

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ НАУЧНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ПРИРОДНО-ТЕХНИЧЕСКИХ СИСТЕМ

*На правах рукописи*

ТОРБИНСКИЙ АНТОН ВИКТОРОВИЧ

**ИНДООКЕАНСКИЙ ДИПОЛЬ:  
МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ И ВЛИЯНИЕ  
НА РЕГИОНАЛЬНЫЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ**

25.00.30 – Метеорология, климатология, агрометеорология

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата физико-математических наук

Научный руководитель  
чл.-корр. РАН, д. г. н., проф.  
Полонский Александр Борисович

Севастополь – 2022

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>ВВЕДЕНИЕ</b> .....	<b>3</b>
<b>ГЛАВА 1 ИНДООКЕАНСКИЙ ДИПОЛЬ</b> .....	<b>9</b>
1.1 История открытия Индоокеанского диполя .....	9
1.2 «Анатомия» события Индоокеанского диполя.....	15
1.3 Уникальные особенности Индоокеанского диполя .....	21
1.4 Положительная, отрицательная и нейтральная фазы Индоокеанского диполя .....	27
1.5 Роль планетарных волн в эволюции Индоокеанского диполя.....	33
согласно литературным источникам .....	33
1.6 Обзор исследований, посвященных влиянию зональных течений.....	37
на Индоокеанский диполь .....	37
Выводы к Главе 1 .....	42
<b>ГЛАВА 2 ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ. ТЕРМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЕРХНЕГО СЛОЯ ЭКВАТОРИАЛЬНО-ТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЫ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА И ЯВЛЕНИЕ ИНДООКЕАНСКОГО ДИПОЛЯ</b> .....	<b>43</b>
2.1 Используемые данные.....	43
2.2 Верификация данных реанализов для тропической зоны.....	50
Индийского океана .....	50
2.3 Межгодовые изменения теплозапаса, турбулентных потоков тепла в центральной и восточной частях региона .....	60
2.4 Роль зональных течений и планетарных волн в распространении термических аномалий в экваториально-тропической зоне .....	66
Индийского океана .....	66
Выводы к Главе 2 .....	78
<b>ГЛАВА 3 МЕХАНИЗМ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ИНДООКЕАНСКОГО ДИПОЛЯ</b> .....	<b>80</b>
3.1 Описание взаимодействия Эль-Ниньо – Южное колебание и Индоокеанского диполя, известное из научной литературы .....	80
3.2 Влияние критических слоев на интенсивность и время начала события Индоокеанского диполя .....	90
3.3 Типизация событий Индоокеанского диполя в разрезе событий Эль-Ниньо – Южное колебание .....	97
Выводы к Главе 3 .....	102
<b>ГЛАВА 4 РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ИНДООКЕАНСКОГО ДИПОЛЯ</b> .....	<b>104</b>
4.1 Обзор региональных проявлений Индоокеанского диполя, .....	104
известных из научной литературы.....	104
4.2 Явление heat wave как возможное проявление Индоокеанского диполя. Описание явления по литературным источникам .....	117
4.3 Оценка влияния ИД на пространственно-временную изменчивость приземной температуры воздуха и приземного давления.....	120
Средиземноморско-Черноморского региона .....	120
4.5 Оценка влияния Индоокеанского диполя на летние стоки р. Дунай .....	127
Выводы к Главе 4 .....	129
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ</b> .....	<b>130</b>
<b>СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ</b> .....	<b>132</b>
<b>ПРИЛОЖЕНИЕ А</b> .....	<b>162</b>
<b>ПРИЛОЖЕНИЕ Б</b> .....	<b>164</b>
<b>ПРИЛОЖЕНИЕ В</b> .....	<b>167</b>

## ВВЕДЕНИЕ

**Актуальность темы исследования.** Индоокеанский диполь (ИД) представляет собой одну из основных мод, характеризующих межгодовую изменчивость крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в экваториально-тропической зоне Мирового океана [Rao et al., 2002a; Rao et al., 2002b]. Это явление оказывает значительное влияние на климат региона и, как следствие, на экономику стран Индоокеанского бассейна. При этом ИД – не до конца изученный природный феномен. Первоначально считалось, что характерный временной масштаб ИД определяется фазовой скоростью планетарных волн в экваториально-тропической зоне Индийского океана и тесно связан с событиями Эль-Ниньо – Южное колебание (ЭНЮК) [Tourre, White, 1997; Ashok et al., 2003; Behera, Yamagata, 2003; Ummenhofer et al., 2017; Cretat et al., 2017], но современные исследования говорят, что только около 50% событий ИД происходят одновременно с ЭНЮК [Iizuka et al., 2000; Saji et al., 1999; Nameed, 2018].

Возникает вопрос: почему не все тихоокеанские аномалии, формирующиеся в период событий ЭНЮК, сопровождаются Индоокеанским диполем? Изучение этой проблемы и описание механизма возникновения независимых от ЭНЮК событий ИД является одной из фундаментальных проблем современной климатологии, актуальность решения которой не вызывает сомнений. Кроме того, влияние ИД на климат Европы, в отличие от его региональных проявлений в странах Индоокеанского бассейна, практически не изучено, что также говорит о важности этого исследования.

Современные данные реанализов, таких как ORAS-5 и JRA, с высоким пространственным разрешением, а также данные натурных наблюдений, осуществляемых в районах рекомендованных курсов коммерческих судов, дают возможность изучить пространственно-временную структуру Индоокеанского диполя, а также механизмы формирования этого явления и его влияние на крупномасштабную изменчивость в системе океан – атмосфера и региональные погодно-климатические аномалии.

**Объект исследования** – экваториально-тропическая часть Индоокеанского бассейна и Средиземноморско-Черноморский регион.

**Предмет исследования** – механизм формирования Индоокеанского диполя и его вклад в климатическую изменчивость Средиземноморско-Черноморского региона.

**Цель работы** – выявить механизм, определяющий возникновение независимых от ЭНЮК событий Индоокеанского диполя, и оценить вклад ИД в региональные климатические аномалии. Достижение этой цели предполагает решение следующих **научных задач**:

- 1) изучить особенности изменения гидрофизических полей экваториально-тропической зоны Индийского и Тихого океанов во время развития ИД на основе данных различных реанализов и инструментальных измерений;
- 2) выделить независимые от ЭНЮК события Индоокеанского диполя и определить вероятную причину их формирования;
- 3) изучить региональные проявления ИД и оценить его вклад в региональную изменчивость полей приземной температуры воздуха, приземного давления и осадков.

Решение поставленных задач потребовало методологических разработок для учета отдельных факторов, влияющих на происходящие в природе явления, применения различных методов математической обработки данных для количественных оценок основных характеристик гидрометеорологических полей.

**Соответствие диссертации паспорту научной специальности.** Диссертация соответствует паспорту научной специальности 25.00.30 – «Метеорология, климатология, агрометеорология» по пункту 3 «Взаимодействие атмосферы и океана, явление Эль-Ниньо и глобальная атмосфера», отрасль наук – физико-математические науки.

**Научная и практическая значимость результатов.** Результаты диссертационной работы направлены на решение одной из фундаментальных проблем современной климатологии – взаимодействия двух основных тропических мод – ЭНЮК и ИД, региональные проявления которых на межгодовом масштабе

недостаточно хорошо изучены.

Практическая значимость полученных результатов состоит в том, что механизм формирования ИД, описанный в работе, может использоваться для интерпретации модельных расчетов динамических процессов в системе океан – атмосфера для бассейна Индийского океана, а результаты оценки влияния событий ИД на поля приземной температуры воздуха, давления и осадков в Средиземноморско-Черноморском регионе – для совершенствования региональных долгосрочных прогнозов.

Диссертация выполнялась в рамках реализации плановых исследований по базовым темам государственных заданий ИПТС (№ 0012-2016-0004 «Фундаментальные исследования процессов в системе океан-атмосфера-криосфера, определяющих пространственно-временную изменчивость глобального и регионального климата», № 0012-2019-0002 и № 0012-2021-0003 «Фундаментальные исследования процессов в климатической системе, определяющих пространственно-временную изменчивость природной среды глобального и регионального масштабов») при поддержке гранта РФФИ (№ 20-05-00183). Результаты работ по теме диссертации вошли составной частью в отчеты по этим темам и гранту.

**Материалы и методы исследования.** Работа выполнена на основе компьютерной обработки большого объема данных реанализов (NCEP/NCAR ORA-S5, GLORYS12V1, SODA3, JRA-25), контактных наблюдений из Мирового банка океанографических данных и программы натуральных наблюдений RAMA с применением современных объективных методов обработки данных и специализированных приложений.

**Основные положения, выносимые на защиту,** содержат результаты, полученные автором впервые, что и определяет **научную новизну** результатов диссертационной работы, которая состоит в следующем:

1. На основании обобщенного анализа межгодовой изменчивости гидрофизических параметров в экваториально-тропической зоне Индийского океана изучена роль планетарных волн и струйных течений в механизме

возникновения событий ИД. Показано, что скорость адвективного переноса термических аномалий в верхнем слое Индийского океана определяется суперпозицией фазовой скорости распространения планетарных волн и зональной скорости струйных течений. Впервые продемонстрировано, что неустойчивость системы зональных течений может быть причиной генерации независимых от ЭНЮК событий ИД и приводить к асимметрии амплитуды между позитивными и негативными событиями диполя.

2. Описано влияние ИД на региональную климатическую изменчивость метеорологических полей. Впервые количественно оценен вклад событий ИД в пространственно-временную изменчивость приземной температуры воздуха, приземного давления и осадков Средиземноморско-Черноморского региона. Показано, что ИД может оказывать существенное влияние на эти параметры в летние месяцы. Обнаружено, что в отрицательную фазу ИД возникают значимые положительные аномалии осадков над площадью водосбора р. Дунай, а в положительную фазу ИД количество осадков над этим водосбором уменьшается, что приводит к формированию соответствующих аномалий расходов Дуная.

**Достоверность полученных результатов** обеспечивается:

1) использованием современных данных независимых массивов реанализов и данных контактных наблюдений из Мирового банка океанографических данных;  
2) применением классической теории планетарных волн. Все полученные в диссертации результаты дополняют друг друга и развивают современные представления о динамике системы океан – атмосфера и их региональных проявлениях.

**Личный вклад автора.** Автору диссертационной работы принадлежит ведущая роль в выполнении расчетов и паритетная роль в постановке основных научных задач, а также в интерпретации и анализе результатов расчетов. Все научные результаты и количественные оценки, представленные в работе, получены с личным участием автора. Кроме того, соискатель лично представлял результаты на всероссийских и международных конференциях, семинарах и школах. Научные результаты, вошедшие в диссертацию, опубликованы в соавторстве с членом-

корреспондентом РАН, д. г. н., профессором А. Б. Полонским, д. г. н. Г. Мейерсом, к. г. н. Д. В. Башариным и м. н. с. А. В. Губаревым.

**Апробация результатов диссертации.** Основные результаты диссертационной работы докладывались на семинарах МГИ НАН Украины (2005–2014 гг.) и Лаборатории морских климатических исследований ИПТС (2016–2022 гг.), общеинститутском научном семинаре ИПТС (2022 г.). Кроме того, полученные результаты были представлены на следующих всероссийских и международных конференциях, школах и семинарах: международной научной конференции «Фундаментальные исследования важнейших проблем естественных наук на основе интеграционных процессов в образовании и науке» (Севастополь, 19–24 августа 2006 г.); международной научно-практической конференции аспирантов и молодых ученых «Шевченковская весна. Современное состояние науки: достижения, проблемы и перспективы развития» (Киев, 2–3 марта 2006 г.); международной научно-практической конференции «Функционирование и эволюция экосистем Азово-Черноморского региона в условиях глобального потепления климата» (Севастополь, п. Кацивели, 2010 г.); ежегодной научной конференции МГУ «Ломоносовские чтения» (Севастополь, 2005–2021 гг.); международном научно-техническом семинаре «Системы контроля окружающей среды» (Севастополь, 2006–2020 гг.); международной конференции «WCRP-CLIVAR Workshop on Climate Interactions among the Tropical Basins-2021».

**Публикации.** По теме диссертации опубликовано 14 статей: 7 статей в рецензируемых журналах, отвечающих требованиям ВАК при Министерстве науки и высшего образования Российской Федерации; 3 статьи, входящие в наукометрические базы Scopus и Web of Science; 4 статьи в изданиях, соответствующих п. 10 Постановления Правительства Российской Федерации от 30 июля 2014 г. № 723 «Об особенностях присуждения ученых степеней и присвоения ученых званий лицам, признанным гражданами Российской Федерации в связи с принятием в Российскую Федерацию Республики Крым и образованием в составе Российской Федерации новых субъектов – Республики Крым и города

федерального значения Севастополя». Кроме того, опубликовано 11 тезисов докладов, представленных на всероссийских и международных конференциях.

**Структура и объем диссертации.** Диссертация состоит из введения, четырех глав, заключения и списка использованных источников. Каждая глава разбита на параграфы, включая обзор к главе и выводы к ней. Объем диссертации составляет 171 страницы, в том числе 64 рисунков и 18 таблиц. Список литературы включает 224 наименования.

**Благодарности.** Автор выражает искреннюю признательность своему научному руководителю, член-корреспонденту РАН, д. г. н., профессору Полонскому А.Б. за многочисленные конструктивные консультации. Автор глубоко благодарен д. г. н. Воскресенской Е.Н. и д. ф-м. н. Фомину В.В. за внимательное отношение и полезные обсуждения результатов работы.



## ГЛАВА 1

### ИНДООКЕАНСКИЙ ДИПОЛЬ

#### 1.1 История открытия Индоокеанского диполя

Первое описание главной моды климатической изменчивости межгодового масштаба, возникающей вследствие взаимодействия океана и атмосферы, было дано в 1924 г. Гилбертом Уокером. В своей работе [Walker, 1924] он ввел термин «Южная осцилляция» («Южное колебание») и рассмотрел механизм зональной циркуляции в атмосфере экваториально-тропической зоны Тихого океана. Этот тип циркуляции впоследствии был назван его именем («циркуляция Уокера») [Walker, 1932]. В 1960-х гг. изучение Южного колебания (ЮК) в Тихом океане продолжил норвежский и американский метеоролог Яков Бьеркнес [Bjerknes, 1969a], а в 1980-х похожее явление было найдено и в экваториально-тропической зоне Атлантического океана [Hisard, 1980; Zebiak, 1993].

В отношении Индийского океана, напротив, почти до конца XX века было широко распространена точка зрения, что в нем собственная экваториально-тропическая мода климатической изменчивости отсутствует [Wallace et al., 1998]. Обсуждение межгодовой изменчивости температуры поверхности океана (ТПО) в Индийском океане было сфокусировано на механизме, в котором аномалии ТПО внутри бассейна удаленно управлялись ЭНЮК [Lau, Nath, 1996; Weare, 1979]. Кроме того, долгое время считалось, что между летними муссонными дождями в Индии и ЭНЮК существует сильная связь и именно тихоокеанская изменчивость в основном управляет интенсивностью этих муссонов на межгодовом масштабе [Goswami et al., 1999; Pant, Parthasarathy, 1981]. Таким образом, до 1999 г. преобладало мнение, что Индийский океан не способен генерировать внутреннюю моду климатической изменчивости и что изменения ТПО и осадков в Индийском океане вызваны в основном ЭНЮК [Wallace et al., 1998]. Однако к середине того

же года эта парадигма была поставлена под сомнение открытиями, которые выявили новые неожиданные аспекты климатических изменений в Индоокеанском регионе.

В начале 1999 г. ученые из США [Webster et al., 1999] и коллектив ученых из Японии и Индии [Saji et al., 1999; Behera et al., 1999; Vinayachandran et al., 1999] независимо друг от друга задокументировали интересную закономерность изменчивости климата, имевшую место в тропической части Индийского океана в 1994 г. Это уникальное событие, которое застало климатическое сообщество врасплох, характеризовалось сильными аномалиями западного ветра над центральной частью экваториальной зоны Индийского океана, сохранявшимися с апреля по октябрь. Оно сопровождалось нехарактерным охлаждением поля ТПО в восточной части тропической зоны Индийского океана и нагревом этого поля в центральной и западной частях [Vinayachandran et al., 1999]. Кроме этого, результаты измерений уровня океана, которые были получены с помощью спутниковых наблюдений, показали, что это явление сопровождалось аномально низким уровнем океана в восточной части Индийского океана [Behera et al., 1999], а гидрографические наблюдения показали, что интенсивная струя Виртки, обычно направленная на восток, значительно ослабла во время бореальной весны 1994 г. [Reppin et al., 1999]. Эти уникальные для Индийского океана события, произошедшие в 1994 г., подготовили почву для открытия ИД, а дальнейшие исследования показали, что события ИД не уникальны, а встречались и в другие годы [Saji et al., 1999].

Среди явлений ИД особое значение имеет событие 1961 г., которое имеет поразительное сходство с событием 1994 г. Этот год также характеризовался положительными аномалиями ТПО в западной и центральной частях и отрицательными аномалиями на востоке Индийского океана [Flohn, 1987; Reverdin et al., 1986], кроме того, аномалии ТПО совпадали с аномалиями облачного покрова и приземных ветров над тропическим Индийским океаном. Это событие привлекло внимание климатологов и в конечном итоге было показано, что аномалии атмосферной циркуляции, сопровождающие этот необычный климатический

сигнал в Индийском океане, стали причиной катастрофических осадков в Восточной Африке в 1961 г. [Flohn, 1987; Grove, 1996; Kite, 1981; Lamb, 1966; Odingo, 1962]. Обильный на осадки сезон дождей 1961/62 г. над Восточной Африкой, пик которого пришелся на ноябрь 1961 г., был примечательным событием, которое вызвало всеобщее внимание из-за своего воздействия на Белый Нил. Сильные дожди 1961 г. вызвали резкий подъем уровня озера Виктория, а сброс вод Белого Нила продолжался еще по крайней мере двадцать лет после этого события. Вследствие этого, в экваториальной Восточной Африке повсюду возникали крупномасштабные наводнения, что привело к гуманитарной катастрофе [Conway, 2002]. Это явление нанесло региону огромный экономический ущерб, сумма которого только для Кении, по оценкам Р. Одинго [Odingo, 1962], составила около пяти миллионов британских фунтов.

События в Восточной Африке сопровождалось серьезными климатическими аномалиями и в других странах Индийского бассейна: в Индии прошли рекордные по силе на тот момент времени муссонные дожди [Grove, 1996], а большая часть индонезийского архипелага пострадала от опустошительной засухи [Flohn, 1987]. Самое интересное заключается в том, что в Тихом океане Эль-Ниньо на тот момент отсутствовало.

Отмечая это события, Г. Ревердин [Reverdin et al., 1986] предположил, что явления 1961 г. стали следствием взаимодействия океана и атмосферы в Индийском океане. Однако на то время не были установлены ни общие характеристики событий ИД, ни характер взаимодействия океана и атмосферы, приводящего к событиям ИД. Хотя событие 1994 г. и предоставило первое свидетельство роли океана в событиях ИД, оно не было широко отмечено в литературе, за исключением нескольких работ.

Событие ИД, которое произошло три года спустя, в 1997 г., напротив, привлекло внимание всего мира, вероятно, потому, что произошло во время самого сильного Эль-Ниньо, когда-либо наблюдавшегося в XX веке [Birkett et al., 1999; Murtugudde et al., 2000; Webster et al., 1999]. В этом году в Восточной Африке тоже прошли обширные проливные дожди, а в Индонезии произошла опустошительная засуха, однако, в отличие от событий ИД 1994 и 1961 гг., количество осадков в

Индии было близко к норме [Conway, 2002]. Хотя это произошло во время сильного явления Эль-Ниньо, событие ИД 1997 г. продемонстрировало сильную взаимосвязь океанических и атмосферных переменных над Индийским океаном. Научное сообщество разделилось: некоторые исследователи утверждали, что данное событие возникло из-за взаимодействия океана и атмосферы в Индийском океане [Murtugudde et al., 2000; Webster et al., 1999]; другие хотя изучали те же данные, склонялись к тому, что изменчивость в Индийском океане была вызвана Эль-Ниньо [Chambers et al., 1999; Yu, Rienecker, 1999].

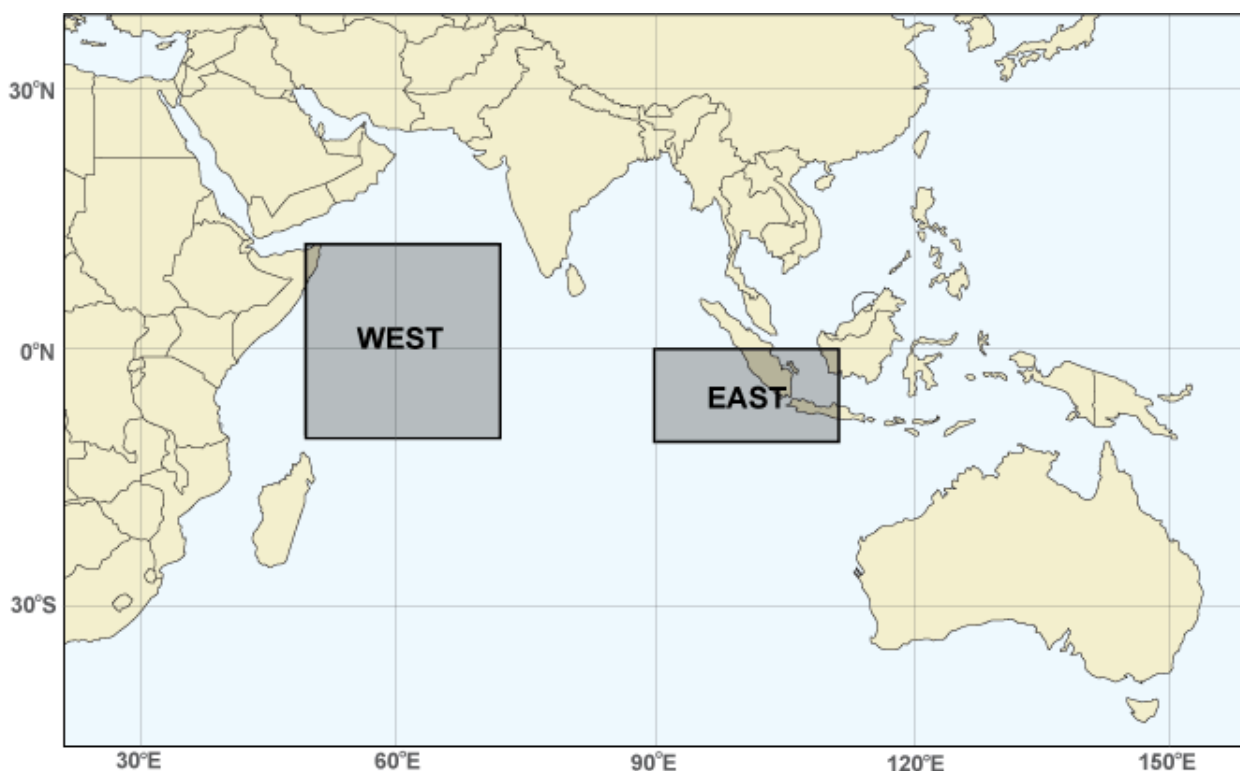


Рисунок 1.1 – Регионы, используемые для расчета индекса моды диполя <sup>1</sup>

В то время как все вышеперечисленные исследования были сосредоточены на отдельных событиях, в работе Саджи Хамид [Saji et al., 1999] был использован другой подход. Саджи Хамид с соавторами попытались выделить общие черты для этих необычных явлений, чтобы исследовать лежащую в их основе динамику и понять их связь с ЭНЮК. С этой целью ими был разработан простой метод

<sup>1</sup> Bureau of Meteorology of Australian Government : [сайт]. 2022. URL: <http://www.bom.gov.au/climate/enso/#tabs=Indian-Ocean> (дата обращения: 26.06.2022).

выявления похожих событий на основе данных наблюдений. Этот метод заключался в построении индекса моды диполя на основе ТПО, так называемого индекса моды диполя (ИМД, или DMI в англоязычных источниках). Этот индекс определялся как разность между аномалиями ТПО в западной ( $50^{\circ}$ – $70^{\circ}$  в. д. и  $10^{\circ}$  ю. ш. –  $10^{\circ}$  с. ш.) и юго-восточной ( $90^{\circ}$ – $110^{\circ}$  в. д. и  $10^{\circ}$  ю. ш. –  $0^{\circ}$  с. ш.) частях экваториальной зоны Индийского океана, как показано на рисунке 1.1.

ИМД разрабатывался исходя из следующих соображений: во-первых, авторы основывались на том факте, что аномалии ТПО имеют дипольную структуру, особенно когда они достигают пикового уровня, и, во-вторых, такой подход мог реализовать простейшую фильтрацию для удаления аномалий ТПО, вызванных событиями ЭНЮК.

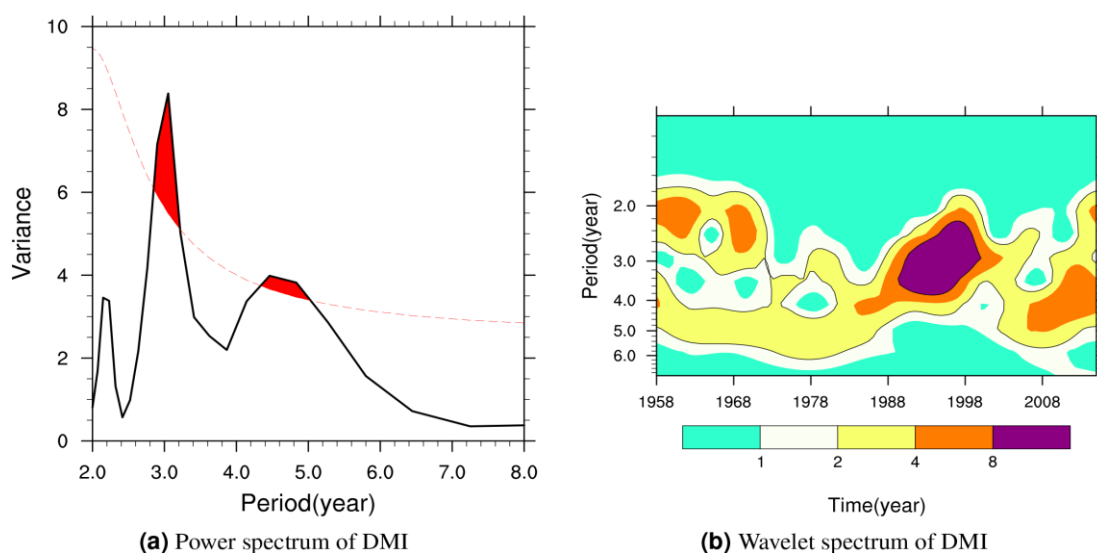


Рисунок 1.2 – Спектральный анализ ИМД, усредненного с июня по ноябрь: а – энергетический спектр (красным выделены области, значимые на 95%-ном уровне); б – вейвлет-спектр по [Nameed, 2018]

Спектр ИМД, показанный на рисунке 1.2а, имеет три отчетливых пика: около 2, 3 и 4,5 лет [Nameed, 2018]. Наличие трех таких пиков, два из которых значимы на 95%-ном уровне, объясняет рисунок 1.2б, на котором с помощью вейвлет-анализа хорошо продемонстрировано, что основной период ИМД может меняться с течением времени: если с 1958 по 1970 г. преобладает квазидвухлетний цикл, то

с 1988 по 2000 г. – квазитрехлетний. Четкий (хотя и статистически незначимый) двухлетний пик объясняется некоторыми авторами особенностью временной изменчивости ИД – ежегодной сменой фазы на противоположную [Feng, Meyers, 2003; Saji et al., 1999]. Временной масштаб ИД определяется шириной Индийского океана и временем, за которое экваториальные волны достигают западной границы, распространяясь из восточной части Индийского океана и обратно после отражения [Feng, Meyers, 2003]. Значимые пики в 3 и 4,5 года обычно ассоциируют с ИД [Ummenhofer et al., 2017].

Стоит обратить внимание на то, что, хотя наличие аномалий ТПО в восточной части тропической зоны Индийского океана и является определяющим условием ИД, наличие вызванных событиями ЭНЮК аномалий ТПО в масштабе бассейна делает невозможным разделение этих двух режимов при использовании только ТПО в восточной части.

Используя ИМД, URL Хамид [Saji et al., 1999] идентифицировал шесть экстремальных событий ИД в 1961, 1967, 1972, 1982, 1994 и 1997 гг. в период с 1958 по 1998 г. Из них события 1972, 1982 и 1997 гг. совпали с сильными событиями Эль-Ниньо. Однако были события ИД, которые произошли независимо от фазы ЭНЮК во время развития ИД: так события 1961, 1967 и 1994 гг. совпали с отсутствием ЭНЮК, слабыми Ла-Ниньо и Эль-Ниньо соответственно. Это привело авторов работы [Saji et al., 1999] к выводу, что события ИД не зависят от ЭНЮК. В подтверждение в этой же работе был приведен пример слабой одновременной корреляции между временными рядами индексов диполя и ЭНЮК.

В работе [Yamagata et al., 2002] было показано, что события ИД не ограничиваются только указанными выше случаями: по данным GISST, дипольная структура поля аномалий ТПО выделялась в 178 месяцах из 504 с 1958 по 1999 г. Индексы ИД, полученные из указанных океанических (ТПО) и атмосферных (зональная скорость ветра, давление на уровне моря) параметров, показаны на рисунке 1.3.

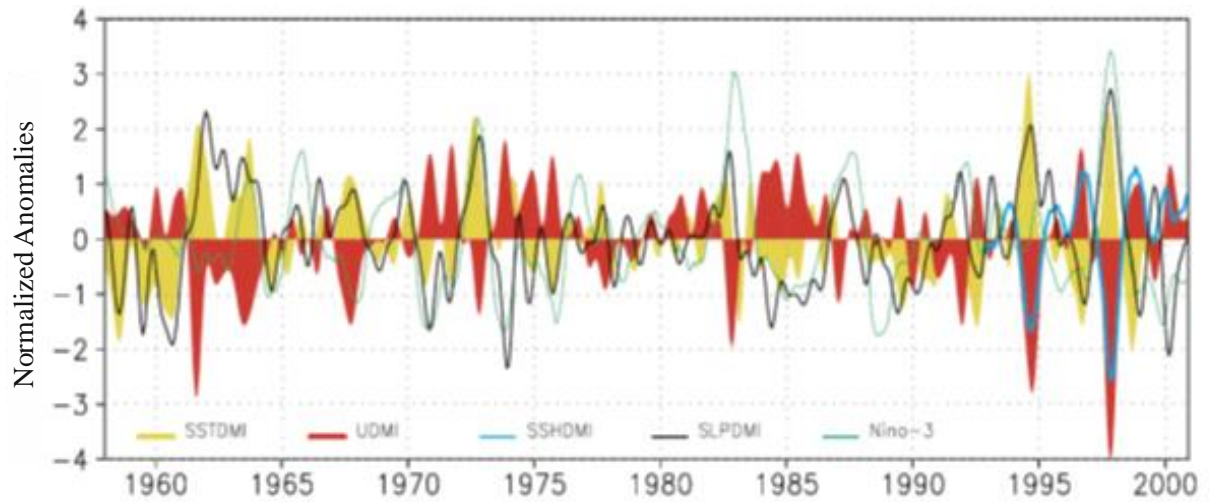


Рисунок 1.3 – Нормированные индексы ИД, основанные на аномалиях ТПО на востоке (SSTDMI) и в центре (UDMI) тропической зоны Индийского океана, зонального ветра (SSHDMI) и давления на уровне моря (SLPDMI). Индекс ЭНЮК (Niño-3) приведен для справки [Yamagata et al., 2002]

Следует отметить, что индекс диполя, вычисляемый по аномалиям давления на уровне моря (SLPDMI на рисунке 1.3), хорошо соответствует индексу аномалий ТПО (SSTDMI на рисунке 1.3) – коэффициент корреляции между ними составляет 0,6 при запаздывании аномалий атмосферного давления на 1 месяц [Behera, Yamagata, 2003].

Чтобы объяснить существование событий ИД, Саджи Хамид [Saji et al., 1999] и Вебстер [Webster et al., 1999] в итоге независимо друг от друга пришли к выводу, что в тропической части Индийского океана существует независимая мода климатической изменчивости, поддерживаемая взаимодействием океана и атмосферы, учет которой улучшит перспективы долгосрочных прогнозов погодно-климатических аномалий.

## 1.2 «Анатомия» события Индоокеанского диполя

В одной из пионерских работ [Webster et al., 1999], посвященной Индоокеанскому диполю, аномалии ТПО для Индийского океана в 1997–1998 гг. были охарактеризованы следующим образом: отрицательные аномалии (относительно ряда 1950–1997 гг.) возникли в восточной части Индийского океана

в июле 1997 г. и достигли максимума ( $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) в ноябре 1997 г.; в то же время, в июне 1997 г., в западной части океана появились положительные аномалии ТПО с максимумом ( $+2\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) в феврале 1998 г. Обычно изменения поля ТПО в Индийском океане, связанные с Эль-Ниньо, имеют другой характер и величину (около  $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). Как показано, например, на рисунке 1.4а, указанные положительные и отрицательные аномалии в период с ноября 1997 г. по июнь 1998 г. сформировали обратный градиент ТПО, возрастающий с востока на запад, относительно климатического градиента температуры, возрастающего с запада на восток.

Теплые аномалии ТПО у восточного берега Африки привели к тому, что обычно слабые экваториальные западные ветры были замещены восточными ветрами, максимальная величина аномалий зональной скорости которых в центральной части Индийского океана в декабре 1997 г. превосходила  $5\text{ м/с}$  (рисунок 1.4с).

Поле исходящего от поверхности океана и атмосферы длинноволнового излучения на рисунке 1.4б характеризует среднее распределение осадков: отрицательные значения показывают на излучение из верхней тропосферы, т. е. от глубоких конвективных облаков, которые в основном отвечают за дожди в тропиках, а положительные значения свидетельствуют об излучении из нижней тропосферы и указывают на отсутствие глубоких конвективных облаков.

Таким образом, распределение исходящего длинноволнового излучения свидетельствует о количестве осадков выше среднего на западе и северо-западе Индийского океана и ниже среднего на востоке. Градиент исходящего длинноволнового излучения вдоль экватора согласуется с наличием сильной ячейки атмосферной циркуляции Уокера, состоящей из нисходящей ветви на востоке Индийского океана, сильного приповерхностного потока, направленного на запад, и восходящей ветви над западной частью.



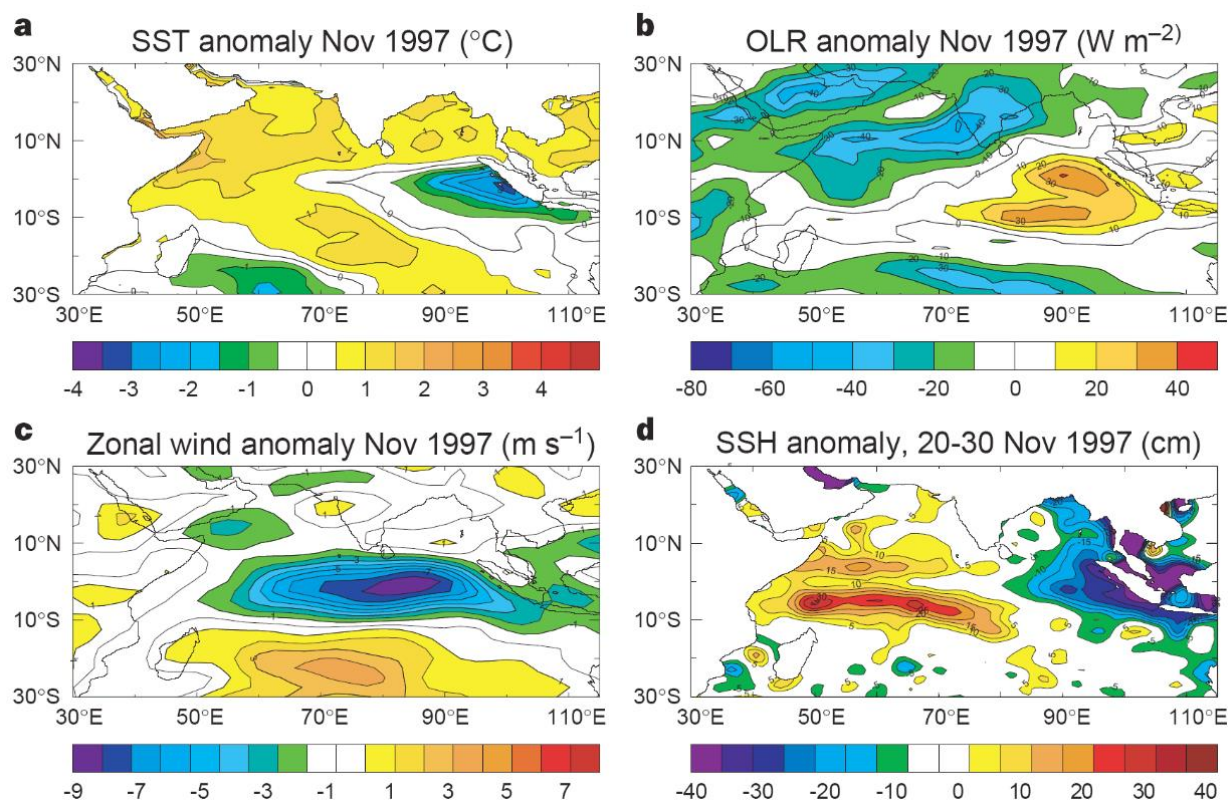


Рисунок 1.4 – Состояние Индийского океана в ноябре 1997 г. по [Webster et al., 1999]: а – аномалии ТПО, °С (без среднемесячных аномалий); б – аномалии исходящего длинноволнового излучения, Вт/м<sup>2</sup>; с – аномалии зональной компоненты скорости ветра, м/с; д – аномалии уровня океана

В другой пионерской работе по Индоокеанскому диполю [Saji et al., 1999] по данным за 40 лет (1958–1998 гг.) показано, что при разложении ТПО в Индийском океане на эмпирические ортогональные функции (ЭОФ) первая мода связана с Эль-Ниньо – Южным колебанием и объясняет около 30% изменчивости аномальных ТПО. Вторая мода разложения соответствует Индоокеанскому диполю и отвечает за 12% изменчивости температуры поверхности моря. При этом в некоторые периоды она является преобладающей, например с мая по ноябрь 1994 г. Позже, на примере события 2006 г. в работе [Nameed, 2018] была описана общая «анатомия» положительного события ИД. Это событие было очень похоже на композитное событие 1999 г., описанное в работе [Saji et al., 1999]. Рисунок 1.5а отображает эволюцию поля ТПО и аномалий ветра и исходящего длинноволнового излучения в течение события ИД 2006 г.

Начальная стадия развития ИД (верхняя часть рисунка 1.5а) характеризуется холодными аномалиями ТПО, которые появляются к югу от Суматры и Явы. Эта стадия сопровождается низким уровнем океана в этом же регионе и усилением обмена с юго-восточной частью Индийского океана. При этом ветер, обычно направленный на восток вдоль экватора, начинает ослабевать.

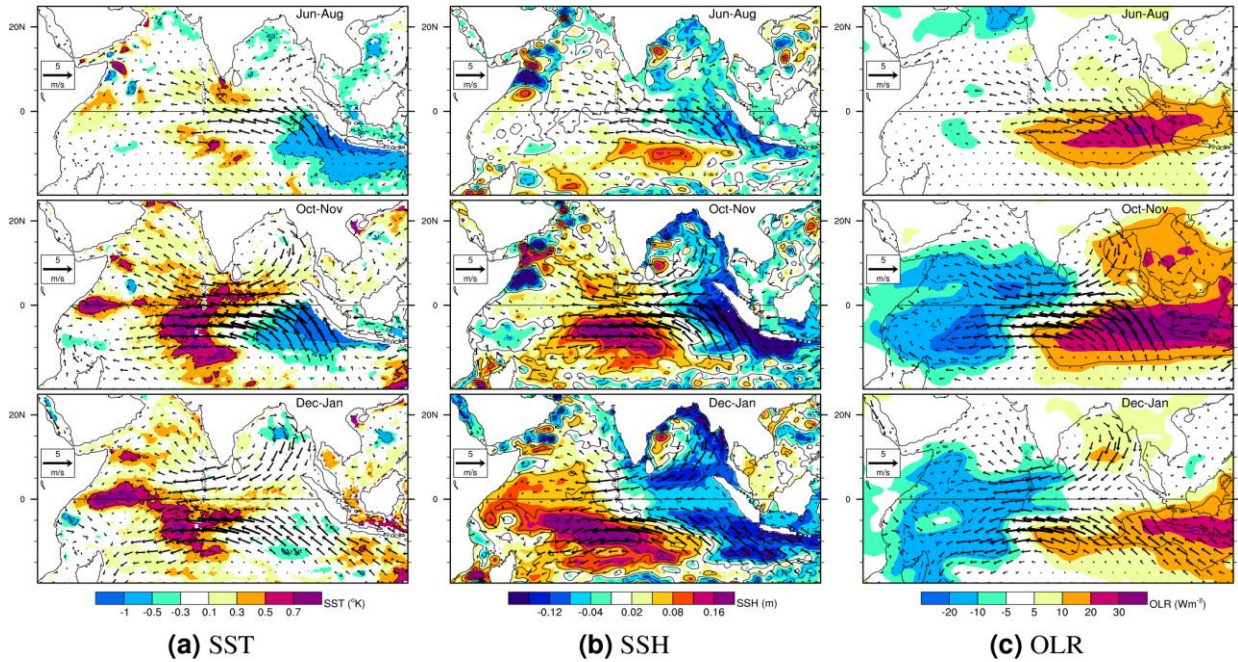


Рисунок 1.5 – Пространственная структура аномалий ИД 2006 г. в начале его развития (сверху), в зрелой (посередине) и затухающей (снизу) фазе. Цветные области соответствуют аномалиям ТПО (SST) (а), уровня океана (SSH) (b) и исходящего длинноволнового излучения (ИДИ) (OLR) (c) [Nameed, 2018]

В начале развития события теплые аномалии еще развиты слабо и расположены в центральной части тропической зоны Индийского океана, а в следующие месяцы интенсифицируются холодные аномалии ТПО, распространяясь к экватору вдоль побережья Индонезии. Таким образом, наблюдается явное отставание в развитии аномалий высоких ТПО в центральной и западных частях Индийского океана, при этом дипольная структура ТПО четко устанавливается только осенью Северного полушария. В это же время дипольная

структура в аномалиях уровня океана и ИДИ также очень четкая. Последняя величина является показателем количества осадков.

Временная эволюция ИД характеризуется фазой инициации с конца весны до начала лета. Летом наблюдается быстрое развитие совместной изменчивости, а осенью – пик. Фаза затухания, приходящаяся на начало зимы, характеризуется внезапным исчезновением холодных аномалий ТПО в восточной части Индийского океана, что показывает: поля ТПО, уровня океана и ИДИ, показанные на рисунке 1.5а, связаны друг с другом. Понижение величин аномалий уровня океана на востоке является динамическим ответом на аномалии скорости экваториального восточного ветра и формируется экваториальными и прибрежными волнами Кельвина [Feng et al., 2001; McCreary, 1976; Rao, Behera, 2005; Rao et al., 2002a]. В свою очередь, понижение уровня океана приводит к охлаждению ТПО вследствие океанических процессов типа вертикального переноса между поверхностными и подповерхностными слоями [Behera et al., 1999; Cai et al., 2013; Murtugudde et al., 2000; Vinayachandran et al., 2007].

Описанный выше цикл обратной связи объясняет, как приземные ветры влияют на ТПО через свое воздействие на динамику океана. Чтобы замкнуть этот цикл, надо рассмотреть, как аномалии ТПО связаны с аномалиями приземного ветра. Непосредственным следствием холодных аномалий ТПО является уменьшение количества осадков в районе восточной части экваториальной зоны Индийского океана; это приводит к аномальному diabaticкому нагреву в средней тропосфере, который, в свою очередь, может вызвать дополнительные аномалии приземного ветра [Gill, 1980].

В работе [Nameed et al., 2017] с помощью атмосферной модели [Watanabe, Kimoto, 2000] было доказано существование петли положительной обратной связи между приземными ветрами и ТПО, включающей термоклин и тепловые возмущения в средней тропосфере как промежуточные процессы, которые могут объяснить генерацию и поддержание изменчивости ИД. Наличие такой обратной связи также было продемонстрировано в нескольких экспериментах на связанных моделях, проведенных различными группами по всему миру [Behera et al., 2006;

Crétat et al., 2017; Gualdi et al., 2003; Wang et al., 2016; Yang et al., 2015]. На рисунке 1.6 представлен результат такого анализа, проиллюстрированный позже в работе [Hameed, 2018].

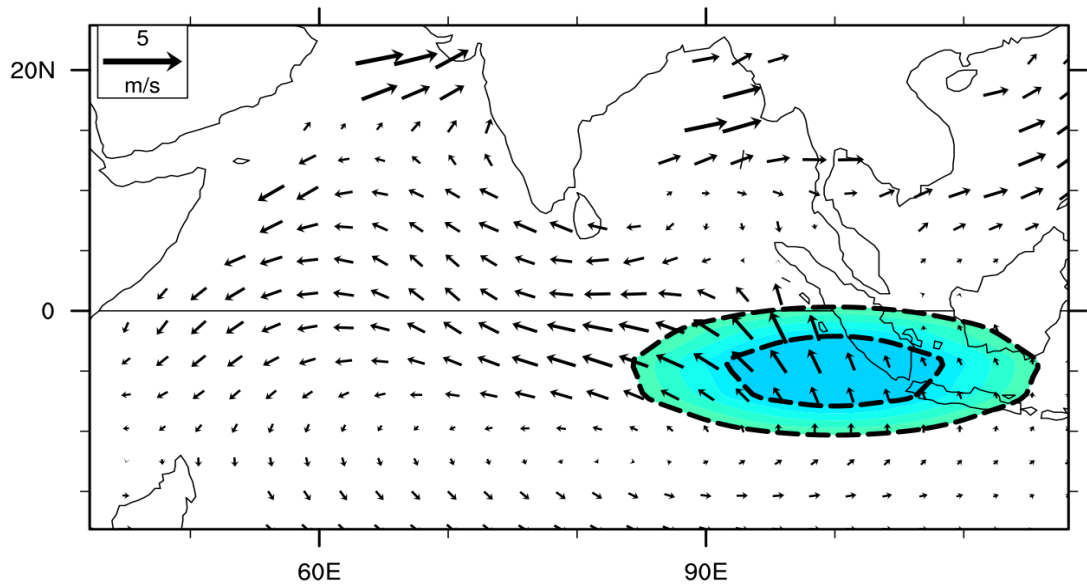


Рисунок 1.6 – Численное моделирование приземных ветров с помощью линеаризованной модели атмосферы с упрощенной системой примитивных уравнений с выделенным участком аномалий диабатического нагрева (выделен цветом) над восточной частью экваториальной зоны Индийского океана. Выделенная область представляет диабатические аномалии нагрева от  $-0,8$  и  $-1,0$  К/сут; интенсивность осадков  $10$  мм/сут соответствует скорости диабатического нагрева  $2,5$  К/сут. В восточной части Индийского океана стандартное отклонение количества осадков в начале лета составляет около  $4$  мм/сут [Hameed, 2018]

Описанные выше процессы, хотя и дают общее понимание механизмов взаимодействия океана и атмосферы, ведущих к изменчивости ИД, не могут объяснить некоторые важные особенности этого явления. Например, неясно, почему ИД так сильно привязан по фазе к годовому циклу и почему он довольно быстро рассеивается сразу после достижения пика своего развития. Другая интересная особенность – связь аномалий уровня океана и ТПО. Можно заметить, что, хотя аномалия уровня океана расположена симметрично относительно

экватора в восточной части Индийского океана, аномалия ТПО проявляется только к югу от экватора. Объяснение этих уникальных особенностей изменчивости ИД можно найти в средней термической структуре Индийского океана, на которую в значительной степени влияет муссонная циркуляция и ее сильный годовой цикл.

