

ИЗМЕНЕНИЯ ТЕРМОХАЛИННОЙ СТРУКТУРЫ ЮЖНОГО ОКЕАНА И ИХ СВЯЗЬ С ИЗМЕНЕНИЯМИ УРОВНЯ МОРЯ ПО ДАННЫМ НЫРЯЮЩИХ БУЕВ АРГО И СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ

Ю.Д. Реснянский, Б.С. Струков

*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации
resn@metcom.ru*

Введение

Согласно многочисленным свидетельствам, обобщенным в докладах МГЭИК [16], последние десятилетия характеризуются беспрецедентно быстрыми изменениями климата. Эти изменения захватывают все компоненты климатической системы – атмосферу, океан, материковые и морские льды. Наиболее примечательным проявлением наблюдаемых изменений в глобальном масштабе является потепление, которое, согласно [16], рассматривается как неоспоримый факт, подтверждаемый повышением средней глобальной температуры воздуха и поверхности океанов, уменьшением площади снежного покрова, материковых и морских льдов, повышением среднего уровня моря. Повышение температуры воды в океане происходит не только на его поверхности, но и на глубинах. По данным [18, 19], такое потепление охватывает слой воды до 3 км, хотя свыше 90 % глобального повышения теплосодержания океанских вод приходится на верхний километровый слой.

В вопросе о причинах наблюдаемых современных изменений климата преобладающим является представление о том, что потепление обусловлено антропогенным воздействием, создаваемым в первую очередь повышением концентрации парниковых газов техногенного происхождения в связи с промышленной деятельностью [16].

Сторонниками альтернативной точки зрения (см, например, [7]) парниковый механизм потепления подвергается сомнению. Основанием для таких сомнений, кроме палеоклиматических свидетельств наблюдавшихся в далеком прошлом смен климатических эпох, служит наличие периодов понижения средней глобальной температуры воздуха, происходившего на фоне монотонного повышения концентрации парниковых газов уже в недавние периоды инструментальных наблюдений. Такая ситуация имела место, например, в 1940–1960-е гг. В океане также отмечались периоды

понижения теплосодержания вод, наиболее заметный из которых приходился на 1980-е гг. [19].

Не укладывается в рамки представлений об антропогенной причине потепления и замеченный в некоторых работах рост концентрации углекислого газа в направлении к северному полюсу, т.е. с продвижением в районы с неразвитой промышленной деятельностью [1]. В соответствии с альтернативной точкой зрения наблюдаемые изменения климата связываются с другими причинами, называемыми естественными: например, с автоколебательными процессами в системе океан – лед – атмосфера, или с колебаниями притока солнечного излучения. Несмотря на относительную малость таких колебаний, их действие может усиливаться триггерными механизмами, включающими влияние комплекса физических процессов: вариаций магнитных полей, интенсивности корпускулярного и электромагнитного излучения Солнца, взаимодействия гравитационных полей Солнца и планет [2, 5].

На фоне глобальных климатических изменений отмечаются значительные географические неоднородности. Так, согласно [16], в некоторых частях океанов и Антарктики потепления в последние десятилетия не происходило. В то же время в северной высокоширотной зоне наблюдаемое повышение температуры воздуха достигало наибольших значений. В противофазе с глобальной тенденцией к потеплению повышалась и площадь антарктических морских льдов в период проведения систематических измерений со спутников (с 1978 г.) [22, 25].

Географические неоднородности многолетних тенденций изменений термического режима наблюдаются и в толще океанских вод. Так, по данным [18, 19], в тропической зоне на глубинах от 100 до 800 м в последние 50 лет вместо потепления отмечено понижение температуры воды. Распределение трендов меняется и для разных океанических бассейнов. По данным [17], в верхнем 1500-метровом слое Северной Атлантики в период 1999–2005 гг. временные тренды изменений температуры воды были положительными, но отклонения температуры воды от климата WOA2001 [24] вплоть до 2005 г. оставались отрицательными.

Таким образом, изменениям компонентов климатической системы, наряду с общими глобальными чертами, присущи весьма разнообразные географические особенности. В данной статье рассматриваются особенности таких изменений в термохалинной структуре Южного океана, который в силу географического положения соседствует с Антарктидой, отличающейся своеобразием климатического режима. Прослеживается связь этих изменений с аномалиями уровня моря, фиксируемыми средствами спутниковой альтиметрии.

1. Исходные данные и их предварительная обработка

В качестве исходных использовались данные о вертикальных распределениях температуры и солености воды в верхнем 1,5-километровом слое океана, полученные за восьмилетний период (2005–2012 гг.) с помощью ныряющих буев Арго [8]. Данные взяты с FTP-сайта одного из двух Центров глобального сбора данных Арго (Argo's Global Data Assembly Center – GDAC), располагающегося в Монтерее (Калифорния, США) (<ftp://usgodae.org/pub/outgoing/fnmoc/data/ocn/profile/>). Начало периода – 2005 год – выбрано исходя из того, что к этому времени наблюдательная система Арго достигла своей зрелой стадии, и количество наблюдений в Южном океане стало достаточным для оценок текущих изменений состояния полей температуры и солености воды. В настоящее время количество буев в целом по Мировому океану составляет около 3500 с удовлетворительным покрытием акватории Южного океана. Под Южным океаном в последующем изложении будет пониматься широтный пояс от 50° до 75° ю.ш.

Предварительная обработка используемых данных включала в себя первичный контроль, формирование 10-суточных подвыборок, приведение к дискретному набору горизонтов (21 уровень от 10 до 1400 м) и формирование так называемых супернаблюдений, представляющих собой осреднение близко расположенных измерений. Методика предварительной обработки подробно описана в [6]. Дополнительно отфильтровывались также вертикальные профили с глубиной зондирования менее 1000 м.

Суммарное количество измерений в Южном океане за период 2005–2012 гг. после их предварительной обработки и приведения к выбранным дискретным горизонтам составило около 63000 на каждом из горизонтов в верхнем 900-метровом слое и чуть меньше (около 54000) на нижележащих горизонтах до глубины 1400 м. Количество измерений температуры и солености воды было практически одинаковым, так как буи Арго поставляют информацию одновременно об обоих этих элементах. В течение указанного периода типичное количество ежедневных измерений неуклонно росло, так что размер 10-суточных порций данных в Южном океане после их предварительной обработки (в результате чего часть первичных данных отфильтровывалась) в последние годы достигало 200–300 наблюдений (рис. 1). Прослеживаемый на рис. 1 сезонный ход количества измерений обусловлен сезонной эволюцией ледового покрова и соответствующими изменениями площади открытой водной поверхности, где только и возможно получение информации с ныряющих буев.

В последующем изложении будут рассматриваться не абсолютные значения температуры T и солёности S воды, а их отклонения от климатических распределений $\delta T = T - T^{clim}$ и $\delta S = S - S^{clim}$. Такое представление анализируемых полей соответствует переходу от исходных абсолютных величин к аномалиям, являющимся основным объектом при изучении долгопериодной изменчивости океана и во многих приложениях, включающих учет состояния океана при составлении метеорологических прогнозов и прогнозов изменений климата. В качестве климатических значений T^{clim} и S^{clim} использовались данные цифрового атласа Мирового океана WOA2001 [9, 24], зависящие от географического положения, глубины и сезона (с месячной дискретностью). Исходными для построения этого атласа служили данные из массива глубоководных измерений в Мировом океане, собранных за всю историю океанографических наблюдений с 1772 по 2001 год. Большая часть этих данных относится, однако, ко второй половине XX-го века, и построенный по ним климат является репрезентативным именно для этого периода.

