвано еще не стабилизированной околоэкваториальной циркуляцией. Моделирование показало, что эта версия INMOM адекватно воспроизводит средне-климатическую наблюдаемую структуру общих гидрофизических полей в средних и высоких широтах. Ранее на основе представленной модели была подтверждена трехструйная структура АЦТ [Diansky et al., 2022], показан механизм формирования фаз Атлантической мультideкадной (мультidesятилетней) осцилляции [Дианский и Багатинский, 2019], а также смоделировано наблюдавшееся замедление с 1991 г. функции тока Атлантической меридиональной опрокидывающейся циркуляции [Багатинский и Дианский, 2022].

Несмотря на то, что расчеты проводились для всей области Мирового океана, в настоящей работе для целей нашей статьи проведен анализ состояния вод только для моря Уэдделла.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ

3.1. Предмет исследования

В работе была изучена сезонная изменчивость структуры изотермических и изопикнических поверхностей (рис. 6) УГВ по данным EN4 за 1993–2012 гг. летом и зимой в зависимости от напряжения трения ветра, рассчитанного по данным JRA55-do за 1993–2012 гг.

3.1.1. Напряжение трения ветра

Векторы среднего напряжения трения ветра τ на $60\text{--}66^\circ \text{ W}$ меняют свое направление в зависи-

мости от климатических условий. Зимой напряжение трения ветра достигает 0.16 Па (рис. 7б), что объясняется сильными западными ветрами в этот период, в сравнении с летним периодом, когда значение не превышает 0.13 Па (рис. 7а). Кроме того, хорошо видно, что циклонический характер поля ветра над морем Уэдделла более выражена в зимний, чем в летний период для юного полушария, что наглядно показано ниже на рис. 10. Циклоническое воздействие ветра за счет формирования соответствующей дрейфовой циркуляции моря приводит здесь к подъему (апвеллингу) вод в центре бассейна моря Уэдделла и опусканию (даунвеллингу) у берегов.

3.1.2. Верхняя граница глубинной воды моря Уэдделла

На разрезах 10° W и 15° W . потенциальной температуры на рис. 9 видно, что все изотермы поднимаются куполом на $60\text{--}67^\circ \text{ S}$ для средне-февральских условий (летом) с 1993 по 2012 гг. (черные изолинии), при этом для средне-августовских условий (зимой) с 1993 по 2012 гг. купол более плоский (желтые изолинии). Данный факт можно объяснить усилением и ориентацией на север меридиональной компоненты напряжения трения ветра (рис. 7) и усилением выноса вод из моря Уэдделла на север на поверхности на $59\text{--}67^\circ \text{ S}$ для летних условий, в результате чего происходит подъем (апвеллинг) УГВ и образуется купол изотерм потенциальной температуры в феврале (рис. 9, подъем черных изолиний над желтыми). При зимних условиях меридиональная компонента напряжения трения ветра (рис. 7) направлена на юг и происходит усиление затoka вод в море Уэдделла на поверхности, в результате чего происходит опускание вод и купол становится более плоским в августе (рис. 9).

Исследуемый февральский купол потенциальной температуры лучше всего виден на разрезе 15° W (рис. 9б), купол также проявляется и в потенциальной плотности (рис. 9з), практически по всем изотермам и изопикнам. Видно, что в феврале по сравнению с августом разность температур в основном отрицательна практически по всей глубине, т.е. зимой в Южном полушарии температура на глубине выше, чем летом. Летом по сравнению с зимой, потенциальная температура на глубине 3500 м (рис. 11в) на разрезе 15° W холоднее на широтах с 63° S по 67° S и теплее по краям разреза. Купол донных вод поднимается в середине моря

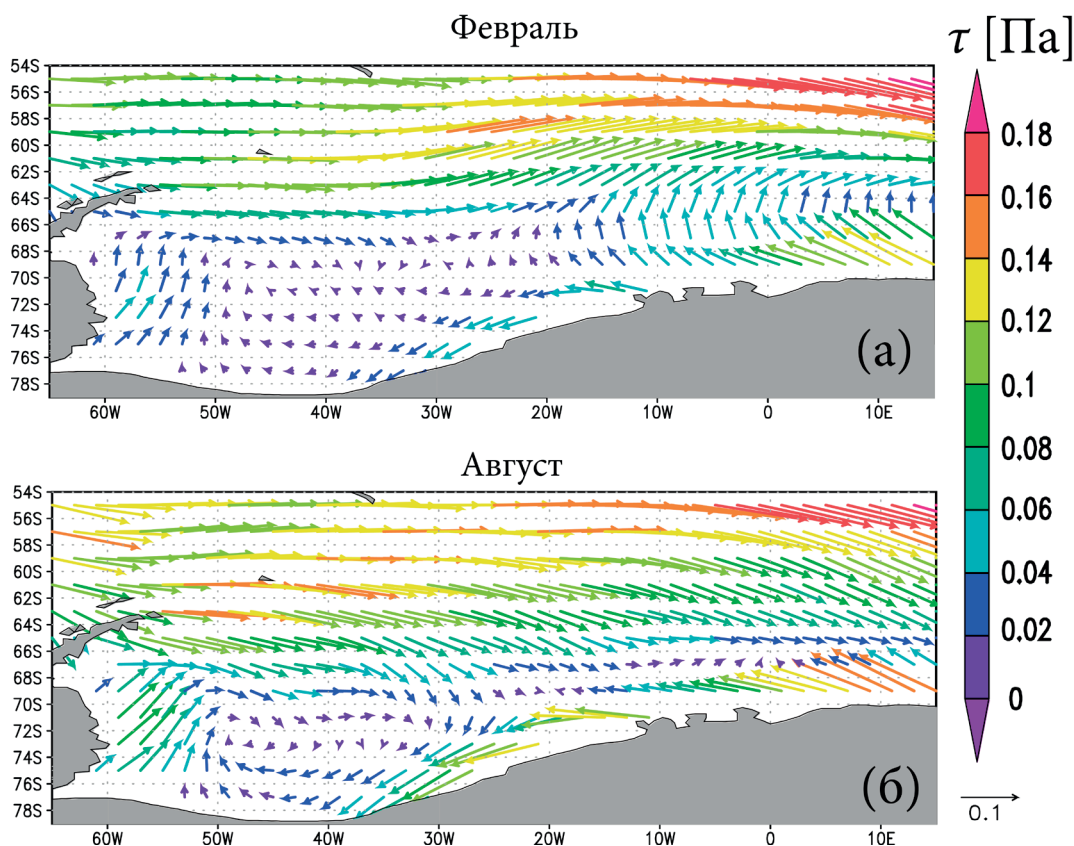


Рис. 7. Среднее 1993–2009 гг. напряжение трения ветра τ (векторы, Па) по данным JRA55-do для климатических условий февраля (а) и августа (б).

и опускается по краям разреза. При этом разность соленостей (рис. 9д) показывает различные знаки, а разность потенциальных плотностей, в основном положительна (рис. 9з). Таким образом, основной вклад в разность потенциальных плотностей (рис. 9з) вносит разность температур. Стоит отметить, что на разрезах 15°W и 10°W купол в потенциальной плотности проявляется в феврале (черная изопикна 27.85 на рис. 9з), а на разрезах по 48°W (рис. 8ж), 42°W (рис. 8з), 38°W (рис. 8и) и 28°W (рис. 9ж) изопикны (например, 27.85) поднимаются куполом в августе, а не в феврале.