### 1.3 Уникальные особенности Индоокеанского диполя

События ИД возникают при уникальном состоянии системы океан – атмосфера в экваториальной части Индийского океана. Исследование этого уникального состояния важно для понимания пространственной структуры и механизмов ИД, которые поддерживают и рассеивают его, а кроме того, может помочь в прогнозировании поведения ИД.

Рисунок 1.7, заимствованный из работы [Ridgway et al., 2002], демонстрирует средние значения температуры океана на разных разрезах по глубине и долготе вдоль экватора между 5° ю. ш. и 5° с. ш. Хорошо видно, что зональный термоклин имеет наклон во всех трех океанах. Однако в Индийском океане направление его наклона уникально: термоклин максимально заглубляется в восточной части, в резком контрасте с другими океанами, где на востоке он, наоборот, расположен ближе к поверхности. В Тихом и Атлантическом океанах этот подъем обусловлен влиянием экваториального апвеллинга, который вызван восточным переносом. Кроме того, усиление ветра вблизи западной границы еще более заглубляет термоклин на западе. В Индийском же океане наоборот – в области экватора поверхностное напряжение ветра большую часть года направлено на восток, что вызывает заглубление термоклина в его восточной части. Глубина термоклина очень сильно влияет на взаимодействие океана и атмосферы на межгодовом масштабе, что было продемонстрировано в работах по исследованию ЭНЮК [McCreary, 1976; McCreary, Anderson, 1984; Philander, 1990].



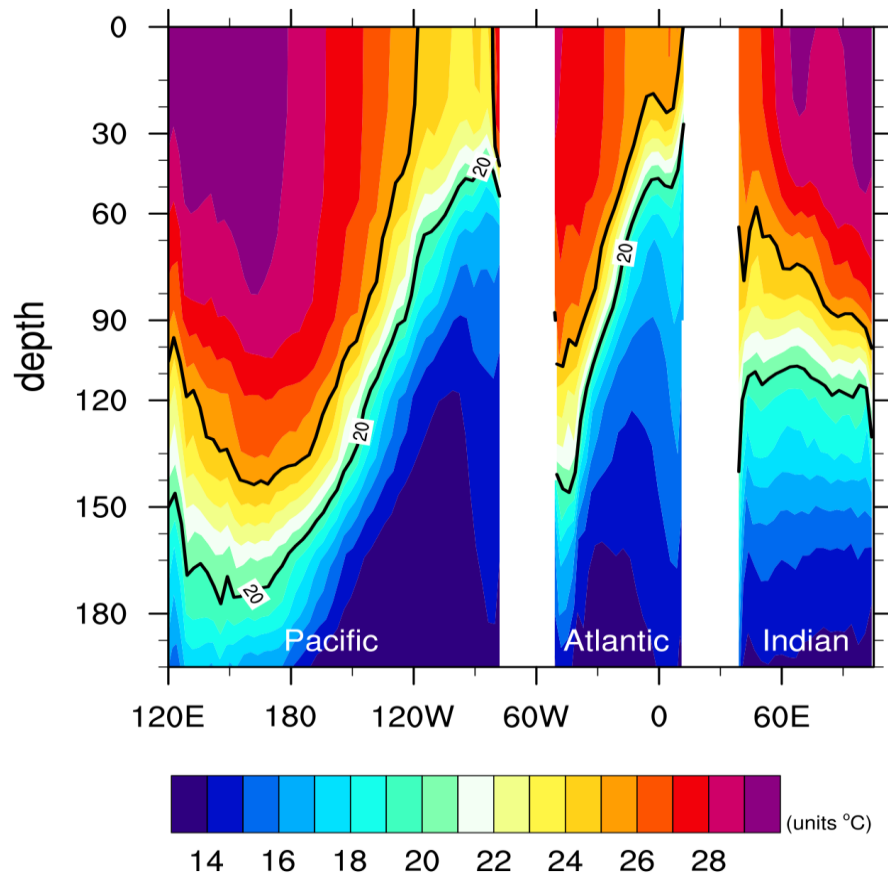


Рисунок 1.7 – Разрез по долготе и глубине для температуры океана, усредненной вдоль экватора (между 5° ю. ш. и 5° с. ш.). Данные представляют собой среднемесячные климатологические значения, усредненные с июня по ноябрь [Ridgway et al., 2002]

Чем ближе термоклин к поверхности, тем эффективнее температурные возмущения в нем влияют на ТПО [Xie et al., 2002]. В свою очередь, благодаря обратным связям это влияние в дальнейшем распространяется и на тропическую атмосферу, которая очень чувствительна к колебаниям ТПО.

С другой стороны, температурные возмущения в термоклине являются результатом океанических процессов, непосредственно связанных с возмущениями напряжения ветра на границе океана и атмосферы. Один из таких процессов возникает, когда поверхностный ветер генерирует длинные бароклинные волны и внутренние волны в термоклине [McCreary, 1976]. В дальнейшем распространение длинных волн, таких, например, как волны Россби, на запад и волн Кельвина на восток позволяет ветровым возмущениям влиять на

термоклин, расположенный очень далеко от области воздействия (эта схема будет подробно рассмотрена далее в разделе 1.5). Возмущение приводного ветра также может локально влиять на подповерхностную температуру, изменяя скорость океанического подъема. Там, где термоклин глубокий, любое подповерхностное возмущение в ответ на воздействие ветра будет иметь более слабую обратную связь с ТПО и, следовательно, с ветром. В итоге глубокий термоклин не способствует развитию интенсивного взаимодействия океана и атмосферы.

При наличии резких горизонтальных градиентов ТПО также может эффективно модулироваться океанскими течениями посредством адвективных процессов, возникающих за счет ветра. Продемонстрировано, что такие процессы влияют на взаимодействие в системе океан – атмосфера во время событий ЭНЮК в восточной части бассейна [Clarke, 2008; Gill, 1983; Picaut et al., 1997]. Однако над восточной частью экваториальной зоны Индийского океана горизонтальный градиент температуры недостаточно велик, чтобы такие процессы способствовали влиянию океана на атмосферу.

Таким образом, учитывая эту уникальную ситуацию, можно решить, что процессы в системе океан – атмосфера, подобные тем, что возникают во время событий ЭНЮК, не могут существовать в экваториальной части Индийского океана. Что же является причиной возникновения событий ИД в этих особых условиях экваториальной части Индийского океана?

Одним из возможных вариантов ответа на этот вопрос является существование к югу от экватора, у берегов Явы, в восточной части Индийского океана особой мелководной области термоклина, которая поддерживается прибрежным апвеллингом [Wyrтки, 1962]. А. Делман [Delman et al., 2016], например, предположил, что наличие этой прибрежной зоны апвеллинга, расположенной около  $8^{\circ}$  ю. ш., есть наиболее значимый фактор в иницировании и поддержании событий ИД.

Апвеллинг тут – сезонное явление [Qu et al., 2005; Varela et al., 2016; Wyrтки, 1962] и вызывается прибрежными пассатами, которые в период с июня по ноябрь, то есть во время летнего сезона муссонов, наиболее эффективны для

возникновения прибрежного апвеллинга [Varela et al., 2016]. Следует отметить, что, хотя сезонный цикл этих пассатов важен для модуляции апвеллинга, их возмущения на годовых масштабах времени не являются достаточно значительными, чтобы вызывать межгодовые изменения в интенсивности прибрежного апвеллинга. Для них наиболее важным фактором является изменчивость приземных ветров над экваториальной частью Индийского океана [Chen et al., 2016; Delman et al., 2016], которые генерируют океанические экваториальные волны Кельвина, распространяющиеся вдоль экватора. На рисунке 1.8a показаны средние климатические температуры в океане вдоль  $110^\circ$  в. д. между  $15^\circ$  и  $8^\circ$  ю. ш. за август. Можно увидеть резкий подъем изотерм (примерно с  $15^\circ$  ю. ш.) в сторону побережья Явы. Например, изотерма  $25^\circ\text{C}$  поднимается с глубины 100 м около  $15^\circ$  ю. ш. до глубины около 20 м у побережья Явы.

Интересно, что самые высокие температуры океана в этом поперечном сечении наблюдаются не на поверхности, как можно было бы ожидать, а на глубине 60 м около  $14^\circ$  ю. ш. Это ядро высоких температур океана отражает перенос относительно теплой и пресной воды из Тихого океана в Индийский через индонезийские моря, который называется Индонезийским сквозным потоком (или Indonesian Throughflow в англоязычной литературе) [Sprintall et al., 2009; Wijffels, Meyers, 2004].

Прибрежный апвеллинг вдоль Явы имеет сильный сезонный цикл. Из рисунка 1.8b видно, что температура ТПО ниже  $26^\circ\text{C}$  наблюдается в период с июня по ноябрь с самым сильным похолоданием в августе. В этот период похолодание имеет максимальную меридиональную протяженность, распространяясь южнее  $11^\circ$  ю. ш. Отсюда следует, что условия, благоприятные для апвеллинга и, как следствие, для взаимодействия океана и атмосферы, существуют только во время юго-восточного муссона. После ноября температура океана значительно увеличивается, достигнув  $27,5^\circ\text{C}$  в марте у побережья Явы, а затем сигнал апвеллинга исчезает, когда термоклин начинает постепенно понижаться от  $15^\circ$  ю. ш. к побережью Явы, мигрируя вниз на глубину около 60 м. Это связано с изменением направления муссонных ветров вдоль побережья Явы во время северо-



западного муссона, который способствует нисходящему течению [Varela et al., 2016] и создает условия, неблагоприятные для обратной связи термоклина с поверхностью моря. Годовой цикл апвеллинга очень важен для понимания сильного фазового блокирования ИД на годовом периоде.

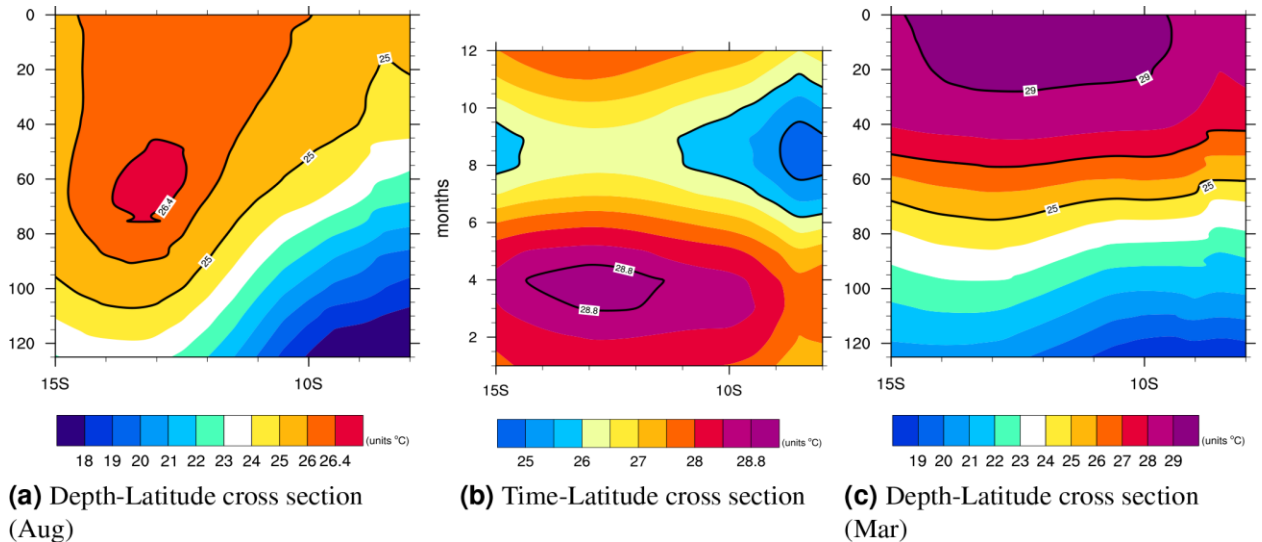


Рисунок 1.8 – Разрез по долготе и глубине для температуры океана, усредненной вдоль экватора (между  $5^{\circ}$  ю. ш. и  $5^{\circ}$  с. ш.). Данные представляют собой среднемесячные климатологические значения, усредненные с июня по ноябрь [Ridgway et al., 2002]

Другие зоны океанического апвеллинга, которые могут влиять на события ИД, расположены в центральной и западной частях Индийского океана, чуть южнее экватора [Xie et al., 2002]. Здесь апвеллинг вызывается совершенно другой причиной – отрицательной завихренностью ветра между юго-восточными и экваториальными западными ветрами.

Рисунок 1.9, заимствованный из работы [Carton, Giese, 2008], показывает корреляцию между аномалиями температуры океана на глубине 100 м и аномалиями на поверхности для четырех сезонов за период с 1958 по 2010 г. В южной части экваториальной зоны Индийского океана сильная корреляция между подповерхностной и поверхностной температурами отмечается в окрестностях зоны апвеллинга в прибрежных районах Суматры и Явы. К западу от него

положительные корреляции наблюдаются в зоне апвеллинга в открытом океане в западной и центральной частях Индийского океана. Кроме того, существует сильная сезонность в корреляции, причем максимальные положительные корреляции наблюдаются в летне-осенний период Северного полушария.

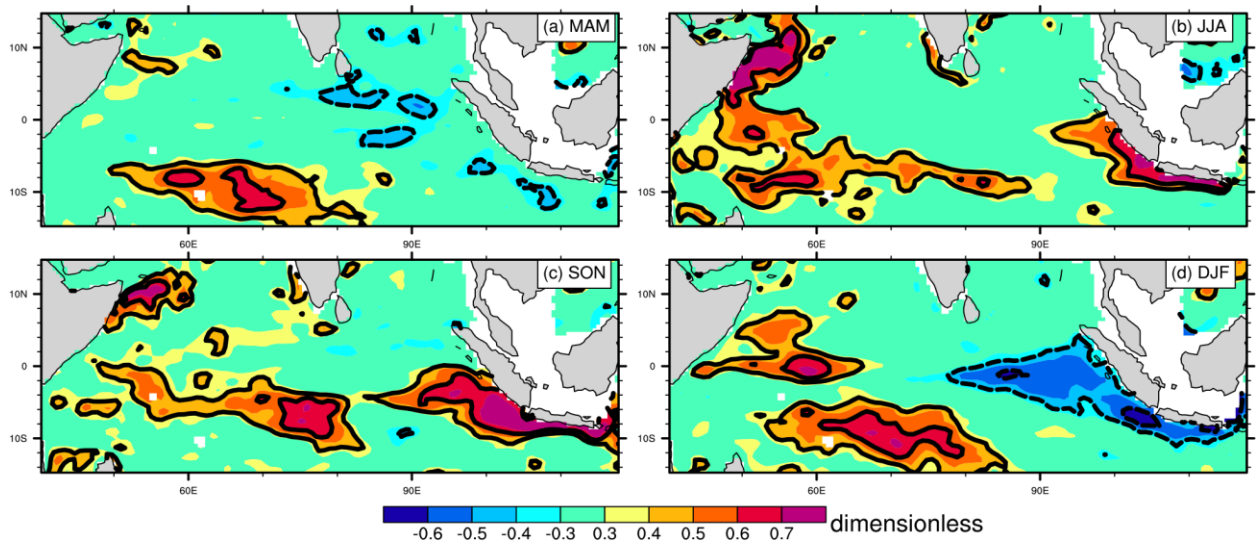


Рисунок 1.9 – Коэффициенты корреляции температуры океана на глубине 100 м с температурой на поверхности над тропическим Индийским океаном во время весны (a); лета (b); осени (c) и зимы (d). Оконтуренные толстой сплошной линией зоны обозначают абсолютные корреляции 0,4 и 0,6 [Carton, Giese, 2008]

Положительная корреляция между ТПО и подповерхностными температурами в восточной части Индийского океана отражает сезонный цикл апвеллинга в этом регионе, при этом положительная связь исчезает, когда устанавливается северо-западный муссон, а термоклин заглубляется у побережья Явы. Это событие может эффективно прерывать связь между подповерхностной частью и поверхностью океана и резко прекратить положительную обратную связь между приземной скоростью ветра и аномалиями ТПО. В то же время уменьшение облачности означает, что поверхность океана получает аномально высокую солнечную инсоляцию, которая приводит к увеличению аномалии ТПО. Это отражается в отрицательной корреляции между положительной аномалией ТПО и подповерхностными аномалиями температур, показанной на рисунке 1.9d, для

зимних месяцев. Видно, что в то время, когда положительные аномалии ТПО растут в конце цикла ИД, подповерхностные аномалии температур все еще ниже нормы.

В связи с этим в работе [Saji et al., 1999] был сделан вывод, что именно уникальная сезонная особенность экваториального подповерхностного океана, обусловленная сильным годовым циклом азиатского муссона, контролирует пространственно-временную структуру события ИД, в частности сильную привязку фазы ИД к сезонному циклу и его резкое затухание в начале зимы.

#### **1.4 Положительная, отрицательная и нейтральная фазы Индоокеанского диполя**

До сих пор ИД был представлен как некий модулятор климата в Индийском океане, который проявляется в виде аномального охлаждения поля температуры поверхности в юго-восточной части экваториально-тропической зоны Индийского океана и нагрева этого поля на западе и в центральной части.

В этот период происходит ослабление западных ветров, распространяющихся вдоль экватора, позволяющих теплой воде перемещаться в сторону Африки, а смена ветрового режима приводит к аномальному подъему термоклина на востоке и заглублиению его в центральной части экваториальной зоны Индийского океана [Rao, Behera, 2005]. Однако все вышесказанное относится к положительной фазе ИД, которая схематически представлена на рисунке 1.10, заимствованном с сайта Метеорологического бюро австралийского правительства.

В отрицательную фазу ИД (рисунок 1.11) происходит усиление западных ветров, что приводит к нагону и вследствие этого повышению концентрации теплой воды у берегов Австралии и Индонезии.

## Indian Ocean Dipole (IOD)

### Positive phase

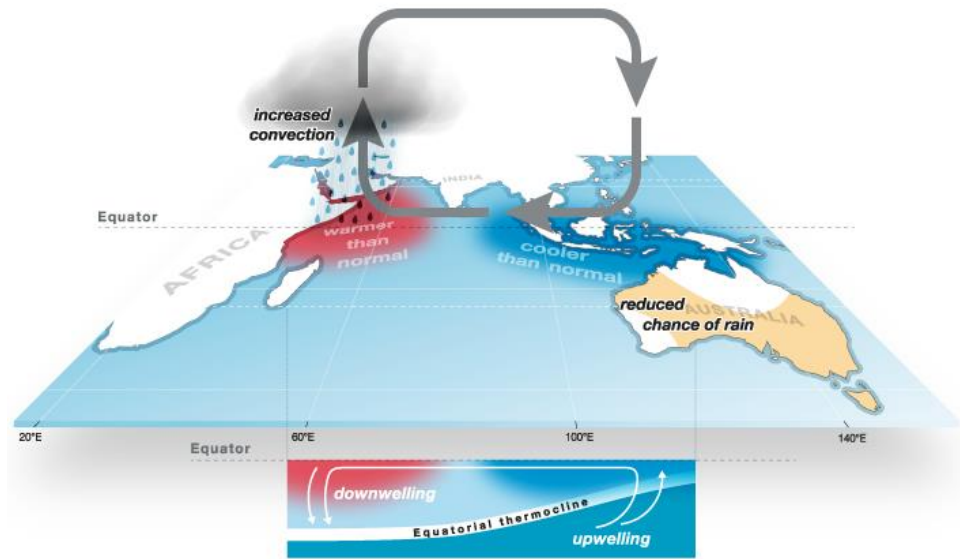


Рисунок 1.10 – Положительная фаза ИД и состояние экваториального термоклина в Индийском океане во время этой фазы <sup>1</sup>

## Indian Ocean Dipole (IOD)

### Negative phase

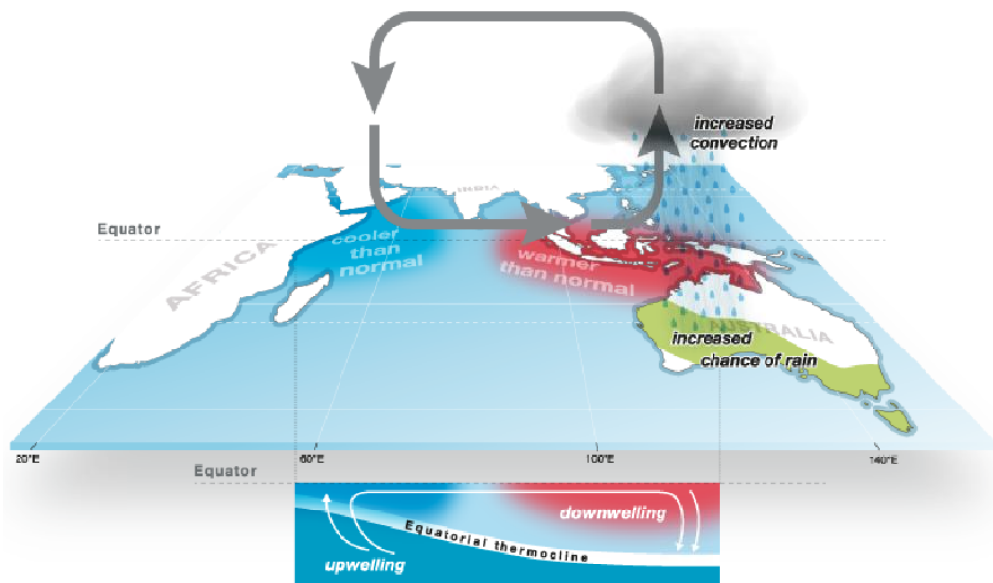


Рисунок 1.11 – Отрицательная фаза ИД и состояние экваториального термоклина в Индийском океане во время этой фазы <sup>1</sup>

<sup>1</sup> Бюро метеорологии правительства Австралии (Bureau of Meteorology of Australian Government): [сайт]. URL: <http://www.bom.gov.au/climate/about/australian-climate-influences/images/iod-neutral.png> (дата обращения: 25.06.2022).

Глубина залегания термоклина в этом регионе увеличивается, а в западной части Индийского океана, наоборот, уменьшается. Все это приводит к увеличению разницы температур в экваториально-тропической части Индийского океана: между более теплой, чем обычно, водой на востоке и более холодной, чем в нейтральную фазу, водой на западе.

Нейтральная фаза ИД (рисунок 1.12) характеризуется следующим состоянием: поток воды свободно поступает из Тихого океана между Индонезийскими островами, поддерживая теплое состояние воды в восточной части экваториальной зоны Индийского океана; воздушные массы поднимаются над этим регионом и опускаются в западную половину бассейна, а вдоль экватора преобладают ветры, направленные на восток; глубина залегания термоклина на западе мало отличается от глубины залегания термоклина на востоке Индийского океана. Такое состояние близко к норме и не вызывает существенных изменений в климате региона [Saji, Yamagata, 2003a].

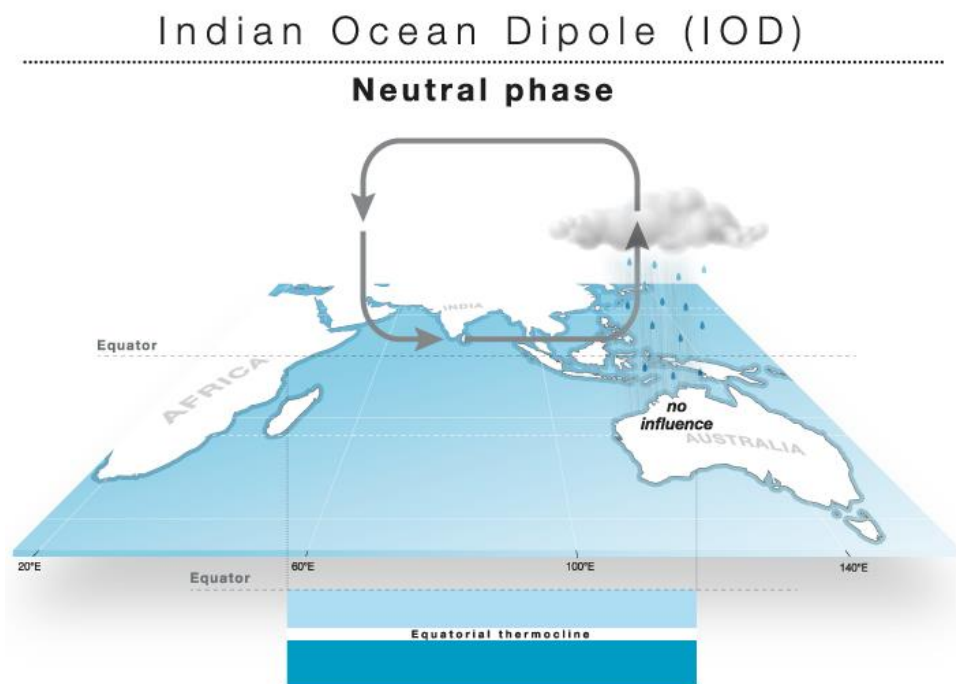


Рисунок 1.12 – Нейтральная фаза ИД и состояние экваториального термоклина в Индийском океане во время этой фазы <sup>1</sup>

<sup>1</sup> Бюро метеорологии правительства Австралии (Bureau of Meteorology of Australian Government): [сайт]. URL: <http://www.bom.gov.au/climate/about/australian-climate-influences/images/iod-neutral.png> (дата обращения: 25.06.2022).



На рисунке 1.13а – d показано состояние ТПО, осадков, приземных ветров и уровня моря во время двух сильных событий ИД в противоположных фазах. На этом рисунке отображаются не аномалии величин как отклонения от нормальных условий, а фактическое состояние самой переменной. В верхней части рисунка изображены условия во время сильного отрицательного события ИД 2005 г.; в нижней – положительного события ИД 2006 г. Обращает на себя внимание миграция климатических характеристик с востока на запад между фазами ИД.

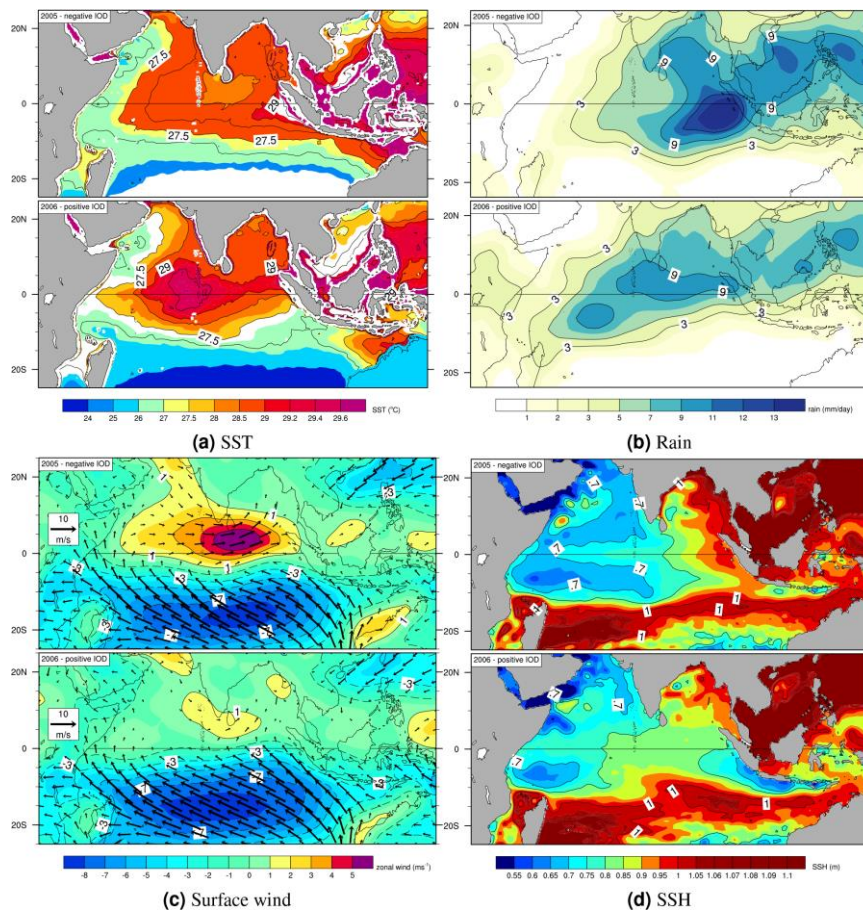


Рисунок 1.13 – Абсолютные поля ТПО (а), осадков (б), ветра (с) и ВПО (д) в разные фазы ИД. Изображения в верхней части каждого рисунка представляют абсолютные поля во время зрелой фазы отрицательного события ИД 2005 г.; в нижней – аналогично, но для положительного события ИД 2006 г. [Nameed, 2018]

В отрицательной фазе чрезвычайно высокая ТПО покрывает восточную часть Индийского океана, почти перекрывая сезонный апвеллинг у берегов Явы (рис. 1.13d). Возникает также ярко выраженный зональный градиент ТПО с повышением температуры с запада на восток вдоль экватора. В результате высоких температур на востоке (рис. 1.13а) над Индонезией выпадают обильные дожди (рис. 1.13b), тогда как в западной части Индийского океана условия заметно засушливее. Они сопровождаются очень сильными западными ветрами над центральной экваториальной частью Индийского океана, ведущими к ярко выраженному наклону уровня моря с востока на запад (рис. 1.13с).

Эти условия почти полностью меняются во время сильного положительного события ИД, когда самые высокие температуры вокруг экватора наблюдаются не на восточной окраине, а над центральной частью Индийского океана. ТПО в восточной части Индийского океана заметно падает (становясь ниже  $27\text{ }^{\circ}\text{C}$ ), что приводит к почти полному исчезновению осадков [D'Arrigo, Wilson, 2008; Saji, Yamagata, 2003a] в юго-восточной части Индийского океана. Вместо этого дождевая полоса мигрирует в более теплую часть океана на север и запад, что приводит к необычно продолжительным и обильным дождям над Шри-Ланкой [Zubair et al., 2003] и в Экваториальной Восточной Африке [Behera et al., 2005; Birkett et al., 1999; Conway, 2002; Flohn, 1987; Saji, Yamagata, 2003a; Ummenhofer et al., 2009b]. Происходит полное исчезновение или изменение направления западного ветра над центральной экваториальной частью Индийского океана, которое приводит к выравниванию уровня океана или изменению уклона водной поверхности с восточного на западный.

Используя описанную в работе [Saji, Yamagata, 2003b] методологию, которая не только использует ИМД для обнаружения событий ИД, но также проверяет, находятся ли аномалии ТПО над восточной частью Индийского океана и аномалии приземного ветра над экваториальной частью Индийского океана в «правильной» фазе Саджи Хамид [Nameed, 2018] выделил шесть сильных положительных событий ИД (1961, 1963, 1967, 1994, 1997 и 2006 гг.) и шесть сильных отрицательных событий ИД (1960, 1975, 1992, 1996, 1998 и 2005 гг.) в период с 1958 по 2015 г. В работе [Nameed, 2018] было отмечено, что отрицательные

события ИД являются зеркальным отображением положительных событий ИД. Однако между фазами ИД есть некоторые принципиально важные различия [Cai et al., 2012; Ng et al., 2016; Ummenhofer et al., 20096]. Рисунок 1.14 иллюстрирует сказанное с использованием поля распределения уровня океана и зональных аномалий ветра во время положительных (а, с) и отрицательных (b, d) событий ИД.

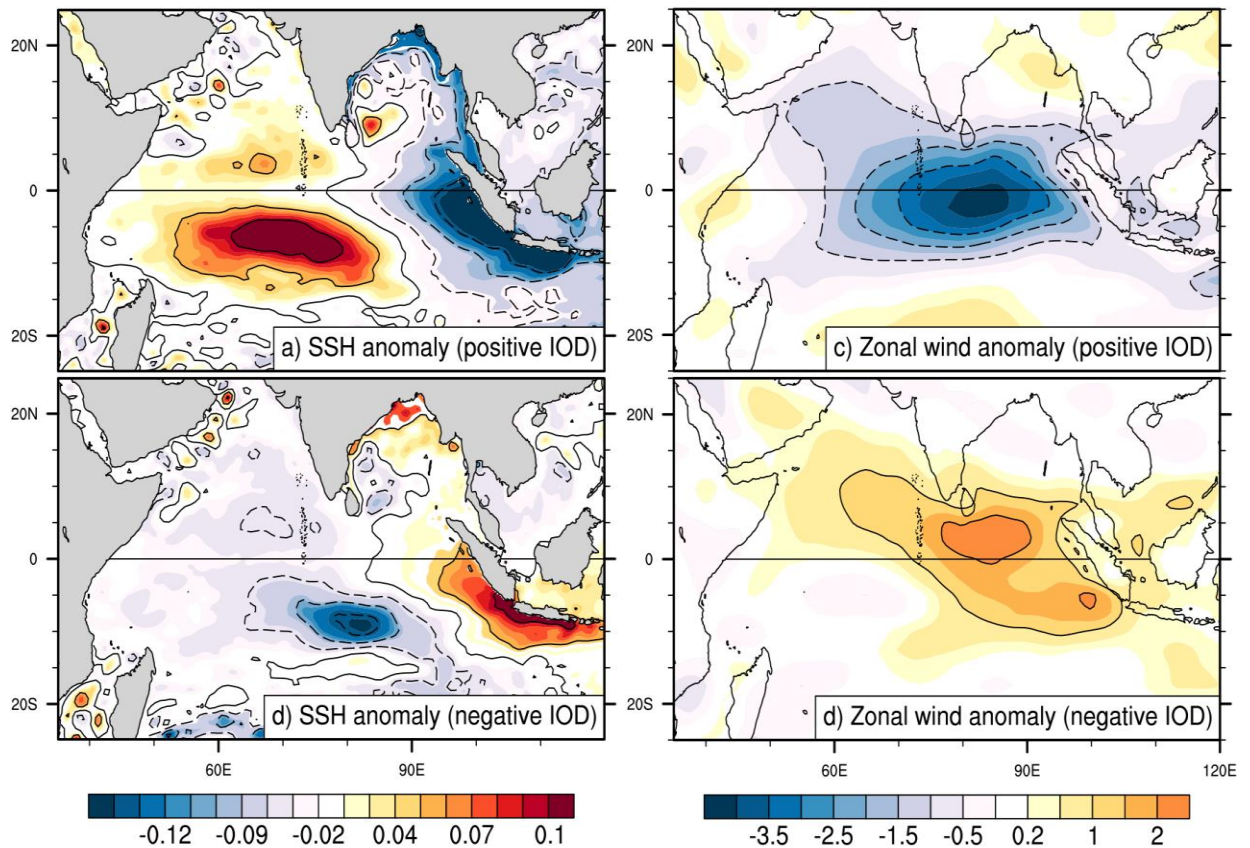


Рисунок 1.14 – Составные аномалии уровня океана (слева) и зонального приземного ветра (справа) во время положительной (а, с) и отрицательной (b, d) фазы ИД по [Nameed, 2018]

Кроме того, в работе [Cai et al., 2013] была отмечена существенная разница в амплитуде событий – положительные события явно сильнее отрицательных. Это может быть следствием глубокого термоклина в восточной части Индийского океана, так как чем термоклин ближе к поверхности, тем он более эффективен в создании поверхностного охлаждения (по сравнению с воздействием углубляющегося термоклина на создание поверхностного потепления).



## 1.5 Роль планетарных волн в эволюции Индоокеанского диполя согласно литературным источникам

Авторы работ [Rao et al., 2002a] и [Vinayachandran et al., 2002] добились успеха в моделировании эволюции событий ИД в модели общей циркуляции океана, используя данные реанализа NCEP за период 1975–1998 гг. На примере положительных событий ИД в 1997, 1994 и 1982 гг. и отрицательных событий в 1996 и 1984–1985 гг. продемонстрирована роль планетарных волн Россби и Кельвина в эволюции диполя.

Показано, что в начале формирования восточных аномалий ветра вдоль экватора и юго-восточных аномалий у индонезийских островов в мае – июне вдоль южных берегов островов Ява и Суматра возникает сильный апвеллинг. Это приводит к охлаждению океана на востоке и формированию холодного полюса положительной фазы подповерхностного диполя в тропической зоне Индийского океана. При этом длинные волны играют главную роль в формировании подповерхностного диполя и последовательной смене его фаз.

Общая закономерность состоит в том, что аномалии ветра во время одной из фаз ИД вызывают формирование экваториальных волн Кельвина, которые отражаются от восточной границы океана превращаясь в бароклинные волны Россби, идущие на запад и изменяющие глубину термоклина, способствуя формированию события ИД противоположной фазы [Jury, Huang, 2004]. Эта схема достаточно подробно описана в работе [Webster et al., 1999] на примере событий 1997 г. На рис.1.15а – d диаграмма последовательности этих событий.

На рисунке 1.15а стрелками E и F показаны климатические вдольбереговые ветры у острова Суматры и африканского побережья, стрелками G и H отмечены ветры в конце лета – начале осени 1997 г. Изображение справа иллюстрирует влияние на структуру верхних слоев океана возросшего апвеллинга на востоке и ослабленного апвеллинга на западе океана. На рисунке 1.15b стрелками показаны ветры, сформированные в результате аномального градиента ТПО вдоль экватора и изменений в распределении уровня океана. Рисунок 1.15c демонстрирует

формирование экмановского гребня в центре Индийского океана и распространяющихся на запад нисходящих экваториальных волн Россби. Изображение справа иллюстрирует структуру верхних слоев океана вблизи  $5^{\circ}$  с. ш. На рисунке 1.15d изображено охлаждение западной части Индийского океана в результате возросшего перемешивания и экмановского переноса под действием усиленных муссонных ветров и изменений циркуляционной ячейки в связи с Эль-Ниньо 1997–1998 гг.

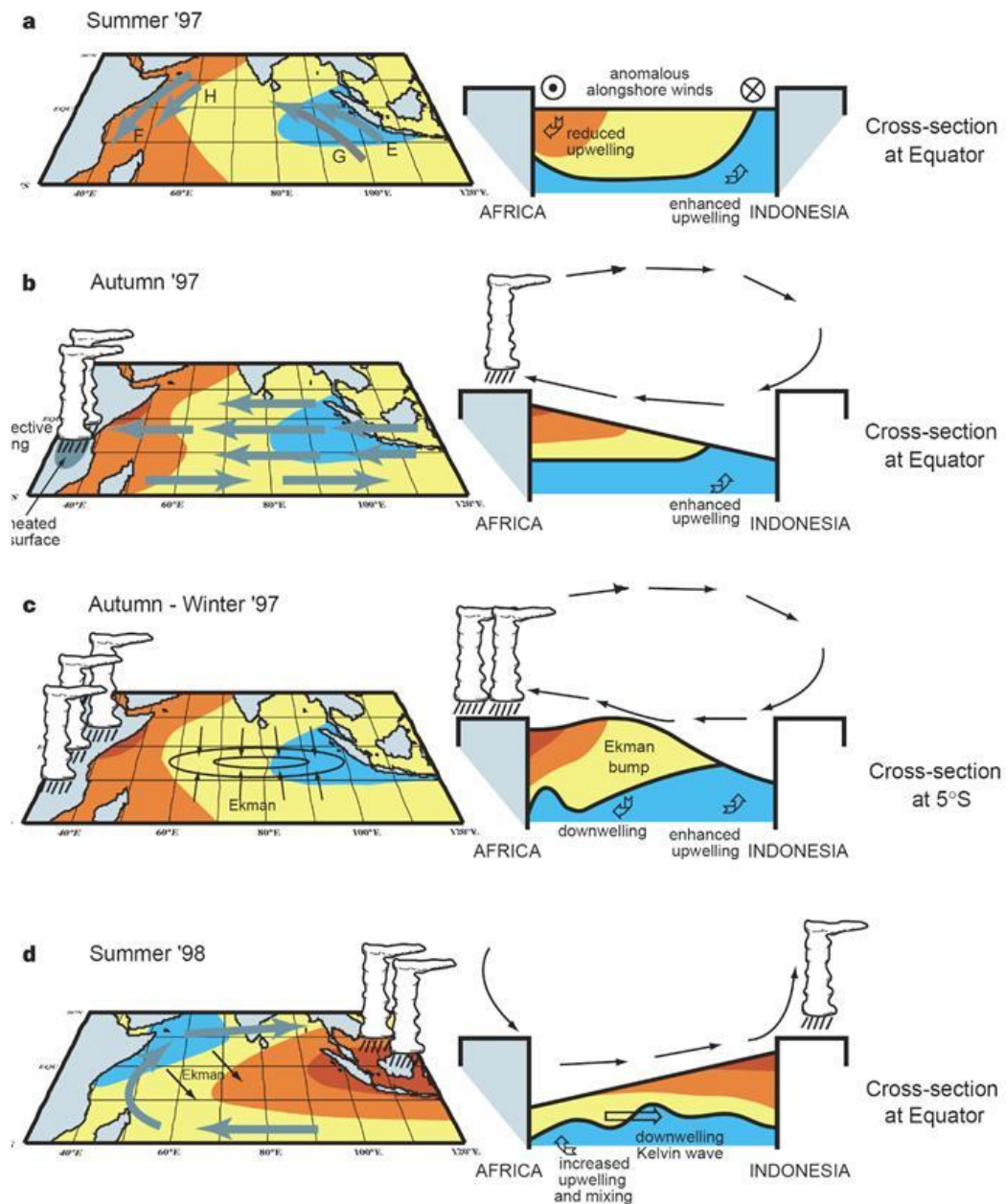


Рисунок 1.15 – Диаграмма последовательности событий 1997–1998 гг.

по [Webster et al., 1999]

С июля 1997 по май 1998 г. уровень океана был значительно понижен на востоке бассейна и повышен на западе (см. рисунок 1.4d). К югу от экватора наблюдался удлинённый «гребень» высотой около 30 см над морской поверхностью. Положение и высота гребня согласуются с экмановским переносом в Южном полушарии налево от восточных экваториальных ветров и западных ветров вблизи  $10^\circ$  ю. ш. Описанные особенности полей ТПО и уровня океана можно объяснить изменениями приповерхностного ветра. С конца лета 1997 г. вдольбереговая направленная на северо-запад компонента скорости приповерхностного ветра у острова Суматры была на 2–3 м/с выше среднего значения и благоприятствовала прибрежному апвеллингу, как схематически показано на рисунке 1.15а. С того же времени у берегов Африки вдольбереговые направленные на юго-запад ветры были ослаблены на 2 м/с, что привело к ослаблению апвеллинга к югу от экватора. Более высокие ТПО на западе Индийского океана и более низкие ТПО на востоке привели к восточным аномалиям ветра над центральной частью Индийского океана. Ускоренные экваториальные восточные ветры способствовали крупномасштабному динамическому приспособлению уровня океана вдоль экватора, приводя к более мелкому залеганию термоклина на востоке и более глубокому на западе бассейна.

На рис. 1.15b – d показана возможная последовательность событий в Индийском океане, происходящих после того, как устанавливается обратный широтный градиент ТПО. Над нагретыми массами суши Восточной Африки устанавливается мощная конвекция, которая усиливает восточные ветры на экваторе (рисунок 1.15b). Под действием восточных аномалий ветра экмановский перенос формирует подъем уровня океана к югу от экватора.

Стремясь вернуться в состояние равновесия, под действием волны Россби гребень распространяется на запад, что, в свою очередь, приводит к углублению термоклина к западу от источника экмановской конвергенции (рисунок 1.15c). Более глубокое залегание термоклина и уменьшение апвеллинга приводят к еще

большему нагреву западной части Индийского океана, формированию аномальных восточных ветров и «накачке» экмановского гребня. В такой самоподдерживающейся системе потепление в западной части бассейна может длиться несколько месяцев.

Период потепления в западной части тропической зоны Индийского океана может закончиться в результате действия нескольких факторов. Например, за потеплением может последовать более сильный, чем обычно, летний муссон, который вызовет интенсификацию перемешивания, экмановского переноса, вдольберегового апвеллинга и испарения. Все это приведет к резкому охлаждению ТПО. Кроме того, на смещение зоны конвекции обратно в район Индонезии весной 1998 г. могло повлиять ослабление Эль-Ниньо. В результате экваториальные ветры в Индийском океане трансформировались в западные (рисунок 1.15d).

Релаксация поля уровня океана привела к формированию распространяющейся на восток и связанной с даунвеллингом волны Кельвина, которая привела к углублению перемешанного слоя на востоке и возвращению системы в нормальное состояние.

Вслед за положительным событием подповерхностного диполя всегда следует отрицательное событие. В [Rao et al., 2002б] доказано, что распространение волн Россби в зонах, удаленных от экватора, влияет на подповерхностные процессы Индийского океана, которые помогают смене полярности ИД. Во время отрицательного события ИД формируется распространяющаяся на запад (нисходящая) волна Россби, связанная с даунвеллингом и вызывающая заглупление термоклина и повышение уровня моря на западе тропической зоны океана.