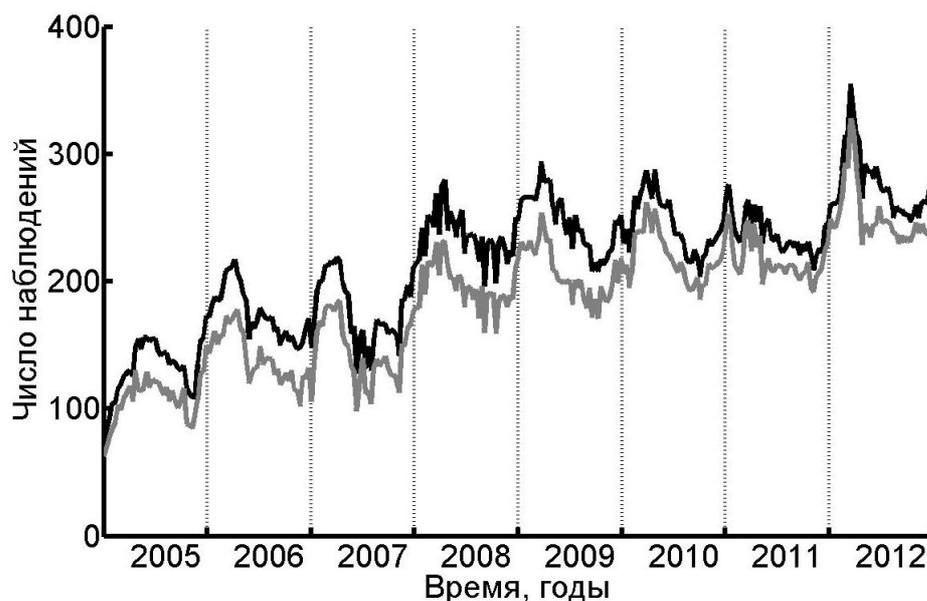


Рис. 1. Изменения со временем в течение 2005-2012 гг. количества измерений температуры воды в 10-суточных порциях данных, приведенных к глубинам 500 м (черная линия) и 1400 м (серая линия).

2. Средние по Южному океану аномалии и их межгодовая изменчивость

Рассмотрим вначале средние характеристики по всему Южному океану. Горизонтальное осреднение в дальнейшем будем обозначать угловыми скобками с подстрочным буквенным индексом, указывающим на географическую область (SO – вся акватория Южного океана, WO – акватория Мирового океана), а осреднение по времени

за период 2005–2012 гг. – чертой сверху. В соответствии с принятой структурой группировки данных текущие значения относятся к 10-суточным интервалам времени, и $\langle \delta T \rangle_{SO}$ – это могущие меняться со временем средние по Южному океану 10-суточные аномалии температуры воды, а $\overline{\langle \delta T \rangle_{SO}}$ – средние по Южному океану аномалии за весь период 2005–2012 гг. Те и другие являются функциями глубины z в диапазоне ее изменений от 10 до 1400 м.

Вертикальные распределения $\overline{\langle \delta T \rangle_{SO}}$ и $\overline{\langle \delta S \rangle_{SO}}$ показаны на рис. 2. Для сравнения здесь показаны также аналогичные распределения, подсчитанные для всего Мирового океана $\overline{\langle \delta T \rangle_{WO}}$ и $\overline{\langle \delta S \rangle_{WO}}$.

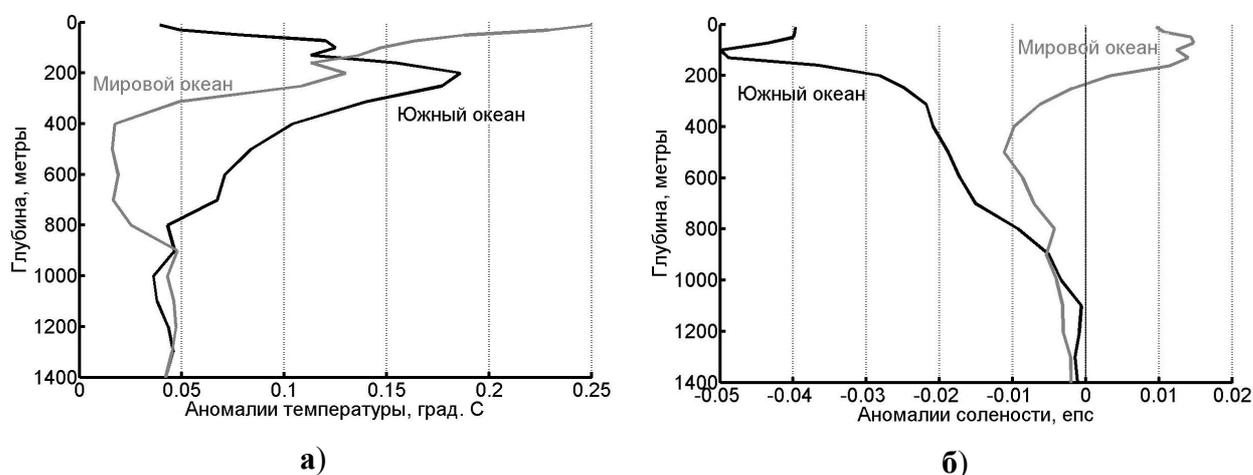


Рис. 2. Средние за 2005–2012 гг. аномалии температуры воды (а) и ее солёности (б) как функции глубины в Южном океане (черные линии) и в Мировом океане (серые линии)

Как видно из рисунка, средние за 2005–2012 гг. аномалии температуры воды в целом по Южному океану имеют положительный знак во всем рассматриваемом слое с максимумом $\sim 0,19$ °С на глубине около 200 м. В слое 500–700 м они составляют $\sim 0,07$ °С, уменьшаясь до $\sim 0,04$ °С на нижних горизонтах 900–1400 м. Если сравнивать со средними по всему Мировому океану, то на нижних горизонтах отклонения температуры в Южном океане от климата практически совпадают с глобальными аномалиями, превышают глобальные значения на промежуточных глубинах и оказываются меньше глобальных в приповерхностном слое.

Аномалии солёности в Южном океане имеют отрицательный знак, т.е. в сравнении с климатом WOA2001 здесь происходит распреснение вод во всем диапазоне глубин от 10 до 1400 м (рис. 2 б). В вертикальном распределении отмечается локальный по глубине максимум отрицательных отклонений: около $-0,05$ епс (единиц практической солёности;

англ. psu – practical salinity unit) на глубине около 100 м. В среднем по Мировому океану положительные аномалии в верхнем 250-метровом слое сменяются отрицательными отклонениями на нижележащих горизонтах. В слое 800–1400 м вертикальная структура аномалий в Южном океане и в целом по Мировому океану довольно похожа, примерно в такой же степени, как и для изменений температуры воды.

Историю развития аномалий в течение рассматриваемого периода можно проследить по графикам временных изменений $\langle \delta T \rangle_{SO}$ и $\langle \delta S \rangle_{SO}$, представленным на рис. 3 и 4 для нескольких глубин, относящихся к верхнему перемешанному слою (а), сезонному термоклину (б) и главному пикноклину (в, г).