3.2. Динамика формирования купола глубинной воды моря Уэдделла

Циркуляция в море Уэдделла циклоническая из-за циклонического поля ветра, которое и определяет напряжение трения ветра (рис. 10). На рис. 10, на фоне отрицательной средней завихренности напряжения трения ветра (рис. 10а, изолинии), видно, что летом (февраль), по сравнению с зимой (август), завихренность в ос-

новном увеличивается, кроме области от 59°S до 67°S , где происходит подъем изотерм в виде купола. Данная структура разности завихренности напряжения трения ветра между февралем и августом (рис. 10а) хорошо отражается в разности вертикальных скоростей между февралем и августом (рис. 10б).

Таким образом, глубинные воды поднимаются вверх практически по всей области моря, причем летом в полосе от 59°S до 67°S подъем сильнее, чем зимой. Этот подъем отражается в виде подъема изотерм в диапазоне $-0.5...+0.1^\circ \text{C}$ (рис. 11а, б) на глубинах от 1000 до 4000 м, с образованием более теплого купола вод, который формируется усилением циклонической завихренности ветра, вызывающей дрейфовую циркуляцию вод, приводящую к интенсификации подъема вод в полосе от 59 до 67°S , что отражается здесь в усилении апвеллинга.

По разности между летними и зимними состояниями видно, что наименьшая глубина изолинии 0.1°C наблюдается примерно на 15°W .

Для того, чтобы определить, как описанное выше термохалинное и ветровое состояния отражаются в глубинной циркуляции вод моря Уэдделла по меридиональной скорости [Stepanov et al., 2016] от 65° W по 15° E была рассчитана функция тока меридиональной опрокидывающейся циркуляции (МОЦ). Функция тока МОЦ (рис. 11д, изолинии) показывает, что воды в море Уэдделла циркулируют против часовой стрелки от Антарктиды до $\sim 63^{\circ}$ S по всей глубине. От 63° S воды циркулируют по часовой стрелке. То есть наблюдается два глубинных круговорота, разделяющихся по 63° S, при этом около 63° S происходит подъем вод. Функция тока МОЦ летом, по сравнению с зимой (рис. 11г, цветовая шкала), показывает сильное усиление циркуляции вод в области купола температуры (рис. 9) от Антарктиды до 63° S и небольшое усиление в области ядер функции тока на 61° S и 59° S.

Наблюдаемый среднефевральский с 1993 по 2012 гг. купол температуры (рис. 9) формируется усилением вертикальной термохалинной циркуляции вод, вызванной усилением ветровой циркуляции вод в море Уэдделла и усилением вертикальной скорости в области купола. В результате усиления циркуляции вод в море Уэдделла, происходит подъем более холодных и плотных глубинных вод, образуется отрицательная аномалия потенциальной температуры и положительная аномалия потенциальной плотности практически по всей глубине моря.

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Известно, что глубинная вода моря Уэдделла (УГВ) вытекает на север из моря Уэдделла через проходы в хребте Саут-Скоша (рис. 11б, в).

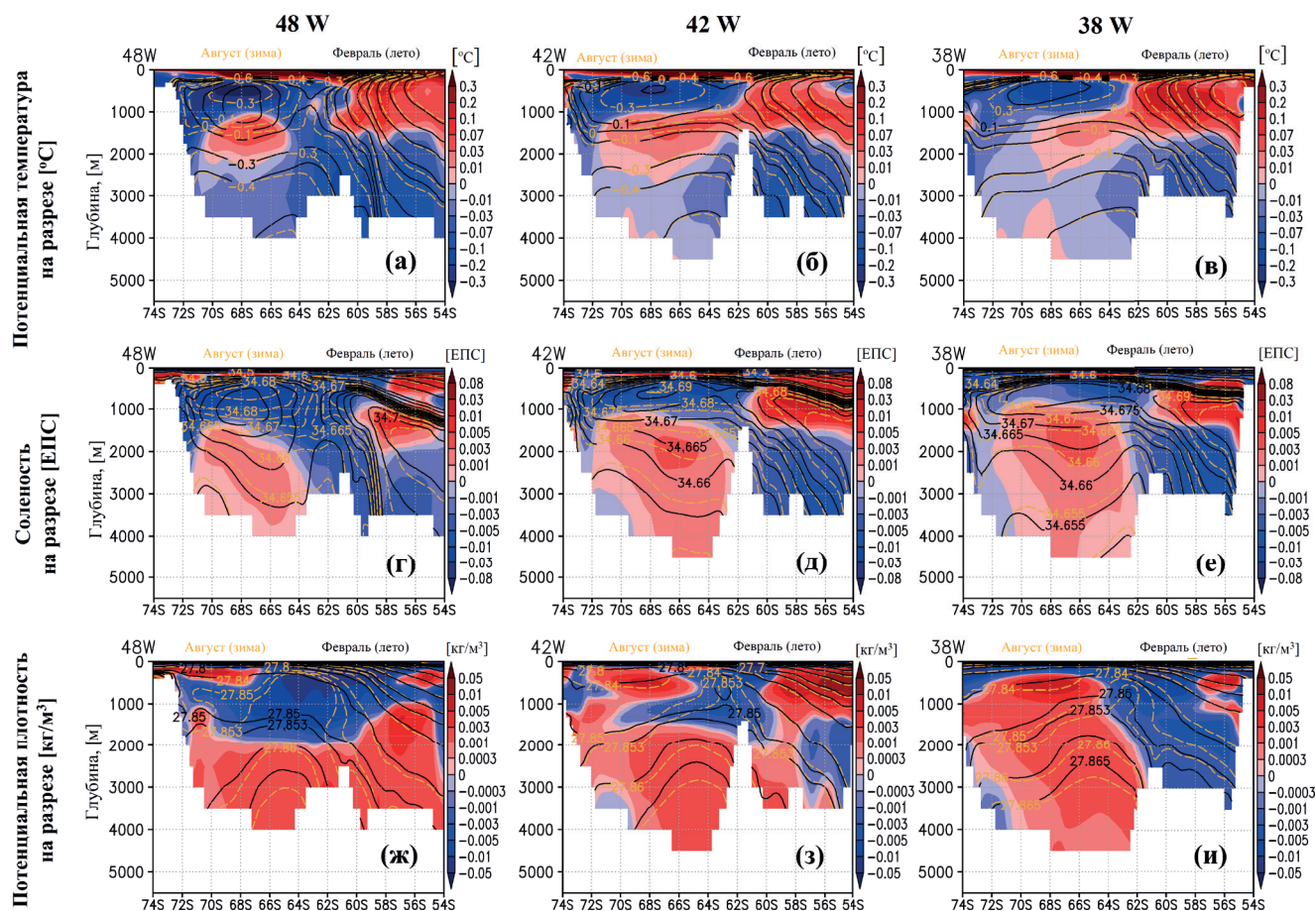


Рис. 8. Разрезы в западной части моря Уэдделла вдоль меридианов 48° W (пересекает проход Брюс), 42° W (проход Оркней), 38° (проход Филипп) для потенциальной температуры $^{\circ}\text{C}$ (а–в), солёности [ЕПС] (г–е) и потенциальной плотности кг/м^3 (ж–и) за вычетом 1000 кг/м^3 , для климатических условий февраля и августа с 1993 по 2012 гг. Цветом показана разность между средними февральским и августовским состояниями с 1993 по 2012 гг. Черными изолиниями — среднее февральское состояние, а желтыми изолиниями — среднее августовское состояние.