Эта волна Россби намного слабее, чем восходящая, однако ветровое воздействие в центре экваториальной зоны Индийского океана усиливает даунвеллинг и увеличивает фазовую скорость волны при распространении ее на запад. Сигнал пересекает Индийский океан в течение примерно 12 месяцев со скоростью около 17 см/с. Из-за нисходящей волны Россби, возникшей в 1993 и

1996 г., произошло заглублиение термоклина на западе тропической зоны Индийского океана во время следующего положительного события ИД в 1994 и 1997 гг. соответственно. Это происходит в связи с тем, что волна Россби, связанная с даунвеллингом, достигает западной границы к январю/февралю следующего года и приводит к подъему уровня моря на западе.

Достигая западной границы, волна отражается обратно в экваториальный волновод, превращаясь в волну Кельвина, связанную с даунвеллингом (нисходящую). Эта нисходящая волна Кельвина, достигая восточной границы, приводит здесь к подъему уровня моря. Кроме того, в связи с тем, что смена знака аномалий напряжения зонального ветра в следующий февраль/март также приводит к возникновению нисходящей волны Кельвина, уровень моря на востоке еще более повышается. Восходящая волна Россби, возникающая в дальнейшем на восточной границе во время положительных событий ИД, достигает западной границы к апрелю/маю и приводит здесь к повышению уровня моря. Усиление местного сезонного апвеллинга вдоль африканского побережья может также привести к понижению уровня моря. Эта последовательность событий дает начало отрицательной фазе подповерхностного диполя в экваториальной зоне Индийского океана.

### **1.6 Обзор исследований, посвященных влиянию зональных течений на Индоокеанский диполь**

Динамическая реакция океана на аномалии ветра играет важную роль в формировании аномалий ТПО в течение событий ИД и усиливает крупномасштабное взаимодействие атмосферы и океана, не зависящее от ЭНЮК. В [Vinayachandran et al., 1999] и [Behera et al., 1999] на основе анализа данных наблюдений и моделирования особо экстремального события ИД 1994 г. исследована ответная реакция океана на межгодовую изменчивость ветра в экваториально-тропической зоне Индийского океана и роль экваториальных течений в развитии Индоокеанского диполя. Сделаем обзор результатов этих и других работ.

В 1994 г. произошло одно из наиболее интенсивных событий ИД. Одновременно с ним происходило слабое событие Эль-Ниньо, однако его влияние не могло вызвать наблюдаемые аномалии в Индийском океане. Структура диполя на юге тропической зоны Индийского океана состояла из холодного полюса к востоку от  $85^{\circ}$  в. д. у Индонезийского побережья и теплого полюса в центральной части тропической зоны Индийского океана. Холодный полюс характеризовался юго-восточными аномалиями напряжения ветра, уменьшенной глубиной верхнего перемешанного слоя (в результате дивергенции), ослабленной тропосферной конвекцией и отрицательными аномалиями осадков. Теплый полюс характеризовался восточными аномалиями напряжения ветра, увеличенной глубиной перемешанного слоя (в результате конвергенции), усиленной конвекцией (охватывающей Индию и Восточную Азию) и положительными аномалиями осадков.

Учитывая отрицательную фазу Южного колебания летом 1994 г., можно было бы ожидать недостаток муссонных осадков над Индией в этом сезоне [Rasmusson, Carpenter, 1983]. Но оказалось, что в Индостане неожиданно прошли одни из самых сильных муссонных дождей в этом сезоне [Parthasarathy et al., 1995].

В [Vinayachandran et al., 1999] показано, что в 1994 г. над экваториальной зоной Индийского океана наблюдалась беспрецедентная аномалия ветра. Она отличалась от межгодовых аномалий своей амплитудой и устойчивостью (8 месяцев с апреля по октябрь) и повлияла на весенние и осенние экваториальные струйные течения.

В обычный год вдоль экваториальной зоны Индийского океана в переходный период между летними и зимними муссонами происходит два события интенсивного западного ветра: одно в апреле – мае, второе в октябре – ноябре. Они вызывают сильные восточные струйные течения в экваториальной зоне Индийского океана, называемые струйными течениями Виртки (или Йошида – Виртки) [Wyrtki, 1973]. Эти струйные течения формируются в верхних слоях океана между  $60^{\circ}$ – $90^{\circ}$  в. д. в пределах  $2,5^{\circ}$  по обе стороны экватора, и их скорость часто превышает 120 см/с.

В 1994 г. скорость весеннего струйного течения была менее половины его обычной величины, и его восточная протяженность достигала лишь  $80^\circ$  в. д. По данным измерений в работе [Reppin et al., 1999] показано, что накануне осенью в 1993 г. расход струйного течения составлял 35 Св, а весной 1994 г. – всего 5 Св.

Это связано с тем, что в 1994 г. в экваториальной зоне Индийского океана наблюдалась необычайно сильная и устойчивая западная аномалия ветров к востоку от  $60^\circ$  в. д. Сильные юго-восточные ветры возникли вдоль побережья Индонезии и распространились к северу от экватора.

В общем, крупномасштабное поле ветра над Индийским океаном характеризовалось в 1994 г. аномалиями двух типов, повлиявшими значительным образом на динамику экваториальной зоны Индийского океана. Аномалия первого типа – это восточная аномалия, связанная с ослаблением циркуляции Уокера, а второго – сильная вдольбереговая аномалия, благоприятствующая апвеллингу, которая в той или иной степени связана с усилением циркуляции Хэдли над восточной частью Индийского океана.

Необычные ветровые аномалии препятствовали созданию типичных струйных течений Виртки и повернули подповерхностный поток в обратную сторону [Cutler, 2009]. В результате это привело к изменению гидрофизических параметров в экваториальной зоне Индийского океана и вызвало, в частности, зональный контраст ТПО. Кроме того, отрицательные аномалии ТПО вдоль берега Индонезии увеличились из-за вдольбереговых ветров, благоприятствующих апвеллингу. Таким образом, динамический отклик океана на аномалии ветра повлиял на создание аномалий ТПО и усилил крупномасштабное взаимодействие атмосферы и океана в экваториально-тропической зоне Индийского океана.

В работе [Vinayachandran et al., 1999] показано влияние аномалий ветра на струйные течения Виртки, глубину залегания термоклина и аномалии ТПО вдоль Индонезийского побережья весной и осенью, в переходные месяцы между муссонами. Процессы, ответственные за аномалии ТПО в юго-восточной части тропиков Индийского океана в муссонные месяцы лета Северного полушария, исследованы в [Behera et al., 1999].

На основе композита восьми положительных событий ИД в связанной модели циркуляции океана и атмосферы в работе [Iizuka et al., 2000] показано, что аномалии ТПО в юго-восточной части тропической зоны остаются отрицательными в течение лета Северного полушария до осени. Авторы связывают такую привязку развития аномалий к сезонам с юго-восточными муссонными ветрами, которые дуют вдоль берега Индонезии с июня по октябрь и меняют направление на противоположное зимой Северного полушария. Аномальное снижение ТПО в юго-восточной части тропической зоны Индийского океана во время положительных событий ИД происходит только в сезон летних муссонов, а необычное усиление юго-восточных ветров вдоль берегов Индонезии является прямой причиной начала положительного события ИД.

Моделирование аномалий ТПО, наблюдавшихся во время события ИД 1994 г., в [Behara et al., 1999] показало, что возле побережья Суматры холодные аномалии совпадали с аномальным обмелением верхнего слоя. Однако дальше от берега верхний слой был недостаточно тонким, чтобы объяснить охлаждение. В уравнении для расчета ТПО в модели оценивался вклад каждого слагаемого в создание холодной аномалии. Оказалось, что вовлечение и потоки скрытого тепла являются двумя главными факторами процесса охлаждения. Аномалии вовлечения, расположенные к востоку от  $88^\circ$  в. д., обуславливают отрицательные аномалии теплового потока менее  $-35 \text{ Вт/м}^2$  вблизи берега Суматры. С другой стороны, скрытые потоки тепла отвечают за отрицательные аномалии теплового потока, которые простираются до  $70^\circ$  в. д. с наибольшим по модулю значением, равным  $-35 \text{ Вт/м}^2$  в нескольких сотнях километров от берега. Отмечено также небольшое влияние возле берега зональной адвекции – около  $-5 \text{ Вт/м}^2$ . Итак, в [Behara et al., 1999] определены два ключевых источника процесса охлаждения у побережья Суматры: процессы вовлечения вызвали большую часть отрицательных аномалий ТПО возле берега, тогда как охлаждение за счет оттока скрытого тепла (испарения) преобладало вдали от побережья.

Также показано, что из юго-восточной части тропической зоны Индийского океана осуществляется дивергентный отток влаги в центральную часть океана и



через экватор в Северное полушарие, в муссонную ложбину над Индией и Восточной Азией. Такое сильное удаление влаги и сопутствующая потеря скрытого тепла с поверхности океана объясняют большое испарительное охлаждение у Индонезийского побережья.

Таким образом, увеличенная атмосферная конвекция (восходящие движения) над теплой центральной частью Индийского океана и муссонными регионами Индии и Восточной Азии и подавленная конвекция над холодной юго-восточной частью океана поддерживали аномалии поверхностного ветра, вызывающие охлаждение океана у Индонезийского побережья летом 1994 г. Последний регион, в свою очередь, выступал как важный источник влаги поддержания аномальной конвекции. Это свидетельствует о существовании механизма положительной обратной связи между атмосферной конвекцией и ТПО в тропиках Индийского океана.

После сильного события 1994 г. подобные события наблюдались в 1997 и 2006 г. В работе [Vinayachandran et al., 2007] с помощью модели общей циркуляции океана описана эволюция и исследованы физические процессы возникновения события ИД 2006 г. Установлено, что потоки тепла на поверхности раздела сред вода – воздух в весенние месяцы инициировали процесс снижения ТПО на востоке экваториальной зоны Индийского океана. Затем охлаждение поддерживалось океаническими процессами, главный из которых прибрежный апвеллинг. Теплые аномалии ТПО на западе океана были вызваны адвекцией (до августа) и потоками тепла. В период максимального развития ИД аномалии ТПО находились под влиянием океанических процессов.

Событие ИД 2006 г. немного отличалось от предыдущего события 1997 г. распространением аномалий ТПО в восточной части тропической зоны океана. В 2006 г. аномалии были сосредоточены в основном к югу от экватора, в то время как в 1997 г. наблюдалось распространение аномалий также на запад вдоль экватора [Murtugudde et al., 2000; Vinayachandran et al., 2002].

## Выводы к Главе 1

Анализ литературных источников показал, что Индоокеанский диполь – это уникальное явление, которое представляет собой одну из основных мод, характеризующих межгодовую изменчивость крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в экваториально-тропической зоне Мирового океана. Аномалии атмосферной циркуляции, которые сопровождают этот необычный климатический сигнал, оказывают сильное влияние на климат региона, чем вызывают все больший интерес. В результате исследования событий Индоокеанского диполя большинство ученых, независимо друг от друга, пришли к выводу, что Индоокеанский диполь является независимой модой климатической изменчивости. Это явление, судя по всему, поддерживается взаимодействием океана и атмосферы во время интенсивной сезонной изменчивости гидрофизических полей экваториально-тропической зоны Индийского океана. Детальное изучение и учет этого явления могут значительно улучшить перспективы долгосрочных прогнозов погодно-климатических аномалий не только для Индоокеанского региона, но и в общепланетарном масштабе. Поэтому актуальность исследования этого вопроса не вызывает сомнений.

## ГЛАВА 2

# ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ. ТЕРМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЕРХНЕГО СЛОЯ ЭКВАТОРИАЛЬНО-ТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЫ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА И ЯВЛЕНИЕ ИНДООКЕАНСКОГО ДИПОЛЯ

### 2.1 Используемые данные

В диссертационной работе использованы данные ХВТ- и STD-наблюдений по температуре и солёности из архива WOCE [Meyers, 2006] за период с 1986 по 2003 г. Эти данные привлекались для расчета термических характеристик верхнего слоя экваториально-тропической зоны Индийского океана. Сведения о ежемесячных потоках тепла на поверхности океана за временной промежуток с 1950 по 2001 г. заимствовались из реанализа NCEP/NCAR.

Для оценки роли зональных течений и планетарных волн в эволюции Индоокеанского диполя и его взаимодействия с ЭНЮК из реанализа ORA-S5 использовались данные о потенциальной температуре, солёности и зональной компоненте вектора скорости течений за период 1979–2018 гг. Данный реанализ был выбран методом сравнения реанализов ORA-S5, GLORYS12V1, SODA3 с данными натурных наблюдений программы RAMA. Среднемесячные величины индекса ИД за период 1978–2018 гг. взяты с сайта NOAA (Национального центра прогнозирования климата, США) (URL: [https://psl.noaa.gov/gcos\\_wgsp/Timeseries/Data/dmi.had.long.data](https://psl.noaa.gov/gcos_wgsp/Timeseries/Data/dmi.had.long.data)).

Индекс ИД представляет собой разницу между температурой морской поверхности (ТПО) в западной экваториальной части Индийского океана ( $50^{\circ}$ – $70^{\circ}$  в. д. и  $10^{\circ}$  ю. ш. –  $10^{\circ}$  с. ш.) и юго-восточной экваториальной части Индийского океана ( $90^{\circ}$ – $110^{\circ}$  в. д. и  $10^{\circ}$  ю. ш. –  $0^{\circ}$  с. ш.) [Saji, Yamagata, 2003a]. Для оценки характеристик ЭНЮК использовался индекс Niño 3.4 (аномалии ТПО, осредненные по площади от  $5^{\circ}$  ю. ш. до  $5^{\circ}$  с. ш. и от  $170^{\circ}$  до  $120^{\circ}$  з. д.) [Rayner et

al., 2003]. Этот индекс тоже был взят с сайта NOAA (URL: [https://psl.noaa.gov/gcos\\_wgsp/Timeseries/Niño\\_34/](https://psl.noaa.gov/gcos_wgsp/Timeseries/Niño_34/)).

Исследование влияния ИД на климат Средиземноморско-Черноморского региона проводилось с помощью реанализа JRA-25, который использовался для получения данных с месячным разрешением по приземной температуре воздуха и приземному давлению за 1979–2006 гг. Для этих же целей из открытых источников были привлечены временные ряды среднемесячных величин расходов реки Дунай за период 1947–2001 гг.

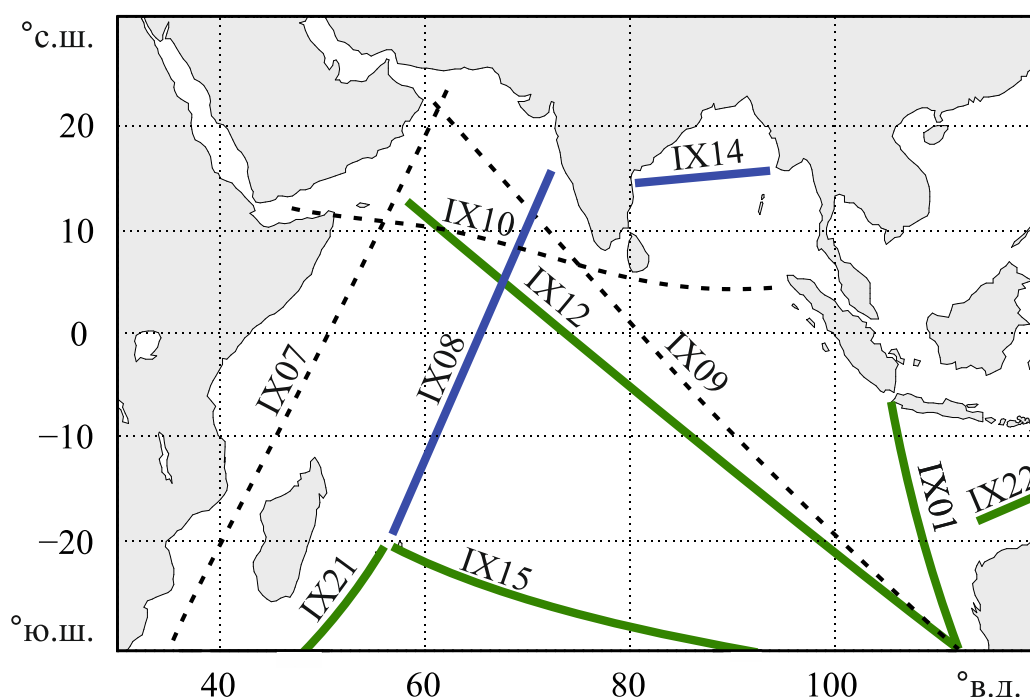


Рисунок 2.1 – Сеть ХВТ-разрезов в Индийском океане на 2003 г. (зеленая линия – регулярная выборка с общедоступными данными; синяя – регулярная выборка, но с ограниченной доступностью данных; штриховая – нерегулярные выборки)

Приведем краткую характеристику используемых массивов данных. Карта повторяющихся океанографических ХВТ- (Xpendable Bathy Thermograph) разрезов, используемых в диссертационной работе, представлена на рисунке 2.1. Эти разрезы пересекают Индийский океан и его окраинные моря и вдоль них проводится сбор информации о профилях температуры с помощью ХВТ-зондов.

Глубина таких зондирований обычно составляет около 1 км, но может отличаться от случая к случаю. На маршрутах с разрезами высокого разрешения

(High Resolution (HR)) сбор информации происходит четыре раза в год вдоль точно повторяющихся линий каждые 20–30 км. Такое разрешение необходимо для изучения мезомасштабных вихрей и фронтов.

На других маршрутах с более высокой частотой измерений (Frequently Repeated (FR)) в регионах с сильной временной изменчивостью гидрофизических параметров количество разрезов может достигать до двенадцати за год, но при этом зондирование происходит каждые 100–150 км [Goni et al., 2019]. Многие из этих ХВТ-разрезов эксплуатируются более 30 лет. Описание разрезов приведено в таблице 2.1.

Основная часть анализируемых измерений выполнялась на разрезах IX01 и IX12. Эти разрезы берут начало от юго-западной оконечности Австралии. Один из них (IX01) пересекает весь Индийский океан в направлении с юго-востока на северо-запад до северо-восточной оконечности полуострова Сомали, другой (IX12) простирается до западной оконечности острова Ява. Кроме того, в работе были привлечены данные с разрезов IX08 и IX07.

Таблица 2.1 – Стратегия отбора проб для ХВТ-разрезов T в Индийском океане

Номер	Годы	Число разрезов в год	Оператор
IX01	С 1983	FR и HR, >12	Австралия
IX06	Редко	–	США
IX07	Редко	–	Франция
IX08	Неизвестно	–	Индия
IX09	1990–1998	LD	–
IX10	1990–1998	LD	–
IX12	1986–2015	FR и HR, до 20	Австралия
IX14	Неизвестно	–	Индия
IX15	1994–2013	HR, 4	США
IX21	С 1994	HR, 4	США
IX22	С 1986	FR, до 20	Австралия

Примечание – FR – частое выполнение; HR – высокое разрешение; LD – низкая плотность.

Эти данные использовались с целью оценки фазовой скорости распространения возмущений в зональном направлении и расчета зональных среднесезонных геострофических течений. Значения солёности для оценки скорости последних взяты из CTD- (Conductivity, Temperature and Depth) наблюдений, выполненных автоматическими регистраторами уровня, температуры и проводимости воды.

В работе использовались только ХВТ-данные, которые охватывали все сезоны с глубиной профиля не менее 300 м. Слой такой толщины в Индийском океане является деятельным, т. к. ниже этой глубины уровень сезонного сигнала существенно снижается [Бубнов, 1990]. Отбор данных по этим критериям позволил отфильтровать сезонную изменчивость, но, к сожалению, привел к уменьшению длины анализируемых рядов, так как до 1986 г. выполнено слишком мало зондирований. Количество ХВТ-зондирований, выполненных с 1986 по 2003 г. на анализируемых разрезах, и координаты областей, привлеченных и использованных в работе, приведены в таблицах А.1 – А.3 приложения. Данные по ХВТ- и CTD-зондированиям были заимствованы из архива WOCE (World Ocean Circulation Experiment) – крупнейшей из когда-либо проводившихся океанографических программ, координируемых на международном уровне. Эти данные доступны в широком доступе на сайте WOCE (URL: <https://www.ewoce.org>). В диссертационной работе использовался архив для Индийского океана (URL: [https://www.ewoce.org/data/woce-uot/ewoce\\_uot\\_indian.zip](https://www.ewoce.org/data/woce-uot/ewoce_uot_indian.zip)).

Глобальный реанализ NCEP/NCAR (Национального центра прогнозов окружающей среды (NCEP) и Национального центра атмосферных исследований США (NCAR)) – это объединенные данные наблюдений двух национальных центров США: экологического прогнозирования и атмосферных исследований. NCEP/NCAR использует прогностическую модель NCEP T62L28 с пространственным разрешением около  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  с 28 слоями в атмосфере и 6-часовым разрешением по времени [Kistler et al., 2001]. Данные реанализа представляют собой результаты четырехмерной ассимиляции регулярных метеорологических наблюдений, спутниковой и аэрологической информации в

глобальных моделях циркуляции атмосферы. Данные реанализа NCEP/NCAR (с января 1948 г. по настоящее время) находятся в свободном доступе на сайте NOAA (Национального управления океанических и атмосферных исследований США) (URL: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>). Для диссертационной работы из реанализа NCEP/NCAR были взяты сведения о ежемесячных потоках тепла за временной промежуток с 1950 по 2001 г.

Океанический реанализ ORA-S5 [Zuo et al., 2019] был выпущен в 2019 г. и является глобальным вихререзающим реанализом с горизонтальным разрешением  $0,25^\circ \times 0,25^\circ$  и 75 вертикальными уровнями. Этот реанализ, как и GLORYS12V1, основан на модели NEMO. Ассимиляция наблюдений моделью проводится по осредненным значениям с использованием фильтра Калмана. Ассимилируются данные о поверхностной температуре воды (HadISST2 + OSTIA) [Donlon et al., 2012] и вертикальных профилях температуры воды и солености *in situ* (EN4 с коррекцией ХВТ/МБТ-данными) [Gouretski, Reseghetti, 2010]. Ассимиляционное окно составляет 5 сут. Данные, используемые в работе, были взяты с сайта ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts), который доступен по ссылке <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets>. Для приведения данных на прямоугольную сетку с разрешением  $1^\circ \times 1^\circ$  был использован метод билинейной интерполяции. Данная операция выполнялась с помощью пакета CDO (Climate Data Operators) (URL: <https://code.mpimet.mpg.de/projects/cdo>).

Реанализ GLORYS12V1 представляет собой глобальный океанский вихререзающий реанализ с горизонтальным разрешением  $1/12^\circ$  и 50 вертикальными уровнями. Этот реанализ основан на системе глобального прогнозирования в режиме реального времени CMEMS. Модельным компонентом реанализа является платформа NEMO (URL: <https://www.nemo-ocean.eu/>), управляемая на поверхности реанализом ECMWF ERA-Interim [Dee et al., 2011]. Ассимиляция наблюдений проводится по средним значениям с помощью фильтра Калмана, где ассимилируются трековые альтиметрические данные (аномалии уровня моря), спутниковые данные о температуре поверхности моря,

концентрации морского льда и глубоководные измерения на вертикальных профилях температуры и солености морской воды. Продукты, основанные на результатах реанализа GLORYS12V1, доступны на сайте CMEMS (Copernicus Marine Environment Monitoring Service) (URL: <http://marine.copernicus.eu>). В данной работе использовался продукт GLOBAL\_MULTIYEAR\_PHY\_001\_030 исследовательской группы GLO-MERCATOR.

Реанализ SODA3 (Simple Ocean Data Assimilation, 3 версия) основан на модели Modular Ocean версии 5.1 и имеет разрешение  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  и 50 вертикальных уровней [Delworth et al., 2012]. В реанализе усваиваются данные о поверхностной температуре воды, солености и скоростей течений из баз данных WOD13 (World Ocean Database) и COADS2.1 [Carton, et al., 2018]. В работе использовались данные реанализа SODA3.12.2 о потенциальной температуре, солености и зональной компоненте скорости течений версии, доступной по ссылке на сайте AOSC (Atmospheric and Oceanic Science) (URL: [https://www2.atmos.umd.edu/~ocean/index\\_files/soda3.3.2\\_mn\\_download.htm](https://www2.atmos.umd.edu/~ocean/index_files/soda3.3.2_mn_download.htm)).

RAMA (Research Moored Array for African-Asian-Australian Monsoon Analysis and Prediction program) – исследовательская заякоренная система для анализа и прогнозирования афро-азиатско-австралийских муссонов в Индоокеанском регионе [McPhaden et al., 2019]. Она была разработана в рамках проектов CLIVAR (Climate and Ocean: Variability, Predictability and Change) и GOOS (Global Ocean Observing System) с целью решения фундаментальных вопросов, связанных с ролью океана в динамике муссонов. RAMA была создана в 2004 г. в качестве дополнительного компонента к IndoOOS (Indian Ocean Observing System) [Masumoto et al., 2010].

Заякоренные буи обеспечивают постоянный приток данных о температуре, солености, скорости течений и других гидрофизических и гидрохимических параметрах в виде временных рядов с высоким разрешением в режиме реального времени. Эти данные поступают с задержкой через World Wide Web на PMEL (США), JAMSTEC (Япония) and INCOIS (Индия), и их можно скачать с сайта



NOAA (URL: <https://www.pmel.noaa.gov/tao/drupal/disdell/>). Расположение буев по состоянию на 2018 г. можно увидеть на рисунке 2.2.

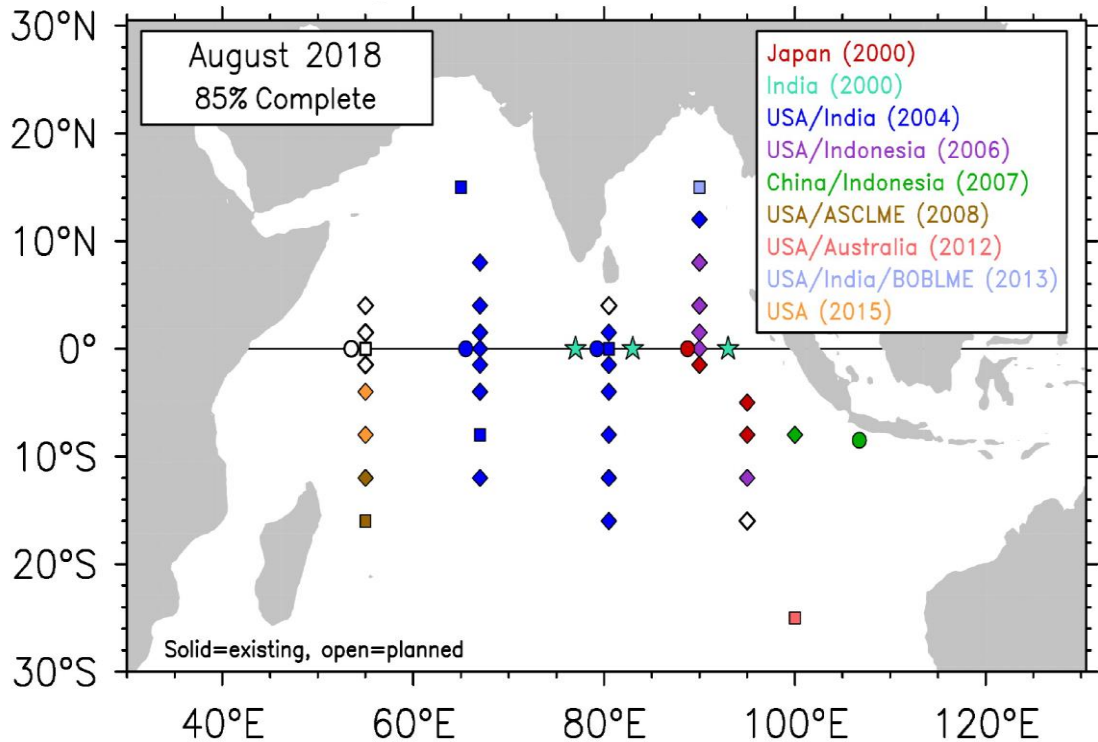


Рисунок 2.2 – Расположение и принадлежность буев программы RAMA на август 2018 г. [McPhaden et al., 2019]

Японский реанализ JRA-25 – это совместный продукт Японского метеорологического агентства (JMA) и Центрального научно-исследовательского института электроэнергетики (CRIEPI) [Onogi et al., 2007], представляющий собой набор климатических данных за период с 1979 по 2004 г. Общее разрешение модели T106L40 составляет в ее верхней части 0,4 гПа. Вертикальные уровни определяются с использованием параметров A и B в гибридной вертикальной координате сигма-давления. Давление каждого полного уровня интерполируется по вертикали от соседних половинных уровней. Количество вертикальных слоев модели обычно равно количеству полных уровней [Simmons, Burridge, 1981].

Набор данных JRA-25 включает набор анализов на эталонных высотах у поверхности. Приземный анализ JRA-25, который отделен от трехмерного вариационного анализа атмосферы, использует схему двумерной оптимальной

интерполяции. Этот метод анализа поверхности аналогичен методам, используемым в других повторных анализах, включая ERA-40. Здесь среднемесячные значения приземной температуры воздуха на эталонной высоте в 2 м, которая является одной из переменных приземного анализа, сравниваются с данными ERA-40 и CRUTEM2.

Набор данных CRU содержит аномалии приземной температуры воздуха в ячейках сетки  $5^{\circ} \times 5^{\circ}$  и используется в исследованиях изменения климата в качестве справочных данных. Данные реанализа JRA-25 о приземной температуре воздуха и приземном давлении были взяты с сайта Национального центра атмосферных исследований США (NCAR) (URL: <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/jra-25>).

## **2.2 Верификация данных реанализов для тропической зоны Индийского океана**

Возможность получения регулярных архивов ретроспективных пространственно-временных данных основных гидрофизических и метеорологических параметров является одним из главных достоинств реанализов. Эта информация может быть использована при решении как фундаментальных, так и прикладных задач. Ее привлечение необходимо для качественного мониторинга и прогноза состояния системы океан – атмосфера.

При этом следует иметь в виду, что данные конкретного реанализа получены при помощи определенной гидродинамической модели с фиксированной конфигурацией в результате ассимиляции некоторого набора архивных наблюдений. Такие данные могут существенно отличаться от результатов прямых инструментальных измерений. Это может быть следствием не только ошибок, допущенных при построении и реализации численной модели, но и чрезмерного сглаживания полей, в том числе и из-за ее недостаточно высокого разрешения. В связи с этим совместный анализ данных реальных наблюдений и различных продуктов реанализа очень важен для верификации последних.

В Индоокеанском регионе, где региональные климатические аномалии являются прямым следствием изменения поля температуры в верхнем слое океана, а количество высококачественных океанографических наблюдений мало [Yamagata et al., 2003б], эта проблема особенно актуальна. Поэтому для выбора более совершенного реанализа необходимо сопоставить данные этих реанализов с фактическими инструментальными измерениями. Для этого было проведено сравнение полученных результатов реанализов ORA-S5, GLORYS12V1 (далее GLORYS), SODA3 с данными измерений, выполненных на заякоренных буйках RAMA. Предполагалось, что выбор более совершенного реанализа позволит более точно определить характеристики Индоокеанского диполя, что принципиально важно для мониторинга ИД и его региональных проявлений, а также выделить случаи генерации ИД, не связанные с тихоокеанскими событиями Эль-Ниньо – Южное Колебание.

Для этого были использованы данные реанализов с месячным разрешением в узлах регулярных сеток:  $1^\circ \times 1^\circ$  (ORA-S5),  $0,25^\circ \times 0,25^\circ$  (GLORYS) и  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  (SODA3). Из данных массива RAMA использовались результаты ежесуточных измерений, полученных на заякоренных буйках (MRB). Выбор горизонтов для анализа вертикального распределения гидрофизических параметров определялся глубинами установки измерительных приборов на MRB-станциях. Анализировались следующие данные: 13 горизонтов по температуре (на 1, 10, 13, 20, 40, 60, 80, 100, 120, 140, 180, 300 и 500 м); 6 горизонтов по солености (на 1, 10, 20, 40, 60 и 100 м) и 1 горизонт (10 м) по зональной компоненте вектора течений.

Схема расположения станций RAMA в 2018 г. представлена на рисунке 2.3. На этой же схеме выделены буи, которые были отобраны для дальнейшего исследования. Принцип отбора MRB-станций для анализа подробно описан в работе [Полонский и др., 2020а; Полонский и др., 2020б]. Так как координаты выбранных станций в точности не совпадали с узлами реанализа ORA-S5 (сдвиг по широте составил  $0,5^\circ$ ), использовался метод линейной интерполяции. С помощью этого метода вычислялись значения исследуемых величин между двумя соседними узлами реанализа в новом узле, совпадающем с расположением буйка.

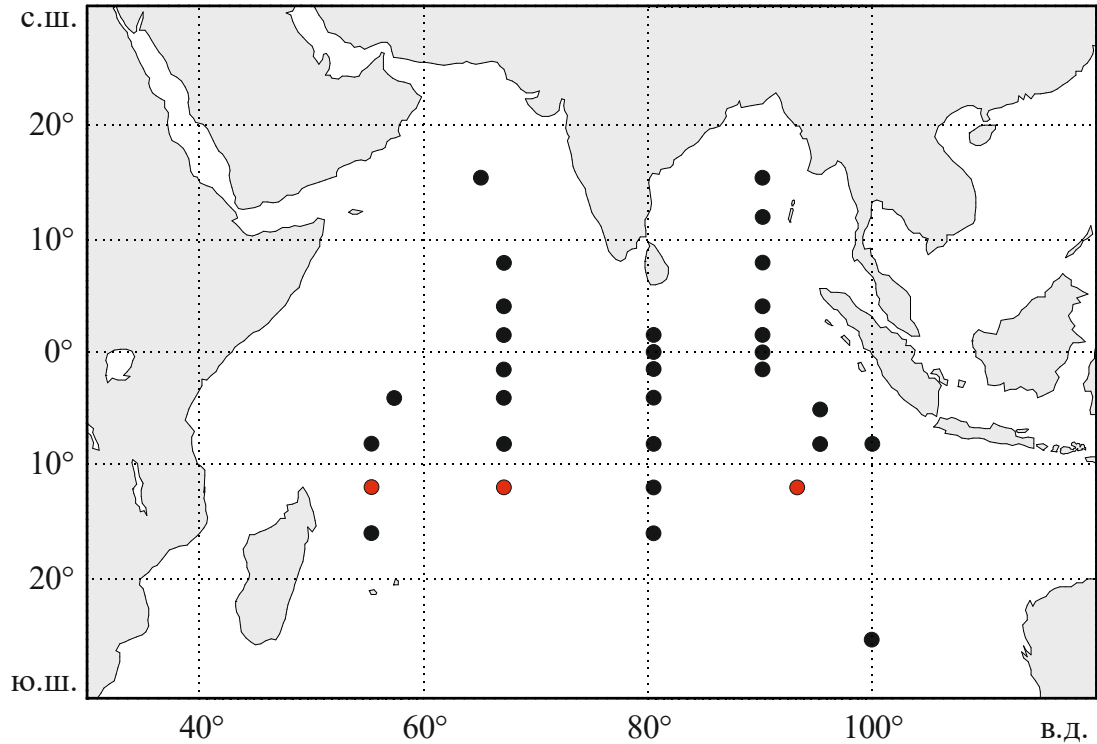


Рисунок 2.3 – Схема расположения MRB-станций RAMA в 2018 г.

Красным цветом отмечены буи, данные которых используются для сравнения с данными реанализа

Использование именно такого количества точек было обусловлено тем, что при анализе средних величин не было обнаружено существенной разницы в значениях параметров между ближайшими узлами. Это видно и из рисунка 2.4, на котором продемонстрированы изменения величин потенциальной температуры, солёности и зональной компоненты скорости течений на горизонте 10 м в узлах сетки реанализа ORA-S5 на  $11,5^\circ$  ю. ш.,  $55^\circ$  в. д. и  $12,5^\circ$  ю. ш.,  $55^\circ$  в. д. Такой результат можно объяснить тем, что выбранные станции находятся в зоне действия достаточно устойчивого по времени и протяженного как по широте, так и по долготе Южного Пассатного течения. Это течение обычно описывается как поток с шириной приблизительно в  $10^\circ$ , расположенный между  $10^\circ$  ю. ш. и  $20^\circ$  ю. ш. и распространяющийся (в среднем за год) на запад через весь бассейн Индийского океана [Schott, McCreary, 2001; Shenoi, Saji, 1999]. Кроме того, метод линейной

интерполяции применялся для совмещения горизонтов данных реанализов с горизонтами инструментальных измерений.

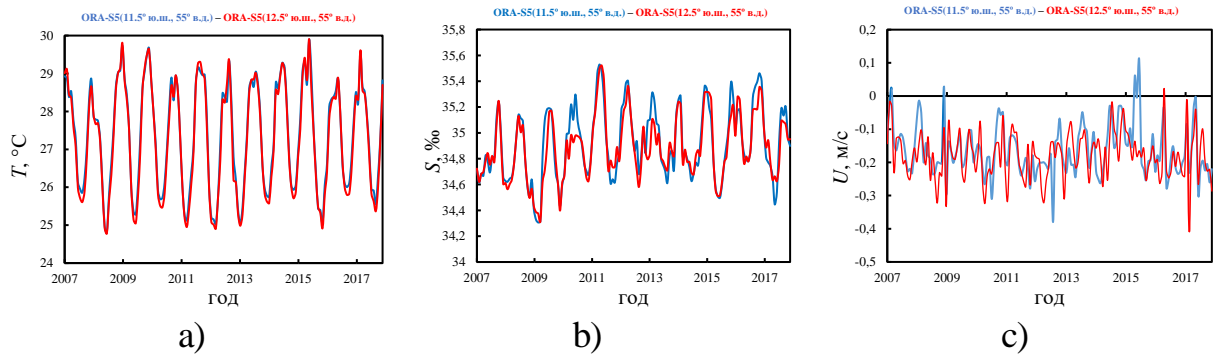


Рисунок 2.4 – Графики изменения среднемесячных величин потенциальной температуры  $T$ , °C (a); солёности  $S$ , ‰ (b); зональной компоненты вектора течений  $U$ , м/с (c) по данным реанализа ORA-S5 в двух узлах сетки реанализа в точках с координатами  $11,5^\circ$  ю. ш.,  $55^\circ$  в. д. (синяя кривая) и  $12,5^\circ$  ю. ш.,  $55^\circ$  в. д. (красная кривая) на глубине 10 м

После проведения описанной интерполяции был проанализирован временной ход гидрофизических параметров на предмет регулярности измерений. Ввиду того, что используемые в работе результаты реанализов представляют собой сведения об изменении среднемесячных значений гидрофизических параметров, а результаты инструментальных данных – ежесуточные наблюдения этих параметров, из данных RAMA были исключены те из них, что покрывали менее 90% месяца. Результаты реанализов за такие месяцы тоже не участвовали в сравнении. В итоге были полностью исключены данные до 2013 г. и был выбран период с максимальным временным покрытием с 2013 по 2018 г. Далее были выполнены следующие операции:

1) выгрузка из массива RAMA ежесуточных значений потенциальной температуры  $T_{\text{сут.}}^R$ , солёности  $S_{\text{сут.}}^R$  и зональной компоненты скорости течений  $U_{\text{сут.}}^R$  на всех горизонтах выбранных MRB-станций за период 2013–2018 гг.; приведение этих величин к среднемесячным значениям по стандартной процедуре:

$$\bar{T}_{\text{мес.}}^R = \frac{T_{\text{сут.}1}^R + T_{\text{сут.}2}^R + \dots + T_{\text{сут.}n}^R}{n}, \quad (2.1)$$

$$\bar{S}_{\text{мес.}}^R = \frac{S_{\text{сут.1}}^R + S_{\text{сут.2}}^R + \dots + S_{\text{сут.n}}^R}{n}, \quad (2.2)$$

$$\bar{U}_{\text{мес.}}^R = \frac{U_{\text{сут.1}}^R + U_{\text{сут.2}}^R + \dots + U_{\text{сут.n}}^R}{n}, \quad (2.3)$$

где  $n$  – количество наблюдений за месяц;

2) вычисление для каждой из трех станций RAMA и соответствующих им узлов реанализов ORA-S5, SODA3 и GLORYS средних значений потенциальной температуры  $(\bar{T}^R, \bar{T}^O, \bar{T}^S, \bar{T}^G)$ , солености  $(\bar{S}^R, \bar{S}^O, \bar{S}^S, \bar{S}^G)$  и зональной компоненты скорости течений  $(\bar{U}^R, \bar{U}^O, \bar{U}^S, \bar{U}^G)$  за период 2013–2018 гг. путем расчета отношения суммы их среднемесячных значений к числу месяцев ( $m$ ), покрытых суточными наблюдениями не менее чем на 90%, например для  $\bar{T}^R$

$$\bar{T}^R = \frac{T_{\text{мес.1}}^R + T_{\text{мес.2}}^R + \dots + T_{\text{мес.m}}^R}{m}, \quad (2.4)$$

и, наконец, осреднение полученных ранее значений по всем трем станциям и соответствующим им узлам реанализов за весь период наблюдений:  $(\langle \bar{T} \rangle^R, \langle \bar{T} \rangle^O, \langle \bar{T} \rangle^S, \langle \bar{T} \rangle^G, \langle \bar{S} \rangle^R, \langle \bar{S} \rangle^O, \langle \bar{S} \rangle^S, \langle \bar{S} \rangle^G, \langle \bar{U} \rangle^R, \langle \bar{U} \rangle^O, \langle \bar{U} \rangle^S, \langle \bar{U} \rangle^G)$ ;

3) сравнение инструментальных измерений и данных реанализов путем анализа отношения среднемноголетних значений потенциальной температуры, солености и зональной компоненты вектора течений к соответствующим данным реанализов  $(\bar{T}^{R/O}, \bar{T}^{R/S}, \bar{T}^{R/G}, \bar{S}^{R/O}, \bar{S}^{R/S}, \bar{S}^{R/G}, \bar{U}^{R/O}, \bar{U}^{R/S}, \bar{U}^{R/G})$  за весь период для каждой станции и узла сетки, например для  $\bar{T}^{R/O}$

$$\bar{T}^{R/O} = \frac{\bar{T}^R}{\bar{T}^O}, \quad (2.5)$$

а также сравнение этих величин, осредненных по всем трем станциям и по соответствующим им узлам реанализов:  $(\langle \bar{T} \rangle^{R/O}, \langle \bar{T} \rangle^{R/S}, \langle \bar{T} \rangle^{R/G}, \langle \bar{S} \rangle^{R/O}, \langle \bar{S} \rangle^{R/S}, \langle \bar{S} \rangle^{R/G}, \langle \bar{U} \rangle^{R/O}, \langle \bar{U} \rangle^{R/S}, \langle \bar{U} \rangle^{R/G})$ .

На рисунке 2.5а, б представлен пример сравнения полученных с помощью реанализов ORA-S5, GLORYS и SODA3 величин потенциальной температуры, солёности и зональной скорости течений с данными RAMA в точке с координатами 12° ю. ш., 55° в. д. для отдельных горизонтов (40 и 10 м). Можно отметить, что, хотя данные реанализов в целом и совпадают с инструментальными данными (как по порядку величин, так и по характеру временной изменчивости), в отдельные месяцы заметны существенные различия между ними. Хорошо видно, например, что в июле 2015 г. различия в среднемесячной потенциальной температуре между реанализом SODA3 и прямыми измерениями достигали почти 3 °С.

Для зональной компоненты вектора течений различия между измеренными и рассчитанными величинами хорошо видны для всех трех реанализов. В частности, это касается реанализа GLORYS, в котором в марте 2013 г. получено расхождение со среднемесячными данными прямых измерений на буре вплоть до смены знака. Видно, что из всех выбранных гидрофизических параметров хуже всего в данной области реанализами описывается зональная скорость течений, что достаточно типично и для других регионов Мирового океана [Pandey, Singh, 2010; Wang et al., 2020].

Если сравнить детально данные о потенциальной температуре из реанализов с реальными инструментальными наблюдениями на каждой станции и горизонте, то будет видно, что на станциях с координатами 12° ю. ш., 55° в. д. и 12° ю. ш., 93° в. д. разница между измеренными и осредненными за месяц величинами и данными реанализов в среднем гораздо меньше, чем на станции с координатами 12° ю. ш., 67° в. д (таблица Б.1 приложения). Следует отметить, что наименьшая разница между реальными величинами наблюдается у поверхности (на горизонте 1 м). Вероятнее всего, такой результат связан с большим вкладом спутниковых наблюдений во входные данные, используемые для усвоения.