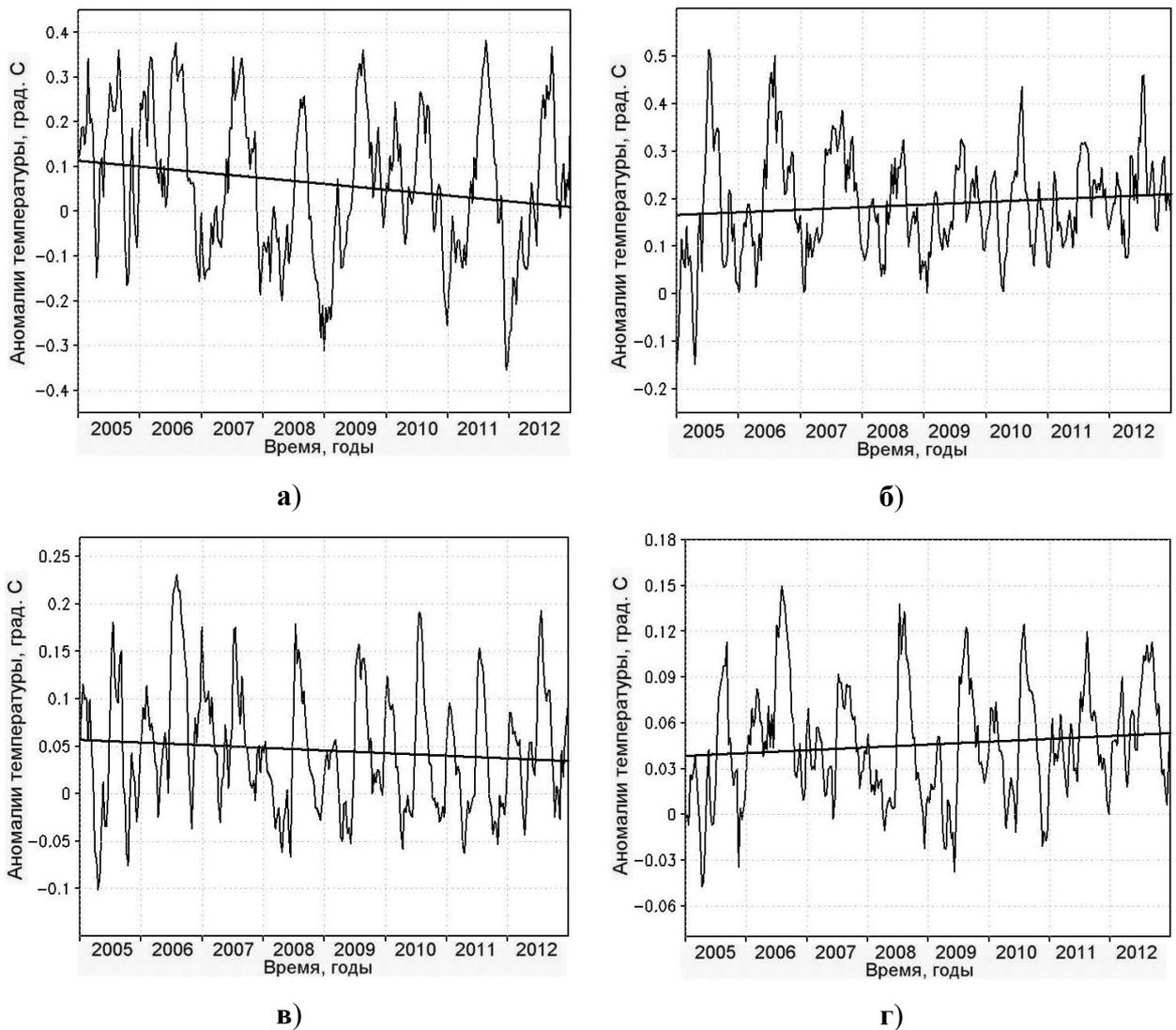


Рис. 3. Изменения со временем 10-суточных аномалий температуры воды $\langle \delta T \rangle_{SO}$ в Южном океане (°C) и их линейные тренды на нескольких глубинах:

30 м (а), 200 м (б), 800 м (в), 1300 м (г)/

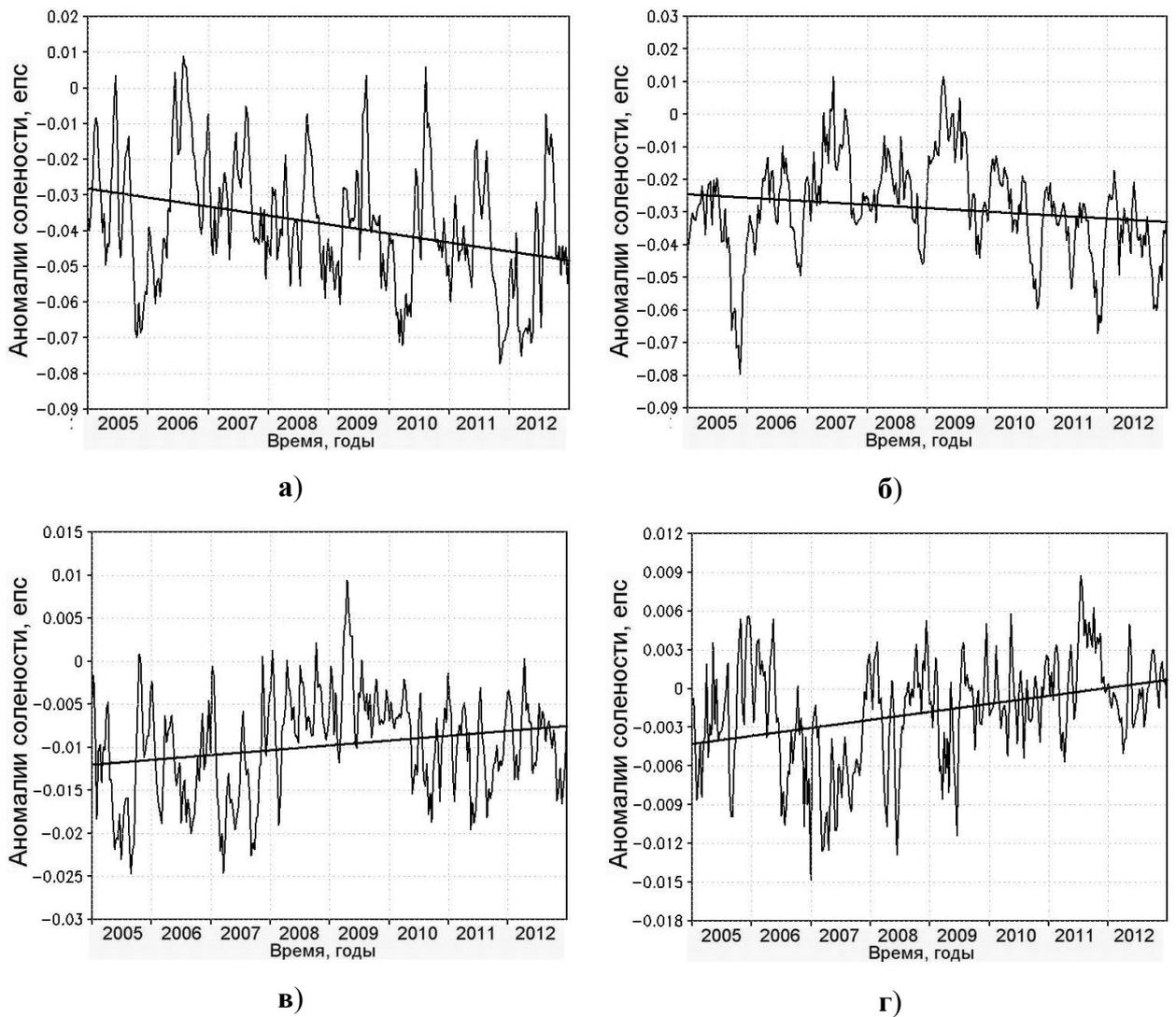


Рис. 4. Изменения со временем 10-суточных аномалий солености воды $\langle \delta S \rangle_{SO}$ в Южном океане (епс) и их линейные тренды на нескольких глубинах:

а – 30 м, б – 200 м, в – 800 м, г – 1300 м

Отмечающаяся на этих графиках сильная короткопериодная изменчивость текущих аномалий обусловлена как выборочной дисперсией ограниченных объемов данных в их 10-суточных порциях, так и сезонными эффектами, связанными с изменениями площади открытой воды, в пределах которой имеются измерения буев Арго. Сколь-нибудь достоверные суждения о временных изменениях таких зашумленных рядов можно сделать лишь относительно линейных трендов, изображенных на этих рисунках, наряду с исходными аномалиями. Числовая информация о средних значениях $\overline{\langle \delta T \rangle_{SO}}$ и $\overline{\langle \delta S \rangle_{SO}}$ и линейных трендах изменений $\langle \delta T \rangle_{SO}$ и $\langle \delta S \rangle_{SO}$ в течение 2005–2012 гг. для всех глубин, к которым приводились анализируемые данные при расчете статистических характеристик по выбранным районам, представлена в табл. 1. Жирным шрифтом в

таблице выделены значимые тренды изменений солёности на уровне значимости $\alpha = 0,05$ для 96 степеней свободы (в предположении о том, что в рассматриваемых рядах независимыми являются измерения, разделённые промежутком времени не менее одного месяца [6]). Линейные тренды изменений температуры ни на одной из глубин не являются значимыми.

Таблица 1

Средние по Южному океану за период 2005–2012 гг. аномалии температуры и солёности воды, а также значения линейного тренда временных изменений 10-суточных аномалий в течение этого периода

Глубина, z	$\overline{\langle \delta T \rangle_{SO}}$, °C	Тренд $\langle \delta T \rangle_{SO}$, °C / 8 лет	$\overline{\langle \delta S \rangle_{SO}}$, епс	Тренд $\langle \delta S \rangle_{SO}$, епс / 8 лет
10	0,052	-0,109	-0,0380	-0,0198
30	0,062	-0,104	-0,0382	-0,0201
50	0,091	-0,087	-0,0385	-0,0205
72	0,128	-0,045	-0,0419	-0,0221
100	0,130	0,018	-0,0483	-0,0251
130	0,116	0,041	-0,0482	-0,0231
160	0,156	0,055	-0,0369	-0,0146
200	0,188	0,044	-0,0287	-0,0085
250	0,180	0,048	-0,0253	-0,0020
312	0,143	0,048	-0,0226	0,0026
400	0,107	0,028	-0,0219	0,0054
500	0,087	-0,001	-0,0196	0,0054
600	0,077	-0,024	-0,0181	0,0038
700	0,071	-0,019	-0,0158	0,0042
800	0,046	-0,022	-0,0098	0,0045
900	0,048	-0,004	-0,0054	0,0028
1000	0,036	0,017	-0,0037	0,0036
1100	0,038	0,011	-0,0009	0,0048
1200	0,043	0,008	-0,0012	0,0050
1300	0,046	0,015	-0,0018	0,0050
1400	0,043	0,000	-0,0015	0,0049

Как видно из этих рисунков и табл. 1, характер временных изменений $\langle \delta T \rangle_{SO}$ и $\langle \delta S \rangle_{SO}$ зависит от глубины. Преобладание положительных аномалий температуры воды прослеживается на всех глубинах в течение всего периода 2005–2012 гг. Но абсолютная величина аномалий $\langle \delta T \rangle_{SO}$ имеет тенденцию к уменьшению со временем в верхнем слое до глубины около 70 м и на промежуточных глубинах от 500 до 900 м. В других частях

водного столба наблюдается противоположная тенденция к увеличению аномалий. Впрочем, ни на одной из глубин линейные тренды изменений температуры не являются значимыми.

По изменениям солёности в рассматриваемой области глубин выделяются две части с противоположными тенденциями. В верхнем 250-метровом слое наблюдается усиление со временем отрицательных аномалий $\langle \delta S \rangle_{SO}$, а на глубинах 300–1400 м их ослабление. При этом в верхнем 10–160 и нижнем 1000–1400-метровом слоях линейные тренды оказываются значимыми на уровне $\alpha = 0,05$.

3. Региональные особенности

Для определения региональных особенностей Южный океан подразделялся на три сектора: Атлантический, Индоокеанский и Тихоокеанский (рис. 5).

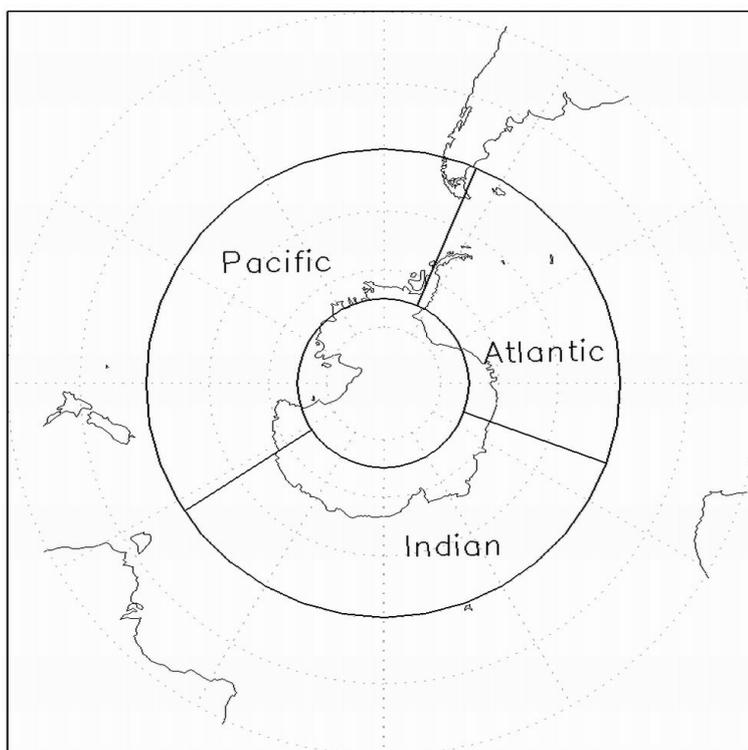


Рис. 5. Границы секторов Южного океана, для которых оценивались изменения термохалинных характеристик.

Atlantic – Атлантический сектор (67° з.д. – 20° в.д./ 50° – 75° ю.ш.); Indian – Индоокеанский сектор (20° – 147° в.д./ 50° – 75° ю.ш.); Pacific – Тихоокеанский сектор (147° в.д.– 67° з.д. / 50° – 75° ю.ш.).

На рис. 6 представлены вертикальные распределения осредненных за 2005–2012 гг. аномалий температуры воды (рис. 6 а) и ее солёности (рис. 6 б) для каждого из трех выделенных секторов Южного океана. Видно, что положительные отклонения

температуры от климата прослеживаются не только для акватории Южного океана как целого, но и для всех его трех секторов. Общей закономерностью является выраженная тенденция к потеплению верхнего 1,5-километрового слоя воды с максимальными значениями на глубинах от 100 м до 300 м. Наибольшие положительные отклонения, превышающие 0,2 °С, отмечаются в Тихоокеанском и Индоокеанском секторах.