При интенсификации купола УГВ через проходы верхняя граница и все изотермы и изопикны по периферии моря Уэдделла заглубляются и через Оркнейский проход вытекает более теплая вода. Если ветер ослабевает, верхняя граница ААДВ и все изотермы и изопикны становятся более плоскими и поднимаются на периферии моря, поэтому более холодная вода течет через разломы [Meredith et al., 2008]. Этот трансформированный сигнал с колебаниями потенциальной температуры донной воды до 0.02°C наблюдается вплоть до канала Вима на широте $27\text{--}34^{\circ}\text{S}$, а возможно и дальше [Mogozov et al., 2021].

Центральная часть купола УГВ поднималась на $60\text{--}67^{\circ}\text{S}$ и $10\text{--}25^{\circ}\text{W}$ летом с 1993 по 2012 гг. Данный факт можно объяснить усилением и ориентацией на север меридиональной компоненты напряжения трения ветра и усилением выноса вод из моря Уэдделла на север на поверхности для среднефевральских условий, в результате чего происходит подъем (апвеллинг) УГВ и образуется

купол потенциальной температуры. Для средне-августовских условий все наоборот.

В работе было показано, что УГВ поднимаются вверх практически по всей области моря Уэдделла, причем летом (февраль) подъем сильнее, чем зимой (август). Это усиление хорошо отражается в виде подъема изотермы 0.1°C и образовании, так называемого, купола температуры. Наблюдаемый февральский купол температуры в море Уэдделла, главным образом, формируется усилением циклонической завихренности ветра и самой его скорости, а, следовательно, усилением дрейфовой циркуляции вод и поддерживается усилением вертикальной термохалинной циркуляции вод.

На рис. 12б видно, что в среднем за февраль и август на глубине 3000 м воды текут из моря Уэдделла в море Скоша, при этом в феврале поток усиливается (рис. 12в). При поднятии (опускании) центральной части купола глубинной воды моря Уэдделла периферийные части купола опускаются (поднимаются). В районе северной гра-

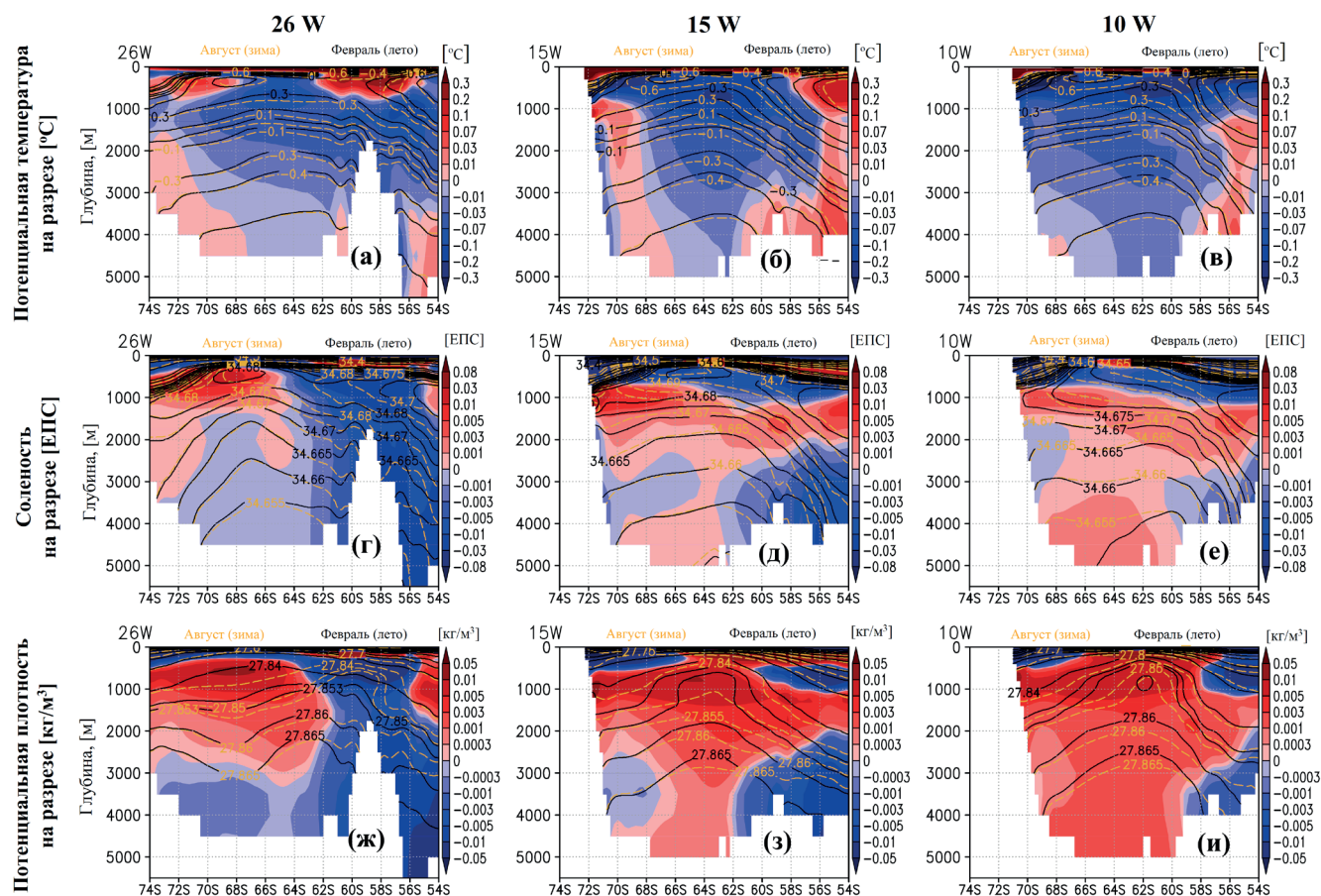


Рис. 9. То же, что и на рис. 8., но для разрезов вдоль меридианов 26°W , 15°W и 10°W .