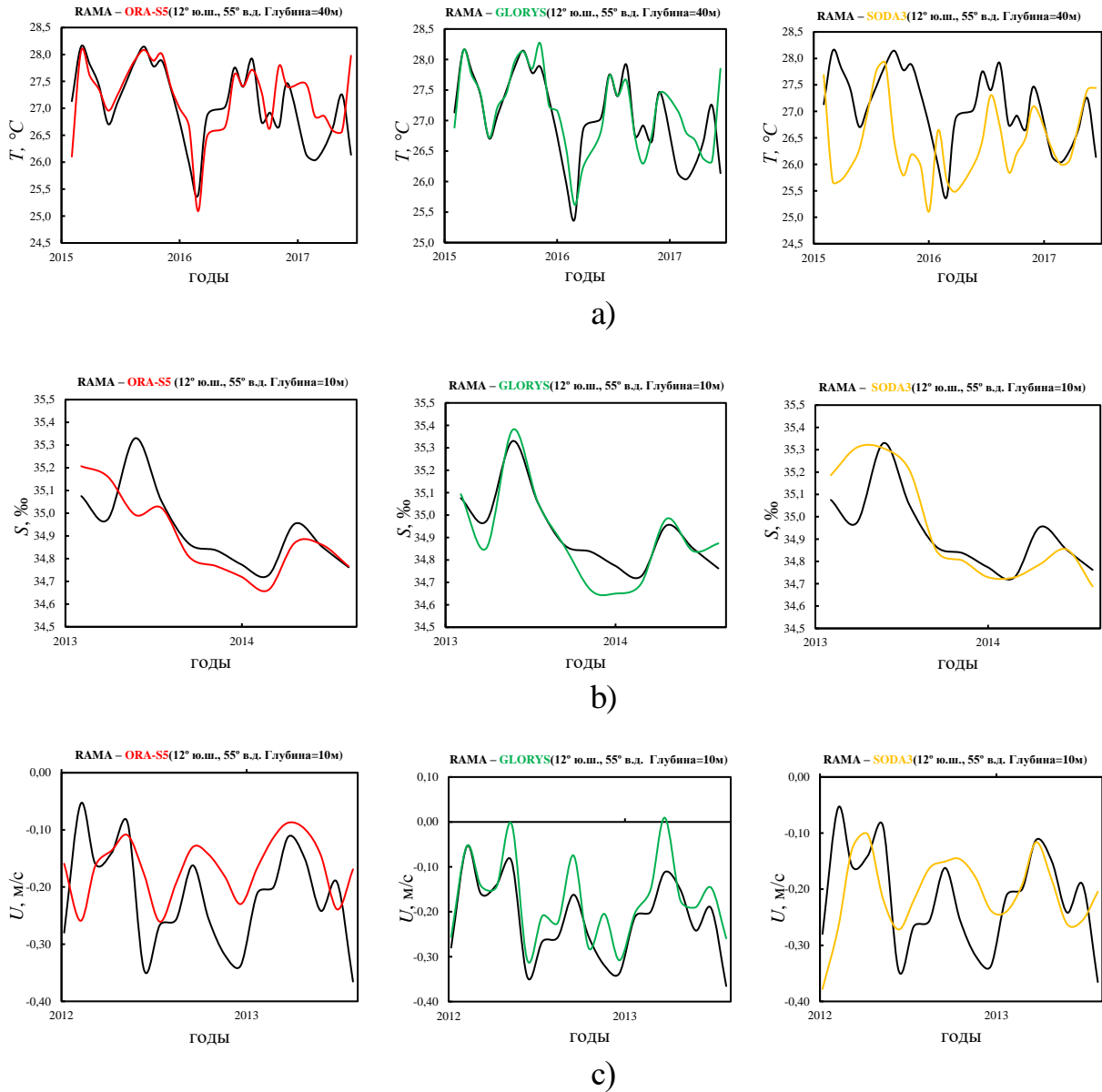


Рисунок 2.5 – Изменения среднемесячных величин потенциальной температуры  $T$  (°C) (a) и солёности  $S$  (‰) (b) на горизонте 40 м, зональной компоненты вектора течений  $U$  (м/с) на горизонте 10 м (c) на станции RAMA (черная кривая) и по данным реанализов ORA-S5 (красная кривая), GLORYS (зеленая кривая) и SODA3 (желтая кривая) в точке с координатами  $12^\circ$  ю. ш.,  $55^\circ$  в. д. Знак минус соответствует направлению течения на запад

Для выявления лучшего реанализа о потенциальной температуре рассмотрим таблицу 2.2, в которой приведены усредненные данные по всем трем станциям и горизонтам. Видно, что в целом все три реанализа хорошо воспроизводят распределение температуры по глубине. У поверхности и на горизонтах 300 и 500



м расхождение с практическими наблюдениями не превышает 1–2%. На глубинах 100 и 140 м у всех реанализов наблюдаются небольшие завышения значений потенциальной температуры с максимумом в 9% для реанализа ORA-S5. Меньше всего различий с реальными инструментальными наблюдениями на каждой станции и горизонте у реанализа SODA3.

Таблица 2.2 – Осредненные по трем MRB-станциям среднемноголетние значения потенциальной температуры, полученные из массива RAMA и по данным реанализов ORA-S5, SODA3 и GLORYS за период 2013–2018 гг. в точках с координатами 12° ю. ш., 55° в. д.; 12° ю. ш., 67° в. д.; 12° ю. ш., 93° в. д. на горизонтах 1, 40, 100, 140, 300, 500 м; отношения среднемноголетних значений прямых наблюдений к соответствующим данным реанализов

Глубина, м	Осредненные среднемноголетние температуры, °С				Отношение осредненных среднемноголетних температур к данным реанализа		
	$\langle \bar{T} \rangle^R$	$\langle \bar{T} \rangle^O$	$\langle \bar{T} \rangle^G$	$\langle \bar{T} \rangle^S$	$\langle \bar{T} \rangle^{R/O}$	$\langle \bar{T} \rangle^{R/G}$	$\langle \bar{T} \rangle^{R/S}$
1	27,95	27,62	27,60	27,58	1,01	1,01	1,01
40	26,94	27,11	27,03	26,81	0,99	1,00	1,00
100	20,35	22,15	21,94	20,90	0,92	0,93	0,98
140	16,94	18,53	18,29	17,59	0,91	0,92	0,96
300	11,51	11,61	11,74	11,63	0,99	0,98	0,99
500	8,82	8,82	8,71	8,75	1,00	1,01	1,01

Перейдем к анализу качества воспроизведения характеристик солёности различными реанализами. Таблица Б.2 приложения и таблица 2.3 дают представления о соответствии средних величин солёности в реанализах и массиве RAMA на трех станциях. Можно отметить, что среднемноголетняя солёность в целом неплохо описывается данными реанализов.

Таблица 2.3. Осредненные по трем MRB-станциям среднемноголетние значения солености, полученные из массива RAMA и по данным реанализов ORA-S5, SODA3 и GLORYS за период 2013–2018 гг. в точках с координатами 12° ю. ш., 55° в. д.; 12° ю. ш., 67° в. д.; 12° ю. ш., 93° в. д. на горизонтах 1, 10, 20, 40, 60, 100 м; отношения среднемноголетних значений прямых наблюдений к соответствующим данным реанализов

Глубина, м	Осредненная среднемноголетняя соленость, ‰				Отношение осредненной среднемноголетней солености к данным реанализа		
	$\langle \bar{S} \rangle^R$	$\langle \bar{S} \rangle^O$	$\langle \bar{S} \rangle^G$	$\langle \bar{S} \rangle^S$	$\langle \bar{S} \rangle^{R/O}$	$\langle \bar{S} \rangle^{R/G}$	$\langle \bar{S} \rangle^{R/S}$
1	34,62	34,62	34,61	34,65	1,00	1,00	1,00
10	34,69	34,64	34,65	34,64	1,00	1,00	1,00
20	34,67	34,63	34,64	34,63	1,00	1,00	1,00
40	34,77	34,70	34,74	34,72	1,00	1,00	1,00
60	34,89	34,81	34,86	34,84	1,00	1,00	1,00
100	35,03	34,93	34,98	34,96	1,00	1,00	1,00

Из табл. 2.3 видно, что осредненные по всем выбранным станциям среднемноголетние данные реанализов по солености с высокой степенью точности совпадают с реальными инструментальными наблюдениями при соответствующем осреднении.

Для сравнения средних значений зональной компоненты вектора течения в реанализах и массиве RAMA обратимся к таблице Б.3 приложения и таблице 2.4. Видно, что все реанализы во всей анализируемой области демонстрируют тенденцию к занижению расчетной величины зональной скорости на глубине 10 м.

Наиболее близкие к измеренным и осредненным величинам зональной компоненты вектора течений данные получены в точке с координатами 12° ю. ш., 67° в. д., в которой соответствующая разница не превышает 5%. Для других

станций разница может достигать 31%. Реанализ ORA-S5 в целом меньше других занижает величину средней зональной скорости.

Таблица 2.4. Осредненные по трем MRB-станциям среднемноголетние значения зональной компоненты скорости течений, полученные из массива RAMA и по данным реанализов ORA-S5, SODA3 и GLORYS за период 2013–2018 гг. в точках с координатами 12° ю. ш., 55° в. д.; 12° ю. ш., 67° в. д.; 12° ю. ш., 93° в. д. на горизонте 10 м; отношения среднемноголетних значений прямых наблюдений к соответствующим данным реанализов

Глубина, м	Осредненная среднемноголетняя зональная компонента вектора скорости, м/с				Отношение осредненной среднемноголетней зональной компоненты вектора скорости		
	$\langle \bar{U} \rangle^R$	$\langle \bar{U} \rangle^O$	$\langle \bar{U} \rangle^G$	$\langle \bar{U} \rangle^S$	$\langle \bar{U} \rangle^{R/O}$	$\langle \bar{U} \rangle^{R/G}$	$\langle \bar{U} \rangle^{R/S}$
10	-17,6	-15,7	-15,2	-15,2	1,12	1,16	1,16

Таким образом, сравнение данных реанализов и прямых наблюдений на заякоренных буйках показало, что реанализы ORA-S5, SODA3 и GLORYS хорошо описывают реальную термохалинную структуру в Индийском океане в местах расположения выбранных MBR-станций, немного (до 9% для ORA-S5) завышая данные о потенциальной температуре на глубинах 100 и 140 м. Осредненные по трем станциям данные реанализов о солености совпали с реальными инструментальными наблюдениями при соответствующем осреднении.

Анализ величин зональной компоненты вектора течений выявил общую для всех реанализов тенденцию к занижению скорости. Для реанализа GLORYS и SODA3 занижение в среднем достигало 16%. Наименьшим занижением зональной компоненты вектора течений (в среднем около 12%) характеризуются данные реанализа ORA-S5. В связи с этим в дальнейшем для изучения механизмов генерации ИД в диссертационной работе будут использованы данные реанализа ORA-S5.

### 2.3 Межгодовые изменения теплозапаса, турбулентных потоков тепла в центральной и восточной частях региона

На рисунке 2.6 приведены коэффициенты  $D1 - D5$  вейвлет-разложения (см. приложение В) январских турбулентных потоков тепла, рассчитанные по данным реанализа NCEP за 1950–2001 гг. для центральной и восточной частей экваториальной зоны Индийского океана.

Эти коэффициенты ярко демонстрируют противофазный характер изменчивости турбулентных потоков тепла в рассматриваемых районах на временных масштабах от нескольких до десяти лет.

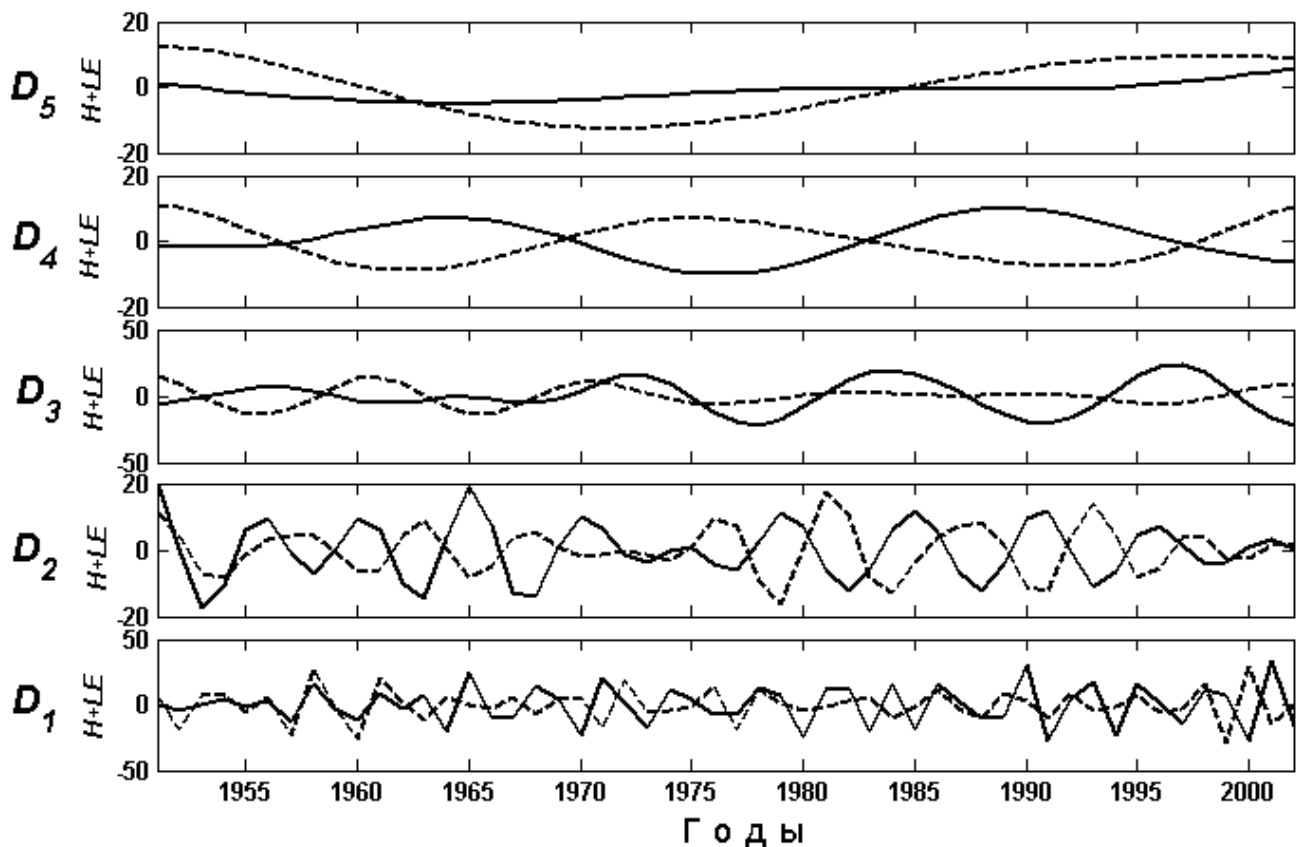


Рисунок 2.6 – Коэффициенты  $D1 - D5$  вейвлет-разложения январских турбулентных потоков тепла, рассчитанные по данным реанализа NCEP за 1950–2001 гг., в центральной ( $77^\circ$  в. д., сплошная кривая) и восточной ( $105^\circ$  в. д., штриховая кривая) частях экваториальной зоны Индийского океана

Данные коэффициенты были получены в среде Matlab версии 6.5 с применением материнского вейвлета Мейера (рисунок 2.7). Изменчивость океанографических характеристик в подповерхностном слое экваториальной зоны Индийского океана решающим образом определяет пространственно-временные характеристики ИД.

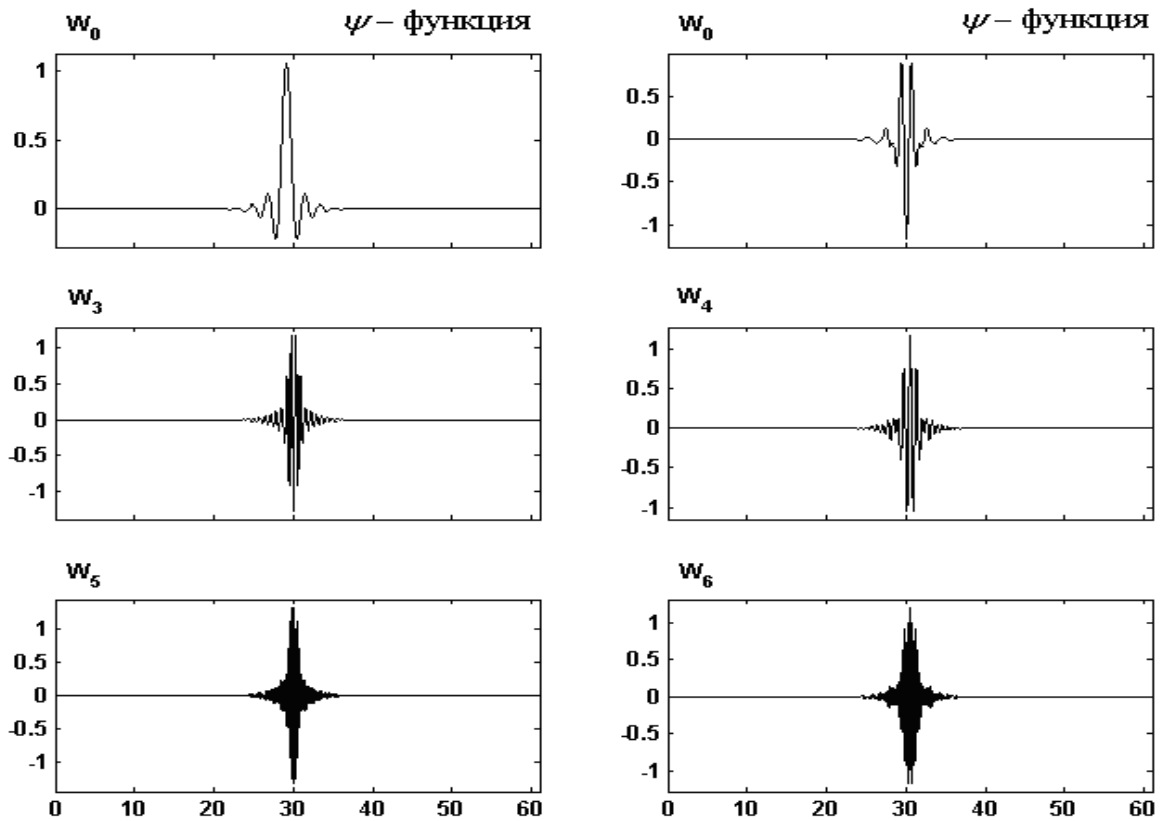


Рисунок 2.7 – Материнский вейвлет Мейера ( $w_i$  – вейвлет-коэффициенты)

Это следует из некоторой аналогии между ИД и соответствующей по масштабу изменчивостью в Тихом океане (т. е. ЭНЮК). Действительно, и в том и в другом случае динамика океана в экваториальной зоне навязывает системе океан – атмосфера основной временной масштаб. Он зависит от скорости распространения аномалий верхнего слоя океана в зональном направлении.

Из-за меньшего размера Индийского океана (по сравнению с Тихим) можно ожидать наличия во временной изменчивости ИД более интенсивных относительно высокочастотных флуктуаций, чем в характеристиках ЭНЮК. В некоторой степени это подтверждается опубликованными данными [Ashok et al., 2003a;

Вебера, Yamagata, 2003], а также рисунком 2.6, из которого следует, что максимальная амплитуда межгодовых – десятилетних изменений турбулентных потоков тепла на поверхности приходится на наиболее высокочастотные компоненты (ср.  $D1$  и  $D2$  с  $D3$  и  $D4$ ).

На рисунке 2.8 представлен временной ход теплозапаса верхнего 260-метрового слоя для двух ХВТ-разрезов Индийского океана: с координатами  $22^\circ\text{--}6^\circ$  ю. ш.,  $105^\circ\text{--}110^\circ$  в. д. (IX01) и  $6^\circ$  ю. ш. –  $11^\circ$  с. ш.,  $52^\circ\text{--}73^\circ$  в. д. (IX12).

Теплозапас этого слоя вычислялся по формуле

$$Q = \rho C_p T_{\text{сред}} h, \quad (2.6)$$

где  $\rho$  – плотность морской воды;

$C_p$  – удельная теплоемкость при постоянном давлении;

$h$  – глубина.

Здесь  $h = 260$  м, а  $\rho C_p = 1$  и имеет размерность  $\text{г}\cdot\text{кал}/\text{см}^3\cdot\text{град}$ . Значение выбора величины толщины слоя было определено величиной обеспеченности данных.

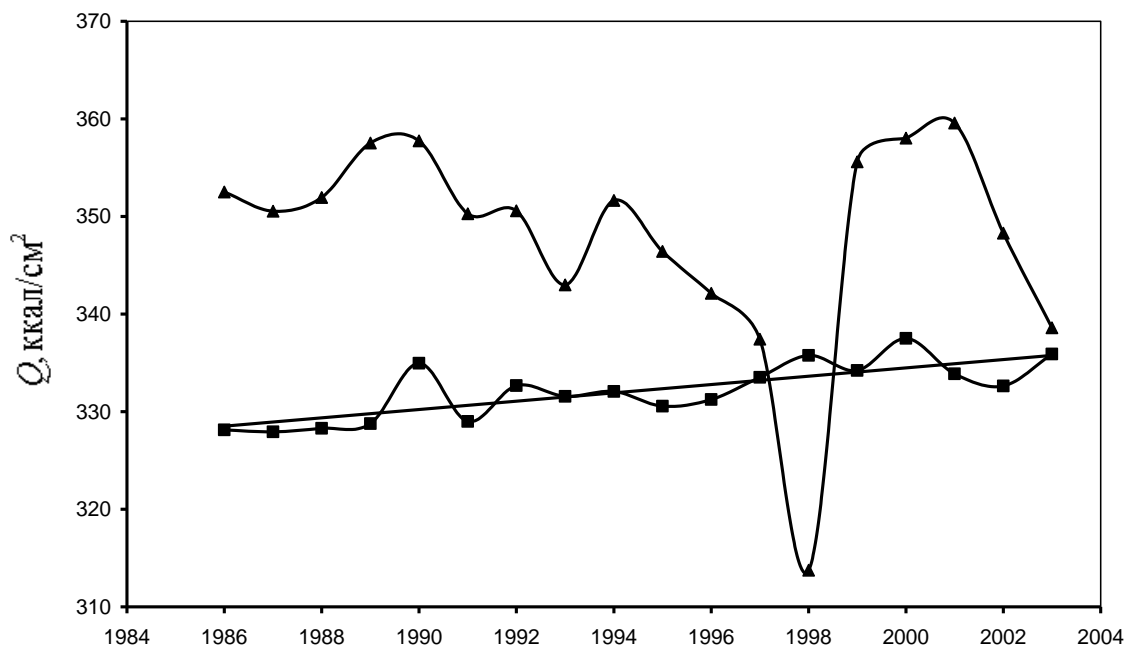


Рисунок 2.8 – Межгодовая изменчивость теплозапаса

(■ – западный разрез IX12; ▲ – восточный разрез IX01 в Индийском океане (см. рисунок 2.1))

Типичная величина теплозапаса на восточном разрезе составляет 350 ккал/см<sup>2</sup>, а на западном – 330 ккал/см<sup>2</sup>. Причем на разрезе, ограниченном координатами 6° ю. ш. – 11° с. ш., 73°–52° в. д., выделяется положительный тренд (около 2,5 ккал/см<sup>2</sup> за 10 лет), что свидетельствует о медленном повышении температуры в рассматриваемом регионе Индийского океана. Вместе с тем на более восточном разрезе явно наблюдается резкое падение величины теплозапаса между 1994 и 1998 гг., достигающее почти 40 ккал/см<sup>2</sup>. Минимальная величина теплозапаса приходится на 1998 г. (около 313 ккал/см<sup>2</sup>). При этом в центральной и западной частях экваториальной зоны Индийского океана наблюдаются небольшие положительные аномалии (рисунок 2.8).

Следует отметить, что в 1998 г. в Тихом океане наблюдалась зрелая фаза одного из наиболее интенсивных Эль-Ниньо (ЭН) за весь период инструментальных наблюдений, но, несмотря на то что некоторые события ЭН хорошо идентифицируются по временному ходу теплозапаса экваториальной зоны Индийского океана, например ЭНЮК 1986–1987 гг. и 1994–1995 гг., другое событие ЭНЮК, наблюдавшееся между 1991 и 1994 гг. и характеризующееся невысокой интенсивностью, проявляется не так явно.

Это лишь в некоторой степени подтверждает вывод авторов работы [Yamagata et al., 2003b] о наличии значимой взаимосвязи ЭНЮК и ИД только примерно в 35% всех событий ЭНЮК. Эти авторы отмечали, что, наряду с индуцируемыми ЭНЮК вариациями гидрофизических полей, в экваториальной зоне Индийского океана наблюдаются собственные квазипериодические изменения, обусловленные процессами в системе океан – атмосфера. Вместе с тем на взаимодействие ЭНЮК и ИД оказывает влияние Тихоокеанская декадная осцилляция, модулирующая межгодовую изменчивость. В результате периоды, характеризующиеся значимой связью ЭНЮК с ИД, перемежаются с периодами, когда отмеченная связь не выделяется. Типичная продолжительность каждого из периодов составляет от 10 до 20 лет [Annamalai et al., 2005].

Из рисунка 2.9 видно, что сдвиг фаз между вариациями теплозапаса, наблюдаемыми в центральной и восточной частях региона, составляет примерно 2

года. Причем если считать, что аномалии теплозапаса распространяются с востока на запад, а межгодовая изменчивость теплозапаса определяется главным образом адвекцией тепла Южным Пассатным течением, то можно сделать вывод: скорость распространения возмущения в зональном направлении составляет около 4 см/с. Более точную оценку фазовой скорости можно получить, анализируя взаимные спектры изменений теплозапаса в центральной и восточной частях региона.

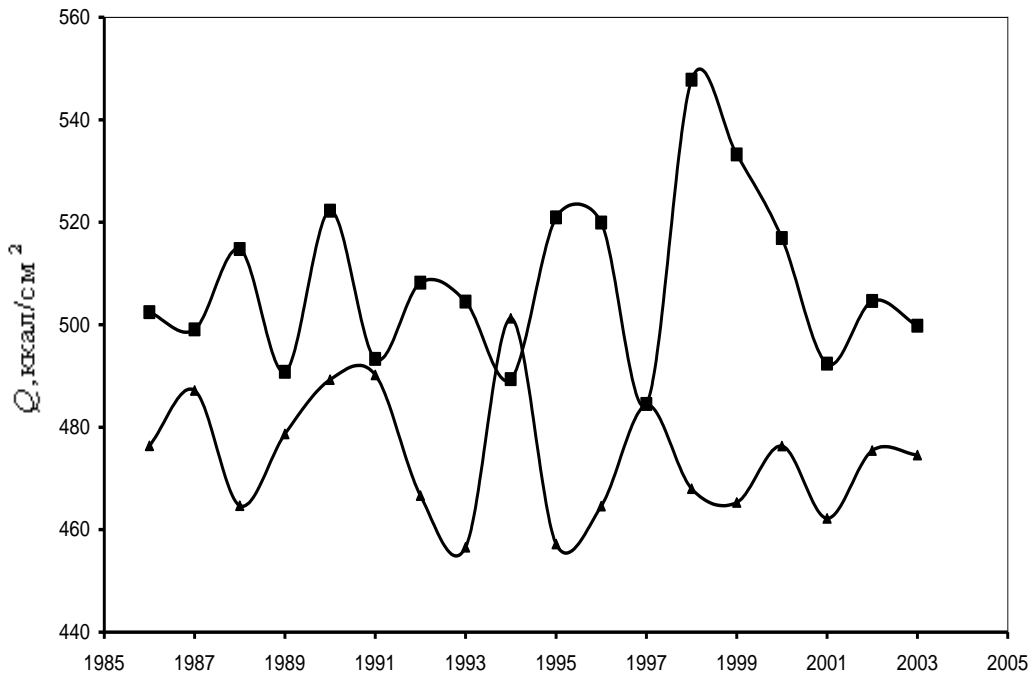


Рисунок 2.9 – Изменения теплозапаса слоя 0–260 м на 7°–8° ю. ш., 77° в. д. (▲) и на 7°–8° ю. ш., 105° в. д. (■)

Для анализа взаимосвязи поверхностных и подповерхностных процессов в экваториальной зоне Индийского океана обратимся к рисункам 2.10–2.11. На рисунках 2.10–2.11 приведены графики скорости изменения теплозапаса в центральной и восточной частях региона (7°–8° ю. ш., 77° в. д. и 7°–8° ю. ш., 105° в. д. соответственно), а также графики межгодовых вариаций турбулентных потоков тепла на поверхности океана и индекса ЮК. Видно, что изменения величины теплозапаса, вычисленные для области с координатами 7°–8° ю. ш., 77° в. д., синфазны с изменениями индекса ЮК и противофазны для области с координатами 7°–8° ю. ш., 105° в. д.



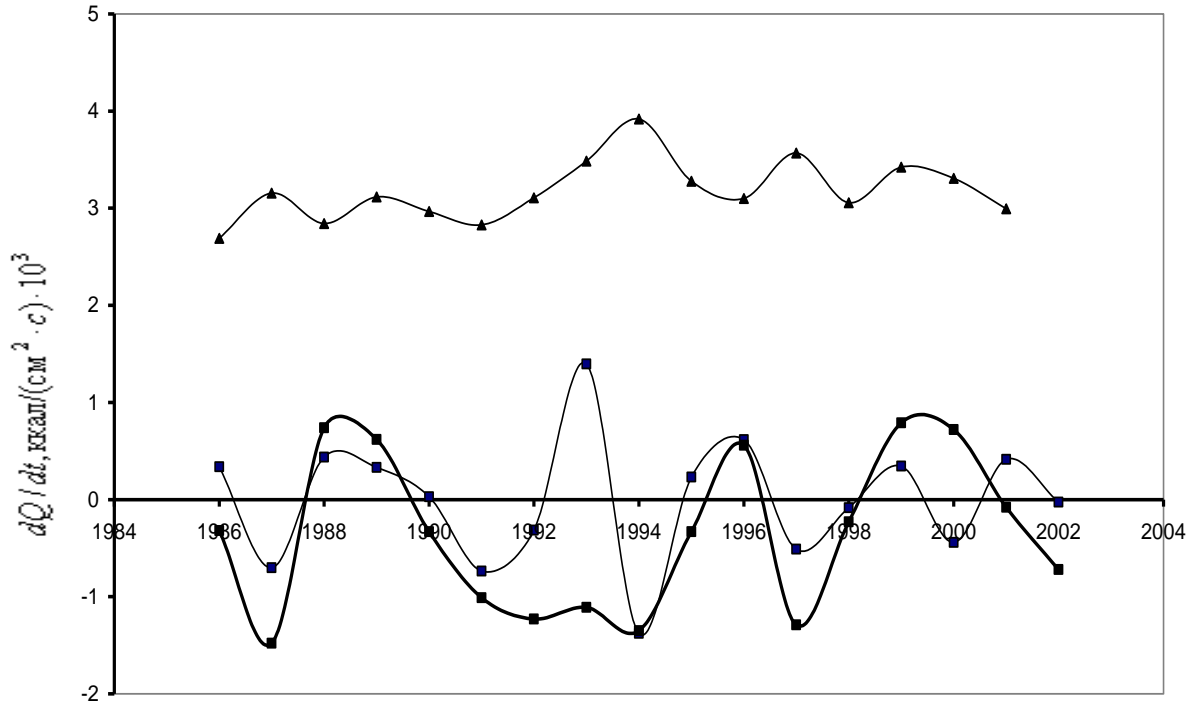


Рисунок 2.10 – Межгодовые изменения  $dQ/dt$  (■),  $H + LE$  (▲) в области с координатами  $7^{\circ}$ – $8^{\circ}$  ю. ш. и  $77^{\circ}$  в. д. (■ – индекс ЮК)

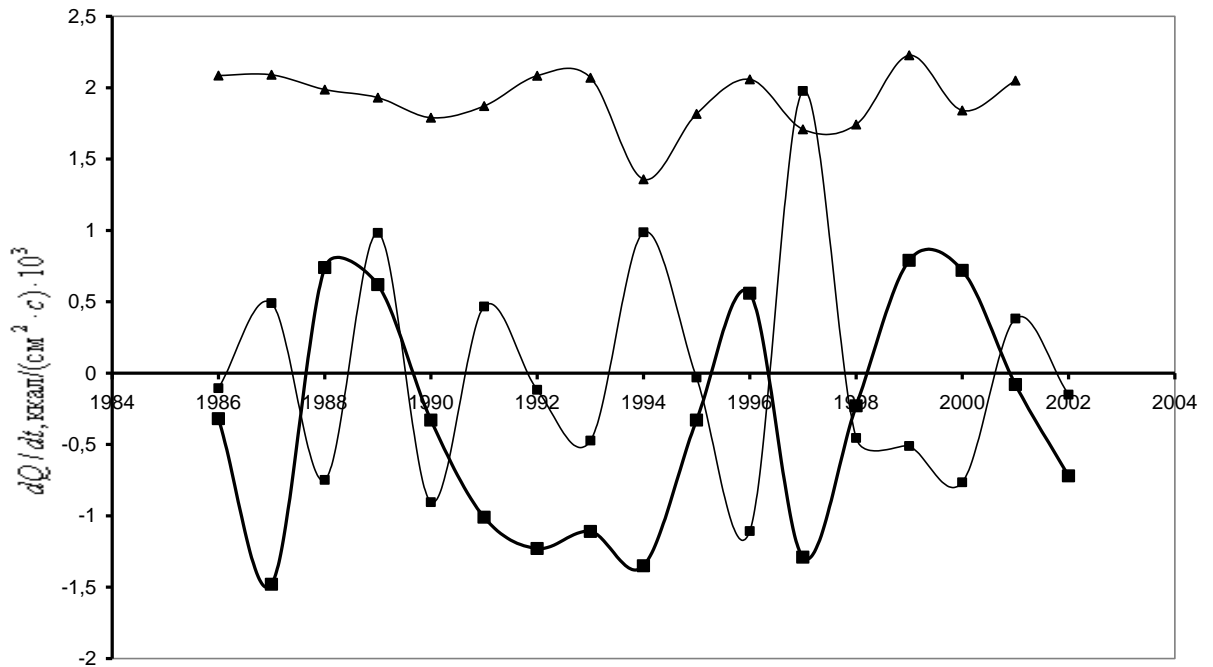


Рисунок 2.11 – Межгодовые изменения  $dQ/dt$  (■),  $H + LE$  (▲) в области с координатами  $7^{\circ}$  ю. ш. –  $8^{\circ}$  ю. ш.,  $105^{\circ}$  в. д. (■ – индекс ЮК)

На рисунках 2.10 и 2.11 обнаруживается зависимость изменений теплозапаса от вариаций локальных турбулентных потоков тепла на поверхности океана. При усилении теплоотдачи (увеличении  $H + LE$ ) чаще всего происходит уменьшение теплозапаса верхнего слоя океана. Однако явно видно, что изменения теплозапаса не могут быть объяснены только изменениями потоков тепла, так как первые не только существенно превышают последние по абсолютной величине, но в ряде случаев даже совпадают по знаку. Можно заключить таким образом, что эти изменения в значительной степени обусловлены адвекцией тепла, связанной с динамикой экваториальной зоны Индийского океана.

#### **2.4 Роль зональных течений и планетарных волн в распространении термических аномалий в экваториально-тропической зоне Индийского океана**

Для определения фазовых скоростей волновых возмущений исследовалась область, ограниченная координатами  $3^{\circ}$ – $14^{\circ}$  ю. ш.,  $72^{\circ}$ – $74^{\circ}$  в. д. Далее для расчета фазовой скорости длинных недиспергирующих волн Россби привлекалась стандартная теория волн [Ле Блон, Майсек, 1981; Гилл, 1986]. Следуя работе А. В. Фролова [Фролов, 1979], получим выражение для фазовой скорости волн Россби.

Будем использовать декартову систему координат с началом на невозмущенной поверхности океана. Координаты  $x$ ,  $y$ ,  $z$  образуют правую систему. Плоскость  $xu$  совпадает с поверхностью океана. Ось  $x$  направлена на восток, ось  $y$  – на север. Вертикальная ось  $z$  – направлена вверх.

Рассмотрим для начала безбрежный океан постоянной глубины  $H$  на  $\beta$ -плоскости, заполненный стратифицированной невязкой жидкостью, характеризуемой частотой Вьяйсяля – Брента  $N(z)$ . Найдем периодические решения для малых возмущений, находящихся в квазигеострофическом равновесии, другими словами, рассмотрим волновые решения для синоптического и планетарного масштабов с характерной длиной волны от сотен до тысяч

километров. Запишем исходное уравнение для возмущений давления  $P'$  в следующем виде:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left[ \nabla^2 P' - \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{f_0^2}{N^2} \frac{\partial P'}{\partial z} \right) \right] + \beta \frac{\partial P'}{\partial x} = 0 \quad (2.7)$$

с граничными и начальными условиями

$$z=0 : \frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{g}{N^2} \frac{\partial P'}{\partial z} + P' \right) = 0, \quad z=H : \frac{\partial^2 P'}{\partial z \partial t} = 0, \quad t=0 : P' = P^0(x, y, z). \quad (2.7a)$$

Здесь  $\beta$  – параметр, описывающий изменение параметра Кориолиса  $f_0$  с широтой  $\varphi$ :

$$\beta = \frac{2\Omega \cos \varphi}{R}, \quad f_0 = 2\Omega \sin \varphi, \quad (2.8)$$

где  $\Omega = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$  – угловая частота вращения Земли;

$R \approx 6370$  км – радиус Земли.

Решение задачи (3.1) – (3.1a) представим в виде

$$P' = \sum_0^{\infty} P_m(x, y, t) \Psi_m(z), \quad (2.9)$$

где функции  $P_m(x, y, t)$  удовлетворяют следующему уравнению:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( \nabla^2 P_m - \frac{f_0^2}{gh_m} P_m \right) + \beta \frac{\partial P_m}{\partial x} = 0, \quad m = 0, 1, \dots, \quad (2.10)$$

а  $h_m$  и  $\psi_m(z)$  есть собственные значения и собственные функции задачи.

Уравнение (2.11) описывает распространение баротропных ( $m = 0$ ) и бароклинных ( $m = 1, 2, \dots$ ) волн Россби с дисперсионным соотношением

$$\omega_m = - \frac{\beta k}{k^2 + l^2 + \gamma_m^2}, \quad (2.11)$$

где  $m = 0, 1, \dots$  – номер моды;

$k$  и  $l$  – волновые числа по осям  $x$  и  $y$  соответственно;

$$\gamma_m^2 = f_0^2 / gh_m. \quad (2.12)$$

Эти волны в классической гидродинамике известны давно и описаны, например, в историческом обзоре Г. Платцмана [Platzman, 1968], но К. Россби [Rossby, 1939] первым показал их исключительную важность для метеорологии.

Поэтому в метеорологической и океанографической литературе их называют волнами Россби.

Рассмотрим случай, когда распространение волновых возмущений происходит только в зональном направлении ( $l = 0$ ) и запишем дисперсионное соотношение (2.13) в виде

$$\omega_m = - \frac{\beta k}{k^2 + \gamma_m^2}. \quad (2.13)$$

Подставим выражение (2.12) в формулу (2.13) и получим

$$\omega_m = - \frac{\beta k}{k^2 + \frac{f_0^2}{gh_m}}, \quad (2.14)$$

где  $h_m$  является эквивалентной глубиной, определяющей скорость распространения длинной планетарной бароклинной волны, и может быть выражена как

$$h_m = \frac{N^2 H^2}{gm^2 \pi}. \quad (2.15)$$

Так как фазовая скорость в общем случае выражается в виде

$$c_m = \frac{\omega_m}{k}, \quad (2.16)$$

то для первой бароклинной моды ( $m = 1$ ) длинной волны Россби ( $\lambda = 2\pi/k > 1000$  км) величина  $k^2$  примерно на порядок меньше, чем отношение  $f_0^2/gh_m$ . Запишем выражение для фазовой скорости в виде уравнения

$$m = 1 : c_1 = - \frac{\beta gh_1}{f_0^2}. \quad (2.17)$$

Это соотношение определяет фазовую скорость длинных недиспергирующих волн Россби и будет использоваться в диссертации для получения величин фазовых скоростей.

Несмотря на множество упрощений, введенных при выводе уравнений для волн Россби, эти волны не являются математической абстракцией и достаточно часто наблюдаются в океане. Так, авторы работы [Bernstein, White, 1974],

анализируя данные глубоководных зондирований в субтропической зоне Тихого океана, обнаружили термические возмущения в главном термоклине, которые можно интерпретировать как проявление волн Россби. Позднее по спутниковым данным неоднократно регистрировались возмущения уровня, распространяющиеся на запад [Killworth et al., 1999; Osychny et al., 2004]. Причем их характеристики были близки к характеристикам свободных волн Россби малой амплитуды, хотя их фазовая скорость чаще всего превышала фазовую скорость волн Россби примерно в два раза. Большинство авторов объясняют этот факт модификацией свойств свободных волн средним течением и влиянием рельефа дна.

Для случаев, когда фазовая скорость бароклинных мод волн Россби сравнительно невелика, порядка 10 см/с, вероятно возникновение так называемых критических слоев, в которых фазовая скорость волн и средняя скорость течений равны между собой.

Дисперсионное соотношение (2.18) для баротропных ( $m = 0$ ) и бароклинных ( $m = 1, 2, \dots$ ) волн Россби в среднем потоке  $U$  можно записать в виде

$$U - c_m = - \frac{\beta k}{k^2 + l^2 + \gamma_m^2}. \quad (2.18)$$

Если  $U$  – положительная величина, то течение направлено на восток (западный поток) и имеет скорость, если же отрицательная, то течение направлено на запад (восточный поток) с той же величиной скорости. Если распространение волновых возмущений происходит только в зональном направлении  $l = 0$  в зональном потоке, а  $m = 0$ , то дисперсионное соотношение (2.19) можно записать в виде следующего уравнения:

$$U - c_l = - \frac{\beta k}{k^2 + \gamma_l^2}. \quad (2.19)$$

Выражение (2.19) можно преобразовать:

$$k^2 + \gamma_1^2 = -\frac{\beta k}{U - c_1}. \quad (2.20)$$

В случае, когда знаменатель в дисперсионном соотношении (2.20) обращается в нуль (фазовая скорость волны Россби равна зональной компоненте скорости среднего течения), в решении возникнет сингулярность – критический слой. В критических слоях энергия может передаваться от волн к среднему течению, что приводит к уменьшению их амплитуды до нуля, т. е. происходит поглощение волновой энергии. В другом варианте энергия может поступать от среднего течения к растущим волновым возмущениям, т. е. реализуется неустойчивость средней циркуляции.

Расчет среднегодовых значений частоты Вайсяля – Брента производился по данным о вертикальном распределении среднемесячных величин потенциальной температуры  $\theta$  и солёности  $S$  морской воды. Среднегодовые профили потенциальной температуры и солёности представлены на рисунке 2.12.

По данным для каждого конкретного месяца вычислялось среднее значение потенциальной плотности, затем по формуле (2.21) – среднемесячная частота Вайсяля – Брента:

$$N \equiv \sqrt{-\frac{g \partial \rho}{\rho \partial z}}, \quad (2.21)$$

здесь  $\rho$  – потенциальная плотность морской воды,  $g \approx 9,8 \text{ м/с}^2$  – ускорение свободного падения;  $\partial \rho / \partial z$  – вертикальный градиент плотности. Далее производилось осреднение по сезонам и только потом путем осреднения среднесезонных величин рассчитывалось среднемноголетнее значение частоты Вайсяля – Брента (рисунок 2.13). Такая методика расчета позволила избежать искажения среднегодовых величин, возникающего при простом осреднении всех данных, неравномерно распределенных по сезонам.

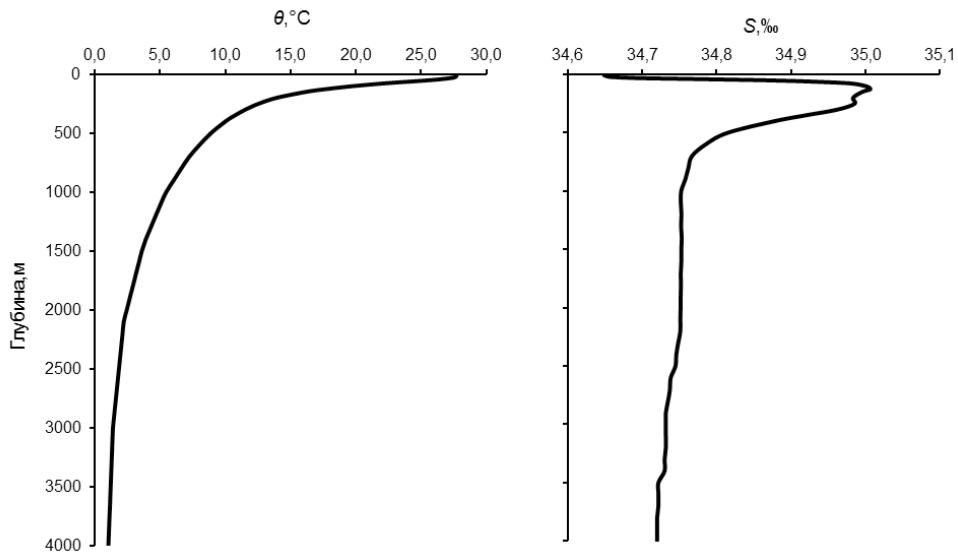


Рисунок 2.12 – Изменение среднегодовой величины потенциальной температуры  $\theta$  и солёности  $S$  с глубиной в области с координатами  $3^{\circ}$ – $14^{\circ}$  ю. ш.,  $73^{\circ}$  в. д. за период 1960–2005 гг.

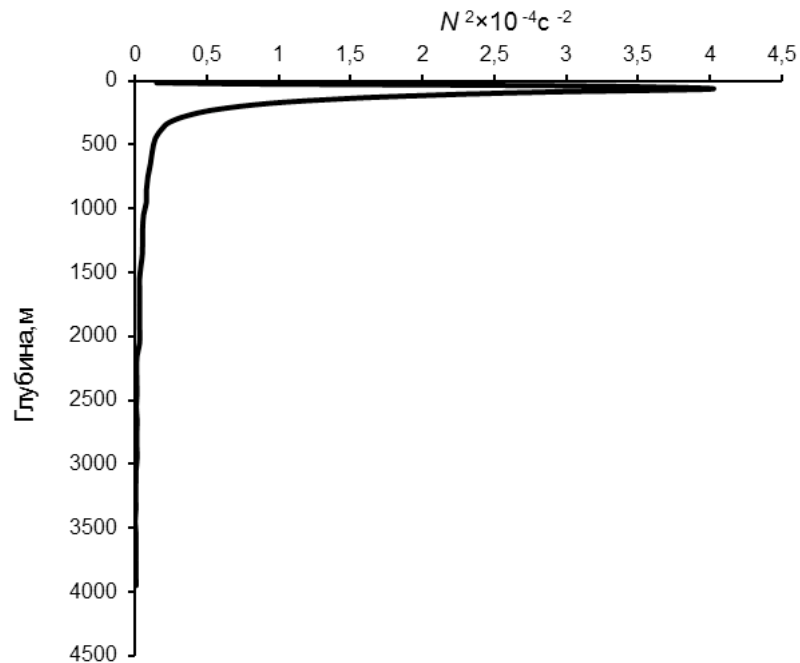


Рисунок 2.13 – Вертикальный профиль среднегодовой частоты Вайсяля – Брента  
Значения фазовой скорости распространения возмущений термических аномалий в зональном направлении ( $V_{\text{фаз}}$ ) рассчитывались с использованием результатов анализа взаимных спектров изменения теплозапаса к югу от экватора в восточной и западной частях Индоокеанского бассейна. Для этого по архивным

материалам реанализа ORA-S5 были получены данные за период 1960–2005 гг. о вертикальном распределении температуры воды 300-метрового слоя океана на двух меридиональных разрезах в окрестности 50° и 110° в.д. начиная с 8° по 14° ю. ш. Эти данные позволили рассчитать среднемноголетнее значение температуры, а затем и величину изменения теплозапаса на каждом разрезе.