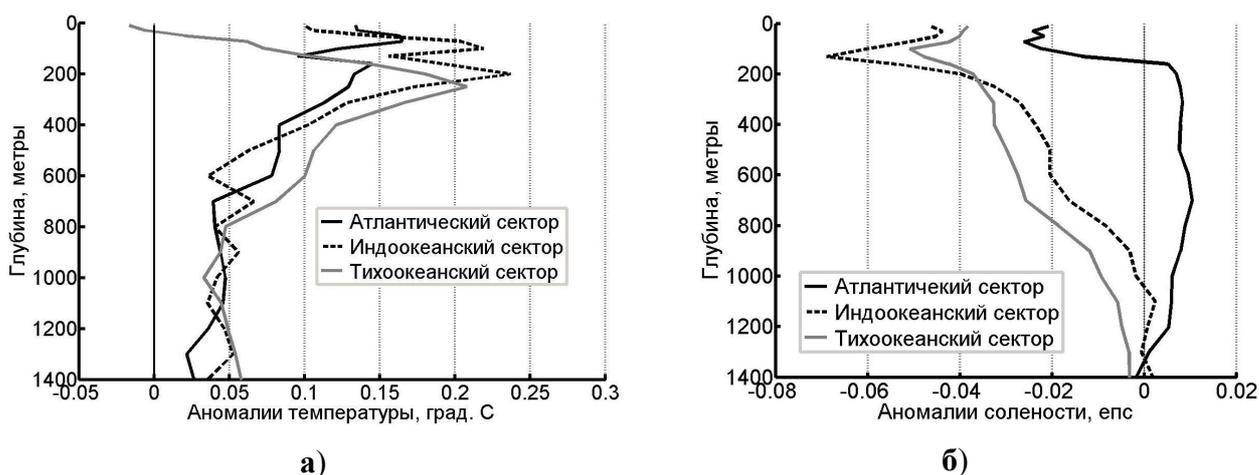


Рис. 6. Средние за 2005–2012 гг. аномалии температуры воды (а) и ее солёности (б) как функции глубины в трех секторах Южного океана.

Что касается солёности, то здесь отрицательные значения средних для всего Южного океана аномалий в слое 200–1400 м определяются распределением вод Индоокеанского и Тихоокеанского секторов, в то время как в Атлантическом секторе наблюдается слабое осолонение (рис. 6 б). В верхнем 200-метровом слое распределение имеет место во всех трех секторах. Как и для температуры, максимальные по абсолютной величине аномалии наблюдаются в верхнем слое на глубинах от 100 м до 200 м.

4. Связь с аномалиями уровня моря

В силу присущей морской воде зависимости ее плотности $\rho = \rho(T, S, p)$, а следовательно и удельного объема $\alpha = 1/\rho$, от температуры воды T , ее солёности S и давления p , рассмотренные выше изменения аномалий термохалинной структуры должны находить отражение и в изменениях положения морской поверхности.

Регулярное слежение за уровнем моря осуществляется с начала 1990-х гг. благодаря введению в эксплуатацию установленных на спутниках альтиметров, поставляющих данные о высоте морской поверхности, а также о параметрах ветрового волнения и

скорости ветра [23]. Сбор и обобщение этих данных производится в рамках проекта по спутниковой альтиметрии AVISO (см. <http://www.aviso.oceanobs.com/>). Постоянно поддерживаемая система нескольких спутников, оснащенных альтиметрами, обеспечивает оперативный мониторинг высоты морской поверхности ζ_{alt} с высоким разрешением вдоль спутниковых треков и с высокой точностью (± 3 см для аномалий $\delta \zeta_{alt}$, представляющих собой отклонения от средних за несколько лет значений, подсчитываемых для каждого из спутников). С помощью объективного анализа из вдольтрековых данных с нескольких спутников (5 спутников в 2013 г.) создаются массивы значений $\delta \zeta_{alt}$ в узлах регулярной сетки в отклонениях от средних за период 1993–1999 гг.

На сервере AVISO предоставляется доступ к целому спектру разнообразных данных, включая вдольтрековые измерения с пяти спутников и полученные путем их объективного анализа сеточные данные. Сеточные данные представлены на трех различных сетках: равномерной географической $1^\circ \times 1^\circ$, меркаторской $1/3^\circ \times 1/3^\circ$ и равномерной географической $1/4^\circ \times 1/4^\circ$.

По степени оперативности данные подразделяются на два типа. Первый из них – это NRT-данные (Near Real Time), получаемые в режиме близком к реальному времени. Они генерируются ежедневно в тот же день (preliminary NRT map), а затем дважды уточняются, вначале через три дня (intermediate NRT map), а затем через шесть дней (final NRT map). Второй тип данных – это данные задержанного времени – DT-данные (Delayed Time), пополняющие базу с задержкой в несколько месяцев. Различия между этими типами данных определяются набором поправок, вносимых по мере уточнения орбитальных характеристик спутников. Данные задержанного времени являются наиболее точными, так как при их генерации учитывается самый полный набор поправок.

Если пренебречь горизонтальными вариациями давления p ниже бароклинного слоя на глубинах $z > z_b \approx 1500$ м (т.е. при $p > p_b \approx 1500$ дбар)¹, то наблюдаемые аномалии уровня моря $\delta \zeta_{alt}$ можно соотнести с аномалиями $\delta \zeta_{sth}$, представляющими собой отклонения стерических высот

$$\zeta_{sth} = (1/g) \int_0^{p_b} (1/\rho) dp \approx -(1/\rho_0) \int_0^{z_b} (\rho - \rho_0) dz$$

от средних значений за несколько лет, $\delta \zeta_{sth} = \zeta_{sth} - \overline{\zeta_{sth}}$.

¹ Вариации придонного давления, с которыми связана баротропная компонента движения, как правило, на порядок меньше, чем вариации стерических высот за счет изменений температуры и солёности, связанные с бароклинной компонентой движения (см., например, [11]).

В формуле, служащей определением стерической высоты, g – ускорение свободного падения; $\rho = \rho(T, S, p)$ – плотность морской воды; ρ_0 – ее отсчетное значение; глубина z отсчитывается сверху вниз от поверхности океана $z = 0$, где $p = 0$, до $z = z_b$, где $p = p_b$.

Под бароклинным понимается верхний слой океана толщиной $\sim 1-1,5$ км со значительными градиентами температуры, солености и плотности воды, существенно превосходящими таковые для нижележащей сравнительно однородной абиссальной области.

Стерические высоты являются интегральным показателем вертикального распределения плотности воды $\rho = \rho(T, S, p)$ в слое от поверхности океана до $z = z_b$. Зависимость ζ_{sth} от температуры обусловлена термическим расширением (сжатием) воды при повышении (понижении) ее температуры, а зависимость от солености – создаваемыми вариациями солености изменениями плотности, порождающими изменения объема столба воды. При наличии определенной упорядоченности отклонений температуры и солености от средних распределений, имеющей место при определяющем вкладе нескольких доминирующих мод в суммарную вертикальную изменчивость, отклонения ζ_{sth} могут служить источником информации об изменениях термохалинной структуры и на отдельных глубинах. Модовая структура обычно определяется путем разложения по эмпирическим ортогональным функциям [4, 10]. Горизонтальное распределение стерических высот ζ_{sth} позволяет оценить и поле вектора поверхностных течений \mathbf{u} с использованием так называемого динамического метода, основанного на предположении о выполнении геострофического соотношения $\mathbf{u} = (g/f)\mathbf{k} \times \nabla \zeta_{sth}$, (f – параметр Кориолиса, \mathbf{k} – единичный вектор вертикали, ∇ – оператор горизонтального градиента) [3].