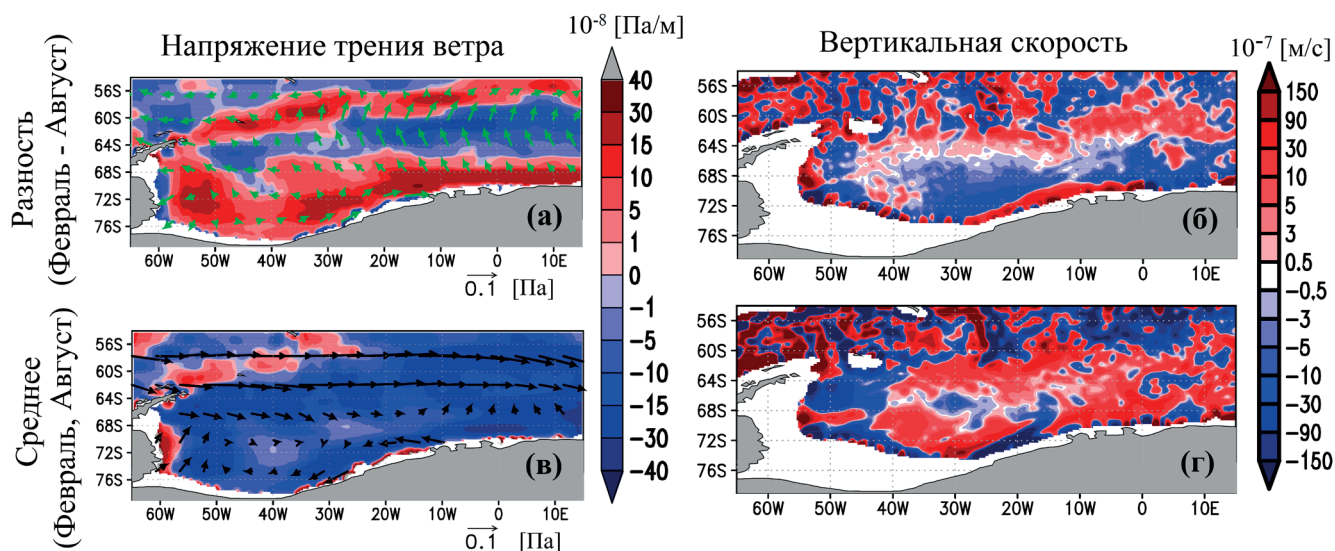


Рис. 10. Разность завихренностей напряжения трения ветра между февралем и августом с 1993 по 2012 гг., [10^{-8} Па/м], показана цветом; зелеными векторами показана разность напряжений трения ветра между февралем и августом, [Па] (а). Завихренность напряжения трения ветра, усредненная за февраль и август с 1993 по 2012 гг., [10^{-8} Па/м], показана цветом; черными векторами показано напряжение трения ветра, усредненное за февраль и август [Па] (в). Разность вертикальных скоростей течений между февралем и августом с 1993 по 2012 гг. на глубине 1500 м, [10^{-7} м/с] (б). Вертикальная скорость течений на глубине 1500 м, усредненная за февраль и август с 1993 по 2012 гг., [10^{-7} м/с] (г).

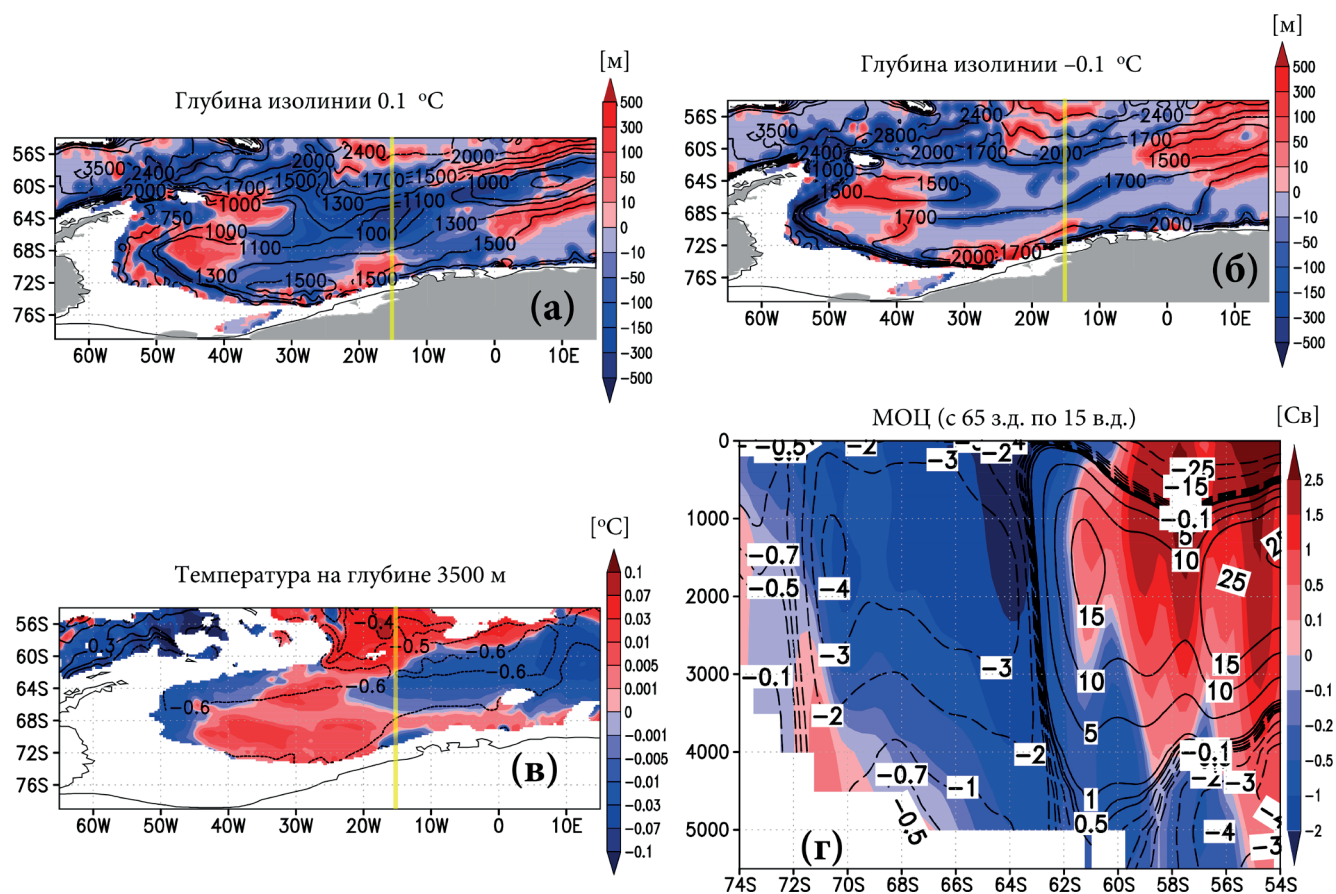


Рис. 11. Глубина изолинии $0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $-0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$ [м] (а) и (б), соответственно. Потенциальная температура на глубине 3500 м [$^{\circ}\text{C}$] (в). Функция тока МОЦ в море Уэдделла [Св] (г) Цветом на рисунках показана разность, а изолиниями — среднее характеристики между февральским и августовским состояниями с 1993 по 2012 г.

ницы моря Уэдделла это поднятие или опускание изотерм приводит к тому, что, либо более теплая, либо более холодная вода перетекает через пороги в подводном хребте Саут-Скоша, тем самым более холодные или теплые Антарктические донные воды попадают в море Скоша и далее в Юго-западную Атлантику (рис. 12г, отрицательные аномалии температуры в феврале по сравнению с августом).

Влияние интенсивности циклонической завихренности поля ветра на формирование куполообразной структуры циркуляции и состояния вод для замкнутых и полузамкнутых морей хорошо известно [Дианский и др., 2016; Кубрякова и Коротаев, 2017].

В работе [Дианский и др., 2016] на основе результатов численного эксперимента с моделью

INMOM показано, что циклоническая циркуляция Японского моря усиливается в весенний и ослабляется в осенний сезон. При этом установлена сильная связь между интенсивностью циклонической циркуляции Японского моря и циклоническим полем ветра над ним. Причем этот эффект имеет не только динамический характер, но и термодинамический, поскольку циклоничность поля ветра над морем усиливается в зимний период за счет потоков воздушных масс с берега на морскую поверхность и, за счет перепада температур воздух–вода, усиливается вдольбереговое зимнее выхолаживание, что в свою очередь, усиливает вдольбереговую конвекцию, приводящую к усилению циклонической циркуляции моря и его куполообразную термическую структуру.