Далее с помощью кросс-спектрального анализа были получены средние значения теплозапаса  $\langle Q \rangle$ , стандартные отклонения от этой величины  $\delta Q$ , а также сдвиг фаз  $\Delta t$  между значениями изменчивости термических характеристик верхнего слоя в различных частях экваториально-тропической зоны Индийского океана. Фазовая скорость распространения термических возмущений вычислялась с помощью формулы  $V_{\text{фаз}} = \Delta x / \Delta t$ , где  $\Delta x$  – расстояние между исследуемыми областями, равное 60°. Более подробно методика расчета фазовой скорости приведена в работе [Polonsky, 2009]. Результаты анализа представлены в таблице 2.5.

Среднегодовые величины зональной компоненты скорости течения  $U$  по данным реанализа на меридиональном разрезе по 73° в. д. продемонстрированы на рисунке 2.14. Видно, что в среднем за год между 3° и 6° ю. ш. в верхнем 100-метровом слое преобладает восточный перенос со средней скоростью до 0,20 м/с. Между 7° и 14° ю. ш. наблюдается западный перенос с типичной величиной зональной скорости до 0,25 м/с. Такая схема циркуляции соответствует схеме среднегодовой циркуляции водных масс южной части экваториально-тропической зоны Индийского океана, хорошо описанной в литературе [Бубнов, 1990; Schott, McCreary, 2001]. Зональные среднегодовые течения в этом регионе представлены Южным Пассатным течением (в южной части разреза), которое не меняет своего направления на запад в течение всего года, усиливаясь летом Северного полушария, и восточными течениями (в северной части разреза). Последние совпадают по характеристикам с муссонным течением в зимние месяцы и с экваториальным противотечением – летом.



Таблица 2.5. Результаты анализа взаимных спектров изменений теплозапаса в восточной и западной частях Индийского океана

Долгота, ° в. д.	Широта, ° ю. ш.	$\langle Q \rangle$ , ккал/см <sup>2</sup>	$\delta Q$ , ккал/см <sup>2</sup>	$\Delta t$ , год	$V_{\text{фаз}}$ , м/с
50	8	484,8	14,2	1,05	0,20
110	8	504,0	14,6		
50	9	499,0	13,9	1,08	0,19
110	9	507,2	12,6		
50	10	544,7	11,2	1,02	0,20
110	10	528,6	10,9		
50	11	570,7	9,3	0,98	0,21
110	11	542,1	10,9		
50	12	609,2	6,8	0,80	0,26
110	12	575,1	12,6		
50	13	615,1	6,5	0,91	0,23
110	13	588,5	12,7		
50	14	619,6	6,7	1,11	0,19
110	14	602,4	10,1		

На рисунке 2.15 представлены результаты расчетов значений фазовой скорости волн Россби для различных широт в пределах 72°–74° в. д. при среднегодовой вертикальной плотностной стратификации. Полученные значения фазовых скоростей приходятся на интервал 0,19–1,8 м/с. С удалением от экватора фазовая скорость распространения возмущений в зональном направлении уменьшается. Отрицательные значения фазовой скорости соответствуют направлению распространения планетарных волн с востока на запад.

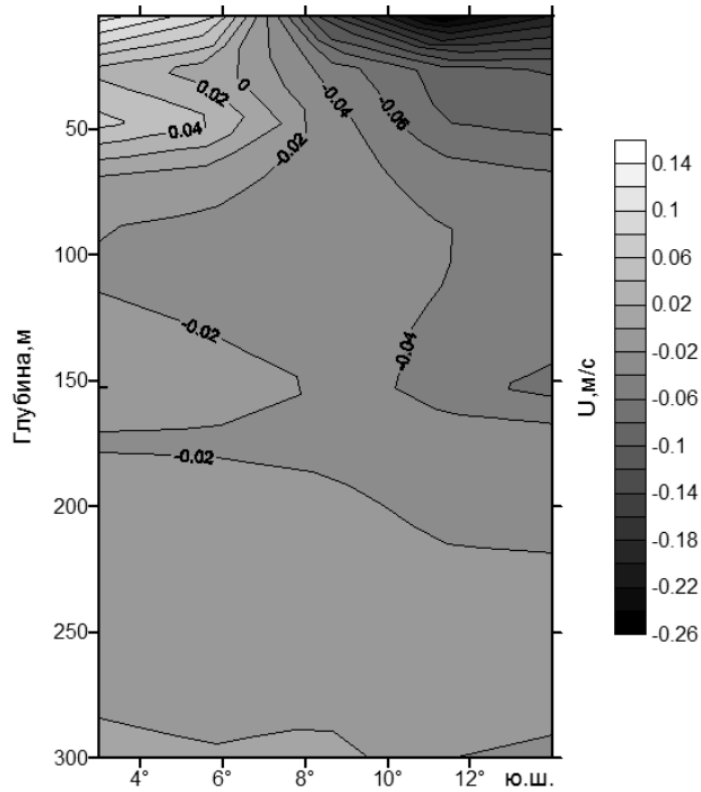


Рисунок 2.14 – Среднегодовые величины зональной компоненты скорости течения  $U$  на меридиональном разрезе

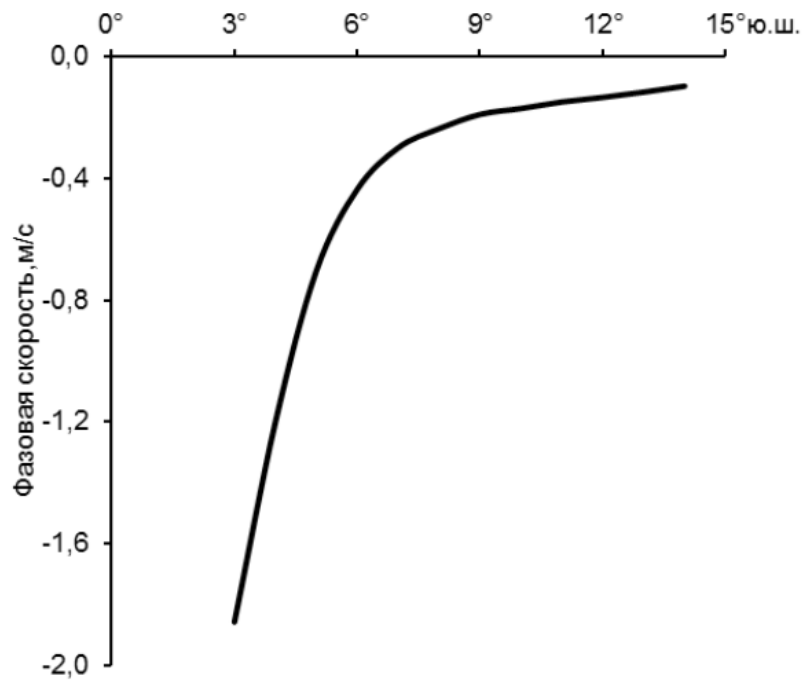


Рисунок 2.15 – Распределение среднегодовых фазовых скоростей волновых возмущений по широте

На рисунке 2.16 представлено изменение фазовой скорости планетарных волн с широтой, средней величины скоростей зональных течений в слое 0–300 м, а также скорость распространения аномалий теплозапаса в зональном направлении. Кроме того, на рисунке приведена алгебраическая сумма величин скоростей течений и фазовой скорости планетарных волн. Хорошо видно, что результирующая кривая III изменяется с широтой почти так же, как и кривая IV, характеризующая распространение аномалий теплозапаса вод верхнего слоя океана в зональном направлении. Следует заметить, что так как расчет значений фазовой скорости планетарных волн производился без учета эффекта экваториального захвата, граница которого расположена примерно на  $8^\circ$  ю. ш. (см., например, [Бубнов, 1990]), то к этим результатам (а именно: величинам скорости планетарных волн севернее  $8^\circ$  ю. ш.) следует относиться с осторожностью. Именно поэтому кривая IV изменчивости скорости распространения термических аномалий начинается с  $8^\circ$  ю. ш. Тем не менее с учетом погрешностей всех типов можно утверждать, что зональное распространение термических аномалий в экваториально-тропической зоне Индийского океана хорошо описывается суммой фазовой скорости планетарных волн и скорости зональных течений (кривая III).

Из рисунка 2.16 видно, что в окрестности  $13^\circ$  ю. ш. образуется критический слой, в котором фазовая скорость волн Россби равна средней скорости зонального течения. В этом слое за счет неустойчивости системы зональных течений возможна генерация растущих возмущений, проявляющихся в виде планетарных бароклинных волн.

Можно предположить, что наличие или отсутствие этого слоя в некоторые сезоны (вследствие интенсивной внутригодовой изменчивости системы зональных течений в экваториальной зоне Индийского океана) определяет существование Индоокеанского диполя как независимой от событий Тихоокеанского региона межгодовой моды системы океан – атмосфера.

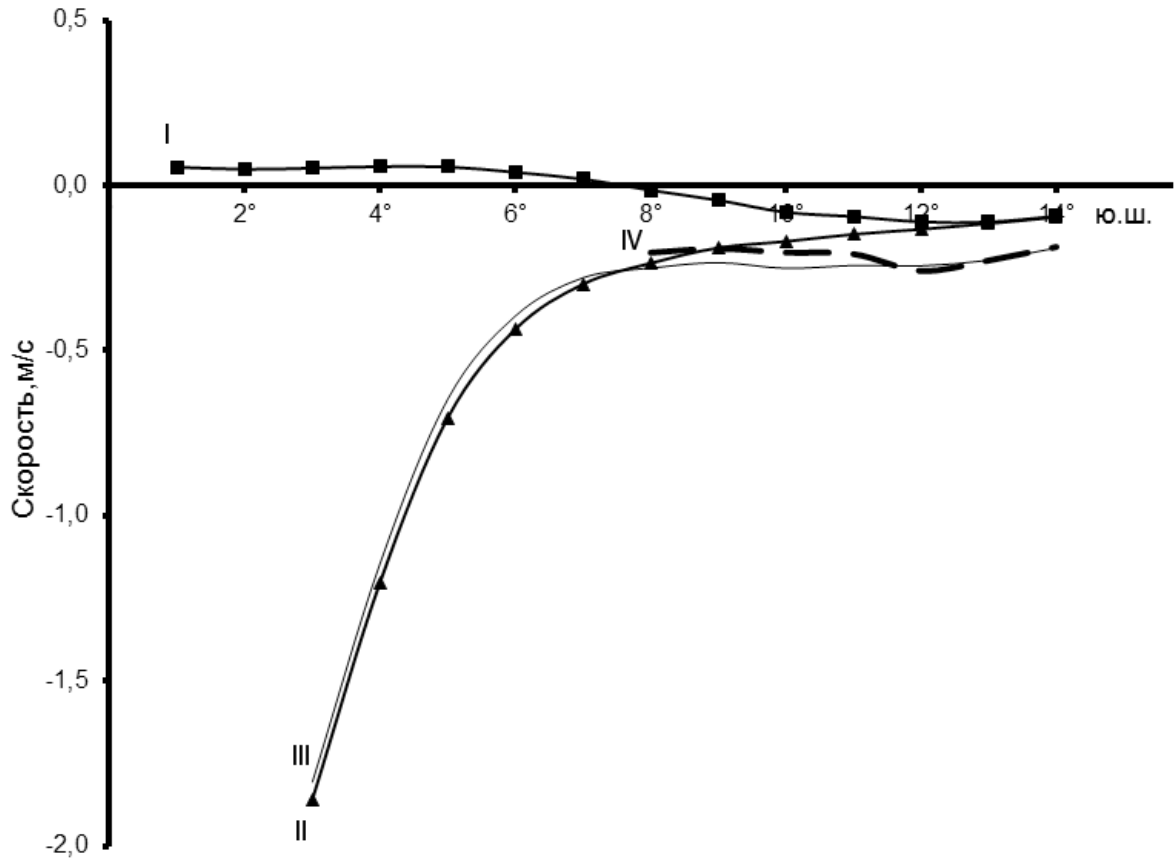


Рисунок 2.16 – Среднегодовое распределение зональных скоростей (знак минус соответствует распространению возмущений на запад) на меридиональном разрезе: I – зональная компонента скорости течений  $U$  в слое 0–300 м, осредненная за период 1960–2005 гг.; II – фазовая скорость первой бароклинной моды волны Россби; III – суммарная скорость планетарных волн и зональных течений; IV – скорость распространения возмущений в зональном направлении  $V_{\text{фаз}}$ , оцененная по изменению теплозапаса в центральной и восточной частях Индийского океана

При этом можно заметить тенденцию к уменьшению глубины его залегания при приближении к экватору, что является следствием сдвига геострофической скорости по горизонтали и вертикали. Такой сдвиг может приводить к развитию баротропно-бароклинной неустойчивости.

Таким образом, распространение аномалий теплозапаса с востока на запад в экваториально-тропической части Индийского океана связано не только с генерацией планетарных волн на востоке Индоокеанского бассейна, но и с переносом тепла зональными течениями. Действительно, экваториально захваченные волны Россби характеризуются значительно (на порядок) большими фазовыми скоростями, чем волны Россби, в субтропиках и средних широтах. Они достигают десятков сантиметров в секунду. Однако, учитывая наличие в экваториальной зоне струйных зональных течений с большими скоростями, направленных на запад в поверхностном слое (в рассматриваемой области широт это прежде всего Южное Пассатное течение) и на восток в подповерхностном слое (экваториальное противотечение – течение Тареева), волны Россби, а также волны Янаи (смешанные Россби – инерционные волны) часто разрушаются в критических слоях. Здесь фазовая скорость планетарных волн совпадает со скоростью среднего течения, и волновая энергия поглощается последним.

Экваториальные волны Кельвина значительно более быстрые. Их фазовые скорости направлены на восток и достигают для первых мод 10–15 м/с, что существенно больше скорости средних течений. Поэтому волны Кельвина должны наблюдаться по экспериментальным данным практически без изменений. Причем во многих работах [Ashok et al., 2003a; Behera, Yamagata, 2003; Tourre, White, 1997; Thong et al., 2005] показано, что их роль в экваториальной динамике и, в частности, в развитии событий Эль-Ниньо очень велика. Однако по анализируемым изменениям теплозапаса распространение сигнала с запада на восток с такой скоростью обнаружить практически невозможно. Это обусловлено недостаточным временным разрешением анализируемых данных для выделения быстрых волн Кельвина. При дискретности временных рядов 1 год и типичной скорости волн Кельвина изменения теплозапаса в двух анализируемых точках в экваториальной зоне ( $7^{\circ}$ – $8^{\circ}$  ю. ш.), разделенных расстоянием около 2600 км, должны проявляться как синфазные колебания, если они действительно вызваны волнами Кельвина.

В итоге аномалия теплозапаса с востока на запад в экваториально-тропической части Индийского океана, определяющая характерный временной масштаб ИД,

есть сумма скоростей планетарных волн и зональных течений. В окрестности  $13^\circ$  ю. ш. формируется критический слой, в котором фазовая скорость волн Россби равна средней скорости зональных течений. В этом слое за счет неустойчивости системы зональных течений возможна генерация растущих возмущений, являющихся внутренней индоокеанской модой.

## Выводы к Главе 2

Получено, что данные реанализов ORA-S5, GLORYS12V1 SODA3 достаточно хорошо описывают реальную термохалинную структуру в Индийском океане в местах расположения выбранных MBR-станций программы RAMA, при этом данные о потенциальной температуре незначительно завышены. Обнаружено, что все три реанализа имеют общую тенденцию к занижению величин зональной компоненты вектора скорости течений. Наименьшим занижением значений этого параметра охарактеризовались данные реанализа ORA-S5. Поэтому данный реанализ выбран для дальнейшего изучения механизмов генерации Индоокеанского диполя.

Обнаружено, что в 1998 г. происходит резкое уменьшение теплозапаса верхнего слоя океана в восточной части региона. При этом в западной части экваториальной зоны наблюдаются положительные термические аномалии. Следует отметить, что, хотя некоторые события ЭН и хорошо идентифицируются по временному ходу теплозапаса экваториальной зоны Индийского океана, например, 1986–1987 гг. и 1994–1995 гг., другое событие ЭНЮК, наблюдавшееся между 1991 и 1994 гг. и характеризующееся невысокой интенсивностью, проявляется не так явно. Это подтверждает вывод авторов работы [Yamagata et al., 2003a] о наличии значимой взаимосвязи ЭНЮК и ИД только примерно в 35% всех событий ЭНЮК.

Получена зависимость изменений теплозапаса от локального теплообмена, которая не объясняет межгодовую изменчивость теплозапаса, определяемую в значительной степени адвекцией. Скорость адвективного переноса аномалий теплозапаса в зональном направлении (с востока на запад) имеет порядок 10 см/с,

что намного меньше скорости захваченных экваториальных бароклинных волн Россби и Янаи. Эта оценка согласуется с оценками скорости переноса термических аномалий верхнего слоя экваториальной зоны Индийского океана Южным Пассатным течением и может говорить о том, что скорость переноса термических аномалий есть суперпозиция фазовой скорости планетарных волн и скоростей средних течений.

Результаты, приведенные во второй главе, опубликованы в работах [Полонский, 2006; Polonskii et al., 2007; Торбинский, 2007; Polonsky, 2009; Полонский, 2012].

## ГЛАВА 3

### МЕХАНИЗМ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ИНДООКЕАНСКОГО ДИПОЛЯ

#### 3.1 Описание взаимодействия Эль-Ниньо – Южное колебание и Индоокеанского диполя, известное из научной литературы

Эль-Ниньо – Южное колебание (ЭНЮК) является одним из наиболее важных сигналов в межгодовой изменчивости глобальной системы океан – атмосфера. ЭНЮК имеет две предельные (экстремальные) фазы существования – теплую (Эль-Ниньо) и холодную (Ла-Ниньо) [Philander, 1985]. Во время событий Эль-Ниньо ТПО в центральной и восточной частях Тихого океана становится выше средней, тогда как событие Ла-Ниньо характеризуется более низкой, чем в среднем, ТПО в тех же регионах. Активизирующиеся при этом процессы взаимодействия атмосферы и океана формируют глобальные и региональные погодно-климатические аномалии [Bjerknes, 1969; Philander, 1990; Rasmusson, Carpenter, 1982; Rasmusson, Carpenter, 1983; Trenberth, 1997; Polonsky, Voskresenskaya, 2003; Бондаренко, 2006; Воскресенская, Михайлова, 2006; Воскресенская и др. 2010].

Чтобы отслеживать Тихий океан на предмет признаков Эль-Ниньо или Ла-Ниньо, климатологи используют несколько индексов ТПО. Эти индексы определяются на основе аномалий ТПО относительно среднемноголетней температуры поверхности моря в нескольких регионах, расположенных вдоль экватора в экваториальной зоне Тихого океана. Эти регионы называются Niño 1 и Niño 2 (расположены на побережье Южной Америки), Niño 3 и Niño 3.4 (занимают восточную и центральную экваториальную части Тихого океана соответственно) и Niño 4 (расположен в западной части Тихого океана). Niño 3.4 частично перекрывает обе области Niño 3 и Niño 4. На рисунке 3.1 изображены области в Тихом и Индийском океанах, которые используются для мониторинга ЭНЮК и ИД. Для выявления Эль-Ниньо и Ла-Ниньо обычно используются регионы Niño 3 и Niño 3.4. При мониторинге явлений ЭНЮК значения индексов Niño часто используются в сочетании с другими данными, например температурами



подповерхностного слоя океана, облачностью, скоростью ветра и индексом Южного колебания. Индекс Южного колебания (ЮК, или SOI в англоязычной литературе) указывает на развитие и интенсивность явлений Эль-Ниньо или Ла-Ниньо в Тихом океане и рассчитывается с использованием разницы давлений между островом Таити и портом Дарвином в Австралии (см. рисунок 3.1).

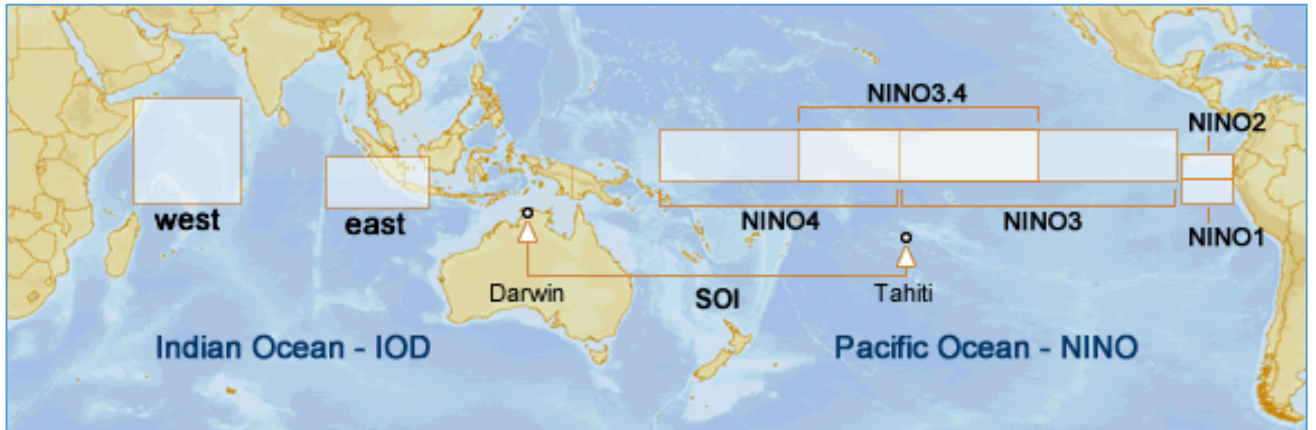


Рисунок 3.1 – Регионы, используемые для мониторинга ЭНЮК и ИД: Niño 1 (5°–10° ю. ш., 80°–90° з. д.); Niño 2 (0–5° ю. ш., 80°–90° з. д.); Niño 3 (5° с. ш. – 10° ю. ш., 150°–90° з. д.); Niño 3.4 (5° с. ш – 5° ю. ш., 120–170° з. д.); Niño 4 (5° с. ш. – 5° ю. ш., 160° в. д. – 150° з. д.)<sup>1</sup>

Климатологи часто называют устойчивые месячные значения Niño 3 или Niño 3.4 выше +0,5 °С типичными для условий Эль-Ниньо, а значения ниже –0,5 °С – для Ла-Ниньо [Петросянц, Гущина, 2002]. Эти значения составляют примерно одно стандартное отклонение от долгосрочного среднего значения (около 70% месячных значений Niño 3 находятся в диапазоне от –0,5 °С до +0,5 °С).

Применение к Эль-Ниньо термина «типичное» подразумевает наличие и нетипичных событий, по-разному проявляющихся в различных регионах земного шара. Поэтому к началу XXI в. возникла необходимость в классификации событий Эль-Ниньо и появились первые работы на эту тему. В итоге было выделено два принципиально отличающихся подхода к классификации ЭН: пространственный и временной [Лубков и др., 2017]. Для большинства пространственных

<sup>1</sup> Бюро метеорологии правительства Австралии (Bureau of Meteorology of Australian Government): [сайт]. URL: <http://www.bom.gov.au/climate/influences/images/map-indices.png> (дата обращения: 25.06.2022).

классификаций характерны следующие типы распространения аномалий ТПО в экваториальной зоне Тихого океана: потепление у берегов Южной Америки и распространение аномалий ТПО в западном направлении; распространение теплых вод в его центральной Тихоокеанской части [Ashok et al., 2007a; Kug et al., 2009; Yuan et al., 2012; Воскресенская и др., 2015].

Временной подход у классификации событий Эль-Ниньо ориентирован в первую очередь на анализ времени начала и продолжительности явления [Hogi, Hanawa, 2004; Воскресенская, Михайлова, 2006; Воскресенская, Михайлова, 2010]. Согласно такому подходу, например, в работе [Воскресенская, Михайлова, 2010] было выделено по этим признакам три типа Эль-Ниньо: «весенний», «летне-осенний короткоживущий» и «летне-осенний продолжительный».

Поскольку ЭНЮК оказывает большое влияние на режим Тихого океана и вызывает значительные аномалии погоды, это явление может заметно влиять на изменчивость ТПО и в Индийском океане ввиду их соседства. Близкое расположение Индийского и Тихоокеанского бассейнов и существование океанических [Wijffels, Meyers, 2004] и атмосферных [Barnett, 1984; Nameed et al., 2017] связей между ними впервые вызвало вопросы о возможности и природе взаимодействий между этими двумя явлениями еще в 1985 г. в работе [McCreary, Anderson, 1984].

Согласно результатам современных исследований [Abram et al., 2020; Guo et al., 2015], можно выделить два основных типа ИД. Первый тип напрямую связан с характеристиками межгодовой изменчивости в Тихоокеанском регионе и описывается как часть сложной системы ЭНЮК – ИД, связанной главным образом через индоокеанскую и тихоокеанскую экваториальные ячейки Уокера [Tourre, White, 1997; Ashok et al., 2003b; Behera, Yamagata, 2003; Ummenhofer et al., 2017; Cretat et al., 2017]. Второй тип ИД обычно описывается как независимая от ЭНЮК Индоокеанская мода [Iizuka et al., 2000; Shinoda et al., 2004; Nameed, 2018].

Проблема взаимодействия ИД – ЭНЮК вызвала большой интерес в научном сообществе прежде всего из-за значительной корреляции, которая существует между временными рядами ИД и ЭНЮК. В работах [Yamagata et al., 2002;

Yamagata et al., 2003b] было показано, что коэффициент синхронной корреляции индекса диполя (ИМД) и аномалий ТПО в регионе Niño 3 ( $5^{\circ}$  ю. ш. –  $5^{\circ}$  с. ш.,  $150^{\circ}$ – $90^{\circ}$  з. д.) составляет 0,37. Однако если использовать данные, сгруппированные по сезонам, значения ИМД и аномалий ТПО за сентябрь – ноябрь в регионе Niño 3 коррелируют на уровне 0,55.

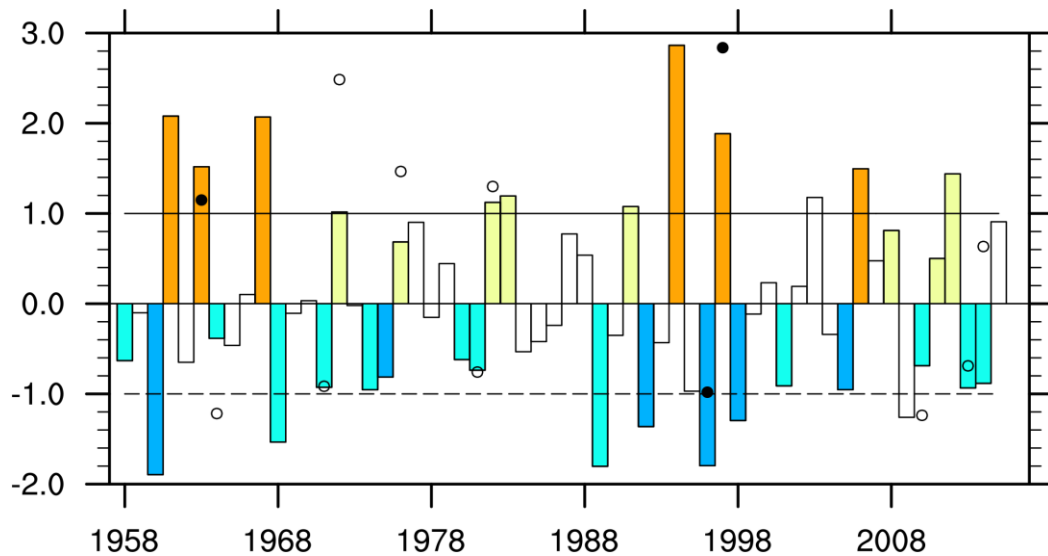


Рисунок 3.2 – Временной ряд стандартизированного ИМД по [Nameed, 2018], усредненный с июня по ноябрь, с 1958 по 2015 г.. Оранжевые/синие столбцы обозначают сильные положительные/отрицательные события ИД; светло-зеленые/бирюзовые столбцы – умеренные положительные/отрицательные события ИД. Если при сильном ИД среднее значение индекса Niño 3 с июня по ноябрь превышало  $1\sigma$ , то такой событие Эль-Ниньо/Ла-Ниньо отмечено черной окружностью. Если для умеренного ИД с июня по ноябрь усредненный индекс Niño 3 превышает  $0,5\sigma$ , то событие Эль-Ниньо/Ла-Ниньо отмечено белой окружностью

На протяжении многих лет эта корреляция интерпретировалась по-разному [Saji, Yamagata, 2003b; Yamagata et al., 2004]. Для более подробного рассмотрения этой проблемы обратимся к работе [Nameed, 2018], в которой было высказано предположение, что механизмы генерации и поддержания ИД ограничены экваториально-тропической частью Индийского океана, так же как, по мнению

[Nameed, 2018], и механизмы генерации ЭНЮК, которые расположены в пределах Тихоокеанского бассейна. Саджи Хамид [Nameed, 2018] продемонстрировал, что такая большая корреляция может быть частично объяснена сочетанием Эль-Ниньо с положительным событием ИД и сочетанием Ла-Ниньо с отрицательным событием ИД (рисунок 3.2).

Однако внешние факторы, такие как тенденция к глобальному потеплению [Alory et al., 2007], десятилетние вариации [Han et al., 2014] и вызванные ЭНЮК аномалии ТПО вносят ложный зональный градиент ТПО в общее распределение ТПО Индийского океана. Это также способствует высокой корреляции ИМД с Niño 3 в осенние месяцы [Saji, Yamagata, 2003b]. Саджи Хамид и Ямагата [Saji, Yamagata, 2003b] предположили: для того чтобы интерпретировать корреляцию между индексами ИМД и Niño 3 с точки зрения физических процессов, необходимо исключить ложные градиенты, вызванные посторонними факторами. В работе было показано, что величина ложного ИМД, вызванного ЭНЮК в поле ТПО, в масштабах бассейна ИО особенно велика.

В работе [Yulaeva, Wallace, 1994] было продемонстрировано, что аномалии ТПО, вызванные ЭНЮК, являются следствием приспособления экваториальной атмосферы к возмущениям, вызванным нагревом ЭНЮК средней тропосферы. Атмосферные волны Кельвина, генерируемые аномалиями нагрева, распространяют сигнал ЭНЮК вдоль экватора, который в свою очередь неравномерно выражается в аномалиях ТПО в Индийском океане. Этот сигнал устанавливается намного позже над восточной, чем над западной и центральной частями тропической зоны Индийского океана (аномалия ТПО в восточной части ИО максимально коррелирует с Niño 3 с отставанием в шесть месяцев, тогда как аномалия ТПО на западе отстает от нее всего на 3 месяца) [Mejers et al., 2007; Saji, Yamagata, 2003b]. Удаление сигнала ЭНЮК в ИМД с помощью запаздывающей регрессии с ЭНЮК [Saji, Yamagata, 2003b] или с помощью метода ЭОФ с задержкой [Mejers et al., 2007] приводит к падению корреляции между временными рядами ИД и ЭНЮК с исходного значения 0,55 до 0,43 (объясненное снижение дисперсии по сравнению с исходной на 39%). Такое значение корреляции,

интерпретируемое с точки зрения частоты одновременного появления двух режимов, означает, что только около 19% событий ИД и ЭНЮК происходит одновременно.

Из рисунка 3.3, на котором обозначено совместное возникновение событий ЭНЮК во время умеренных и сильных событий ИД можно увидеть, что положительные события ИД 1963, 1972, 1976, 1982 и 1997 гг. происходили одновременно с событиями Эль-Ниньо, в то время как отрицательные события ИД 1964, 1971, 1981, 1996 и 2013 гг. также возникали одновременно с Эль-Ниньо. Это предполагает более высокую частоту совместной встречаемости ИД и ЭНЮК – около 30%, что гораздо больше величины, полученной в работах [Saji, Yamagata, 2003b; Meyers et al., 2007]. В работе [Nameed, 2018] это объясняется сильным разбросом интенсивности событий ИД и ЭНЮК. Сильные события ИД происходят как во время сильных (1963, 1997) и слабых (1994, 2006) событий Эль-Ниньо, так и во время событий Ла-Ниньо (1961, 1967). Саджи Хамид [Nameed, 2018] особенно обращает внимание на то, что отрицательные ИД имеют склонность к частому возникновению вместе с событием Ла-Ниньо, что хорошо видно из рисунка 3.3.

Один из способов объяснить постоянную, но нелинейную связь между ИД и ЭНЮК заключается в том, что ЭНЮК иногда может вызвать ИД. Интенсивность такого ИД будет зависеть от внутрисезонных колебаний в тропической зоне Индийского океана [Annamalai et al., 2003; Feng, Meyers, 2003]. В остальных случаях ИД может быть запущен внутри бассейна Индийского океана независимо от ЭНЮК [Nameed, 2018]. Чтобы ЭНЮК мог дать начало событиям ИД, события ЭНЮК должны вызывать значительные аномалии над восточной частью Индийского океана, который является ключевым регионом для генерации ИД.

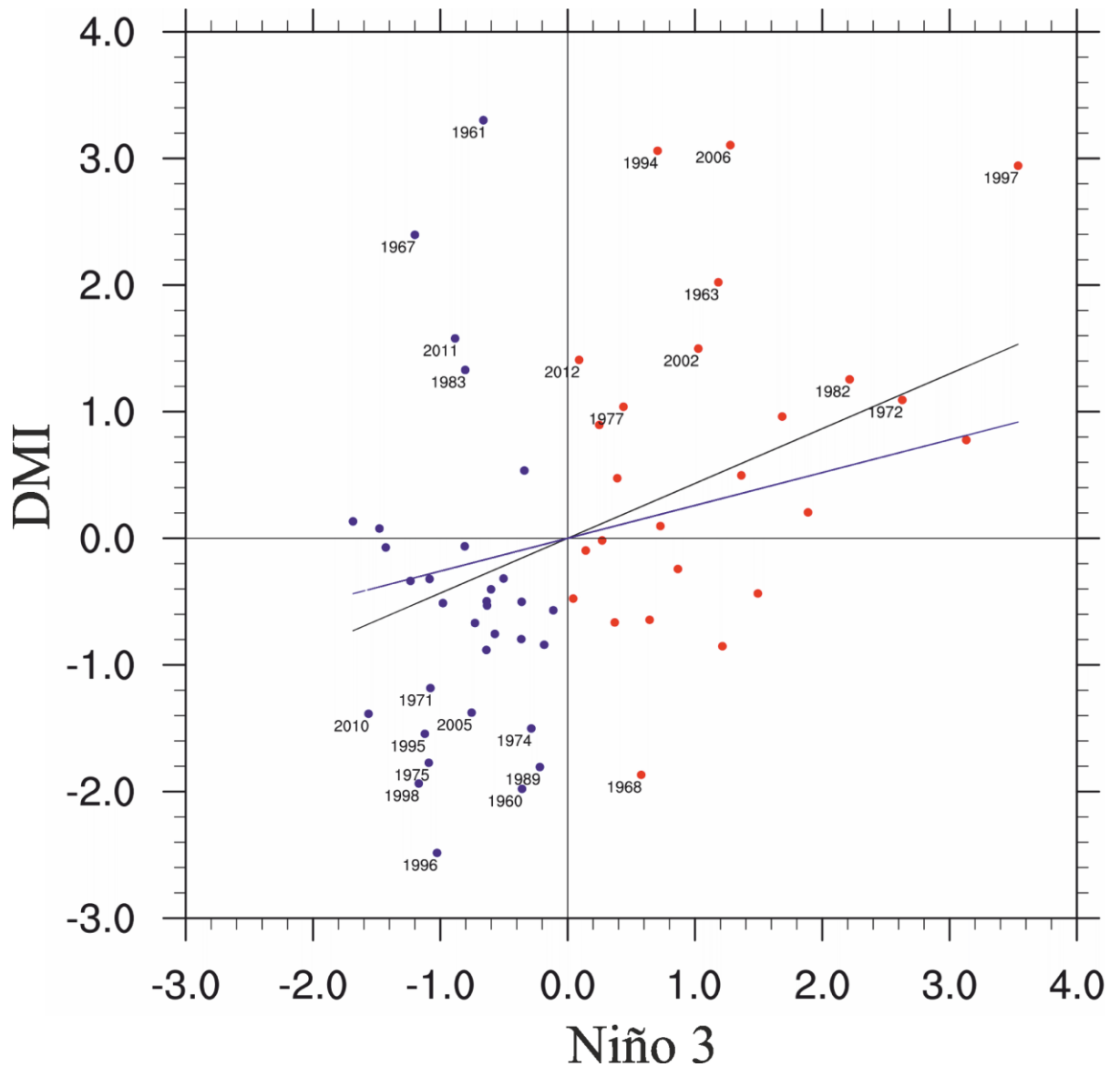


Рисунок 3.3 – Точечная диаграмма с индексом Niño 3 на оси  $x$  и ИМД (DMI) на оси  $y$ . Оба показателя были усреднены за период с сентября по ноябрь и нормированы по их соответствующим стандартным отклонениям.

Годы возникновения показаны для событий, превышающих  $1\sigma$ .

События ИД, происходящие во время явления Эль-Ниньо, окрашены в красный цвет, во время явления Ла-Ниньо – в синий [Nameed, 2018]

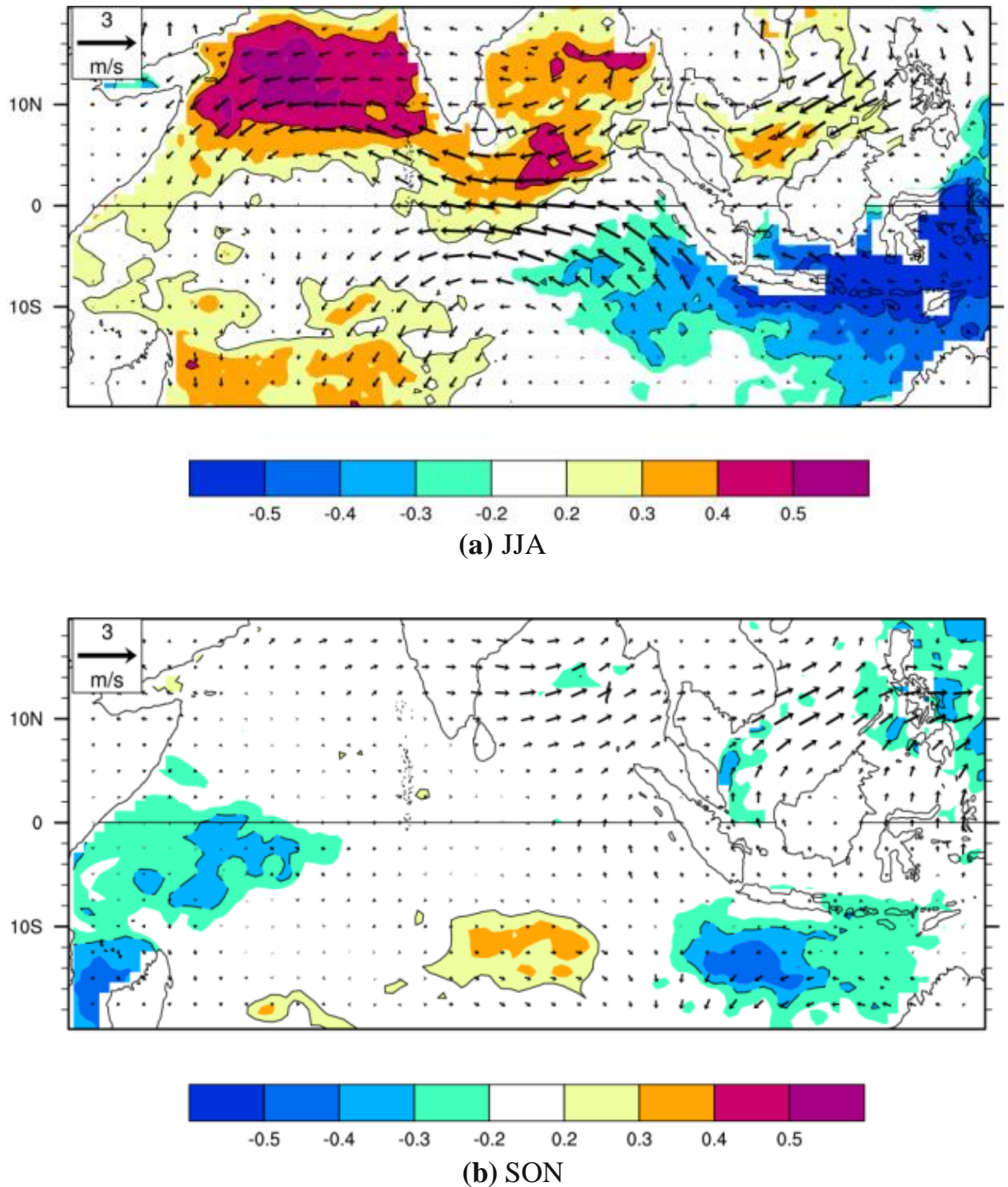


Рисунок 3.4 – распределение коэффициентов корреляции осеннего (сентябрь – ноябрь) Niño 3 с аномалиями ТПО за июнь – август (JJA) (a) и сентябрь – ноябрь (SON) (b) за период с 1958 по 2015 г. по [Nameed, 2018]

На рисунке 3.4 показана корреляция индекса Niño 3 с полем ТПО и его регрессия с полем приземного ветра за период с 1958 по 2015 г. В виде векторов показана регрессия индекса Niño 3 с полем поверхностного ветра. Следует

отметить, что из-за корреляции ЭНЮК с ИД прямой корреляционно-регрессионный анализ всегда будет содержать в себе еще и влияние ИД. Именно поэтому в работе [Nameed, 2018] перед выполнением такого анализа были удалены сопутствующие события 1972, 1982, 1998, 1997 и 2010 гг. (рисунок 3.4). Такой способ дал возможность исключить влияние ИД и сделать вывод о влиянии ЭНЮК на ТПО в Индийском океане. Ранее похожий метод был опробован в работе [Saji, Yamagata, 2003a]. Из рисунка 3.4а видно, что в начале лета ЭНЮК ассоциируется с ростом аномалий скорости ветра, направленного на северо-запад в области Индонезийского сквозного потока.

Кроме того, между Явой и Австралией можно заметить слабые холодные аномалии ТПО. Такая ситуация объясняется в работе [Wajsowicz, Schneider, 2001], в которой показано, что ослабление Индонезийского сквозного потока и уменьшение интенсивности апвеллинга у берегов Явы может привести к холодным аномалиям ТПО в области между Явой и Австралией. Во время Эль-Ниньо Индонезийский сквозной поток ослабляется из-за понижения уровня моря над западной частью Тихого океана, поэтому, несмотря на знак ЭНЮК, связанные с ним ветры не благоприятствуют переносу холодных аномалий ТПО на восток Индийского океана. Однако ядро Индонезийского сквозного потока четко отделено от зоны апвеллинга на Яве, и представленная таким образом аномалия ТПО довольно слаба. Поэтому сомнительно, что связи в системе океан – атмосфера, отнесенные к ЭНЮК, могут быть достаточно сильны, чтобы вызвать событие ИД на ранней стадии его развития. В осенние месяцы (рисунок 3.4b) перенос вод Индонезийским сквозным потоком усиливается, поскольку аномалии восточного ветра, связанные с ЭНЮК, растут [Saji, Yamagata, 2003a; Saji, Yamagata, 2003b]. Однако к этому времени события ИД, которые обычно начинаются в мае – июне, уже идут.

С другой стороны, когда ЭНЮК происходит одновременно с ИД, эти механизмы могут усилить похолодание над восточной частью Индийского океана и позволить событию ИД продолжаться дольше. Авторы работы [Nameed et al., 2017] делают вывод, что так как корреляция не дает никакой информации о том,



какой именно индекс играет ведущую роль в системе ЭНЮК – ИД, то совершенно логично рассмотреть вариант, что ИД может влиять на развитие ЭНЮК. В работе [Nameed et al., 2017] в 2017 г. были предложены результаты анализа, демонстрирующего, что события ИД могут оказывать сильное влияние на эволюцию ЭНЮК. На основе анализа данных наблюдений и модельных экспериментов авторами работы [Nameed et al., 2017] показано, что события, сопровождающие Эль-Ниньо в 1994 и 2006 гг., были результатом воздействия ИД.

Кроме того, авторы [Nameed et al., 2017] продемонстрировали, что супер-Эль-Ниньо 1972, 1982 и 1997 гг., которые охарактеризовались сильной изменчивостью ТПО в восточной части Тихого океана, являются результатом взаимодействия между ИД и ЭНЮК. Это предположение высказывалось и раньше в работе [Yamagata et al., 2002], в которой приводилась гипотеза, что ИД может формироваться без внешнего воздействия из Тихоокеанского региона во время событий ЭНЮК и взаимодействовать с тихоокеанским явлением посредством атмосферного моста и через океанский поток вокруг австралийского континента. В [Yamagata et al., 2002] это явление было названо эффектом Кларка – Мейерса [Clarke, Liu, 1994; Meyers, 1996].

Существование независимых событий ИД было доказано еще в 2000 г. с помощью связанной модели общей циркуляции океана и атмосферы [Iizuka et al., 2000]. Было продемонстрировано, что в численных экспериментах за 50 лет модельного времени возникло 8 событий ИД, которые не были связаны с ЭНЮК. Анализ теплового бюджета показал, что решающее влияние на формирование модельных событий ИД оказывают процессы взаимодействия океана и атмосферы. В другой работе [Rao et al., 2002b] через год с помощью трех независимых наборов данных: данных со спутников, результатов связанной модели общей циркуляции и натурных наблюдений температуры *in situ*, – было показано, что за 127 лет наблюдались 14 сильных (когда ИМД превышает одно стандартное отклонение) положительных и 19 сильных отрицательных событий ИД, из которых только 5 и 7 (соответственно) произошли во время событий ЭНЮК (таблица 3.1). Другими словами, 65% сильных эпизодов ИД возникли в отсутствие событий ЭНЮК, а 35%

оставшихся событий ИД всегда сопровождалась теплыми событиями ЭНЮК. Этот результат чуть позже был подтвержден работой [Vinayachandran et al., 2002] с помощью модели, основанной на результатах реанализа NCEP о потоках тепла.

Таблица 3.1. Годы сильных положительных (отрицательных) событий ИД

Фаза ИД	Годы									
Отрицательная	1884	1879	1889	1893	1899	1901	1906	1910	1917	1920
		1954	1958	1964	1975	1984	1989	1975	1992	1996
Положительная	1887	1902	1923	1926	1935	1944	1946	1953	1961	1963
							1972	1982	1994	1997

Примечание – синим выделены годы Ла-Ниньо; красным – Эль-Ниньо по модельным данным [Rao et al., 2002б].