Попробуем оценить, в какой степени изменения аномалий стерических высот поверхности моря $\delta \zeta_{sth}$, рассчитываемых (1) с использованием арговских данных, согласуются с измеренными аномалиями уровня моря $\delta \zeta_{alt}$. Наличие согласования будет служить подтверждением возможности использования данных об уровне моря в качестве дополнительного источника информации о термохалинной структуре бароклинного слоя океана. Стерические высоты рассчитывались по рассмотренным выше данным об аномалиях температуры и солености воды с использованием уравнения состояния морской воды $\rho = \rho(T, S, p)$, аппроксимируемого рациональной функцией [20]. В качестве нижнего отсчетного уровня принималась глубина $z_b = 1450$ м. Аномалии

стерических высот $\delta \zeta_{sth}$ определялись как отклонения от средних $\overline{\zeta_{sth}}$ за период 2005–2012 гг.

Для определения изменений $\delta \zeta_{alt}$ на рассматриваемом интервале времени 2005–2012 гг. использовались DT-данные на равномерной географической сетке $1^\circ \times 1^\circ$, представленные на сервере AVISO с недельной дискретностью. Установление соответствия между $\delta \zeta_{alt}$ и $\delta \zeta_{sth}$ осложняется тем, что имеющиеся в нашем распоряжении еженедельные альтиметрические данные относятся к регулярной географической сетке, а данные буев Арго в каждом из выбранных для группировки данных 10-суточных временных интервалов – к произвольным географическим координатам. Причем количество арговских профилей температуры и солености воды в 10-суточных порциях (от 100 до 300 в разные годы; см. рис. 1) существенно меньше числа узлов 1-градусной сетки, на которой представлены альтиметрические данные.

Эти осложнения можно преодолеть, проводя сравнение статистик в пределах некоторых районов, для которых набирается достаточное число наблюдений. Но использование статистик для обширных районов подавляет присущую анализируемым полям географическую изменчивость, маскируя интересующую нас связь между $\delta \zeta_{alt}$ и $\delta \zeta_{sth}$. В этом мы убеждаемся при рассмотрении рис. 7, на котором представлены изменения со временем осредненных по всему Южному океану $\langle \delta \zeta_{alt} \rangle_{SO}$ и $\langle \delta \zeta_{sth} \rangle_{SO}$. В этих изменениях прослеживаются признаки согласованности лишь по дисперсии временных вариаций (среднеквадратичные отклонения $\langle \delta \zeta_{alt} \rangle_{SO}$ и $\langle \delta \zeta_{sth} \rangle_{SO}$, соответственно, 0,97 и 0,88 см), но не по их фазам. Коэффициент корреляции между $\langle \delta \zeta_{alt} \rangle_{SO}$ и $\langle \delta \zeta_{sth} \rangle_{SO}$ в этом случае оказывается отрицательным, $r_{alt/sth} = -0.15$.

Более заметные признаки согласованности между временными изменениями $\langle \delta \zeta_{alt} \rangle$ и $\langle \delta \zeta_{sth} \rangle$ появляются при уменьшении площади осреднения, а именно при осреднении по трем секторам, рассматривавшимся в подразделе 4. Коэффициент корреляции $r_{alt/sth}$ в этом случае, однако, все еще остается незначимым, но хотя бы неотрицательным (0,10 в Атлантическом секторе, 0,19 в Тихоокеанском и около нуля в Индоокеанском секторах).

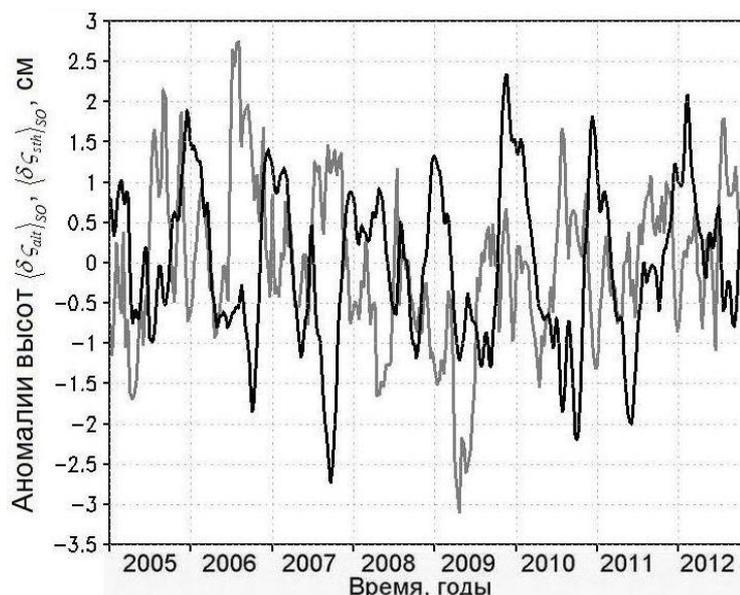


Рис. 7. Изменения со временем средних по Южному океану аномалий уровня моря $\langle \delta \zeta_{alt} \rangle_{SO}$ (черная линия) и аномалий стерических высот $\langle \delta \zeta_{sth} \rangle_{SO}$ (серая линия).

Приемлемым компромиссом между необходимостью удовлетворения требованиям локальности и возможностью получения достаточного объема выборок из массива арговских данных представляется осреднение по восьми районам, указанным в табл. 2. При таком подразделении акватории Южного океана количество измерений в каждом из выделенных районов в каждом из 10-суточных сроков в типичных случаях составляет 10–30 профилей, хотя встречаются сроки и районы всего лишь с несколькими наблюдениями.

В табл. 2 приведены также статистики временной изменчивости сопоставляемых величин: σ_{alt} – среднеквадратичное отклонение временного ряда аномалий альтиметрических высот $\langle \delta \zeta_{alt} \rangle$; σ_{sth} – среднеквадратичное отклонение временного ряда аномалий стерических высот $\langle \delta \zeta_{sth} \rangle$; $r_{alt/sth}$ – коэффициент корреляции между аномалиями альтиметрических и стерических высот; $r_{alt/sth}^{sm}$ – коэффициент корреляции между аномалиями альтиметрических и стерических высот с отфильтрованными сезонными и внутрисезонными изменениями. Жирным шрифтом выделены статистически значимые значения коэффициента корреляции на уровне значимости $\alpha = 0,05$ для 96 степеней свободы.

Районы Южного океана, выбранные для сопоставления $\langle \delta \zeta_{alt} \rangle$ и $\langle \delta \zeta_{sth} \rangle$, и статистики временной изменчивости сопоставляемых величин

№ п/п	Район	Координаты границ (долготы/широты)	σ_{alt} , см	σ_{sth} , см	$r_{alt/sth}$	$r_{alt/sth}^{sm}$
1	Западная часть Атлантического сектора	67°–23° з.д. 50°–75° ю.ш.	1,61	2,57	0,26	0,45
2	Восточная часть Атлантического сектора	23° з.д.–20° в.д. 50°–75° ю.ш.	1,82	2,08	0,03	0,16
3	Западная часть Индоокеанского сектора	20°–62° в.д. 50°–75° ю.ш.	2,30	2,04	0,32	0,58
4	Центральная часть Индоокеанского сектора	62°–104° в.д. 50°–75° ю.ш.	2,67	2,63	–0,09	–0,01
5	Восточная часть Индоокеанского сектора	104°–147° в.д. 50°–75° ю.ш.	1,84	2,08	0,02	0,43
6	Западная часть Тихоокеанского сектора	147° в.д.–164° з.д. 50°–75° ю.ш.	1,35	1,55	0,08	0,21
7	Центральная часть Тихоокеанского сектора	164°–116° з.д. 50°–75° ю.ш.	2,74	2,28	0,43	0,82
8	Восточная часть Тихоокеанского сектора	116°–67° з.д. 50°–75° ю.ш.	1,99	1,35	0,16	0,12

Изменения со временем $\langle \delta \zeta_{alt} \rangle$ и $\langle \delta \zeta_{sth} \rangle$ для четырех из восьми районов представлены на рис. 8. Утолщенными кривыми здесь показаны сглаженные по времени изменения с отфильтрованными короткопериодными вариациями. Фильтрация осуществлялась низкочастотным фильтром Ланцоша с граничной частотой $0,002 \text{ сут}^{-1}$ [13].