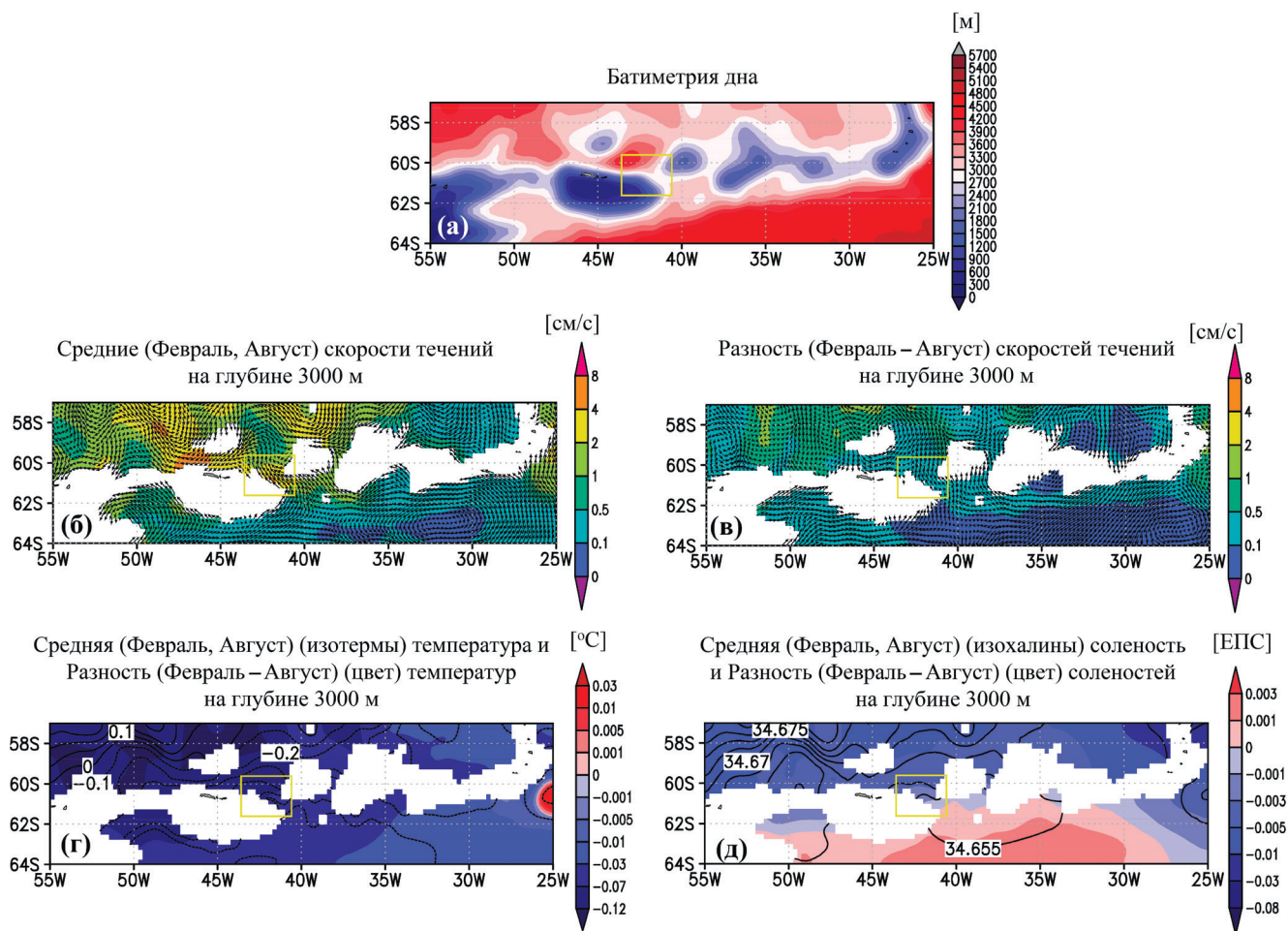


Рис. 12. Батиметрия дна в окрестности хребта Саут–Скоша [м] (а). Средние за февраль и август с 1993 по 2012 гг. скорости течений [см/с] (векторы) на глубине 3000 м (б) и разность между февралем и августом скоростей течений [см/с] (векторы) на глубине 3000 м (в). Цветовой шкалой показаны модули векторов. Среднее (изотермы) и разность (цветовая шкала) температур между февралем и августом с 1993 по 2012 гг. [°C] на глубине 3000 м (г). То же, что и (г), но для солености [ЕПС] (д). Желтым прямоугольником обозначен Оркнейский проход.

В работе [Кубрякова и Коротаев, 2017] изучаются эти же механизмы на основе боксовой гидродинамической модели Черного моря. Исследуется циклоническая циркуляция вод этого моря, которая образуется в результате действия циклонической завихренности ветра. В результате циклонической циркуляции бассейна происходит подъем глубинных вод в центре моря, который компенсируется опусканием вод на периферии бассейна, и, таким образом формируется вертикальная крупномасштабная ячейка циркуляции.

На рис. 4 показано, что море Уэдделла характеризуется сильной межгодовой изменчивостью, сравнимой с сезонной. Её изучение осталось за рамками данной статьи. Однако инструментарий, предложенный в данной работе, вполне подходит для изучения и межгодовой изменчивости. Авторы надеются выполнить эти исследования в ближайшие годы.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа поддержана госзаданием FMWE-2024-0016 и грантами РНФ 21-77-20004 (анализ данных) и РНФ 22-17-00267 (проведение расчетов с INMOM).

Расчеты по модели INMOM выполнены с использованием оборудования Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ имени М. В. Ломоносова [Voevodin et al., 2019] и МСЦ РАН.

СПИСОК УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

ААДВ — Антарктические донные воды (Antarctic Bottom Water, AABW)

АЦТ — Антарктическое циркумполярное течение (Antarctic Circumpolar Current, ACC);

АШВ — Антарктические шельфовые воды (Antarctic Shelf Water, AAShW);

АПВ — Антарктические поверхностные воды (Antarctic Surface Water, AASuW);

САПВ — Субантарктические поверхностные воды (Sub-Antarctic Mode Water, SAMW);

АПрВ — Антарктические промежуточные воды (Antarctic Intermediate Water, AAIW);

ЦГВ — Циркумполярные глубинные воды (Circumpolar Deep Water, CDW);

ВЦГВ — Верхние Циркумполярные глубинные воды (Upper Circumpolar Deep Water, UCDW);

НЦГВ — Нижние Циркумполярные глубинные воды (Lower Circumpolar Deep Water, LCDW);

САГВ — Североатлантические глубинные воды (North Atlantic Deep Water, NADW);

УГВ — Глубинные воды моря Уэдделла (Weddel Sea Deep Water, WSDW);

УДВ — Донные воды моря Уэдделла (Weddell Sea Bottom Water, WSBW);

ТГВ — Теплые глубинные воды (Warm Deep Water, WDW);

ЦДВ — Циркумполярные донные воды (Circumpolar Bottom Water, CBW);

ПФ — Полярный фронт (Polar front, PF);

САФ — Субантарктический фронт (Subantarctic front, SAF);

СТФ — Субтропический фронт (Subtropical front, STF);

ЮФ — Южный фронт (South front, SF);

ТХЦ — Термохалинная циркуляция (Thermohaline Circulation, THC);

ТПО — Температура поверхности океана (Sea Surface Temperature, SST);

МОЦ — Меридиональная опрокидывающая циркуляция (Meridional Overturning Circulation, MOC);

Св — Свердруп ($1 \text{ Св} = 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$) (Sverdrup, Sv);