Существование такого независимого от ЭНЮК ИД обычно связывают с сезонной климатической изменчивостью. Известно, что сезонная фазовая синхронизация является важной особенностью ИД: значительные аномалии в Индоокеанской системе океан – атмосфера обычно появляются в начале лета Северного полушария (в июне), активизируются в течение следующих месяцев и достигают пика в октябре – ноябре [Saji et al., 2006; Allan, 2021].

Таким образом, опубликован ряд мнений по взаимодействию ЭНЮК и ИД, но если предположить, что независимый ИД может возникать как следствие неустойчивости системы зональных течений в критическом слое, в котором фазовая скорость будет равна скорости зональных течений, то через анализ времени возникновения этого слоя и начала ЭНЮК можно произвести типизацию ИД на предмет поиска независимых от ЭНЮК событий.

### 3.2 Влияние критических слоев на интенсивность и время начала события Индоокеанского диполя

Для анализа возможного влияния неустойчивости системы зональных течений на события ИД были привлечены данные реанализа ORA-S5 за 1979–2018

гг. о вертикальном распределении потенциальной температуры, солёности и зональной компоненты вектора течений в узлах одноградусной сетки для региона, ограниченного координатами  $7,5^{\circ}$ – $15,5^{\circ}$  ю. ш. и  $50^{\circ}$ – $100^{\circ}$  в. д. (рисунок 3.5).

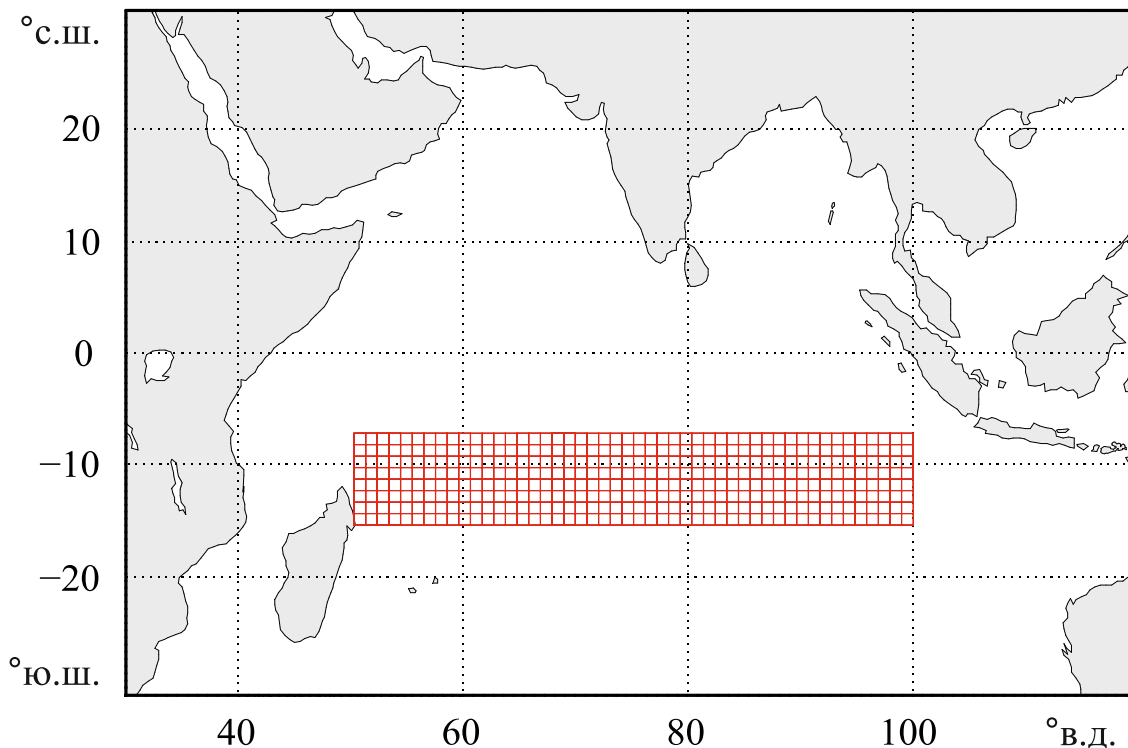


Рисунок 3.5 – Область с координатами  $7,5^{\circ}$ – $15,5^{\circ}$  ю. ш. и  $50^{\circ}$ – $100^{\circ}$  в. д. в Индийском океане, где использовались данные реанализа ORA-S5 о потенциальной температуре, солёности и скорости зональных течений

По этим данным для каждого месяца на каждом узле сетки, согласно стандарта TEOS-10 (международного стандарта на использование и расчет термодинамических свойств морской воды), с помощью программного пакета Gibbs SeaWater (GSW) Oceanographic Toolbox<sup>1</sup> в среде Matlab версии R2017a вычислялись сначала значения потенциальной плотности, а затем величины частоты Вьяйсяля – Брента. В настоящей диссертационной работе локализация критических слоев (координаты и глубина его залегания) устанавливалась с помощью интерполяции. Для этого вычислялись координаты и глубины тех точек,

<sup>1</sup> Thermodynamic Equation Of Seawater – 2010 : [сайт]. URL: <https://www.teos-10.org/> (дата обращения: 25.06.2022).

где фазовые скорости этих волн равны средним скоростям зональных течений. Пример критического слоя представлен на рисунке 3.6.

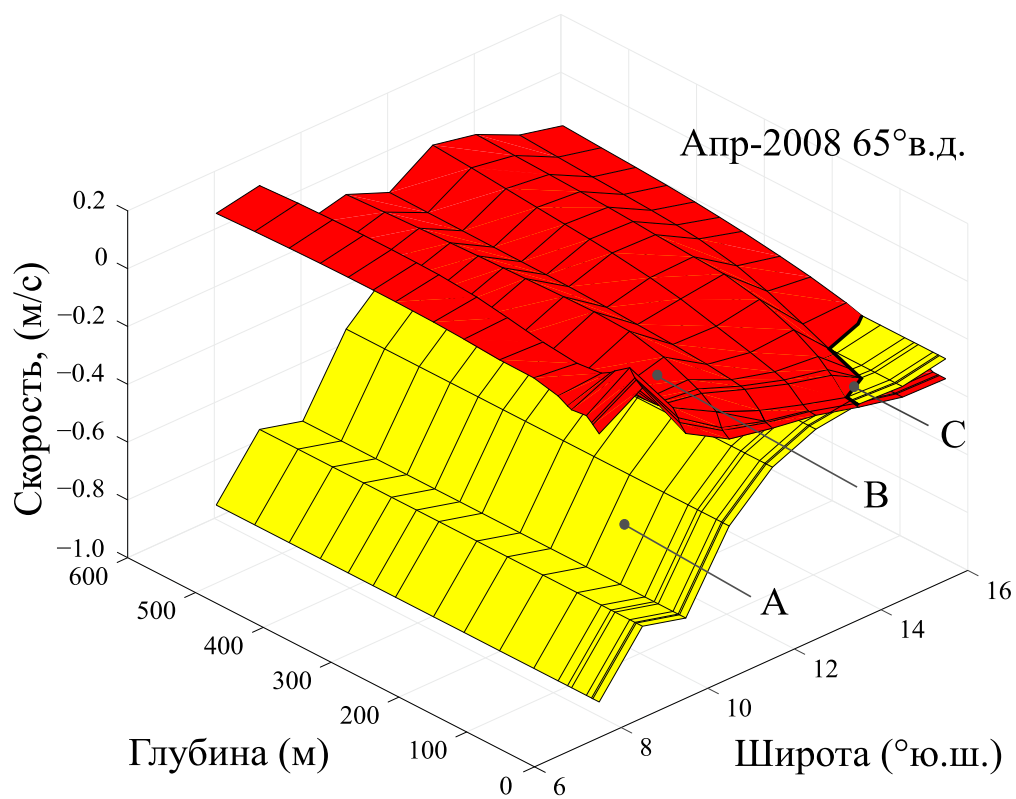


Рисунок 3.6 – Распределение скоростей зональных течений (В) и фазовых скоростей 1-й бароклинной моды волны Россби (А) по глубине и широте в апреле 2008 г. на меридиональном разрезе, выполненном по 65° в. д. Критический слой обозначен кривой С. Знак минус соответствует распространению возмущений на запад

В результате такого сравнения было выяснено, что месяцы с наибольшим количеством случаев возникновения критических слоев не являются одновременно месяцами с наибольшей их суммарной протяженностью (рисунок 3.7).

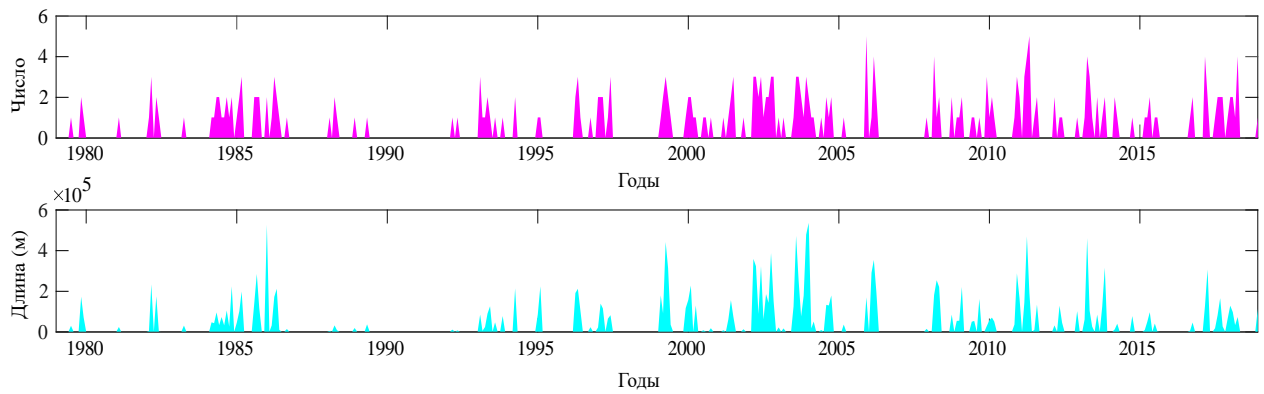
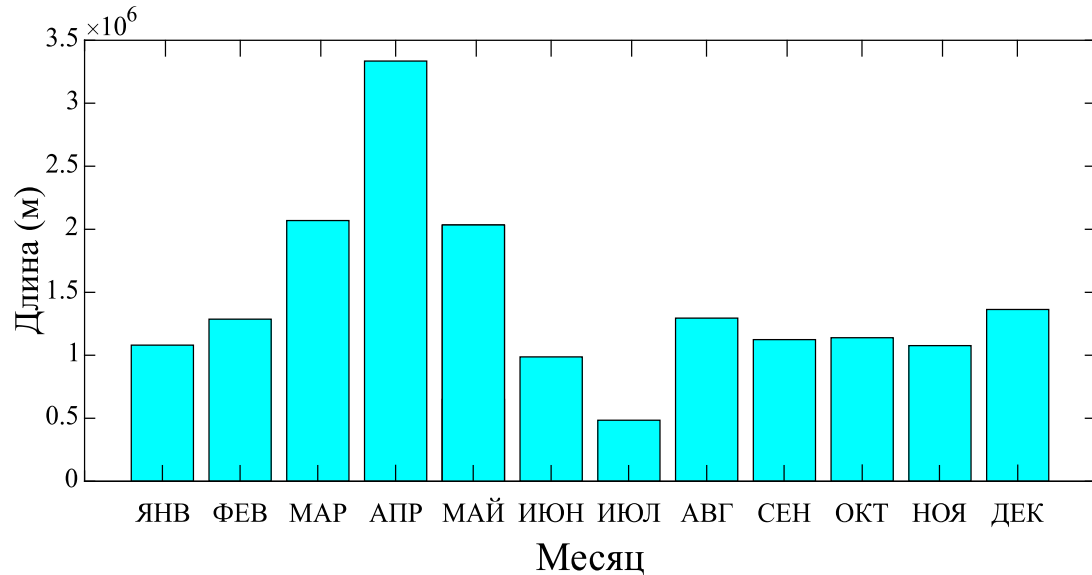


Рисунок 3.7 – Временной ряд величин количества критических слоев в месяц (сверху) и суммарной протяженности критического слоя в месяц (снизу) для области с координатами  $7,5^{\circ}$ – $15,5^{\circ}$  ю. ш. и  $50^{\circ}$ – $100^{\circ}$  в. д. за период 1979–2018 гг.

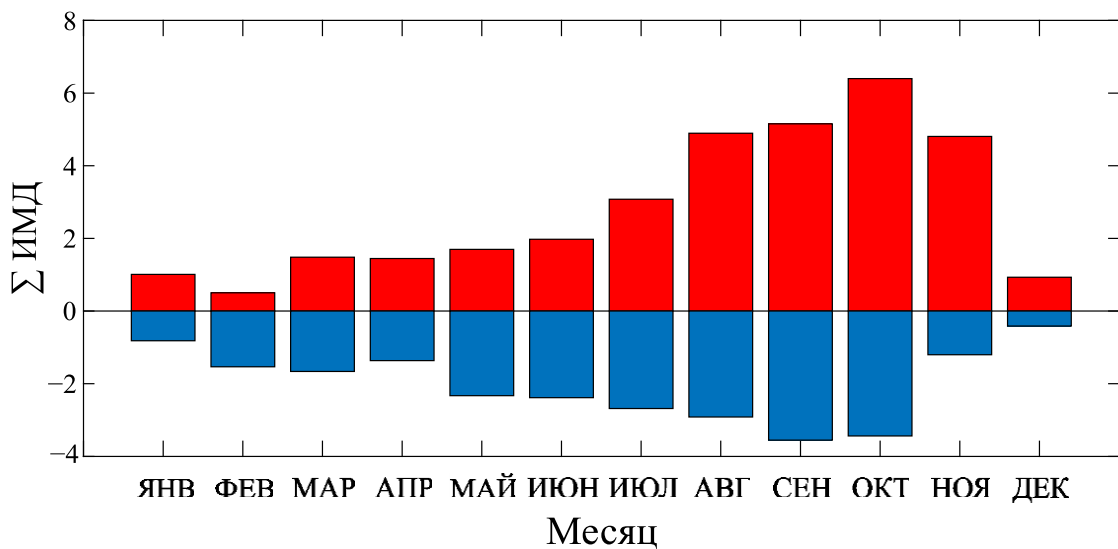
Исходя из соображения, что более протяженный критический слой может быть более эффективным генератором неустойчивых возмущений, чем менее протяженный, в качестве основной характеристики, описывающей влияние неустойчивости системы зональных течений на генерацию растущих мод планетарных волн, анализировалась величина суммарной протяженности критических слоев. Полученные временные ряды для этой характеристики сравнивались с индексом моды диполя (ИМД). Далее определялись месяцы с наибольшей суммарной протяженностью критического слоя и рассчитывалась разница между длинами критических слоев в позитивную и негативную фазы ИД. Затем выделялись годы сильных событий ИД. Последние определялись по следующему критерию: в году должно быть не менее трех месяцев с ИМД, не меньшим 0,4 по модулю. Для каждого такого года определялся знак события и рассчитывалась суммарная ежемесячная длина критических слоев. Далее определялась общая и средняя длина для всех положительных и отрицательных событий ИД. Годы положительных событий ИД были рассмотрены на предмет идентификации месяца начала этих событий и наличия критических слоев в этот период.

На рисунке 3.8 показано распределение общей длины критических слоев и величины суммарного ИМД (для событий ИД с индексом более 0,4) для каждого

месяца за период 1979–2018 гг. Из рисунка 3.8а видно, что именно в весенние месяцы, особенно в апреле, чаще всего возникают критические слои большой протяженности.



а)



б)

Рисунок 3.8 – Ежемесячное распределение за период 1979–2018 гг.: общей длины критических слоев,  $10^6$  м (а), и ИМД с индексом более 0,4 в положительную (красный цвет) и в отрицательную (синий цвет) фазу ИД (б)

Рисунок 3.8б, в свою очередь, демонстрирует известный факт, что ИД (в особенности, его позитивная фаза) обычно начинает развиваться в конце весны или начале лета с максимумом развития осенью. Эти результаты могут служить подтверждением тому, что появление протяженных критических слоев обычно предшествует началу события ИД с разницей в один – два месяца.

Таблица 3.2. Годы положительных и отрицательных событий ИД и суммарная продолжительность критического слоя для каждого события ИД

Фаза ИД	Год	Длина критического слоя (км)	Суммарная длина критического слоя (км)	Средняя длина критического слоя (км)
Отрицательная	1981	22,4	1427,3	158,9
	1989	36,1		
	1992	8,1		
	1996	526,7		
	<b>1998</b>	<b>0</b>		
	2005	204,0		
	2010	459,4		
	2014	121,7		
	2016	48,75		
Положительная	1982	410,9	2831,9	353,9
	1983	30,4		
	1994	210,4		
	1997	363,4		
	2006	602,3		
	2012	293,6		
	2015	176,3		
	2017	744,1		

Примечание – Жирным шрифтом выделен случай отрицательной фазы в 1998 г. (без критических слоев).

Из таблицы 3.2 видно, что при одинаковом количестве событий разных знаков (событие ИД 1998 г. можно не учитывать, так как в этом году вообще не было случаев формирования критического слоя) общая длина критического слоя для позитивных событий почти в два раза превышает эту же величину для негативных событий (2832 км против 1427 км).

Среднее значение протяженности критического слоя тоже в два с лишним раза больше для позитивных событий, чем для негативных (354 км против 159 км). Это говорит о том, что критические слои в два раза чаще и с большей протяженностью формируются именно в годы позитивных событий ИД. Исходя из этого, можно предположить, что неустойчивость, генерируемая в критическом слое, является причиной асимметрии амплитуды индекса ИД, которая, как известно, для позитивных событий в среднем больше, чем для отрицательных. Стоит отметить, что в некоторые годы негативных событий ИД, например в 1996 и 2010 гг., тоже наблюдаются случаи возникновения критических слоев с большой суммарной протяженностью. Это может говорить о том, что наличие протяженного критического слоя в начале события ИД может определять амплитуду индекса и в отрицательную фазу диполя.

На рисунке 3.9 показаны только положительные значения ИМД и суммарная длина критических слоев в годы положительных сильных событий ИД. Видно, что во всех случаях наиболее протяженные критические слои возникали в начале положительного события ИД или за несколько месяцев до него (например, в 2006 г.). Вариации времени задержки между месяцем образования протяженных критических слоев и началом развития ИД могут объясняться местом возникновения критического слоя (или группы слоев), в котором происходит генерация с последующим распространением неустойчивых возмущений (волн) в зональном направлении из области возникновения неустойчивости системы зональных течений.



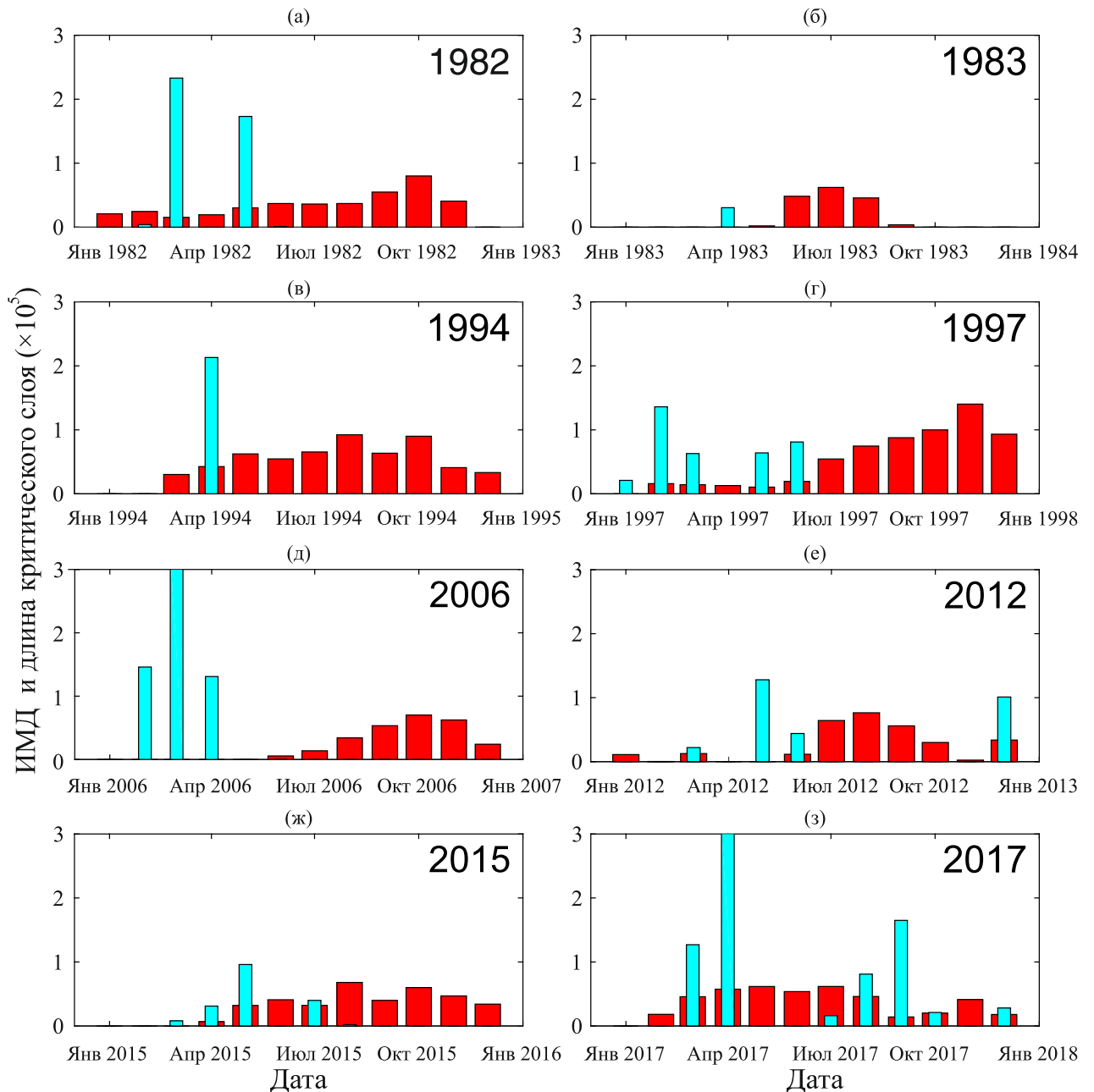


Рисунок 3.9 – Гистограмма значений ИМД в годы положительной фазы ИД (красный цвет) и общей длины критических слоев (бирюзовый цвет)

### 3.3 Типизация событий Индоокеанского диполя в разрезе событий Эль-Ниньо – Южное колебание

При анализе временных рядов ИД и ЭНЮК за период 1979–2018 гг. (рисунок 3.10) был сделан вывод, что первый тип ИД, который обычно описывается как часть совместной системы ЭНЮК – ИД, следует разделить на два подтипа, характеризующих события ИД исходя из времени начала этого события по

отношению к ближайшему (по времени) событию ЭНЮК. Поэтому в дальнейшем речь пойдет не о двух, а о трех типах ИД. Первый тип – это события ИД, которые происходят после событий ЭНЮК и, вероятнее всего, являются результатом воздействия ЭНЮК. Второй тип ИД представляет собой события, происходящие до начала ЭНЮК и, возможно, являющиеся причиной его появления. Третий тип – события ИД, развивающиеся независимо от явлений Эль-Ниньо и происходящие во время Ла-Ниньо.

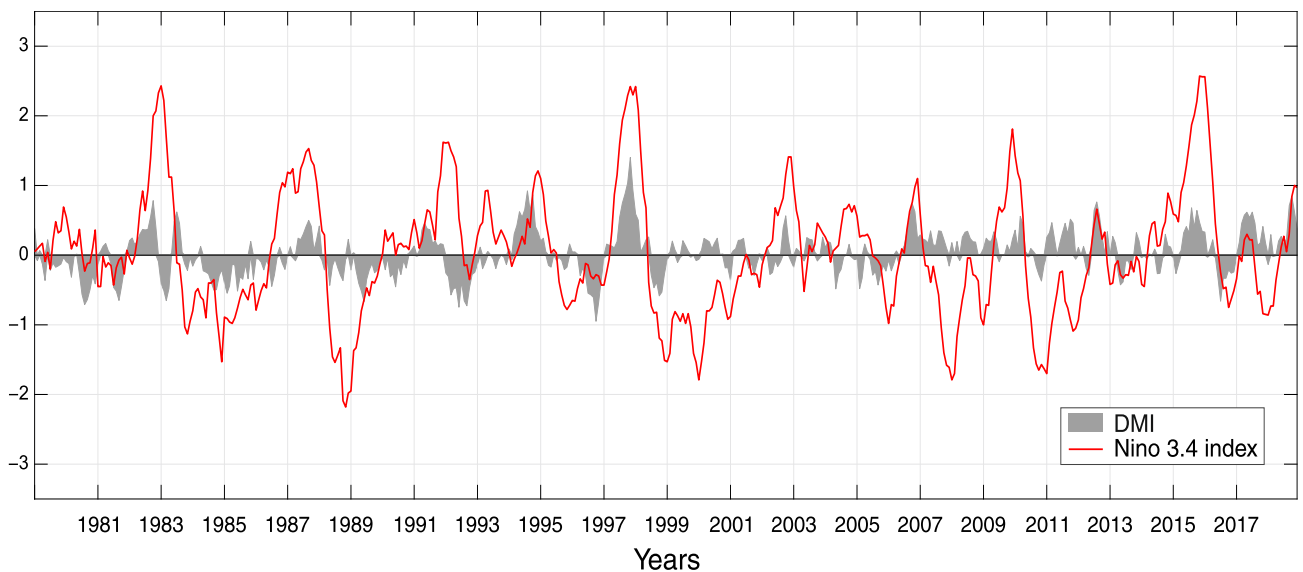


Рисунок 3.10 – Индекс моды диполя (DMI) и индекс Niño 3.4 за 1978–2018 гг.

ИД 1998 г. можно отнести к первому типу ИД, когда событие ИД развивается с запаздыванием относительно события ЭНЮК. В июле 1998 г. ИД перешел в отрицательную фазу на месяц позже, чем ЭНЮК, индекс которого в июне принял отрицательное значение (рисунок 3.11). Следует отметить, что в южной части экваториально-тропической части Индийского океана критические слои отсутствовали в течение всего года и энергия волн, распространявшихся в этот период из Тихого океана, не поглощалась системой зональных течений Индийского океана. Таким образом, нейтральные волны Россби, генерируемые событием ЭНЮК, могли привести к развитию события ИД.

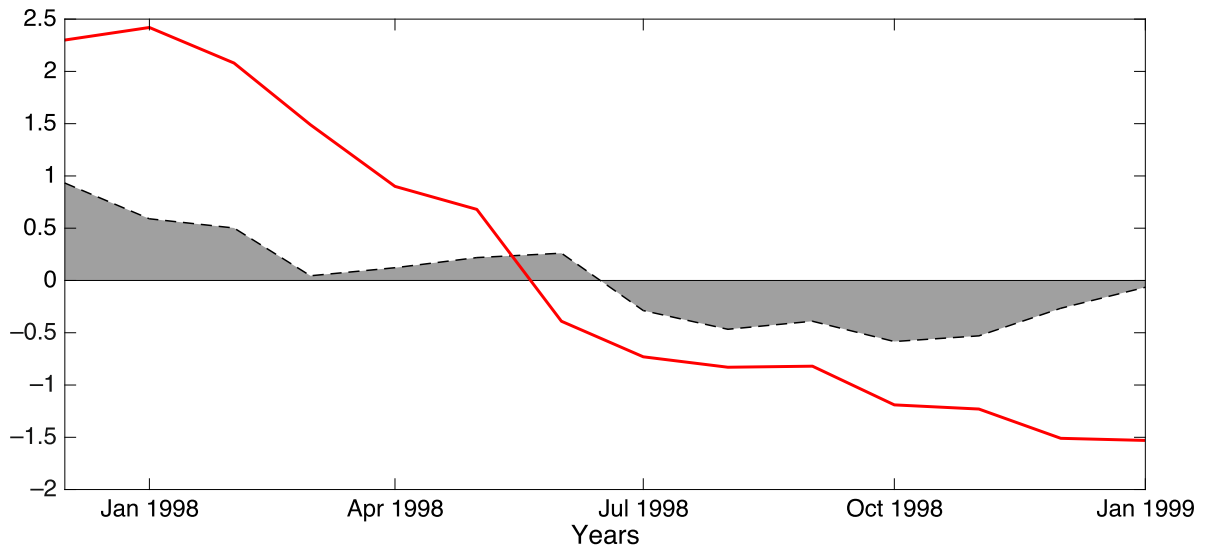


Рисунок 3.11 – Индекс моды диполя (ИМД) (черная штриховая кривая и серая область) и индекс Niño 3.4 (красная кривая) за период с декабря 1997 г. по январь 1999 г.

Второй тип, когда событие ИД начинается раньше, чем Эль-Ниньо, хорошо иллюстрируется временным рядом ИМД и индекса Niño 3.4 за 1994 г. (рисунок 3.12). При этом ИМД принял положительное значение 0,3 уже в марте 1994 г., тогда как ЭНЮК все еще находился в отрицательной фазе.

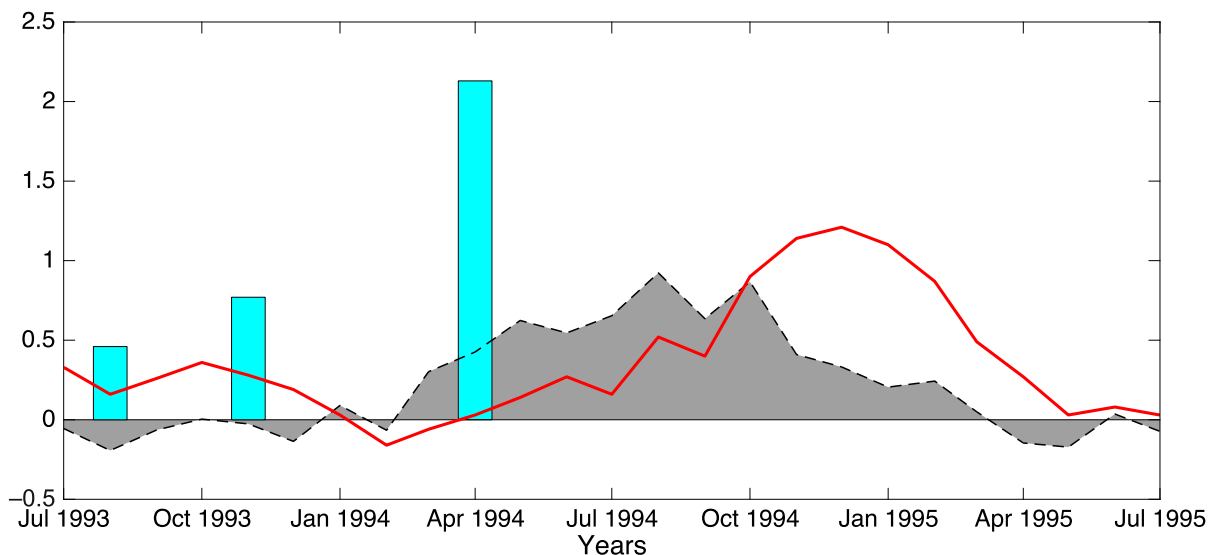


Рисунок 3.12 – Индекс моды диполя (ИМД) (черная штриховая кривая и серая область), индекс Niño 3.4 (красная кривая) и общая длина критических слоев,  $10^5$  м (бирюзовые столбцы), за период с июля 1993 г. по июль 1995 г.

В апреле, когда индекс Niño 3.4 пересек ноль, ИМД уже имел значительное положительное значение (0,4), которое обычно характеризует сильное событие ИД. Следует отметить, что в этом месяце появляются критические слои большой протяженности. Следовательно, нестабильность вблизи этих слоев может быть причиной повышенной величины ИМД.

К этому типу можно отнести и яркое проявление ИД в 1997–1998 гг. (рисунок 3.13). На этот раз ИД и ЭНЮК, находясь в положительной фазе, достигли максимального значения за весь период 1978–2018 гг. В некоторых ранее опубликованных работах, например [Nameed, 2018], считается, что ИД-1998 вступил в положительную фазу одновременно с ЭНЮК. Наличие одновременных вариаций во временных рядах индексов ИД и ЭНЮК объясняет высокий уровень корреляции между событиями ИД и ЭНЮК [Yamagata et al., 2004], что ранее часто интерпретировалось как доказательство ведущей роли ЭНЮК в развитии ИД.

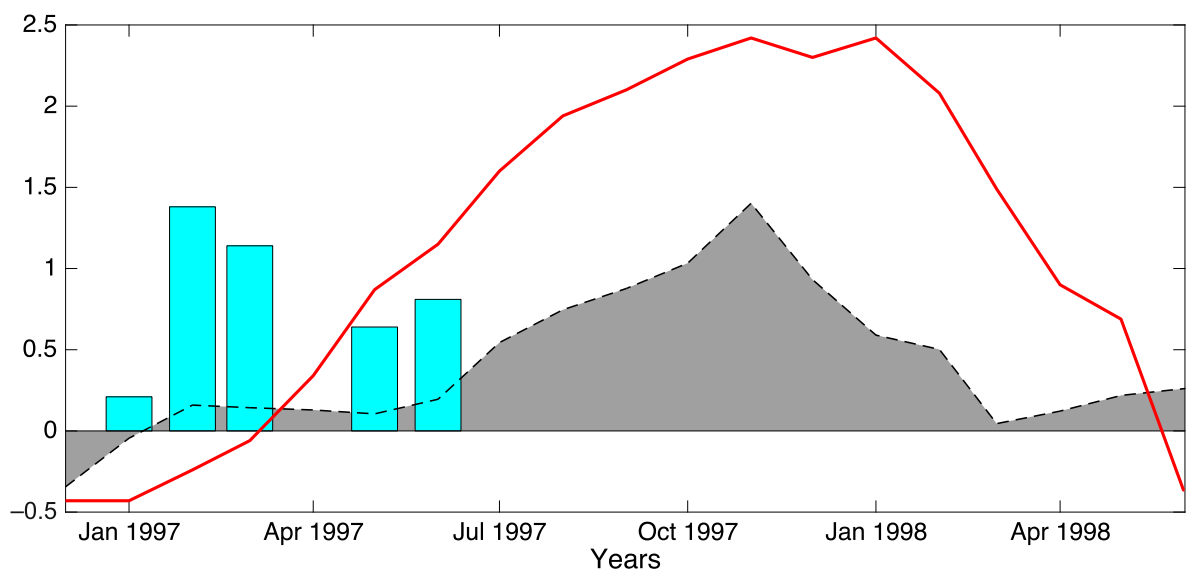


Рисунок 3.13 – Индекс моды диполя (ИМД) (черная штриховая кривая и серая область), индекс Niño 3.4 (красная кривая) и общая длина критических слоев,  $10^5$  м (бирюзовые столбцы), за период с декабря 1996 г. по июнь 1998 г.

Это противоречит тому факту, что ИД вошел в положительную фазу раньше, чем ЭНЮК: в феврале 1997 г. ИМД принял положительное значение 0,1 и не менял

знака до июля 1998 г., а индекс Niño 3.4 перешел в положительную фазу только в апреле 1997 г. Это говорит о том, что положительная фаза ИД началась раньше Эль-Ниньо. Следовательно, этот тип событий ИД может спровоцировать генерацию событий ЭНЮК в Тихом океане.

На то, что ИД может не зависеть от ЭНЮК, указывает и сравнение амплитуд ИД и ЭНЮК 1997 г. с аналогичными событиями 1982 и 2015 гг. (см. рисунок 3.9). Видно, что интенсивность событий ИД не зависит напрямую от амплитуды ЭНЮК. Событие ИД большой амплитуды в 1997 г., произошедшее примерно в то же время, что и очень сильное Эль-Ниньо, является полной противоположностью событиям ИД 1982 и 2015 гг., когда имело место мощное Эль-Ниньо, но амплитуда ИД был значительно меньше. Это свидетельствует о том, что ИД может не зависеть от тихоокеанской моды и возникать из-за вариаций системы течений в Индийском океане. Этот вывод подтверждается наличием критических слоев до и во время развития положительной фазы ИД (см. рисунок 3.9).

Третий тип событий ИД, действующих в отсутствие Эль-Ниньо, можно увидеть на примере 2017 г. (рисунок 3.14). На этом рисунке ясно видно, что события ИД могут быть вызваны нестабильностью зональных течений Индийского океана без какой-либо видимой связи с явлениями Эль-Ниньо. Действительно, в районе Южно-Пассатного течения в Индийском океане именно в этом случае находились наиболее протяженные критические слои за весь рассматриваемый период (см. таблицу 3.2), что подтверждает высказанные выше предположения. Отметим, что развитие этого события ИД сопровождалось событием Ла-Ниньо в Тихом океане (рисунок 3.14), что аналогично результатам научного отчета [Lim, Hendon, 2017].

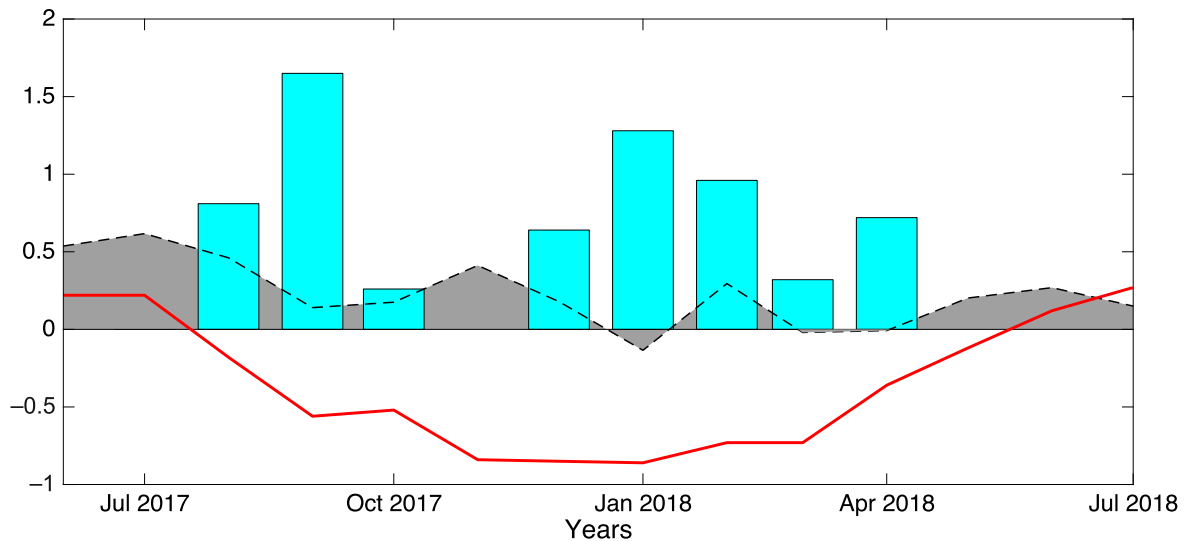


Рисунок 3.14 – Индекс моды диполя (ИМД) (черная кривая и серая область), индекс Niño 3.4 (красная кривая) и общая длина критических слоев,  $10^5$  м (бирюзовые столбцы), за период с июня 2017 г. по июль 2018 г.

### Выводы к Главе 3

Впервые для Индоокеанского региона к югу от экватора получено пространственно-временное распределение критических слоев, в которых фазовая скорость волн Россби равна средней скорости зональных течений.

Показано, что эти критические слои возникают в два раза чаще и с большей протяженностью в годы положительной фазы Индоокеанского диполя, при этом чаще всего протяженные слои формируются весной, за один – два месяца до начала развития события Индоокеанского диполя. Этот новейший результат говорит о том, что наличие неустойчивости системы зональных течений, обычно возникающей вследствие возникновения критического слоя перед началом развития положительной фазы Индоокеанского диполя, может быть причиной его генерации и асимметрии амплитуды между позитивными и негативными событиями.

Обнаружено, что если интенсивное явление Эль-Ниньо не сопровождается формированием критического слоя, то событие Индоокеанского диполя развивается с небольшим запаздыванием относительно положительной фазы ЭНЮК. Это доказывает, что нейтральные волны Россби, генерируемые на

восточной окраине Индийского океана, распространяются на запад и вызывают отклик в Индийском океане в виде ИД.

Впервые проведена типизация Индоокеанского диполя в разрезе распределения критических слоев и ЭНЮК, в которой на примере разных событий ИД и ЭНЮК продемонстрировано, что образование протяженного критического слоя, возможно, является причиной возникновения события ИД, не зависящего от Эль-Ниньо. Этот оригинальный результат может прояснить механизм генерации Индоокеанского диполя.

Результаты, приведенные в третьей главе, опубликованы в работах [Полонский, Торбинский, 2019; Полонский и др., 2020а; Полонский и др., 2020б; Полонский и др., 2020в; Полонский и др., 2021; Polonsky, 2021].

## ГЛАВА 4

### РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ИНДООКЕАНСКОГО ДИПОЛЯ

#### 4.1 Обзор региональных проявлений Индоокеанского диполя, известных из научной литературы

Наиболее примечательной чертой ИД является его ярко выраженная дипольная структура. Это явление имеет склонность к противофазным изменениям в системе океан – атмосфера, ориентированным на зональное распространение внутри Индийского океана. Распространение аномалий ТПО с востока на запад и обратно, связанное с событиями ИД, оказывает существенное влияние на климат в прилегающих к Индийскому океану районах с серьезными последствиями для общества, экономики и экосистемы [Nameed, 2018]. Эта изменчивость в первую очередь проявляется в виде аномального переноса влаги и выражается в виде обильных осадков или, наоборот, аномальных засух и наносит серьезный ущерб странам, расположенным как на восточном, так и на западном побережье Индийского океана.

Во время положительных событий ИД, например, в Индонезии катастрофически снижается количество осадков [Saji, Yamagata, 2003a]; а если такая ситуация продолжается два сезона (рисунок 4.1), возникают продолжительные лесные пожары, наносящие серьезный ущерб качеству воздуха и здоровью населения всей Юго-Восточной Азии [Kunii et al., 2002]. Эти пожары уникальны тем, что непрерывное горение торфа в течение одного или более сезона [Page et al., 2002] становится причиной образования высоких концентраций аэрозолей, что приводит к значительному ухудшению видимости [Wang et al., 2004]. Источником этих пожаров обычно является антропогенная деятельность (связанная с вырубкой лесов), влияние которой усугубляется засухой [Wooster et al., 2012].



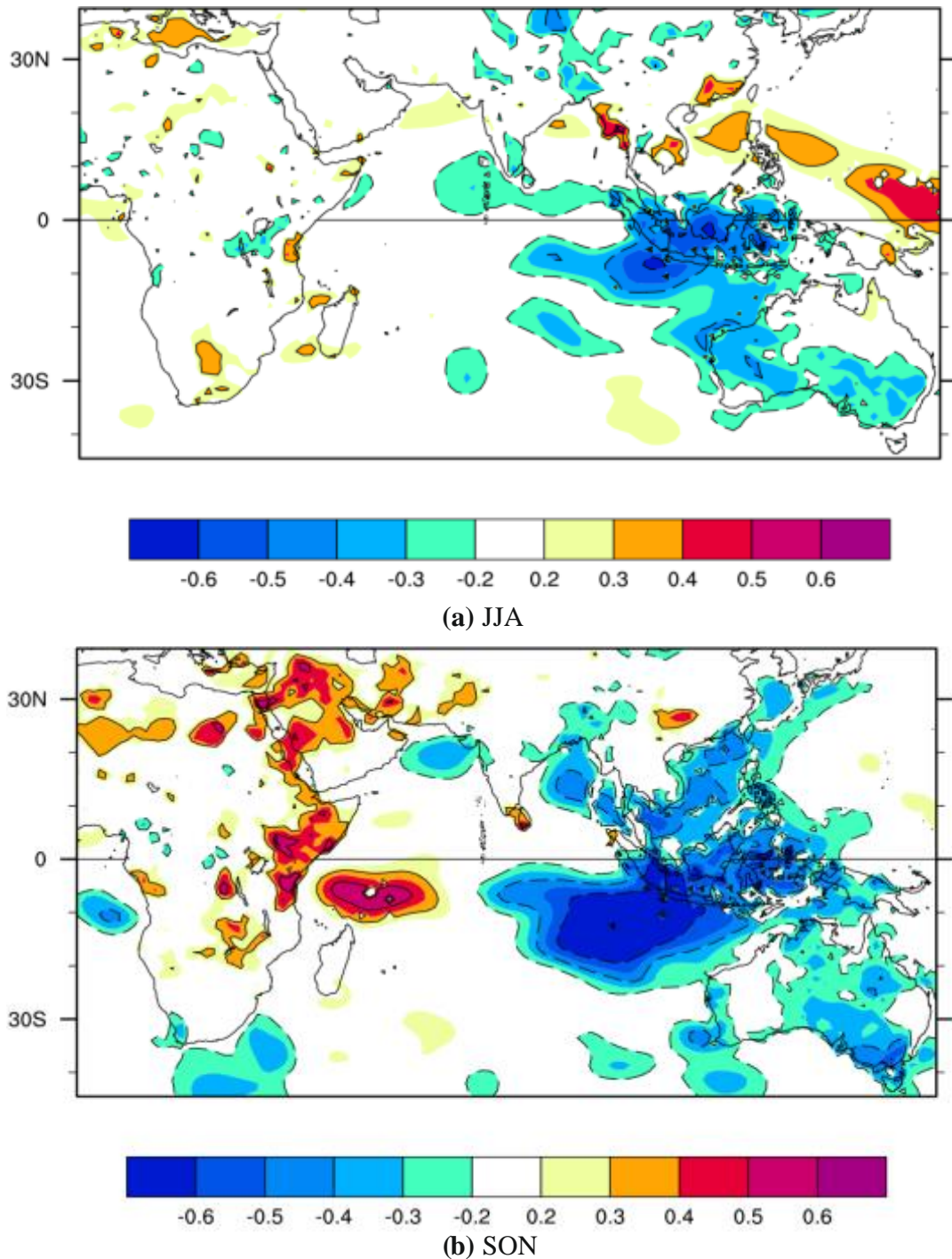


Рисунок 4.1 – Распределение коэффициентов корреляции ИМД с количеством осадков на суше и морской облачностью на июнь – август (JJA) (a) и сентябрь – ноябрь (SON) (b) за период 1958–2014 гг. Морская облачность и количество осадков на суше были отдельно сопоставлены с DMI, а затем карты корреляции были объединены [Nameed, 2018]. Источники данных: облачность – COADS [Woodruff et al., 2011]; количество осадков на суше – GPCC [Ziese et al., 2011]

С 1980-х гг. изменение подхода к землепользованию и резкий скачок плотности населения в Индонезии еще больше усугубили эту проблему [Field et al., 2009]. Ранее засуху и лесные пожары в Индонезии традиционно связывали с Эль-Ниньо, но после открытия ИД стало ясно, что они в большей степени контролируются событиями ИД [Saji, Yamagata, 2003a]. Это объяснило сильные засухи в годы ИД – 1961, 1963, 1991, 1994 и 2006 гг. [Field et al., 2009], которые произошли в то время, когда условия в Тихом океане были близки к нормальным.