Как видно из табл. 2 и рис. 8, между изменениями $\langle \delta \zeta_{alt} \rangle$ и $\langle \delta \zeta_{sth} \rangle$ прослеживается определенная согласованность, по крайней мере, на межгодовых масштабах времени в пяти из восьми выбранных районов, для которых в рядах с исключенными короткопериодными вариациями коэффициенты корреляции оказываются статистически значимыми. Сопоставимыми являются и дисперсии изменений $\langle \delta \zeta_{alt} \rangle$ и $\langle \delta \zeta_{sth} \rangle$. Отсутствие согласованности в остальных случаях может объясняться как погрешностями исходных данных, определяющимися в основном ошибками репрезентативности [6], так и дисперсией оценок по ограниченной выборке с недостаточным числом арговских

измерений в отдельных районах и в отдельные сроки, а также вкладом баротропных процессов, не связанных напрямую с изменениями термохалинной структуры.

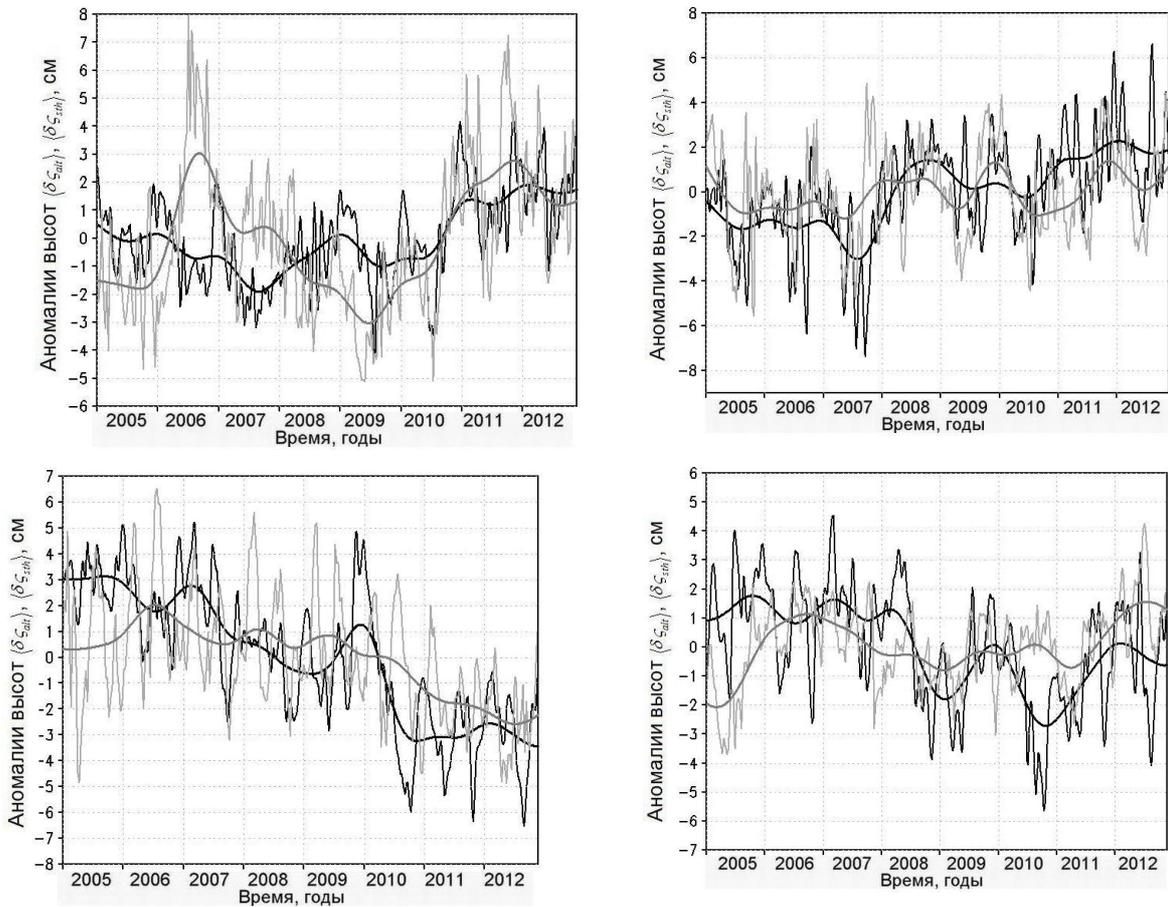


Рис. 8. Изменения со временем аномалий уровня моря $\langle \delta \zeta_{alt} \rangle$ (черные линии) и аномалий стерических высот $\langle \delta \zeta_{sth} \rangle$ (серые линии) в нескольких районах Южного океана, указанных в табл. 2.:

Западная часть Атлантического сектора (а); Западная часть Индоокеанского сектора (б); Центральная часть Тихоокеанского сектора (в), Восточная часть Тихоокеанского сектора (г). Тонкие линии построены по еженедельным данным $\langle \delta \zeta_{alt} \rangle$ и ежедекадным данным $\langle \delta \zeta_{sth} \rangle$, утолщенные линии – результат фильтрации с исключенными короткопериодными вариациями.

Тем не менее сопоставимость дисперсий изменений $\langle \delta \zeta_{alt} \rangle$ и $\langle \delta \zeta_{sth} \rangle$ может служить свидетельством того, что фиксируемые альтиметрическими измерениями вариации уровня океана порождаются в основном бароклинными процессами в верхнем слое океана, отражающимися на термохалинной структуре океанских вод. Наличие значимых связей между $\langle \delta \zeta_{alt} \rangle$ и $\langle \delta \zeta_{sth} \rangle$ служит основанием для использования альтиметрических данных в качестве дополнительного источника информации о

термохалинной структуре бароклинного слоя океана. Такая возможность реализуется, в частности, во многих системах усвоения океанографических данных (см., например, [12, 14, 15, 21]).

Заключение

Для определения изменений состояния термохалинных полей Южного океана в условиях меняющегося климата использованы данные измерений в верхнем 1,5-километровом слое воды за 2005–2012 гг., поставляемые наблюдательной системой ныряющих буев Арго.

Показано, что в 2005–2012 гг. температурный фон вод Южного океана сохранялся более высоким в сравнении с данными атласа WOA2001, характеризующими климат предшествующего периода, главным образом второй половины XX века. Наблюдавшиеся в течение этого периода временные изменения характеризовались сильными короткопериодными вариациями, в значительной степени обусловленными выборочной дисперсией ограниченных объемов данных в их 10-суточных порциях, так и сезонными эффектами. Выделяемые на фоне таких вариаций линейные тренды указывают на ослабление со временем температурных аномалий в верхнем слое до глубины около 70 м и на промежуточных глубинах от 500 до 900 м и их усиление в других частях водного столба.

Полученная в расчетах структура аномалий поля солёности воды свидетельствует о слабом распреснении вод Южного океана, рассматриваемого как целое в сравнении с климатом WOA2001. Степень распреснения зависит, однако, от глубины и варьируется в региональных масштабах. Наибольших значений она достигает в Индоокеанском и Тихоокеанском секторах. В верхнем 250-метровом слое отрицательные аномалии солёности со временем усиливались, тогда как в нижележащих слоях прослеживалось их ослабление.