ЕПС — Единица практической солености (Practical Salinity Unit, PSU);

GEBCO — General Bathymetric Chart of the Oceans (Общая батиметрическая карта Мирового океана);

JRA55-do — Japanese Reanalysis (Японский атмосферный реанализ);

МОЦО — Модель общей циркуляции океана (Global Ocean General Circulation Model, GOGCM);

INMOM — Institute of Numerical Mathematics Ocean Model (Модель океана Института вычислительной математики);

ИВМ РАН — Институт вычислительной математики им. Г. И. Марчука Российской академии наук);

INMCM — Institute of Numerical Mathematic Climate Model (Климатическая модель Института вычислительной математики);

МЗС — Модель земной системы (Earth System Model, ESM);

CMIP — Coupled Model Intercomparison Project (Проект по взаимному сравнению совместных моделей);

МГЭИК — Межправительственная группа экспертов по изменению климата (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC);

CORE — Coordinated Ocean-ice Reference Experiment (Согласованный эталонный эксперимент для моделей с океанским льдом);

EN4 — Enhanced Ocean Data Assimilation and Climate Prediction (ENACT) и ENSEMBLES (улучшенная ассимиляция океанических данных и прогнозирование климата (ENACT) и ENSEMBLES (Ансамбли)).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антипов Н.Н., Клепиков А.В. Циклонические круговороты окраинных морей Восточной Антарктиды // Арктика и Антарктика. М.: Наука. 2003. Вып. 2 (36). С. 126–148.
- Багатинский В.А., Дианский Н.А. Вклады климатических изменений температуры и солености в формирование трендов термохалинной циркуляции Северной Атлантики в 1951–2017 гг. // Вестник Московского университета. Сер. 3: Физика, астрономия. 2022. № 3. С. 73–88.
- Багатинский В.А., Дианский Н.А. Изменчивость термохалинной циркуляции Северной Атлантики в различные фазы Атлантической мультideкадной осцилляции по данным океанских объективных анализов и реанализов // Изв. Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. № 2. С. 1–14. <https://doi.org/10.31857/S0002351521020024>
- Володин Е.М., Гусев А.В., Дианский Н.А., Ибраев Р.А., Ушаков К.В. Воспроизведение циркуляции мирового океана по сценарию CORE-II с помощью численных моделей // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2018. Т. 54. № 1. С. 97–111. <https://doi.org/10.7868/S0003351518010105>
- Володин Е.М., Дианский Н.А., Гусев А.В. Воспроизведение и прогноз климатических изменений в 19–21 веках с помощью модели земной климатической системы ИВМ РАН // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2013. Т. 49. № 4. С. 379–400. <https://doi.org/10.7868/S000235151304010X>
- Володин Е.М., Дианский Н.А., Гусев А.В. Воспроизведение современного климата с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана INMCM4.0 // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46. № 4. С. 448–466. <https://doi.org/10.1134/S000143381004002X>
- Гурецкий В.В., Данилов А.И., Малек В.Н. Климатическая структура круговорота Уэдделла // Исследования уэдделловского круговорота. Океанографические условия и особенности развития планктонных сообществ: Сб. науч. тр. М.: ВНИРО. 1990. С. 4–30.
- Дианский Н.А., Багатинский В.А. Термохалинная структура вод Северной Атлантики в различные фазы Атлантической мультideкадной осцилляции // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2019. Т. 55. № 6. С. 157–170. <https://doi.org/10.31857/S0002-3515556157-170>
- Дианский Н.А., Володин Е.М. Воспроизведение современного климата с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2002. Т. 38. № 6. С. 824–840.
- Дианский Н.А., Залесный В.Б., Мошонкин С.Н., Русаков А.С. Моделирование муссонной циркуляции Индийского океана с высоким пространственным разрешением // Океанология. 2006. Т. 46. № 4. С. 421–442.
- Дианский Н.А., Степанов Д.В., Гусев А.В., Новотрясов В.В. Роль ветрового и термического воздействий в формировании изменчивости циркуляции вод в Центральной котловине Японского моря с 1958 по 2006 гг. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2016, Т. 52, № 2, с. 234–245. [Doi:4. 10.7868/S0002351516010028](https://doi.org/10.7868/S0002351516010028)
- Клепиков В.В. Гидрология моря Уэдделла // Труды Сов. Антарктической Экспедиции. 1963. Т. 17. С. 45–93.
- Кубрякова Е.А., Коротаев Г.К. Механизм горизонтального массо- и солеобмена между водами континентального склона и центральной части Черного моря. // Изв. Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2017. Т. 53. № 1. С. 115–124.
- Тараканов Р.Ю., Гриценко А.М. Струи Антарктического циркумполярного течения в проливе Дрейка по данным гидрофизических разрезов // Океанология. 2018. Т. 58. № 4. С. 541–555. [doi:10.1134/S003015741804010X](https://doi.org/10.1134/S003015741804010X)
- Фрей Д.И., Морозов Е.Г., Фомин В.В., Дианский Н.А. Пространственная структура потока антарктических вод в разломе Вима Срединно-Атлантического хребта // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2018. Т. 54. № 6. С. 727–732
- Abrahamsen E.P., Meijers A.J.S., Polzin K.L., Naveira Garabato A.C., King B.A., Firing Y.L., Sallée J.-B., Sheen K.L., Gordon A.L., Huber B.A., Meredith M.P. Stabilization of dense Antarctic water supply to the Atlantic Ocean overturning circulation // Nature Climate Change. 2019. V. 9. № 10. P. 742–746. [DOI:10.1038/s41558-019-0561-2](https://doi.org/10.1038/s41558-019-0561-2)