Увеличение количества осадков во время ИД над экваториальной частью Восточной Африки [Behera et al., 2005; Saji, Yamagata, 2003a] обычно приносит больше разрушений, чем пользы. Воздействие ИД на уровень осадков сильно ощущается во время так называемого короткого сезона дождей в период с октября по ноябрь. На рисунке 4.1b видно, что аномалии количества осадков наиболее велики между  $10^{\circ}$  ю. ш. и  $10^{\circ}$  с. ш. и простираются от западного побережья Индийского океана примерно до  $25^{\circ}$  в. д. [Conway et al., 2005].

Примеры последствий событий ИД хорошо продемонстрированы в работе [Conway et al., 2005], в которой было показано, что мощные гидрологические аномалии 1961–1964 гг. в Восточной Африке возникли как следствие экстремальных дождей в 1961 и 1963 гг. Только за четыре года суммарная аномалия речных стоков Белого Нила, Голубого Нила, Атбара, Тана и Замбези составила  $1428 \text{ км}^3$ , что примерно равно среднему годовому стоку реки Конго – второй по величине разгрузки реки в мире.

В работе [Birkett et al., 1999] также было продемонстрировано, что в 1997 г. уровни озер Виктория, Танганьика и Малави поднялись примерно на 10%, что составило 1,7; 2,1 и 1,8 м соответственно. В эти годы (1961, 1963 и 1997), к слову, произошли сильные позитивные события ИД. Последствиями такого влияния ИД стали обширные наводнения и затопления низменностей. Это повлекло за собой серьезные социально-экономические последствия в виде ущерба жизни и здоровью населения Восточной Африки и ее инфраструктуре [Conway, 2002; Odingo, 1962], массового перемещения людей из затопленных районов [Conway et al., 2005] и вспышек инфекционных заболеваний [Hashizume et al., 2012; Munyua et al., 2010; Nguku et al., 2010], таких как лихорадка Рифт-Валли. Эта вирусная инфекция,

переносимая комарами, в первую очередь поражает домашних животных, но имеет способность инфицировать и людей [Baba et al., 2016]. В 1997–1998 гг. крупная вспышка этой болезни произошла в Кении, Сомали и Танзании. Было потеряно около 100 000 домашних животных и зафиксировано до 90 000 случаев инфицирования человека, в том числе и с летальным исходом [Woods et al., 2002]. Экономический эффект этих событий еще более усилился из-за запрета на вывоз скота из этих регионов [Little et al., 2001]. В 2006 г. лихорадка Рифт-Валли вернулась в Восточную Африку, вызвав около 75 000 случаев заражения людей, и распространилась на большее количество крупных районов по сравнению с 1997 г. По данным ВОЗ, с 30 ноября 2006 г. по 12 марта 2007 г. в Кении было зарегистрировано в общей сложности 684 случая, в том числе 234 случая смерти. С 19 декабря 2006 г. по 20 февраля 2007 г. в Сомали было зарегистрировано 114 случаев, в том числе 51 случай смерти. С 13 января по 3 мая 2007 г. в Танзании было зарегистрировано 264 случая, в том числе 109 случаев смерти. Только в одной Кении широкомасштабное воздействие болезни на животноводство и другие секторы вызвало экономический ущерб в размере более 2,1 млрд кенийских шиллингов (32 млн долларов США) [Rich, Wanyoike, 2010]. Общие же экономические потери Восточной Африки от лихорадки Рифт-Валли превысили 60 млн долл. США [Little, 2009].

В работе [Saji, Yamagata, 2003b] авторы обратили внимание на то, что аномалии осадков над Восточной Африкой ошибочно приписывают влиянию ЭНЮК. Было высказано предположение, что причина этого, вероятнее всего, в одновременном возникновении событий ИД и ЭНЮК. Связь событий ИД с количеством осадков в Восточной Африке во время явления ЭНЮК и в его отсутствие представлена на рисунке 4.2 в виде четырех разных ситуаций. Изображения слева (рисунок 4.2а) демонстрируют составные аномалии количества осадков над Восточной Африкой во время положительных событий ИД (1961, 1963, 1967, 1972, 1976, 1982, 1983, 1991, 1994, 1997, 2006, 2008, 2011 и 2012 гг.) и ЭНЮК (1963, 1965, 1972, 1976, 1982, 1986, 1987, 1997, 2002, 2004, 2009 и 2014 гг.). На изображениях справа (рисунок 4.2б) были удалены совпадающие события (1963, 1972, 1976, 1982 и 1997 гг.), чтобы выявить истинное воздействие ИД и ЭНЮК на

осадки: ЭНЮК на рисунке с ИД и, наоборот, ИД на рисунке с ЭНЮК. Видно, что ЭНЮК не оказывает сильного влияния на вариации количества осадков в Восточной Африке. Этот вывод согласуется также с результатами многих модельных экспериментов [Behera et al., 2005; Ummenhofer et al., 2009b].

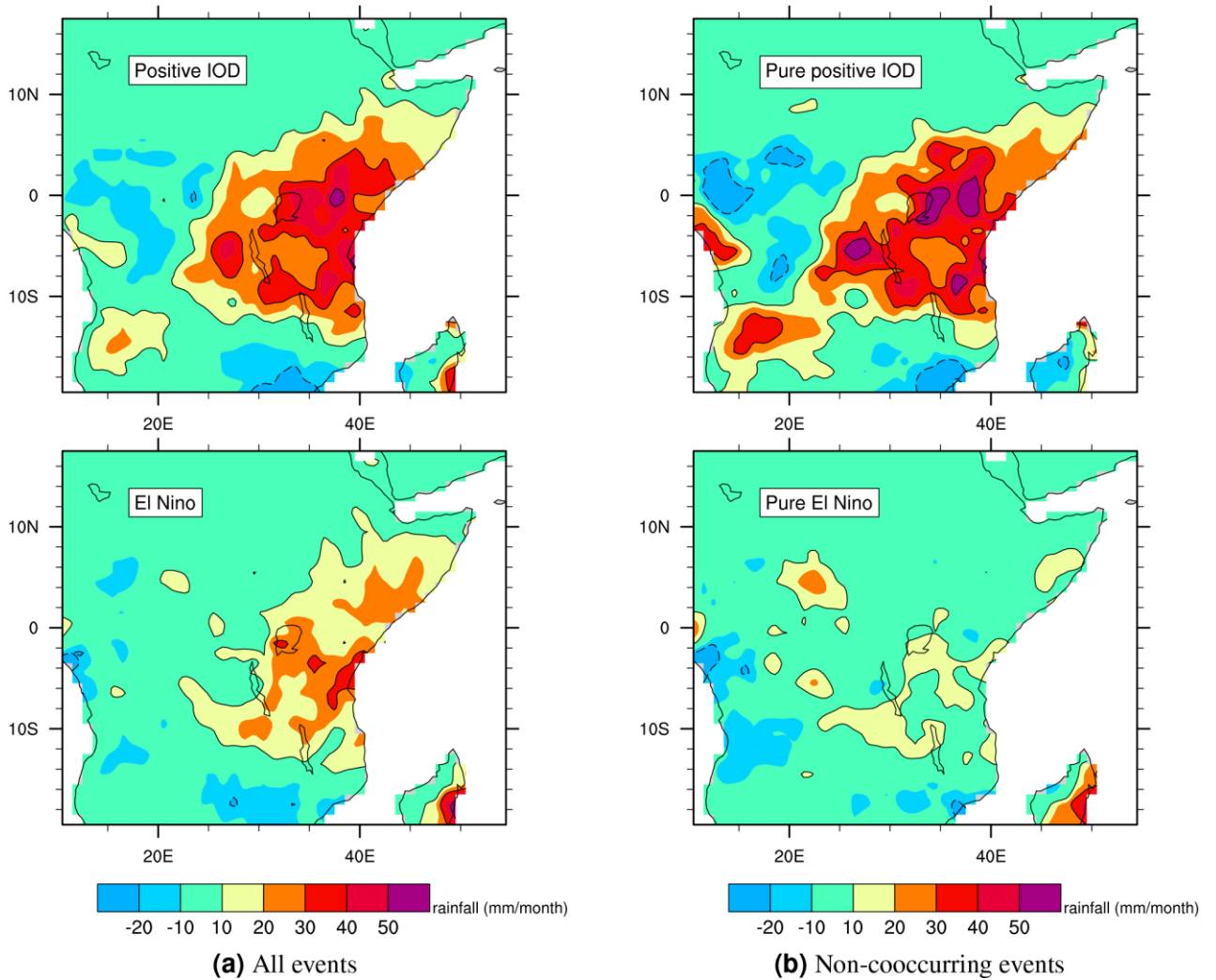


Рисунок 4.2 – Составные аномалии количества осадков за октябрь – декабрь в экваториальной части Восточной Африки за период с 1958–2014 гг. для положительных событий ИД (сверху) и ЭНЮК (снизу) [Nameed, 2018]

Удивительно, но влияние ИД на Индию, оцененное статистическими методами, оказалось не так велико, как предполагалось [Saji et al., 1999]. В работах [Ashok et al., 2001; Ashok et al., 2004] это объясняется следствием взаимодействия ИД с ЭНЮК. Особенность этого взаимодействия для Индии в том, что, когда

муссонные дожди должны усиливаться благодаря влиянию положительного ИД, ЭНЮК, наоборот, противодействует этому, ослабляя их через атмосферные связи. Другими словами, положительные (отрицательные) события ИД приводят к увеличению (ослаблению) летних муссонных дождей над Индийским регионом, воздействуя на муссонную циркуляцию. Но такое возможно только в те периоды, когда связь дождей с ЭНЮК ослабевает. Это подтверждается событиями 1961 г., когда в отсутствие событий Эль-Ниньо в Тихом океане в Индии выпали самые обильные летние муссонные осадки за последние 150 лет [Saji et al., 1999].

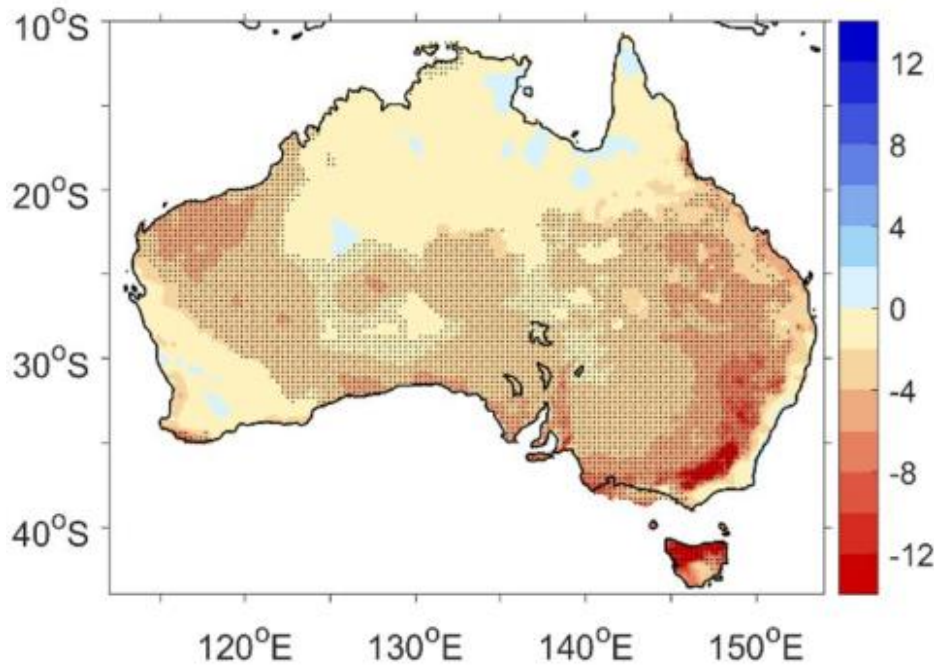
Механизм влияния ИД на количество летних муссонных осадков в Индии хорошо описан в работе [Ashok et al., 2001]. В ней с помощью модели общей циркуляции атмосферы продемонстрировано, что в положительную фазу ИД кросс-экваториальные ветры из юго-восточной части тропической зоны Индийского океана приводят к интенсификации летней муссонной циркуляции [Ashok et al. 2002]. Усиление конвергенции ветров приводит к аномально интенсивным осадкам в районе муссонной ложбины в то время, как обычный муссонный поток над западной частью Арабского моря аномально ослабевает из-за влияния циркуляции в районе теплых аномалий ТПО у побережья Восточной Африки. Вблизи западного побережья Индостана, однако, он компенсируется кросс-экваториальными ветрами, которые формируются над холодными аномалиями ТПО к западу от островов Индонезии. Величина обусловленных положительными событиями ИД аномалий количества летних муссонных осадков над Индией ( $5^{\circ}$ – $30^{\circ}$  с. ш.,  $65^{\circ}$ – $95^{\circ}$  в. д.), рассчитанная в модели, составила 1,02 мм/сут. Во время отрицательных событий ИД, наоборот, количество летних муссонных осадков значительно уменьшилось над Индостаном и Бенгальским заливом и составила, по модельным данным, 0,64 мм/сут, а муссонная циркуляция над Индийским регионом значительно ослабла.

Во время положительных событий ИД холодные аномалии ТПО в восточной части тропической зоны Индийского океана обуславливают уменьшение конвекции в атмосфере и аномальное оседание воздуха и дивергенцию на высоте геопотенциальной поверхности 850 гПа. С другой стороны, в нижней тропосфере

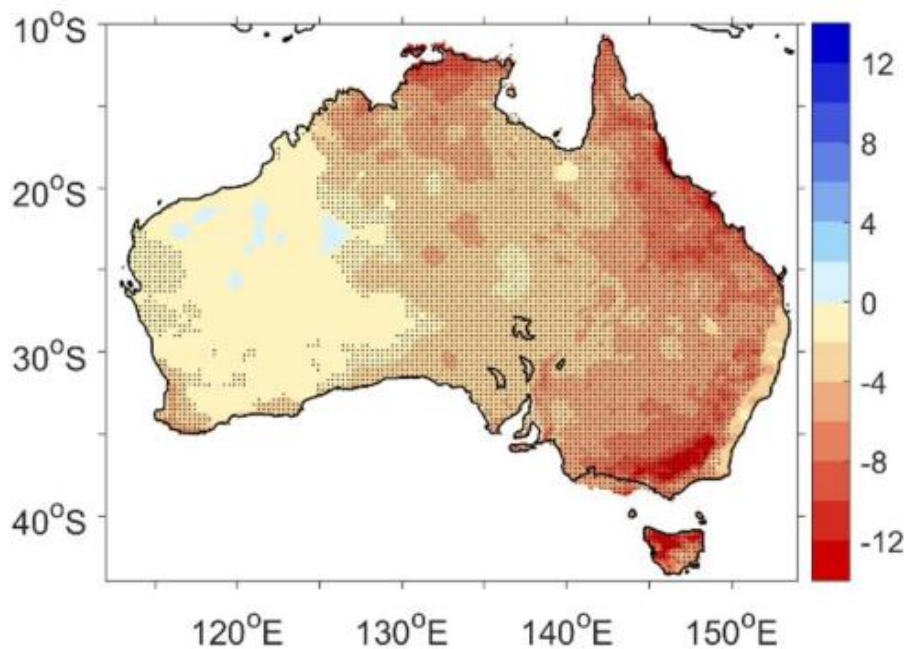
над Бенгальским заливом происходит конвергенция, что свидетельствует об усиленной меридиональной муссонной циркуляции на нижних уровнях. На высоте геопотенциальной поверхности 200 гПа над Бенгальским заливом происходит дивергенция, а над восточной частью тропической зоны Индийского океана – конвергенция, что свидетельствует об интенсификации меридиональной муссонной циркуляции в тропосфере во время положительных событий ИД по сравнению с отрицательными событиями. Аномальная конвергенция/дивергенция и кросс-экваториальный транспорт влаги из юго-западной части тропической зоны Индийского океана объясняют распределение аномалий осадков над Индийским регионом. Таким образом, обусловленные диполем аномалии ГПО в тропической зоне Индийского океана влияют на меридиональную муссонную циркуляцию, а также на зональную циркуляцию в тропосфере.

Влияние ИД также умеренно ощущается и над Австралией [Ashok et al., 2003б; Saji, Yamagata, 2003а]. Там пространственные характеристики ИД немного меняются в зависимости от сезона (рисунок 4.3) и влияния ЭНЮК [Meyers et al., 2007; Risbey et al., 2009]. Рисби с соавторами [Risbey et al., 2009] обнаружил, что в годы Ла-Ниньо, когда ИД был в отрицательной фазе, количество осадков над юго-востоком Австралии резко возросло и, наоборот, уменьшилось в его положительную фазу в годы Эль-Ниньо.

Авторы работы [Ummenhofer et al., 2009а] предположили, что ИД в гораздо большей степени, чем ЭНЮК, является причиной сильных засух в юго-восточных районах Австралии, и продемонстрировали, что возникновение почти всех культовых засух в Австралии в XX веке может объясняться влиянием событий ИД.



(a) Regress rainfall onto DMI, 1911-2019 JJA



(b) Regress rainfall onto DMI, 1911-2019 SON

Рисунок 4.3 – Пространственное распределение коэффициента регрессии аномалий количества осадков (мм в месяц), выраженное через влияние индекса моды диполя, за июнь – август (a) и сентябрь – ноябрь (b) [Wang, Cai, 2020]

В работе [Cai et al., 2009] было показано, что, начиная с 1950 г. на 21 значительный случай сезона лесных пожаров 11 случаям предшествовало положительное событие ИД, а также что относительное преобладание



положительных событий ИД после 1950-х гг. обуславливает снижение количества осадков в разных частях Австралии.

Считается, что эти события обычно начинают свое развитие в июне – августе [Cai et al., 2011]. В этот период ТПО в восточной части Индийского океана значительно ниже, чем на западе, а волны Россби, генерируемые на востоке Индийского океана, ослабляют действие западных ветров. Вследствие этого меняется направление движения погодных систем, что приводит к уменьшению количества осадков [Cowan, Sullivan, 2009] и более высоким, чем обычно, температурам на юге и юго-востоке Австралии (рисунок 4.3а). Затем по мере развития событий ИД в сентябре – ноябре область генерации волн Россби смещается на запад, и ситуация с количеством осадков на юге Австралии еще более усугубляется. Кроме того, их величина снижается уже и в юго-западной части континента (рисунок 4.3б).

Это приводит к возникновению обширных лесных пожаров. Особенно разрушительное влияние ИД было зафиксировано в 2019 г. Сезон лесных пожаров в Австралии, который начался раньше обычного, даже получил название «Черное лето». Огонь вспыхнул в июне 2019 г. в лесах на северо-востоке Австралии и уже к началу марта 2020 г. было сожжено около 180000 км<sup>2</sup>, разрушено 59000 зданий и погибло не менее 34 человек, в том числе 10 пожарных [Wang, Cai, 2020]. В то же время, в 2019–2020 гг., в Восточной Африке, наоборот, аномалии количества осадков привели к необычайно продуктивному сезону дождей, который стал одним из самых мощных за последнее десятилетие. В регионе произошли сильные наводнения и разрушительные оползни, в результате которых пострадало более 2,8 млн человек [Wainwright et al., 2021]. Последствия такого влияния на осадки напрямую отражаются и на продуктивности сельского хозяйства Австралии, в некоторых случаях оказывая позитивный эффект. Например, авторы работы [Yuan, Yamagata, 2015] обнаружили, что урожай пшеницы уменьшается (увеличивается) на 28,4% (12,8%) во время положительной (отрицательной) фазы ИД.

Некоторые события в системе океан – атмосфера, связанные с ИД, такие как изменение циркуляции Индийского океана, могут также влиять на экономику



региона, например через изменение биологической продуктивности океана. Следует отметить, что одной из наиболее важных особенностей Индийского океана является наличие Индонезийского сквозного потока (The Indonesian Throughflow, ITF). ITF состоит из нескольких течений, которые приносят воды Тихого океана в Индийский океан. Большая часть вод ITF поступает через Макасарский пролив, море Хальмахера и море Малуку. Кроме того, к ITF относятся воды, поступающие из Южно-Китайского моря через пролив Каримата и Яванское море. Сильный годовой цикл муссонов оказывает особенное влияние на величину транспорта ITF на сезонных масштабах [Masumoto, Yamagata, 1996]. Изменения поля ветра на экваторе во время событий ИД (рисунок 4.4с) также могут существенно модулировать перенос вод через ITF за счет воздействия ветра на уровень морской поверхности в восточной части Индийского океана (рисунок 4.4d). Во время положительной фазы ИД из-за ослабления западных ветров, распространяющихся вдоль экватора в восточной части Индийского океана, происходит аномальное падение уровня морской поверхности. Это приводит к усилению напора воды из Тихого океана в Индийский [Masumoto, Yamagata, 1996; Meyers, 1996; Wijffels, Meyers, 2004; Wyrki, 1987], что, в свою очередь, приводит к увеличению транспорта через ITF.

Однако в прошлом некоторые позитивные события ИД происходили одновременно с событиями Эль-Ниньо, которые, в свою очередь, связаны со снижением уровня моря в западной части Тихого океана. Такая ситуация может привести к снижению напора воды между океанами и как следствие к уменьшению транспорта через ITF. К сожалению, подробные наблюдения за ITF стали появляться только в последние годы. Эти наблюдения и дают представление о связи транспорта воды через ITF во время событий ИД и ЭНЮК [Hu, Sprintall, 2016; Liu et al., 2015; Meyers, 1996; Sprintall, Révelard, 2014; Wijffels, Meyers, 2004]. Особый интерес представляет работа [Sprintall et al., 2009], в которой количественно описана величина переноса вод через ITF во время отрицательных и положительных событий ИД в 2005 и 2006 гг.

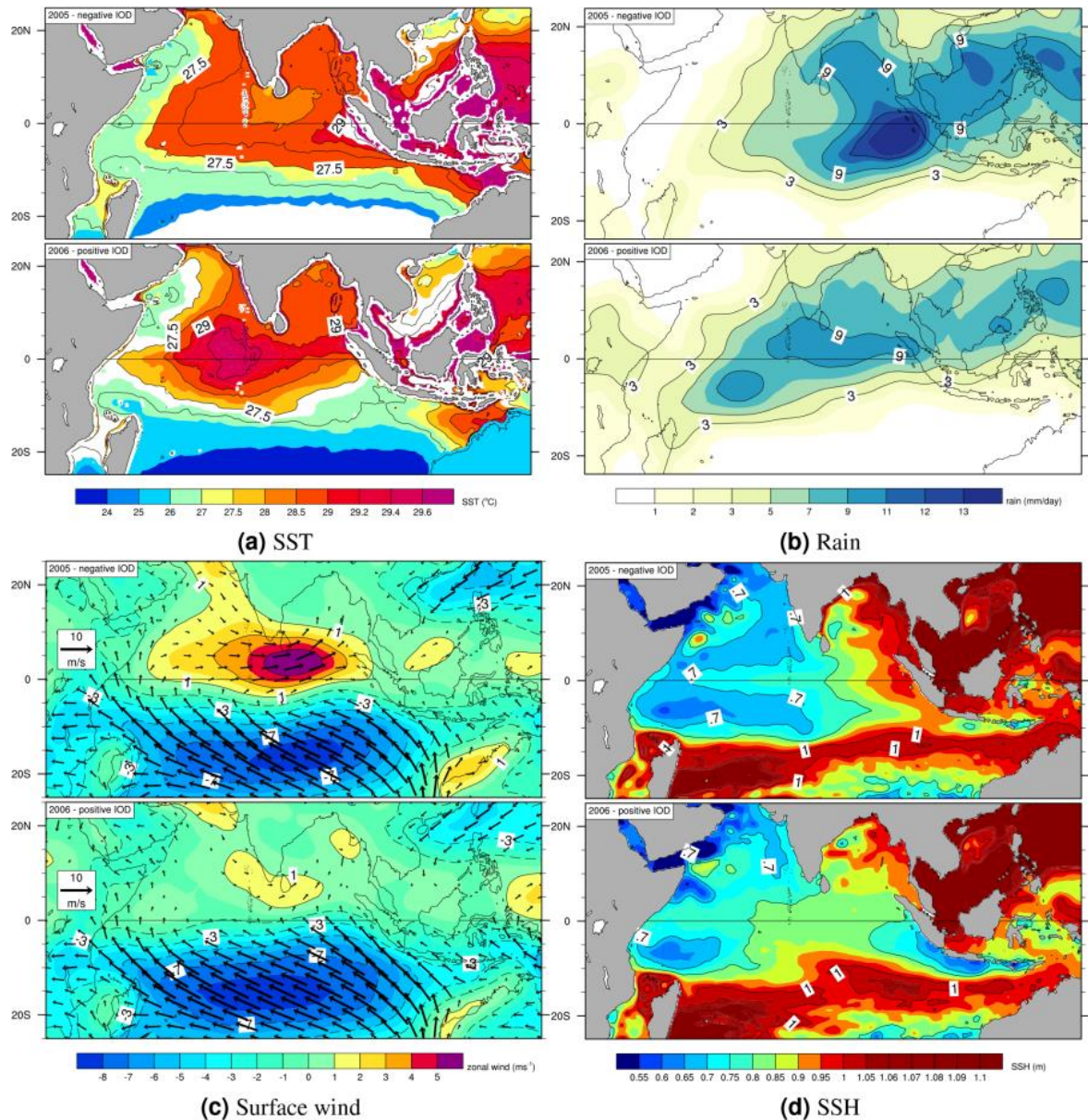


Рисунок 4.4 – Поля абсолютных значений ТПО (а), осадков (б), поверхностного ветра (с) и уровень океана (д) в противоположные фазы ИД (верхняя часть каждого рисунка – во время отрицательного события ИД 2005 г.; нижняя – положительного события ИД 2006 г.) [Nameed, 2018]

Важным следствием колебаний уровня океана и интенсивности апвеллинга во время событий ИД в Индийском океане является изменение уровня его биологической продуктивности [Ghofar, 2005]. К примеру, сезонный апвеллинг у берегов острова Ява, практически полностью определяет биологическую продуктивность в этом районе (рисунок 4.5); другими словами, сильная

изменчивость уровня моря имеет большое значение для рыболовства как прибрежного, так и морского [Amri et al., 2012; Lumban-Gaol et al., 2015].

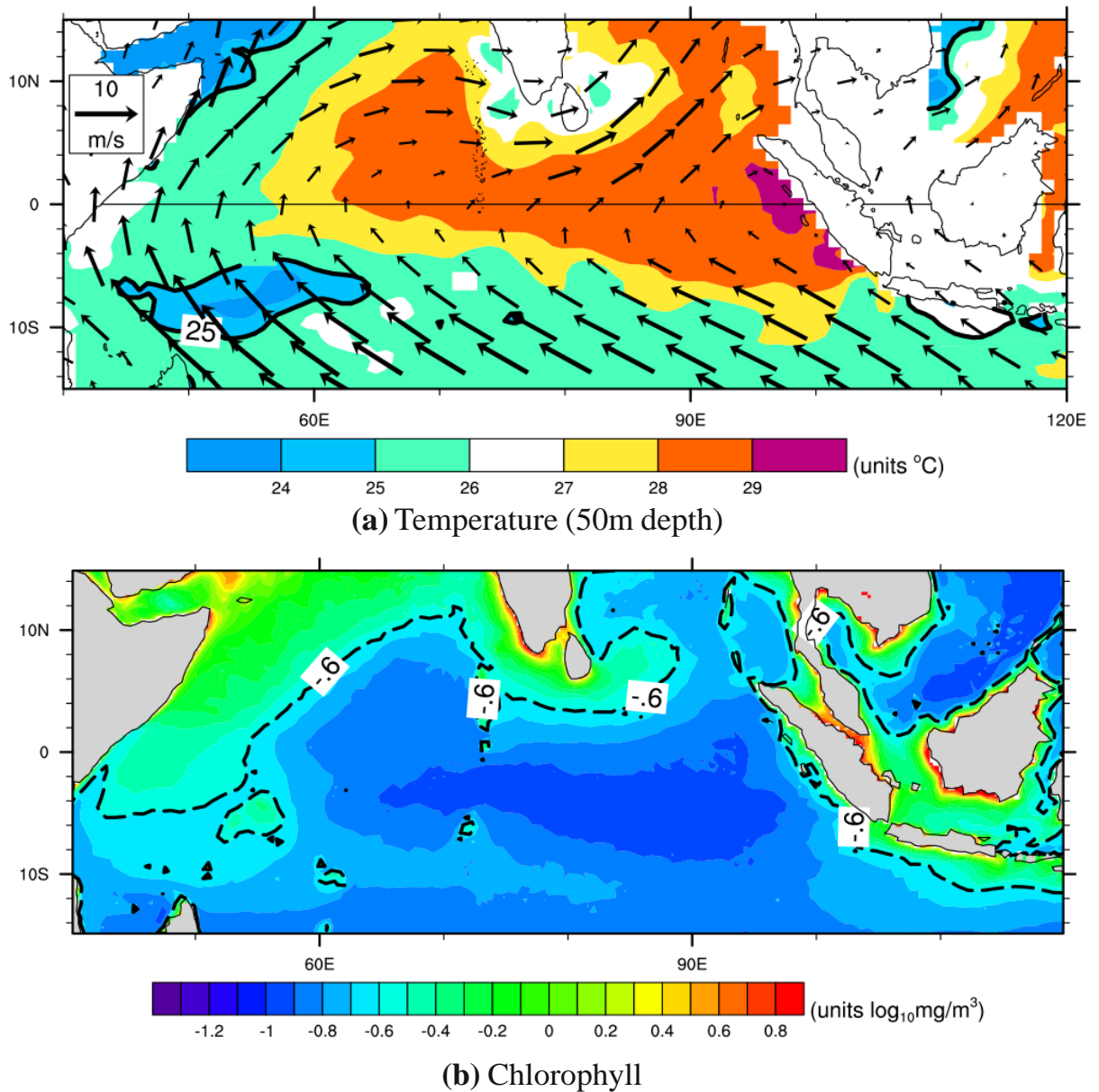


Рисунок 4.5 – Изменение температуры в зоне экваториального апвеллинга (a) и концентрации хлорофилла у поверхности (b) по спутниковым данным [Nameed, 2018]. Поверхностные ветры изображены в виде векторов. Данные представляют собой среднемесячные климатологические значения, усредненные с июня по ноябрь. Источники данных: температура – CARS 2009 [Ridgway et al., 2002]; ветер – NCEP [Kalnay et al., 1996]; хлорофилл – SeaWifs [Hooker et al., 1992]

Например, большеглазый тунец (*Thunnus obesus*), многочисленный в восточной части Индийского океана, предпочитает температуру окружающей среды около 10–15 °С, которая в обычных обстоятельствах соответствует глубинам от 150 до 400 м [Hanamoto, 1987; Lumban-Gaol et al., 2015]. При этом снасти для ловли тунца, используемые на обычных рыболовных судах, рассчитаны только на глубину от 100 до 280 м. Стоит заметить, что в то время, когда биологическая продуктивность у берегов Явы зависит от событий ИД, глубина обитания большеглазого тунца строго контролируется транспортом ИТФ. Исходя из этого можно предположить, что если положительные события ИД совпадут с событиями Эль-Ниньо и напор воды из ИТФ будет снижен, то повышенная биологическая продуктивность и аномальный подъем термоклина могут привести к значительному увеличению улова. Данное предположение подтверждается работами [Amri et al., 2012; Lumban-Gaol et al., 2015; Syamsuddin et al., 2013], в которых говорится, что в 1997 г. при одновременном явлении ИД и Эль-Ниньо наблюдался значительный рост объемов вылова большеглазого тунца, а в 1994 г. во время события ИД, он, напротив, не был существенно высок.

В западной части Индийского океана показатель биологической продуктивности отрицательно коррелирует с ИД [Lan et al., 2013]. Лан с соавторами [Lan et al., 2013] обнаружили, что в положительную фазу ИД объемы улова тунца падают на западе и в центральной части Индийского океана, а во время отрицательных событий ИД уловы тунца в этих регионах растут. Эти наблюдения согласуются с распределением уровня океана, показанным на рисунке 4.3d, и связаны с положительными и отрицательными событиями ИД.

Примечательно, что влияние ИД ощущается и в более удаленных от Индоокеанского бассейна регионах. Его влияние в данном случае сходно с влиянием событий ЭНЮК [Воскресенская, Михайлова, 2006; Воскресенская, Михайлова, 2010; Мохов, 2011; Мохов, 2013]. В работе [Vinayachandran et al., 1999], например, были описаны необычные погодные условия, которые наблюдались в 1994 г. во время сильного положительного события ИД летом Северного

полушария в Азиатско-Тихоокеанском секторе. В то время, когда над Индийским субконтинентом и Восточной Азией обильные муссонные дожди вызывали наводнения в Японии, наблюдалось необычайно жаркое и сухое лето, которое нельзя было объяснить влиянием Эль-Ниньо. Тогда авторы работы [Behara et al., 1999] предположили, что количество осадков над Японией связано обратной зависимостью с усилением конвекции к северу от Филиппинских островов. Чуть позже, в [Yamagata et al., 2002] продемонстрировали, что положительная фаза ИД и теплые события ЭНЮК оказывают обратное влияние на Дальний Восток, включая Японию и Корею: положительные (отрицательные) события ИД вызывают теплое и сухое (холодное и влажное) лето из-за усиления нисходящего потока воздуха в тропосфере. Это было четко зафиксировано в монографии Японского метеорологического агентства, где сравнивались события отрицательного ИД в 1961, 1967, 1977 и 1994 гг. с положительным ИД 1997 г., который развивался одновременно с Эль-Ниньо.

#### **4.2 Явление heat wave как возможное проявление Индоокеанского диполя. Описание явления по литературным источникам**

Известно, что Индоокеанский диполь формирует существенную долю межгодовых флюктуаций климатических характеристик не только в прилегающих к Индийскому океану районах, но и в Атлантико-Европейском регионе [Basharin, Stankūnavičius, 2022]. Но влияние ИД на климат Европы все еще мало изучено, в отличие от влияния других глобальных мод климатической изменчивости, таких как ЭНЮК [Fraedrich, Muller, 1992; Воскресенская, Михайлова, 2006; Воскресенская, Михайлова, 2010; Мохов, 2011; Мохов, 2013; Гущина, Девитт, 2016; Осипов, Гущина, 2018] или САК [Полонский, Башарин, 2002; Семенов, 2014; Семенов, 2016].

Рост интереса к исследованию этого вопроса был вызван аномальным изменением метеорологических параметров в начале 2000-х гг. Пример такого события впервые описан в работах [Schär, Jendritzky, 2004; Stott et al., 2004; Black



et al., 2004], в которых изучается необычно жаркое и сухое лето 2003 г., когда средняя аномалия температуры достигла 3–5 °С в сравнении с периодом 1961–1990 гг. (рисунок 4.6). Это явление получило название *heat wave* (тепловая волна). Во время первой такой «тепловой волны» в мае 2003 г. в Центральной и Южной Европе температура поднялась до 30 °С [Ferranti, Viterbo, 2006]. Вероятно, это было самое жаркое лето за последние 500 лет [Luterbacher et al., 2004]. Социально-экономические последствия были катастрофическими.

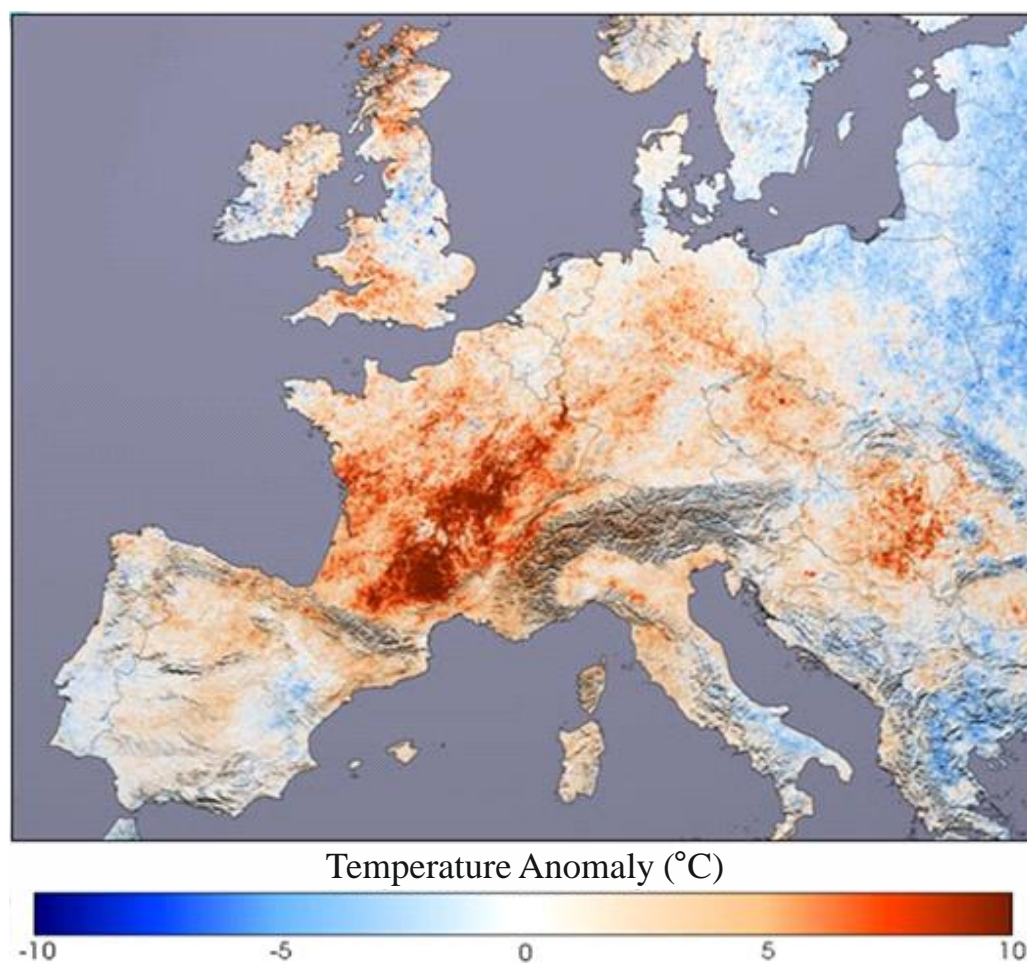


Рисунок 4.6 – Пространственное распределение аномалии средней температуры (2000, 2001, 2002 и 2012 гг.) по сравнению с 2003 г., охватывающая диапазон дат с 20 июля по 20 августа <sup>1</sup>

<sup>1</sup> Данные обсерватории Национального Аэрокосмического Агентства США (NASA): [сайт]. URL: <https://earthobservatory.nasa.gov/images/17094/heat-wave-in-western-europe> (дата обращения: 25.06.2022).

Из-за жары увеличилось число смертельных исходов преимущественно среди лиц пожилого возраста, страдающих хроническими заболеваниями сердечно-сосудистой системы и/или органов дыхания. Высокие температуры в столицах ряда европейских государств летом 2003 года привели примерно к 23 тыс. дополнительных случаев смертельных исходов. Особенно тяжелая ситуация сложилась в Париже, где число дополнительных случаев смерти достигло 14,8 тыс. В этом городе во время жары были переполнены медицинские стационары, экипажи скорой помощи вовремя не успевали к пострадавшим. Для профилактики и минимизации негативного влияния высоких температур на здоровье населения в будущем правительство Франции выделило 500 млн евро.

Ожидается, что частота таких аномалий будет увеличиваться из-за глобального изменения климата [Schär, Jendritzky, 2004; Meehl, Tebaldi, 2004]. Аномальная жара 2003 г. охарактеризовалась длительно сохраняющейся антициклонической обстановкой с аномально ясным небом. Вместе с предшествующим весенним дефицитом осадков радиационное воздействие способствовало сильному испарению и высыханию подстилающей поверхности. Некоторые авторы предположили, что поверхность суши могла способствовать увеличению местного нагрева [Schär, Jendritzky, 2004; Black et al., 2004]. Эволюция аномальной жары 2003 г. была смоделирована с использованием региональных климатических моделей (RCM) [Ferranti, Viterbo, 2006; Fischer et al., 2007], и было подтверждено, что первоначальный дефицит влаги в почве в 2003 г. усилил действие «тепловой волны» и привел к дальнейшему нарастанию температурных аномалий.

Из работы [Saji et al., 1999] известно, что область повышенной конвекции над Северной Африкой, сопровождаемая сильными восточными ветрами, которые возникают в тропической зоне Индийского океана, может захватывать также и южную часть исследуемого в диссертации Средиземноморско-Черноморского региона.

В связи с этим можно ожидать, что ИД аналогично другим глобальным модам не только влияет на климатическую изменчивость экваториально-тропической зоны, но и может вносить некоторый вклад в изменчивость климатических характеристик Средиземноморско-Черноморского региона. Кроме того, модельные эксперименты [Полонский, 2018] демонстрируют значимый вклад ИД в общую дисперсию поля осадков над площадью водосбора реки Дунай в летние месяцы. Подтверждение этого результата с помощью инструментальных данных позволит не только подтвердить значимое влияние ИД на климатическую изменчивость экваториально-тропического региона, но и оценить его вклад в изменчивость климатических характеристик Центральной и Восточной Европы, а также Черноморского бассейна, поскольку доля стока р. Дунай в общем стоке рек, впадающих в Черное море, составляет около 60% [Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР, 1991]. Исследование этих вопросов является последней задачей диссертационной работы.

#### **4.3 Оценка влияния ИД на пространственно-временную изменчивость приземной температуры воздуха и приземного давления Средиземноморско-Черноморского региона**

В таблице 4.1 представлено распределение процентного вклада первых четырех эмпирических мод поля ПТВ и поля ПД в их общую дисперсию за период 1979–2006 г. Если просуммировать величину вклада каждой моды поля ПТВ для соответствующей пары месяцев, становится ясно, что с ноября по апрель первые четыре моды ответственны за более чем 90% дисперсии суммарной пространственно-временной изменчивости.

С мая по октябрь это значение снижается в среднем до 80%. Максимум дисперсии, приходящейся на первые четыре моды (почти 95%), наблюдается в январе – феврале. В поле ПД величина суммарного вклада первых четырех мод превышает 90% во все месяцы, кроме июля – августа, когда эта величина равна 88%. Значения процентных вкладов из таблицы 4.1 впоследствии использовались



для количественного анализа влияния ИД на климатическую изменчивость в Средиземноморско-Черноморском регионе.

Таблица 4.1. Распределение процентного вклада первых четырех эмпирических мод поля ПТВ и ПД в их общую дисперсию

Мода	Январь – Февраль	Март – Апрель	Май – Июнь	Июль – Август	Сентябрь – Октябрь	Ноябрь– Декабрь
<i>Приземная температура воздуха</i>						
1	67,7	70,0	40,0	32,3	44,7	51,2
2	14,6	13,7	26,9	27,5	20,1	23,0
3	9,1	6,5	11,4	14,8	15,0	11,6
4	2,5	1,9	5,8	6,3	4,7	4,7
<i>Приземное давление</i>						
1	59,5	53,0	68,3	46,4	58,9	48,5
2	29,1	28,7	13,8	21,7	23,7	33,9
3	7,6	11,2	7,6	13,4	6,1	8,2
4	1,8	2,7	4,5	6,5	3,9	4,3

Для каждого временного ряда за парные месяцы были выделены линейные тренды ПТВ и ПД. Результаты показывают, что летом тренды ПТВ достигают максимальных значений. Причем на большей части рассматриваемого региона тренды значимы (рисунок 4.7).

Это противоречит результатам оценки трендов по данным за 1950–2001 гг., полученным в работе [Полонский, Башарин, 2008] и показывающим, что тренды ПТВ здесь незначимы (хотя они и положительны почти во всей области). Такое несоответствие свидетельствует о наличии значительной межгодовой и декадной изменчивости ПТВ (в первую очередь естественного происхождения), затрудняющей выделение и интерпретацию трендов.

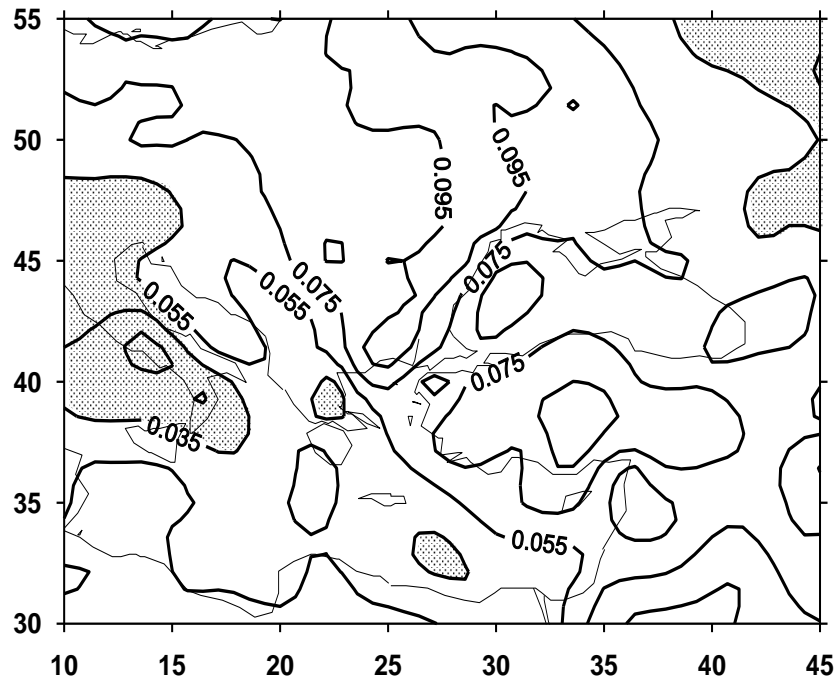


Рисунок 4.7 – Распределение линейного тренда поля ПТВ (град/10 лет) исходного ряда данных для июля – августа за 1979–2006 гг. Области с незначимыми (на 95%-ном уровне) трендами затемнены

Так как процедура удаления трендов из рядов температуры и давления позволяет более надежно выделить короткопериодные компоненты климатической изменчивости, а четвертая мода вносит незначительный процентный вклад (таблица 4.1), то впоследствии будут использованы и проанализированы только первые три детрендрованные моды. Для описания влияния ИД на климатическую изменчивость Средиземноморско-Черноморского региона обратимся к результатам, представленным в таблице 4.2 и на рисунке 4.8.