Обнаруженные изменения состояния вод Южного океана представляют собой частные проявления преобразований состояния климатической системы, современная стадия которых, характеризующаяся ускоренными темпами изменения, часто называется "меняющимся климатом".

Рассмотрена связь между изменениями термохалинной структуры и вариациями уровня морской поверхности $\delta \zeta_{alt}$, фиксируемыми средствами спутниковой альтиметрии. Эта связь устанавливается через стериические высоты ζ_{sth} , являющиеся

интегральным показателем вертикального распределения плотности воды в бароклинном слое океана, зависящей от ее температуры и солёности.

Прослеживаемая по результатам обработки арговских и альтиметрических данных связь между изменениями аномалий $\delta \zeta_{alt}$ и $\delta \zeta_{sth}$ подтверждает возможность извлечения дополнительной информации об изменениях температуры и солёности в бароклинном слое океана из данных альтиметрических измерений.

Использованные в данной работе данные буев Арго собраны и предоставлены для свободного распространения Международной программой Арго (International Argo Program) и вносящими в нее вклад национальными программами (<http://www.argo.ucsd.edu>, <http://argo.jcommops.org>). Программа Арго является частью Глобальной системы наблюдений океана (Global Ocean Observing System). Данные по аномалиям уровня моря предоставлены для свободного распространения в рамках проекта по спутниковой альтиметрии AVISO (<http://www.aviso.oceanobs.com>).

Авторы выражают благодарность А.А. Зеленько за обсуждение изложенных в статье результатов на предварительных этапах ее подготовки.

Работа выполнена при поддержке ФЦП "Мировой океан".

Список использованных источников

1. Алексеев Г.В., Нагурный А.П., Макитас А.П., Иванов Н.Е., Шутилин С.В. Роль морского льда в формировании годового цикла двуокиси углерода в высокоширотной морской Арктике // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2007. – № 77. – С. 28–36.
2. Гудкович З.М., Карклин В.П., Смоляницкий В.М., Фролов И.Е. О характере и причинах изменений климата Земли // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2009. – № 1 (81). – С. 15–23.
3. Зубов Н.Н., Мамаев О.И. Динамический метод вычисления элементов морских течений. – Л.: Гидрометеиздат, 1956. – 115 с.
4. Коротяев Г.К. Бароклинный слой моря: От теории Линейкина до оперативной океанографии // Современные проблемы динамики океана и атмосферы. – М.: Триада ЛТД, 2010. – С. 79–97.
5. Монин А.С. Влияние планет на климат Земли // Глобальные изменения природной среды (климат и водный режим). – М.: Научный мир, 2000. – С. 122–128.
6. 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, № 2. – С. 165–183.
7. Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Смоляницкий В.М. Изменения климата Арктики и Антарктики – результат действия естественных причин // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2010. – № 2 (85). – С. 52–61.

8. *Argo Science Team* (Dean Roemmich, Olaf Boebel, Howard Freeland, Brian King, Pierre-Yves LeTraon, Robert Molinari, W. Brechner Owens, Stephen Riser, Uwe Send, Kensuke Takeuchi, Susan Wijffels). On the design and Implementation of Argo – An initial Plan for a global array of Profiling Floats. International CLIVAR project Office ICPO Report No.21. GODAE Report No 5. Published by the GODAE International Project office, c/o Bureau of Meteorology, Melbourne, Australia. – 1998. – 32 p. [available at <http://www-argo.ucsd.edu/argo-design.pdf>]
9. *Boyer T.P., Stephens C., Antonov J.I. et al.* World Ocean Atlas 2001, Volume 2: Salinity. Ed. by S. Levitus, NOAA Atlas NESDIS 50, U.S. Government Printing Office, Wash., D.C. – 2002. – 165 p., CD-ROMs.
10. *Carnes M.R.J., Teague W.J., Mitchell J.L.* Inference of subsurface thermohaline structure from fields measurable by satellite // *J. Atmos. Oceanic Technol.* – 1994. – Vol. 11. – P. 551-566.
11. *Chambers D.P., Willis J.K.* A Global evaluation of ocean bottom pressure from GRACE, OMCT, and steric-corrected altimetry // *J. Atmos. Oceanic Technol.* – 2010. – Vol. 27. – P. 1395–1402.
12. *Cooper M., Haines K.* Altimetric assimilation with water property conservation // *J. Geophys. Res.* –1996. – Vol. 101, N. C1. –P. 1059–1077, doi:10.1029/95JC02902.
13. *Ducon C.E.* Lanczos filtering in one and two dimensions // *J. Appl. Meteorol.* – 1979. – Vol. 18. – P. 1016–1022.
14. *Ezer T., Mellor G.L.* Continuous Assimilation of Geosat Altimeter data into Three-Dimensional Primitive Equation Gulf Stream Model // *J. Phys. Ocean.* – 1994. –Vol. 24. –P. 832–847.
15. *Fox D. N., Teague W. J., Barron C. N., Carnes M. R., Lee C. M.* The Modular Ocean Data Assimilation System (MODAS) // *J. Atmos. Oceanic Technol.* –2002. – Vol. 19. –P. 240–252.
16. *IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis.* Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 p.
17. *Ivchenko, V.O., Wells N.C., Aleynik D.L.* Anomaly of heat content in the northern Atlantic in the last 7 years: Is the ocean warming or cooling? // *Geophys. Res. Lett.* – 2006. – Vol. 33. – L22606, doi:10.1029/2006GL027691.
18. *Levitus S, Antonov J.I., Boyer T.P. et al.* Warming of the World Ocean // *Science.* – 2000. – Vol. 287. – P. 2225–2229. doi: 10.1126/science.287.5461.2225.
19. *Levitus S., Antonov J., Boyer T.* Warming of the World ocean, 1955–2003 // *Geoph. Res. Letters.* – 2005. – Vol. 32. – L02604, doi:10.1029/2004GL021592.
20. *McDougall T.J., Jackett D.R., Wright D.G. et al.* Accurate and computationally efficient algorithms for potential temperature and density of seawater // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology.* – 2003. – Vol. 20, N. 5. – P. 730–741.
21. *Nardelli B.B., Santoleri R.* Reconstructing Synthetic Profiles from Surface Data // *J. Atmosp. Oceanic Technology.* –2004. –Vol. 21, N. 4. –P. 693–703.

22. *Parkinson C. L., Cavalieri D. J.* Antarctic sea ice variability and trends, 1979–2010 // *The Cryosphere*. – 2012. – Vol. 6. – P. 871–880, doi:10.5194/tc-6-871-2012.

23. *Satellite Altimetry and Earth Sciences. A Handbook of Techniques and Applications*. Ed. by Lee-Lueng Fu and Anny Cazenave. International Geophysics Series. Vol. 69. Academic Press, 2001, ISBN: 978-0-12-269545-2, 463 p.

24. *Stephens C., Antonov J.I., Boyer T.P. et al.* World Ocean Atlas 2001. Vol. 1: Temperature. Ed. by S. Levitus, NOAA Atlas NESDIS 49, U.S. Government Printing Office, Wash., D.C. – 2002. – 176 p. – CD-ROMs.

25. *Zhang J.* Increasing Antarctic sea ice under warming atmospheric and oceanic conditions // *J. Climate*, – 2007. – Vol. 20. – P. 2515–2529.

Поступила в редакцию 09.10.2013 г