- Andersen O.B., Knudsen P. Deriving the DTU15 global high resolution marine gravity field from satellite altimetry // In: ESA living planet symposium Prague, Czech Republic. 2016.
- Anderson D.L.T., Gill A.E. Spin-up of a stratified ocean with applications to upwelling // Deep Sea Res. 1975. V. 22. P. 583–596.
- Armitage T.W.K., Kwok R., Thompson A.F., Cunningham G. Dynamic topography and sea level anomalies of the Southern Ocean: variability and teleconnections // J Geophys Res Oceans. 2018. V. 123. P. 613–630. <https://doi.org/10.1002/2017JC013534>
- Baines P.G., Condie S. Observation and modelling of Antarctic downslope flows: a review, ocean, ice, and atmosphere: interactions at the Antarctic continental margin // Antarctic Res Ser. Washington DC: AGU. 1998. V. 75. P. 29–49. <https://doi.org/10.1029/AR075p0029>
- Becker J.J., Sandwell D.T., Smith W.H.F., Braud J. et al. Global bathymetry and elevation data at 30 arc seconds resolution: SRTM30_PLUS // Mar Geod. 2009. V. 32. № 4. P. 355–371. <https://doi.org/10.1080/01490410903297766>. https://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/gebco_2021
- Campos E.J.D., van Caspel M.C., Zenk W., Morozov E.G., Frey D.I., Piola A.R., Meinen C.S., Sato O.T., Perez R.C., Dong S. Warming trend in the abyssal flow through the Vema Channel in the South Atlantic // Geophysical Research Letters. 2021. V. 48. № 19. e2021GL094709. <https://doi.org/10.1029/2021GL094709>
- Coles V.J., McCartney M.S., Olson B.D., Smethie W.J. Changes in Antarctic Bottom Water properties in the western South Atlantic in the late 1980s // J Geophys Res Oceans. 1996 V. 101. № C4. P. 8957–8970.
- Deacon G.E.R. The hydrology of the Southern Ocean // Discovery Reports. 1937. V. 15. P. 1–124.
- Diansky N.A., Bagatinskaya V.V., Gusev A.V., Morozov E.G. Geostrophic and Wind-Driven Components of the Antarctic Circumpolar Current // In: Morozov E.G., Flint M.V., Spiridonov V.A. (eds) Antarctic Peninsula Region of the Southern Ocean. Advances in Polar Ecology, vol 6. Springer, Cham. 2022. P. 3–20. https://doi.org/10.1007/978-3-030-78927-5_1
- Downes S.M., Farneti R., Uotila P., Griffies S.M. et al. An assessment of Southern Ocean water masses and sea ice during 1988–2007 in a suite of interannual CORE-II simulations. // Ocean Modelling. 2015. V. 94. P. 67–94.
- Fahrbach E., Hoppema M., Rohardt G., Schröder M., Wisotzki A. Decadal-scale variations of water mass properties in the deep Weddell Sea // Ocean Dynam. 2004. V. 54. P. 77–91, doi:10.1007/s10236-003-0082-3
- Fahrbach E., Rohardt G., Scheele N., Schröder M., Strass V., Wisotzki A. Formation and discharge of deep and bottom water in the Northwestern Weddell Sea // J Mar Res. 1995. V. 53. P. 515–538
- Farneti R., Downes S.M., Griffies S.M., Marsland S.J., Behrens E., et al. An assessment of Antarctic Circumpolar Current and Southern Ocean meridional overturning circulation during 1958–2007 in a suite of interannual CORE-II simulations // Ocean Modelling. 2015. V. 93. P. 84–120. doi:10.1016/j.ocemod.2015.07.009 .
- Foldvik A., Gammelsrød T., Tørresen T. Circulation and water masses on the southern Weddell Sea shelf // In: Jacobs S.S. (ed) Oceanology of the Antarctic continental shelf, Antarctic research series. AGU, Washington, DC. 1985. V. 43. P. 5–20
- Foster T.D., Carmack E.C. Frontal zone mixing and Antarctic bottom water formation in the southern Weddell Sea // Deep-Sea Res. 1976. № 23. P. 301–317. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(76\)90872-X](https://doi.org/10.1016/0011-7471(76)90872-X)
- Frey D.I., Morozov E.G., Fomin V.V., Diansky N.A., Taranov R.Y. Regional modeling of Antarctic Bottom Water flows in the key passages of the Atlantic // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2019. V. 124. № 11. P. 8414–8428. DOI: 10.1029/2019JC015315
- Gill A.E. Circulation and bottom water formation in the Weddell Sea // Deep-Sea Research. 1973. V. 20. P. 111–140.
- Good S.A., Martin M.J., Rayner N.A. EN4: quality controlled ocean temperature and salinity profiles and monthly objective analyses with uncertainty estimates // J Geophys Res Oceans. 2013. V. 118. P. 6704–6716. <https://doi.org/10.1002/2013JC009067>
- Gordon A., Huber B., McKee D., Visbeck M. A seasonal cycle in the export of bottom water from the Weddell Sea // Nature Geosci. 2010. V. 3. P. 551–556. <https://doi.org/10.1038/ngeo916>
- Gordon A.L., Visbeck M., Huber B. Export of Weddell Sea deep and bottom water // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2001. V. 106. № C5. P. 9005–9017. doi:10.1029/2000jc000281
- Gouretski V., Reseghetti F. On depth and temperature biases in bathythermograph data: development of a new correction scheme based on analysis of a global ocean database // Deep-Sea Res. 2010. № 57. P.812–834.
- Griffies S.M., Biastoch A., Boening C. et al. Coordinated Ocean-ice Reference Experiments (COREs) // Ocean Modelling. 2009. V. 26. P. 1–46. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2008.08.007>.
- Ingleby B., Huddleston M. Quality control of ocean temperature and salinity profiles — historical and real-time data // J Mar Syst. 2007. V. 65. P. 158–175
- Ivanov V.V., Gusev A., Diansky N., Sukhonos P. Modelled response of Arctic and North Atlantic thermohaline

- structure and circulation to the prolonged unidirectional atmospheric forcing over the Arctic Ocean // *Climate Dynamics*. 2024. <https://doi.org/10.1007/s00382-024-07239-6>
- Jacobs S.S. On the nature and significance of the Antarctic slope front // *Mar. Chem.* 1991. V. 35. P. 9–24.
- Jullion L., Naveira Garabato A.C., Bacon S., Meredith M.P., Brown P.J., Torres-Valdes S., Speer K.G., Holland P.R., Dong J., Bakker D., Hoppema M., Loose B., Venables H.J., Jenkins W.J., Messias M.-J., Fahrbach E. The contribution of the Weddell Gyre to the lower limb of the Global Overturning Circulation // *J. Geophys Res Oceans*. 2014. V. 119. P. 3357–3377. doi:10.1002/2013JC009725.
- Locarnini R.A., Whitworth T., Nowlin W.D. The importance of the Scotia Sea on the outflow of Weddell Sea Deep Water // *J. Mar. Res.* 1993. V. 51. P. 135–153.
- Lynn R.J., Reid J.L. Characteristics and circulation of deep and abyssal waters // *Deep-Sea Res.* 1968. V. 15. P. 577–598.
- Mantyla A.W., Reid J.L. Abyssal characteristics of the World Ocean waters // *Deep-Sea Res.* 1983. V. 30. № 8. P. 805–833. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(83\)90002-X](https://doi.org/10.1016/0198-0149(83)90002-X)
- Masson-Delmotte V., Zhai P., Pirani A. et al. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC 6) // Cambridge University Press. 2021. P. 1–41.
- Maximenko N., Knudsen P., Centurioni L., Andersen O., Hafner J., Melnichenko O. New mean dynamic ocean topography derived from a synthesis of satellite altimeter, gravity, and scatterometer data and trajectories of Lagrangian drifters // *Ocean Surface Topography Science Team Meeting*. Konstanz, Germany. 2014.
- Meredith M.P., Locarnini R.A., van Scoy K.A., Watson A.J., Heywood K.J., King B.A. On the sources of Weddell gyre Antarctic bottom water // *J. Geophys Res Oceans*. 2000. V. 105. № 1. P. 1093–1104
- Meredith M.P., Naveira Garabato A.C., Gordon A.L., Johnson G.C. Evolution of the deep and bottom waters of the Scotia Sea, Southern Ocean, during 1995–2005 // *J. Climate*. 2008. V. 21. P. 3327–3343
- Meredith M.P., Naveira Garabato A.C., Stevens D.P., Heywood K.J., Sanders R.J. Deep and bottom waters in the Eastern Scotia Sea: rapid changes in properties and circulation // *J. Phys. Oceanogr.* 2001a. V. 31. № 8. P. 2157–2168.
- Meredith M.P., Watson A., van Scoy K.V. Chlorofluorocarbon-derived formation rates of the deep and bottom waters of the Weddell Sea // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2001b. V. 106. № C2. P. 2899–2919.
- Morozov E.G., Frey D.I., Zuev O.A., Velarde M.G., Krechik V.A., Mukhametjanov R.Z. Hydraulically Controlled Bottom Flow in the Orkney Passage // *Water MDPI*. 2022. V. 14 № 19. 3088. <https://doi.org/10.3390/w14193088>
- Morozov E.G., Tarakanov R.Y., Frey D.I. Bottom Gravity Currents and Overflows in Deep Channels of the Atlantic // *Observations, Analysis, and Modeling*, Springer Nature. 2021. 483 p.
- Naveira Garabato A.C., Heywood K.J., Stevens D.P. Modification and pathways of Southern Ocean deep waters in the Scotia Sea // *Deep-Sea Res.* 2002a. № 49. P. 681–705.
- Naveira Garabato A.C., McDonagh E.L., Stevens D.P., Heywood K.J., Sanders R.J. On the export of Antarctic Bottom Water from the Weddell Sea // *Deep-Sea Research II*. 2002b. V. 49. P. 4715–4742
- Orsi A.H., Johnsson G.C., Bullister J.L. Circulation, mixing, and production of Antarctic bottom water // *Prog. Oceanogr.* 1999. V. 43. P. 55–109. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(99\)00004-X](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(99)00004-X)
- Orsi A.H., Whitworth T., Nowlin W.D. On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 1995. V. 42. № 5. P. 641–673. doi:10.1016/0967-0637(95)00021-w
- Reid J.L. On the total geostrophic circulation of the South Pacific Ocean: Flow patterns tracers and transports // *Progr. Oceanogr.* 1986. V. 16. P. 1–61.
- Rintoul S.R., Hughes, C.W., Olbers, D. Chapter 4.6 The antarctic circumpolar current system // *Ocean Circulation and Climate — Observing and Modelling the Global Ocean*. 2001. XXXVI. P. 271–302. doi:10.1016/s0074-6142(01)80124-8.
- Rio M.H., Mulet S., Picot N. Beyond GOCE for the ocean circulation estimate: synergetic use of altimetry, gravimetry, and in situ data provides new insight into geostrophic and Ekman currents // *Geophys Res Lett.* 2014. V. 41. P. 8918–8925. <https://doi.org/10.1002/2014GL061773>
- Ryan S., Schröder M., Huhn O., Timmermann R. On the warm inflow at the eastern boundary of the Weddell Gyre // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2016. V. 107. P. 70–81. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2015.11.002>
- Sarkisyan A.S., Sündermann J.E. Modelling Ocean Climate Variability // Berlin: Springer, 2009. 374 p.
- Schröder M., Fahrbach E. On the structure and the transport of the eastern Weddell Gyre // *Deep-Sea Res. Pt. II*. 1999. V. 46. P. 501–527. doi:10.1016/S0967-0645(98)00112-X.
- Silvano A., Purkey S., Gordon A.L., Castagno P., Stewart A.L., Rintoul S.R., et al. Observing Antarctic Bottom Water in the Southern Ocean // *Front. Mar. Sci.* 2023. V. 10. 1221701. <https://doi.org/10.3389/fmars.2023.1221701>
- Sokolov S., Rintoul S.R. Circumpolar structure and distribution of the Antarctic Circumpolar Current fronts:

1. Mean circumpolar paths // J. Geophys. Res. 2009. V. 114, C11018. <http://dx.doi.org/10.1029/2008JC005108>
- Speer K., Rintoul S.R., Sloyan B.* The diabatic Deacon cell // Journal of Physical Oceanography. 2000. V. 30. № 12. P. 3212–3222. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2000\)030<3212:tddc>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2000)030<3212:tddc>2.0.co;2)
- Stepanov V.N., Iovino D., Masina S., Storto A., Cipollone A.* Methods of calculation of the Atlantic meridional heat and volume transports from ocean models at 26.5°N // J. Geophys. Res. Oceans. 2016. V. 121. P. 1459–1475. <https://doi.org/10.1002/2015JC011007>
- Stocker T.F., Qin D., Plattner G.K. et al. (eds.).* IPCC: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I IPCC 5 // Cambridge University Press. 2013. 1535 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324>.
- Stommel H., Arons A.B.* On the abyssal circulation of the World Oceans // Deep-Sea Res. 1960. V. 6. P. 140–154.
- Sverdrup H.U.* On vertical circulation in the ocean due to the action of the wind with application to conditions within the Antarctic Circumpolar Current // Discovery Reports. 1933. V. VII. P. 139–170.
- Thompson D.W.J., Solomon S.* Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change // Science. 2002. V. 296. P. 895–899.
- Tsujino H., Urakawa S., Nakano H. et al.* JRA-55 based surface dataset for driving ocean – sea-ice models (JRA55-do) // Ocean Modelling. 2018. V. 130. P. 79–139. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2018.07.002>
- Voevodin V.I., Antonov A., Nikitenko D., Shvets P., Sobolev S., Sidorov I., Stefanov K., Voevodin V.I., Zhumatiy S.* Supercomputer Lomonosov-2: Large Scale, Deep Monitoring and Fine Analytics for the User Community // Supercomputing Frontiers and Innovations. 2019. V. 6. № 2. P. 4–11. doi:10.14529/jsfi190201
- Wüst G.* Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans, Das Bodenwasser und die Stratosphäre // In: A. Defant (Ed) Wissenschaftliche Ergebnisse, Deutsche Atlantische Expedition auf dem Forschungs- und Vermessungsschiff “Meteor” 1925–1927. Walter de Gruyter & Co, Berlin. 1936. V. 6. № 1. 411 p.
- Zenk W., Morozov E.* Decadal warming of the coldest Antarctic Bottom Water flow through the Vema Channel // Geophysical Research Letters. 2007. V. 34. № 14. L14607.

VARIABILITY OF THE DOME OF TEMPERATURE OF THE WEDDELL SEA DEEP WATER DEPENDING ON THE INTENSITY OF THE CYCLONIC WIND FIELD

E. G. Morozov^{1,*}, V. V. Bagatinskaya^{2,3,4}, V. A. Bagatinsky^{1,2,3,4}, N. A. Diansky^{2,3,4}

¹*Shirshov Institute of Oceanology, RAS, Nakhimovsky pr., 36, 117218, Moscow, Russia*

²*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Physics. Leninskie Gory, 1, building 2, 119991, Moscow, Russia*

³*Zubov State Oceanographic Institute, Zubova, Kropotkinsky lane, 6, 119034, Moscow, Russia*

⁴*Marchuk Institute of Computational Mathematics, RAS, st. Gubkina, 8, 119333, Moscow, Russia*

*e-mail: egmorozov@mail.ru

Variations in the position of the dome of Weddell Sea Deep Water was studied based on the EN4 data on temperature and salinity for monthly mean conditions in February and August in 1993–2012 depending on the wind friction stress calculated according to the JRA55-do data. The dome itself is considered in the region 60–67° S and 10–25° W. The range of potential temperatures in the layer of Weddell Sea Deep Water is 0.02–0.2°C. Observed mean data of the dome of isotherms and isopycnals in February from 1993 to 2012 is formed as a sequence of the intensification of the thermohaline circulation in general and the wind circulation of water in the Weddell Sea. Under the influence of seasonal variability of the cyclonic nature and the intensity of the wind field, isotherms experience periodic rise and fall. The outflow of deep water from the Weddell Sea mainly occurs through the Orkney Passage over a transverse ridge of about 3600 m deep. Depending on the rise or fall of the isotherms in the area of this passage, warmer or colder Antarctic Bottom Waters enter the Scotia Sea.

Keywords: Weddell Sea, Deep water, Bottom water, seasonal variability, numerical model