Из таблицы 4.2 видно, что ИД влияет на первые три эмпирические моды поля ЭОФ в июле – августе как в поле ПТВ, так и в поле ПД с максимальными значениями коэффициентов корреляции  $-0,30$  (первая мода ПТВ) и  $-0,49$  (третья мода ПД). ИД вносит соответственно 9 и 15% в дисперсию этих мод. Исходя из данных таблицы 4.2 и результатов спектрального анализа (таблица 4.3), можно заключить, что влияние ИД проявляется в структуре эмпирических мод давления и температуры со времени максимального развития ИД (весна) [Iizuka et al., 2000].

Следует заметить, что полученные в данной работе результаты можно считать абсолютно новыми, так как влияние ИД ранее подробно описывалось только для экваториально-тропического региона.

Таблица 4.2. Распределение коэффициентов корреляций между первыми тремя модами поля ПТВ и ПД и средним индексом ИД для парных месяцев за 1979–2006 гг.

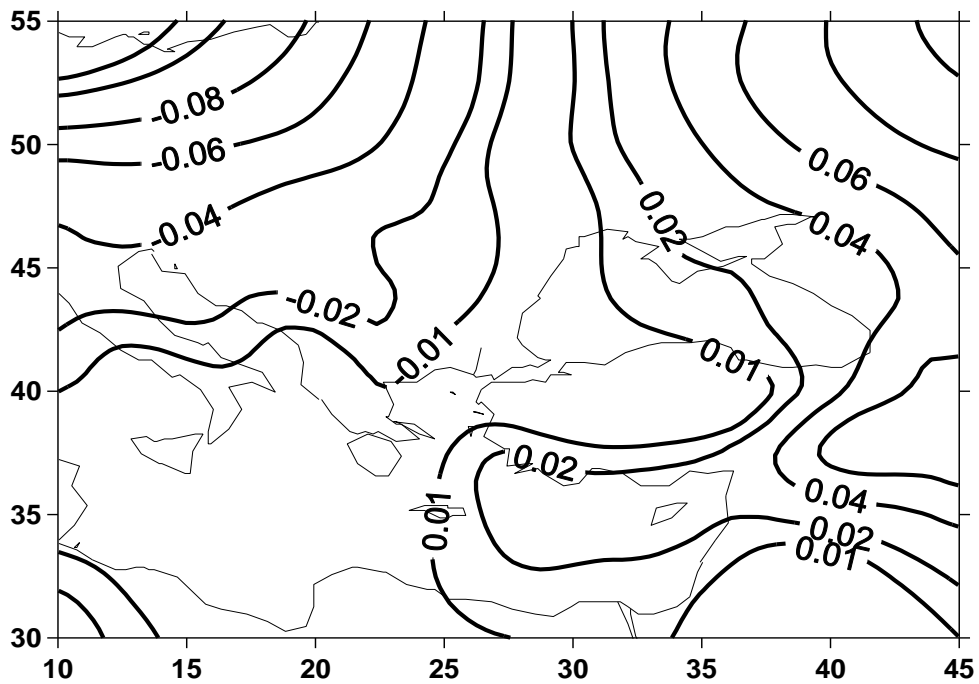
Мода	Январь – Февраль	Март – Апрель	Май – Июнь	Июль – Август	Сентябрь – Октябрь	Ноябрь – Декабрь
<i>Приземная температура воздуха</i>						
1	–0,15	0,20	–0,09	–0,30*	–0,19	–0,15
2	0,18	–0,23**	0,21**	–0,22**	–0,11	–0,36*
3	–0,21**	0,22**	–0,25*	0,20**	0,16	–0,06
<i>Приземное давление</i>						
1	0,04	0,06	–0,02	0,18	–0,22**	–0,13
2	–0,04	0,02	–0,30*	–0,24**	0,18	0,19
3	–0,09	0,03	–0,24**	–0,49*	0,09	–0,14

Примечание – Знаком «\*» отмечены коэффициенты корреляции, значимые на доверительном уровне 95%, «\*\*» – значимые на доверительном уровне 90%

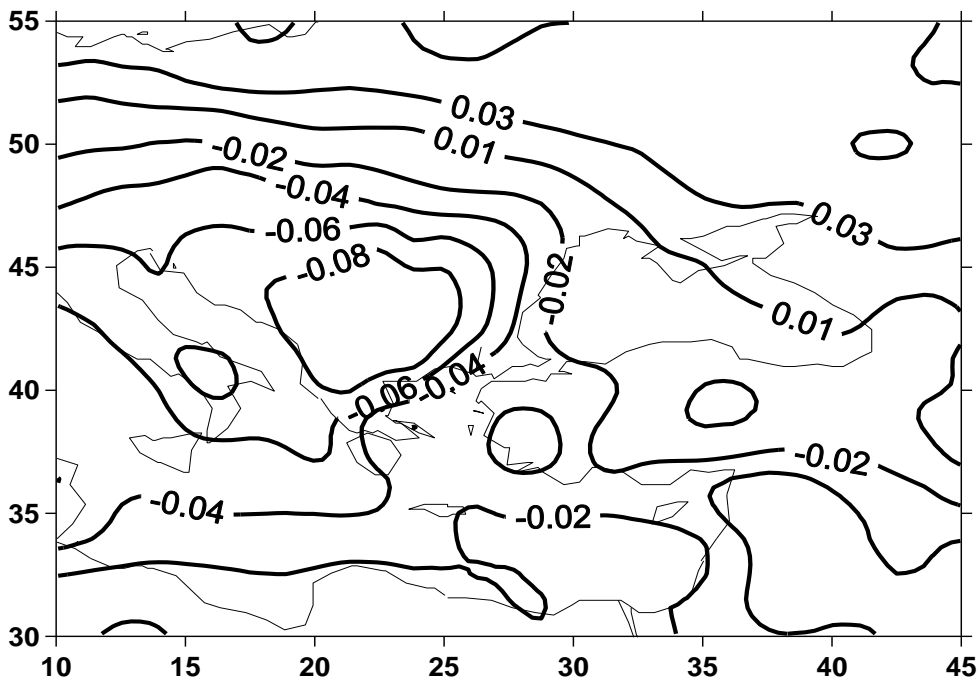
Рис. 4.8а и таблица 4.2 демонстрируют нам, что в Средиземноморско-Черноморском регионе в июле – августе в положительную фазу ИД в западной части региона примерно до 25° в. д. формируются отрицательные аномалии ПТВ, с 25° по 45° в. д. возникают положительные аномалии температуры.

В поле приземного давления положительная фаза ИД способствует росту положительных аномалий давления над Средиземноморско-Черноморском регионом. Максимум этих аномалий приходится на южную часть Восточной

Европы (рисунок 4.8б). На северо-востоке исследуемого региона в положительную фазу ИД формируются отрицательные аномалии давления.



а)



б)

Рисунок 4.8 – Пространственная структура третьей моды ЭОФ поля ПТВ (а) и поля ПД (б) за июль – август 1979–2006 гг.

Таблица 4.3 Распределение пиков в спектрах (годы) первых трех мод поля ПТВ и ПД для парных месяцев за период 1979–2006 гг.

Мода	Январь – Февраль	Март – Апрель	Май – Июнь	Июль – Август	Сентябрь – Октябрь	Ноябрь – Декабрь
<i>Приземная температура воздуха</i>						
1	8; 2,7	6,2; 3	3,3; 8	7,7; 3	5,4; 2,5	3,5
2	9; 2,6	5,4; 2,4	8; 3,6	5,8; 3	6,0	8; 2,5
3	4,3	4; 2	4,8; 2,4	5,4; 2,5	5,8	3
<i>Приземное давление</i>						
1	8; 4,4	5,8; 3,3	3,3	6,3	6,5	8,6
2	4	3,7	4,1	6,7; 2,9	6,2; 3	6; 3
3	6	3,4	6,2; 3	6	8,3; 3,2	6; 3,4

Следует отметить, что в структуре третьей моды поля ПД присутствует зона антициклонической активности с центром в области с координатами  $40^{\circ}$ – $45^{\circ}$  с. ш.,  $18^{\circ}$ – $24^{\circ}$  в. д. Можно предположить, что такая структура поля давления является следствием влияния Азорского антициклона, который представляет собой устойчивую область высокого давления, располагающуюся в субтропических и тропических широтах Атлантического океана с центром вблизи Азорских островов. Воздействие Азорского антициклона на погоду в Европе в летние месяцы проявляется в форме отдельных теплых антициклонов, которые при своем перемещении к востоку обуславливают периоды сухой и теплой погоды в Южной Европе. Причем, как следует из предыдущего анализа, эффективность этого воздействия существенным образом зависит от фазы ИД.

Результаты сравнения спектров временных коэффициентов основных ЭОФ поля ПТВ подтверждают влияние ИД на ПТВ исследуемого региона. В спектрах ПТВ первой и второй моды ЭОФ для мая – июня и июля – августа обнаруживаются

значимые пики на периоде 3,5 года (таблица 4.3). Этот период соответствует основному периоду ИД [Saji et al., 1999].

В связи с удаленностью Индоокеанского региона от Средиземноморско-Черноморского региона можно предположить, что одним из наиболее вероятных механизмов влияния ИД является воздействие экваториального океана на внетропические процессы посредством распространения возмущений в виде волн Россби из зоны повышенной конвекции, возникающей в период аномального действия летнего азиатского муссона. Вследствие этого влияния в западной части Средиземноморско-Черноморского региона возникает область повышенного давления (рисунок 4.8б), этот результат хорошо согласуется с выводами, сделанными в работе [Rodwell, Hoskins, 1996]. Механизм этого воздействия схематически представлен на рисунке 4.9.

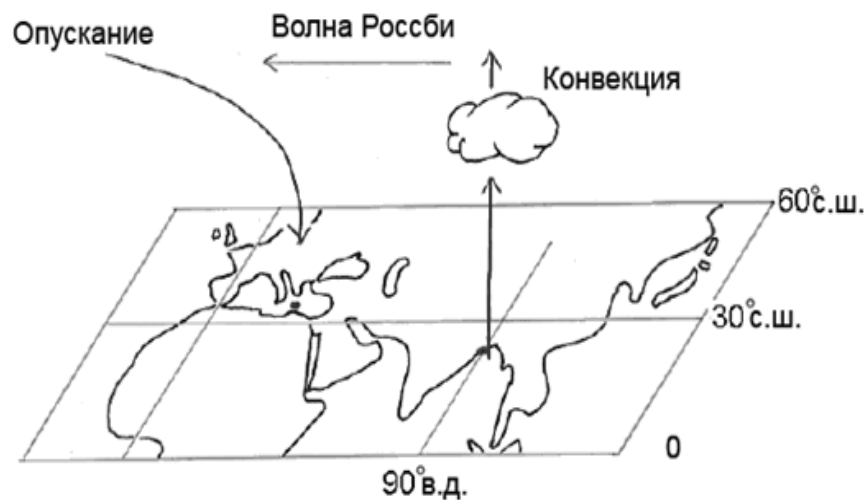


Рисунок 4.9 – Схема влияния Индийского океана на климатическую изменчивость Средиземноморско-Черноморского региона в июле – августе (по [Rodwell, Hoskins, 1996])

Аналог этого влияния (для ЭН) был описан в работе [Bjerknes, 1969б]. Этот процесс сводится к возбуждению, а затем распространению в атмосфере крупномасштабных возмущений в период зрелой фазы осцилляции. Исходя из этого, любая крупномасштабная осцилляция может проявляться в метеорологических полях любого региона Земного шара.

#### 4.5 Оценка влияния Индоокеанского диполя на летние стоки р. Дунай

Модельные эксперименты показали, что ИД значительно влияет на аномалии количества осадков над площадью водосбора р. Дунай [Полонский, 2018]. Для проверки (подтверждения) этого модельного результата автором диссертации был проведен анализ связи аномалий стока р. Дунай с событиями ИД [Полонский, Торбинский, 2018]. Следует отметить, что выбор исследуемых периодов обосновывался тем, что в 1964 году была заложена и в мае 1972 г. открыта Джердапская ГЭС и началось искусственное зарегулирование стока реки [Новосельцев, 2016]. Поэтому по причине невозможности узнать точное время начала зарегулирования был выбран период до начала строительства ГЭС и период до ввода ее в эксплуатацию с целью исключить из исследуемых данных величины стоков Дуная после его зарегулирования. К сожалению, для периода 1947-1964 гг., это существенно уменьшило длину ряда, но зато позволило оценить картину взаимодействия ИОД и расходов до начала зарегулирования стока реки Дунай.

Для оценки влияния ИД на изменчивость режима реки Дунай обратимся к таблице 4.5, на которой представлены распределения коэффициентов корреляции индекса ИД со среднемесячными стоками за разные периоды в летние месяцы. Из таблицы видно, что ИД влияет на величину расхода р. Дунай в июне – июле с максимальным (по абсолютной величине) значением коэффициентов корреляции  $-0,26$  в июне. Исходя из данных таблицы 4.5 и того факта, что величина расходов р. Дунай связана прямой зависимостью с величиной осадков над площадью ее водосбора, можно заключить, что влияние ИД значительно проявляется в структуре аномального поля осадков в период максимального развития ИД.

Полученные отрицательные значения коэффициентов корреляции говорят о том, что в поле осадков отрицательная фаза ИД способствует росту положительных аномалий количества осадков над площадью водосбора р. Дунай, а положительная фаза ИД ведет к уменьшению количества осадков над этим водосбором. Это, в свою очередь, подтверждает выводы, полученные на основании анализа результатов

численных экспериментов в работе [Полонский, 2018]. Полученный результат хорошо иллюстрируется рисунком 4.10, на котором изображены приведенные к одному порядку кривые индекса ИД и величин расходов р. Дунай в июне за 1947–2001 гг.

Таблица 4.5 Распределение синхронных коэффициентов корреляции  $r$  между среднемесячными величинами расходов р. Дунай и индексами ИД с мая по август

Коэффициент корреляции	Май	Июнь	Июль	Август
$r_{64}$	-0,25**	-0,31**	-0,24**	-0,22**
$r_{71}$	-0,04	-0,26*	-0,13**	-0,1
$r_{01}$	-0,03	-0,16*	-0,19*	-0,005

Примечание –  $r_{64}$  – коэффициент корреляции за 1947–1964 гг.;  $r_{71}$  – коэффициент корреляции за 1947–1971 гг.;  $r_{01}$  – коэффициент корреляции за 1947–2001 гг.; знаком «\*» отмечены коэффициенты корреляции, значимые на доверительном уровне 90%; «\*\*» – значимые на доверительном 75%-ном уровне.

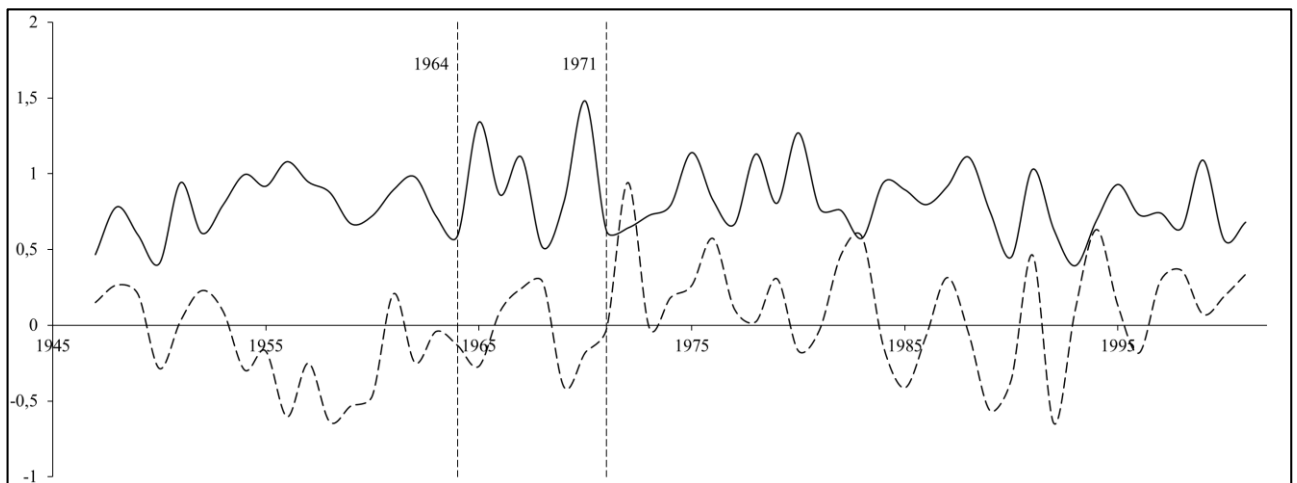


Рисунок 4.10 – Среднемесячные расходы р. Дунай,  $10^{-4}$  м<sup>3</sup>/с (сплошная кривая) и индекс ИД (штриховая кривая) в июне за 1947–2001 гг. Вертикальными штриховыми линиями обозначены важные с точки зрения зарегулирования стоков даты: год начала строительства Джердапской ГЭС (1964) и год ввода ее в эксплуатацию (1971)



Этот результат подтверждает выводы работы [Полонский, 2018], полученные на основе анализа численных экспериментов с моделью общей циркуляции атмосферы. Влияние ИД на климатическую изменчивость исследуемого региона, скорее всего, сводится к возбуждению атмосферных возмущений над Индийским океаном в период зрелой фазы осцилляции, и последующему их распространению на Атлантико-Европейский регион. Как показано в многочисленных работах, этот механизм эффективно реализуется при развитии термической аномалии в Тихом океане в период зрелой фазы ЭНЮК [Bjerknes, 1969б; Полонский, 2008; Bulić, Kucharski, 2012]. Данные результаты подтверждают эффективность обсуждаемого механизма и в период экстремальных фаз ИД.

#### **Выводы к Главе 4**

Выяснено, что изменение состояния системы океан – атмосфера, связанное с событиями ИД, оказывает существенное влияние на метеорологические параметры в прилегающих к Индийскому океану районах и влечет за собой серьезные последствия для общества, экономики и экосистемы. Это влияние хорошо описано для экваториально-тропической области в Индо-Тихоокеанском секторе Мирового океана и прилегающих материковых районах, но для Европы почти не изучено.

Определен вклад событий Индоокеанского диполя в изменчивость полей приземной температуры воздуха и приземного давления Средиземноморско-Черноморского региона. Впервые показано, что влияние ИД сосредоточено в первых трех эмпирических модах поля ЭОФ в июле – августе как в поле ПТВ, так и в поле ПД с максимальными (по абсолютной величине) значениями коэффициентов корреляции  $-0,30$  (с первой модой ПТВ) и  $-0,49$  (с третьей модой ПД). Показано, что вклад ИД в дисперсию региональных среднемесячных гидрометеорологических полей составляет порядка 10%.

Впервые установлено влияние Индоокеанского диполя на аномальные осадки над территорией водосбора р. Дунай. Найдена статистически значимая (на уровне 95%) связь между количеством осадков над территорией водосбора р. Дунай и событиями ИД в летний период.

Результаты, приведенные в четвертой главе, опубликованы в работах [Полонский и др., 2008; Торбинский, 2008; Полонский, Торбинский, 2018].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В диссертационной работе с помощью материалов архивных инструментальных измерений, данных атмосферных и океанических реанализов продемонстрирована роль планетарных волн и струйных течений в механизме возникновения событий Индоокеанского диполя. Произведена типизация событий ИД, в рамках которой выделены независимые от ЭНЮК случаи, а также проанализированы случаи, при которых ИД и ЭНЮК взаимодействовали между собой. Изучено влияние событий Индоокеанского диполя на климатическую изменчивость гидрометеорологических параметров различных районов Земного шара, включая Средиземноморско-Черноморский регион.

Основные научные результаты диссертационной работы заключаются в следующем:

1. На основании современных данных реанализов для тропической части Индийского океана получено, что скорость адвективного переноса аномалий теплозапаса верхнего слоя в зональном направлении определяет характерный временной масштаб Индоокеанского диполя. Показано, что величина этой скорости имеет порядок 10 см/с и определяется суперпозицией фазовой скорости первой бароклинной моды волн Россби и средней скорости зональных течений.
2. Впервые для тропической зоны Индийского океана построено пространственно-временное распределение характеристик критического слоя, в котором фазовая скорость волн Россби и средних скоростей зональных течений равны между собой. Показано, что появление критического слоя обычно на один – два месяца предшествует началу события Индоокеанского диполя. Выделено два типа ИД, развивающихся независимо от Эль-Ниньо: первый тип представляет собой события, возникающие в Индийском океане до начала ЭН, а второй – это события ИД, происходящие во время Ла-Ниньо. Впервые продемонстрировано, что события ИД могут развиваться независимо от ЭН в случае наличия протяженного критического слоя.

Обнаружен статистически значимый сигнал в Средиземноморско-Черноморском регионе в летний период, связанный с ИД. Показано, что вклад Индоокеанского диполя в дисперсию региональных среднемесячных гидрометеорологических полей составляет порядка 10%. Найдена статистически значимая (на уровне 95%) связь между количеством осадков над территорией водосбора р. Дунай и событиями Индоокеанского диполя.

## СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

- ИД – Индоокеанский диполь
- ИДИ – исходящее длинноволновое излучение
- ИМД – индекс моды диполя
- ВОЗ – Всемирная Организация Здравоохранения
- ПД – приземное давление
- ПТВ – приземная температура воздуха
- САК – Североатлантическое колебание
- ТПО – температура поверхности океана
- ЭН – Эль-Ниньо
- ЭНЮК – Эль-Ниньо – Южное колебание
- ЭОФ – эмпирические ортогональные функции
- ЮК – Южное колебание
- ECMWF – European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды)
- COADS – Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (Комплексный набор данных об океане и атмосфере)
- GPCC – Global Precipitation Climatology Centre (Глобальный центр климатологии осадков)
- GISST – Global sea-Ice and Sea Surface Temperature (глобальная температура морского льда и поверхности моря)
- NCAR – National Center for Atmospheric Research (Национальный центр атмосферных исследований США)
- NCEP – National Center for Environmental Prediction (Национальный центр по прогнозированию окружающей среды США)
- ORA-S5 – Ocean Reanalysis System 5 (океанический реанализ Система-5)
- RAMA – Research Moored Array for African-Asian-Australian Monsoon Analysis and Prediction program (программа натуральных буйковых измерений характеристик океана)
- SeaWifs — Sea viewing Wide Field of view Sensor (спутниковый датчик, предназначенный для сбора глобальных биологических данных об океане)
- ITF — The Indonesian Throughflow (Индонезийский сквозной поток)
- MRB – заякоренный буй
- XBT – expendable bathythermograph (теряемый батитермограф)

**СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ**

1. **Бондаренко, А. Л.** Эль-Ниньо – Ла-Нинья: механизмы формирования / А. Л. Бондаренко. – Текст : непосредственный // Природа. – 2006. – № 5. – С. 39–47.
2. **Бубнов, В. А.** Циркуляция вод экваториальной зоны Мирового океана / В. А. Бубнов. – Ленинград : Гидрометеиздат, 1990. – С. 116–173. – Текст : непосредственный.
3. **Воскресенская, Е. Н.** Пространственная классификация Эль-Ниньо и условия формирования события 2015 года / Е. Н. Воскресенская, А. С. Лубков, О. В. Марчукова. – Текст : непосредственный // Системы контроля окружающей среды. – 2015. – Вып. 2. – С. 80–90.
4. **Воскресенская, Е. Н.** Эль-Ниньо разных типов и особенности их проявления в Атлантико-Европейском регионе / Е. Н. Воскресенская, Н. В. Михайлова. – Текст : непосредственный // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь, 2006. – Вып. 9. – С. 307–310.
5. **Воскресенская, Е. Н.** Классификация событий Эль-Ниньо и погодно-климатические аномалии в Черноморском регионе / Е. Н. Воскресенская, Н. В. Михайлова. – Текст : непосредственный // Доповіді Національної академії наук України. 2010. № 3. С. 120–124.
6. **Воскресенская, Е. Н.** Особенности гидрометеорологических полей Тихоокеанского региона в связи с событиями Эль-Ниньо / Е. Н. Воскресенская, Н. В. Михайлова, В. Н. Маслова. – Текст : непосредственный // Український гідрометеорологічний журнал. – 2010. – № 6. – С. 234–241.
7. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 4 : Черное море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. – Санкт-Петербург : Гидрометеиздат, 1991. – 429 с. – Текст : непосредственный.
8. **Гилл, А.** Динамика атмосферы и океана: в 2 т. / А. Гилл. – Москва : Мир, 1986. – Т. 2. – 415 с. – Текст : непосредственный.

9. **Гущина, Д. Ю.** Явление Эль-Ниньо и его влияние на процессы в атмосфере и океане / Д. Ю. Гущина, Б. Девитт. – Текст : непосредственный // Труды Государственного океанографического института. – Москва, 2016. – Вып. 217. – С. 184–208.
10. **Лубков, А. С.** Современная классификация Эль-Ниньо и сопоставление соответствующих климатических откликов в Атлантико-Евразийском регионе / А. С. Лубков, Е. Н. Воскресенская, О. В. Марчукова. – DOI 10.33075/2220-5861-2017-1-94-100. – Текст : электронный // Системы контроля окружающей среды. – 2017. – Вып. 1 (2)7. – С. 94–100.
11. **Ле Блон, П.** Волны в океане : в 2 ч. / П. Ле Блон, Л. Майсек. – Москва : Мир, 1981. – Ч. 2. – 365 с. – Текст : непосредственный.
12. **Мохов, И. И.** Аномальное лето 2010 года в контексте общих изменений климата и его аномалий / И. И. Мохов // Анализ условий аномальной погоды на территории России летом 2010 года. – Москва : Триада, Лтд, 2011. – С. 41–47. – Текст : непосредственный.
13. **Мохов, И. И.** Климатические аномалии в регионах Евразии: эффекты явлений Эль-Ниньо/Ла-Нинья / И. И. Мохов, А. В. Тимажев. – DOI 10.7868/S0869565213320200. – Текст : электронный // Доклады Академии наук. – 2013. – Т. 453, № 2. – С. 211–214.
14. **Новосельцев, Б. С.** Югославия, Румыния и строительство Джердапской ГЭС (середина 1950-х – начало 1960-х годов) / Б. С. Новосельцев. – Текст : непосредственный // История, язык, культура Центральной и Юго-Восточной Европы в национальном и региональном контексте. К 60-летию К. В. Никифорова. Сборник статей. – Москва : Институт славяноведения РАН, 2016. – С. 265–284.
15. **Осипов, А. М.** Эль-Ниньо 2015-2016 гг.: эволюция, механизмы, сопутствующие удаленные аномалии / А. М. Осипов, Д. Ю. Гущина. – DOI: 10.21513/2410-8758-2018-3-54-81. – Текст : электронный // Фундаментальная и прикладная климатология. – 2018. – Т. 3. – С. 54–81.

16. **Петросянц, М. А.** Об определении явлений Эль-Ниньо и Ла-Нинья / М. А. Петросянц, Д. Ю. Гущина. – Текст : непосредственный // Метеорология и гидрология. – 2002. – № 8. – С. 24–35.
17. **Полонский, А. Б.** Отклик в полях приземной температуры воздуха, давления и осадков Евразийского региона на Индоокеанский диполь / А. Б. Полонский. – DOI 10.33075/2220-5861-2018-1-83-89. – Текст : электронный // Системы контроля окружающей среды. – 2018. – Вып. 1 (31). – С. 83–89.
18. **Полонский, А. Б.** Роль океана в изменениях климата / А. Б. Полонский. – Киев : Наукова думка, 2008. – 184 с. – Текст : непосредственный.
19. **Полонский, А. Б.** О влиянии океана на изменчивость температуры Европейского и Средиземноморского регионов / А. Б. Полонский, Д. В. Башарин, Е. Н. Воскресенская. – Текст : непосредственный // Морской гидрофизический журнал. – 2000. – № 5. – С. 32–46.
20. **Полонский, А. Б.** О влиянии Североатлантического и Южного колебаний на изменчивость температуры воздуха в Европейско-Средиземноморском регионе / А. Б. Полонский, Д. В. Башарин. – Текст : непосредственный // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2002. – № 1. – С. 135–145.
21. **Полонский, А. Б.** Влияние климатического сдвига 1976-1977 гг. на крупномасштабную структуру приземных метеорологических полей Евразии / А. Б. Полонский, Д. В. Башарин. – Текст : непосредственный // Метеорология и гидрология. – 2008. – № 5. – С. 16–30.
22. **Полонский, А. Б.** Межгодовая изменчивость термических характеристик верхнего слоя экваториально-тропической зоны Индийского океана и индоокеанский диполь / А. Б. Полонский, А. В. Торбинский. – Текст : непосредственный // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь, 2006. – Вып. 9. – С. 300–302.
23. **Полонский, А. Б.** Роль зональных течений и планетарных волн в распространении термических аномалий в экваториально-тропической зоне Индийского океана / А. Б. Полонский, А. В. Торбинский. – Текст :

- непосредственный // Морской гидрофизический журнал. – 2012. – № 6. – С. 35–44.
24. **Полонский, А. Б.** Оценка влияния Индоокеанского диполя на летние стоки р. Дунай / А. Б. Полонский, А. В. Торбинский. – DOI 10.33075/2220-5861-2018-4-89-93. – Текст : электронный // Системы контроля окружающей среды. – 2018. – Вып. 4(34). – С. 89–93.
25. **Полонский, А. Б.** Критический слой в экваториально-тропической зоне и Индоокеанский диполь / А. Б. Полонский, А. В. Торбинский. – DOI 10.33075/2220-5861-2019-2-88-92. – Текст : электронный // Системы контроля окружающей среды. – 2019. – Вып. 2(36). – С. 88–92.
26. **Полонский, А. Б.** Влияние Северо-Атлантического колебания, Эль-Ниньо-Южного колебания и Индоокеанского диполя на пространственно-временную изменчивость приземной температуры воздуха и атмосферного давления Средиземноморско-Черноморского региона / А. Б. Полонский, А. В. Торбинский, Д. В. Башарин. – Текст : непосредственный // Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2008. – Вип. 6. – С. 181–197.
27. **Полонский, А. Б.** К механизму формирования Индоокеанского диполя / А. Б. Полонский, А. В. Торбинский, А. В. Губарев. – DOI 10.33075/2220-5861-2021-3-5-14. – Текст : электронный // Системы контроля окружающей среды. – 2021. – Вып. 3(45). – С. 5–14.
28. **Полонский, А. Б.** Верификация данных ре-анализов для тропической зоны Индийского океана. Часть 1. Среднегодовое гидрофизические характеристики / А. Б. Полонский, А. В. Торбинский, А. В. Губарев. – DOI 10.33075/2220-5861-2020-3-30-38. – Текст : электронный // Системы контроля окружающей среды. – 2020а. – Вып. 3 (41). – С. 30–38.
29. **Полонский, А. Б.** Верификация данных ре-анализов для тропической зоны Индийского океана. Часть 2. Характеристики осредненного сезонного цикла и межгодовой изменчивости / А. Б. Полонский, А. В. Торбинский, А. В. Губарев. – DOI 10.33075/2220-5861-2020-4-119-126. – Текст :

- электронный // Системы контроля окружающей среды. – 2020б. – Вып. 4 (42). – С. 119–126.
30. **Полонский, А. Б.** Идентификация механизмов формирования Индоокеанского диполя / А. Б. Полонский, А. В. Торбинский, А. В. Губарев. – DOI 10.33075/2220-5861-2020-2-13-18. – Текст : электронный // Системы контроля окружающей среды. – 2020в. – Вып. 2 (40). – С. 13–18.
31. **Семенов, В. А.** Моделирование влияния естественной долгопериодной изменчивости в Северной Атлантике на формирование аномалий климата / В. А. Семенов, И. И. Мохов, А. Б. Полонский. – Текст : непосредственный // Морской гидрофизический журнал. – 2014. – № 4. – С. 14–27.
32. **Семенов, В. А.** Влияние Атлантического долгопериодного колебания на формирование засух в Северной Евразии / В. А. Семенов, А. В. Чернокульский, О. Н. Соломина. – DOI: 10.7868/S0869565216330227. – Текст : электронный // Доклады Академии наук. – 2016. – Т. 471, № 3. – С. 354–357.
33. **Смоленцев, Н. К.** Основы теории вейвлетов. Вейвлеты в MATLAB / Н. К. Смоленцев. – Москва : ДМК Пресс, 2014. – 628 с. – ISBN 978-5-94074-955-4. – Текст : непосредственный.
34. **Торбинский, А. В.** Влияние Индоокеанского диполя на пространственно-временную изменчивость приземной температуры воздуха и атмосферного давления Средиземноморско-Черноморского региона / А. В. Торбинский. – Текст : непосредственный // Системы контроля окружающей среды. – 2008. – Вып. 11. – С. 303–305.
35. **Торбинский, А. В.** Фазовые скорости распространения термических аномалий в экваториально-тропической части Индийского океана / А. В. Торбинский. – Текст : непосредственный // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь, 2007. – Вып. 10. – С. 267–269.
36. **Фролов, А. В.** Расчет долгопериодной изменчивости вертикальных профилей плотности в океане : дис. ... канд. физ.-мат. наук / А. В. Фролов. – Москва, 1979. – 154 с. – Текст : непосредственный.



37. **Abram, N. J.** Coupling of Indo-Pacific climate variability over the last millennium / N. J. Abram, N. M. Wright, B. Ellis [et al.]. – DOI 10.1038/s41586-020-2084-4. – Текст : электронный // Nature. – 2020. – Vol. 579. – P. 385–392.
38. **Allan, R.** Is there an Indian Ocean dipole and is it independent of the El Niño–Southern Oscillation? / R. Allan, D. Chambers, W. Drosowsky [et al.]. – Текст : электронный // Clivar Exchanges. – 2001. – Vol. 6, no. 3. – P. 18–22.
39. **Alory, G.** Observed temperature trends in the Indian Ocean over 1960–1999 and associated mechanisms / G. Alory, S. Wijffels, G. M. Meyers. – DOI 10.1029/2006GL028044. – Текст : электронный // Geophysical Research Letters. – 2007. – Vol. 34, issue 2. – L02606.
40. **Amri, K.** Study of primary productivity on Indian ocean dipole mode event and its relationships to pelagic fish catch abundance in Western Part of Sumatera Waters / K. Amri, D. Manurung, J. L. Gaol, M. S. Baskoro. – Bogor Agricultural University, 2012. – URL: <http://repository.ipb.ac.id/handle/123456789/58351> (дата обращения: 25.06.2022). – Текст : электронный.
41. **Annamalai, H.** Coupled dynamics over the Indian Ocean: Spring initiation of the zonal mode / H. Annamalai, R. Murtugudde, J. Potemra [et al.]. – DOI 10.1016/S0967-0645(03)00058-4. – Текст : электронный // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. – 2003. – Vol. 50, issue 12–13. – P. 2305–2330.
42. **Annamalai, H.** Effect of Preconditioning on the Extreme Climate Events in the Tropical Indian Ocean / H. Annamalai, J. Potemra, R. Murtugudde, J. P. McCreary. – DOI 10.1175/JCLI3494.1. – Текст : электронный // Journal of Climate. – 2005. – Vol. 18, issue 17. – P. 3450–3469.
43. **D’Arrigo, R.** El Niño and Indian Ocean influences on Indonesian drought: implications for forecasting rainfall and crop productivity / R. D’Arrigo, R. Wilson. – DOI 10.1002/joc.1654. – Текст : электронный // International Journal of Climatology. – 2008. – Vol. 28, issue 5. – P. 611–616.

44. **Ashok, K.** El Nino Modoki and its possible teleconnection / K. Ashok, S. K. Behera, S. A. Rao [et al.]. – DOI 10.1029/2006JC003798. – Текст : электронный // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2007a. – Vol. 112, issue C11. – C11007.
45. **Ashok, K.** Individual and combined influences of ENSO and the Indian Ocean dipole on the Indian summer monsoon / K. Ashok, Z. Guan, N. H. Saji, T. Yamagata. – DOI 10.1175/1520-0442(2004)017<3141:IACIOE>2.0.CO;2. – Текст : электронный // Journal of Climate. – 2004. – Vol. 17, issue 16. – P. 3141–3155.
46. **Ashok, K.** A look at the relationship between the ENSO and the Indian Ocean Dipole / K. Ashok, Z. Guan, T. Yamagata. – DOI 10.2151/jmsj.81.41. – Текст : электронный // Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II. – 2003a. – Vol. 81, issue 1. – P. 41–56.
47. **Ashok, K.** Impact of the Indian Ocean Dipole on the relationship between the Indian monsoon rainfall and ENSO / K. Ashok, Z. Guan, T. Yamagata. – DOI 10.1029/2001GL013294. – Текст : электронный // Geophysical Research Letters. – 2001. – Vol. 28, issue 23. – P. 4499–4502.
48. **Ashok, K.** Influence of the Indian Ocean dipole on the Australian winter rainfall / K. Ashok, Z. Guan, T. Yamagata. – DOI 10.1029/2003GL017926. – Текст : электронный // Geophysical Research Letters. – 2003b. – Vol. 30, issue 15. – P. 1821.
49. **Ashok, K.** Weakening of the ENSO-Indian Monsoon rainfall relationship: The Indian Ocean Connection / K. Ashok, Z. Guan, T. Yamagata. – Текст : электронный // Clivar Exchanges. – 2002. – Vol. 7, no. 1. – P. 10–11.
50. **Ashok, K.** Impacts of ENSO and Indian Ocean Dipole events on the southern hemisphere storm-track activity during austral winter / K. Ashok, H. Nakamura, T. Yamagata. – DOI 10.1175/JCLI4155.1. – Текст : электронный // Journal of Climate. – 2007b. – Vol. 20, issue 13. – P. 3147–3163.
51. **Baba, M.** Has Rift Valley fever virus evolved with increasing severity in human populations in East Africa? / M. Baba, D. K. Masiga, R. Sang, J. Villinger. – DOI 10.1038/emi.2016.57. – Текст : электронный // Emerging microbes & infections. – 2016. – Vol. 5, issue 1. – P. 1–10.

52. **Barnett, T. P.** Interaction of the monsoon and Pacific trade wind system at interannual time scales. Part III: A partial anatomy of the Southern Oscillation / T. P. Barnett. – DOI 10.1175/1520-0493(1984)112<2388:IOTMAP>2.0.CO;2. – Текст : электронный // *Monthly Weather Review*. – 1984. – Vol. 112, issue 12. – P. 2388–2400.
53. **Basharin, D.** European precipitation response to Indian ocean dipole events / D. Basharin, G. Stankūnavičius. – DOI 10.1016/j.atmosres.2022.106142. – Текст : электронный // *Atmospheric Research*. – 2022. – Vol. 273. – 106142.
54. **Behera, S. K.** Unusual ocean-atmosphere conditions in the tropical Indian Ocean during 1994 // S. K. Behera, R. Krishnan, T. Yamagata. – DOI 10.1029/1999GL010434. – Текст : электронный // *Geophysical Research Letters*. – 1999. – Vol. 26, issue 19. – P. 3001–3004.
55. **Behera, S. K.** Paramount Impact of the Indian Ocean Dipole on the East African Short Rains: A CGCM Study / S. K. Behera, J.-J. Luo, S. Masson [et al.]. – DOI 10.1175/JCLI3541.1. – Текст : электронный // *Journal of Climate*. – 2005. – Vol. 18, issue 21. – P. 4514–4530.
56. **Behera, S. K.** Simulation of interannual SST variability in the tropical Indian Ocean / S. K. Behera, P. S. Salvekar, T. Yamagata. – DOI 10.1175/1520-0442(2000)013<3487:SOISVI>2.0.CO;2. – Текст : электронный // *Journal of Climate*. – 2000. – Vol. 13, issue 19. – P. 3487–3499.
57. **Behera, S. K.** Influence of the Indian Ocean Dipole on the Southern Oscillation / S. K. Behera, T. Yamagata. – DOI 10.2151/jmsj.81.169. – Текст : электронный // *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*. – 2003. – Vol. 81, issue 1. – P. 169–177.
58. **Behera, S. K.** A CGCM study on the interactions between IOD and ENSO / S. K. Behera, J. J. Luo, S. Masson, S. A. Rao, H. Sakuma, T. Yamagata. – DOI 10.1175/JCLI3797.1. – Текст : электронный // *Journal of Climate*. – 2006. – Vol. 19, issue 9. – P.1688–1705.
59. **Bernstein, R. L.** Time and length scales of baroclinic eddies in the Central North Pacific ocean / R. L. Bernstein, W. B. White. – DOI 10.1175/1520-

- 0485(1974)004<0613:TALSOB>2.0.CO;2. – Текст : электронный // Journal of Physical Oceanography. – 1974. – Vol. 4, issue 4. – P. 613–624.
60. **Birkett, C.** Indian Ocean climate event brings floods to East Africa's lakes and the Sudd Marsh / C. Birkett, R. Murtugudde, T. Allan. – DOI 10.1029/1999GL900165. – Текст : электронный // Geophysical Research Letters. – 1999. – Vol. 26, issue 8. – P. 1031–1034.
61. **Bjerknes, J.** A large-scale disturbance of the atmospheric circulation presumably originating from the equatorial Pacific / J. Bjerknes. – Текст : непосредственный // Dynamics of Large-scale Atmospheric Processes. – Moscow : Nauka, 1969a. – P. 257–260.
62. **Bjerknes, J.** Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific / J. Bjerknes. – DOI 10.1175/1520-0493(1969)097<0163:ATFTEP>2.3.CO;2. – Текст : электронный // Monthly Weather Review. – 1969б. – Vol. 97, issue 3. – P. 163–172.
63. **Black, E.** Factors contributing to the summer 2003 European heatwave / E. Black, M. Blackburn, G. Harrison [et al.]. – DOI 10.1256/wea.74.04. – Текст : электронный // Weather. – 2004. – Vol. 59, issue 8. – P. 217–223.
64. **Bulić, I. H.** Delayed ENSO Impact on Spring Precipitation over North/Atlantic European Region / I. H. Bulić, F. Kucharski. – DOI 10.1007/s00382-011-1151-9. – Текст : электронный // Climate Dynamics. – 2012. – Vol. 38, issues 11–12. – P. 2593–2612.
65. **Cai, W.** Positive Indian Ocean dipole events precondition southeast Australia bushfires / W. Cai, T. Cowan, M. Raupach. – DOI 10.1029/2009GL039902. – Текст : электронный // Geophysical Research Letters. – 2009. – Vol. 36, issue 19. – L19710.
66. **Cai, W.** Teleconnection pathways of ENSO and the IOD and the mechanisms for impacts on Australian rainfall / W. Cai, P. van Rensch, T. Cowan, H. H. Hendon. – DOI 10.1175/2011JCLI4129.1. – Текст : электронный // Journal of Climate. – 2011. – Vol. 24, issue 15. – P. 3910–3923.

67. **Cai, W.** An Asymmetry in the IOD and ENSO Teleconnection Pathway and Its Impact on Australian Climate / W. Cai, P. van Rensch, T. Cowan, H. H. Hendon. – DOI 10.1175/2011JCLI4129.1. – Текст : электронный // Journal of Climate. – 2012. – Vol. 25, issue 18. – P. 6318–6329.
68. **Cai, W.** Projected response of the Indian Ocean Dipole to greenhouse warming / Cai W., Zheng X.-T., Weller E. [et al.]. – DOI 10.1038/ngeo2009. – Текст : электронный // Nature Geoscience. – 2013. – Vol. 6. – P. 999–1007.
69. **Carton, J. P.** A reanalysis of ocean climate using Simple Ocean Data Assimilation (SODA) / J. P. Carton, B. S Giese. – DOI 10.1175/2007MWR1978.1. – Текст : электронный // Monthly Weather Review. – 2008. – Vol. 136, issue 8. – P. 2999–3017.
70. **Carton, J. A.** SODA3: a new ocean climate reanalysis / J. A. Carton, G. A. Chepurin, L. Chen. – DOI 10.1175/JCLI-D-18-0149.1. – Текст : электронный // Journal of Climate. – 2018. – Vol. 31, issue 17. – P. 6967–6983.
71. **Chambers, D.** Anomalous warming in the Indian Ocean coincident with El Niño / D. Chambers, B. Tapley, R. Stewart. – DOI 10.1029/1998JC900085. – Текст : электронный // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 1999. – Vol. 104, issue C2. – P. 3035–3047.
72. **Chen, G.** Interannual Variability of Equatorial Eastern Indian Ocean Upwelling: Local versus Remote Forcing / G. Chen, W. Han, Y. Li, D. Wang. – DOI 10.1175/JPO-D-15-0117.1. – Текст : электронный // Journal of Physical Oceanography. – 2016. – Vol. 46, issue 3. – P. 789–807.
73. **Clarke, A. J.** An introduction to the dynamics of El Niño & the Southern Oscillation / A. J. Clarke. – Academic press, 2008. – 324 p. – Текст : непосредственный.
74. **Clarke, A. J.** Interannual sea level in the Northern and Eastern Indian Ocean / A. J. Clarke, X. Liu. – DOI 10.1175/1520-0485(1994)024<1224:ISLITN>2.0.CO;2. – Текст : электронный // Journal of Physical Oceanography. – 1994. – Vol. 24, issue 6. – P. 1224–1235.
75. **Conway, D.** Extreme rainfall events and lake level changes in East Africa: recent events and historical precedents / D. Conway. – DOI 10.1007/0-306-48201-0\_2. –

- Текст : электронный // The East African Great Lakes: limnology, palaeolimnology and biodiversity / E. O. Odada, D. O. Olago (eds.). – Dordrecht : Springer, 2002. – P. 63–92. – (Advances in Global Change Research ; vol. 12).
76. **Conway, D.** Rainfall variability in East Africa: implications for natural resources management and livelihoods / D. Conway, E. Allison, R. Felstead, M. Goulden. – DOI 10.1098/rsta.2004.1475. – Текст : электронный // Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences. – 2005. – Vol. 363, issue 1826. – P. 49–54.
77. **Cowan, T.** Recent unprecedented skewness towards positive Indian Ocean Dipole occurrences and its impact on Australian rainfall / T. Cowan, A. Sullivan. – DOI 10.1029/2009GL037604. – Текст : электронный // Geophysical Research Letters. – 2009. – Vol. 36, issue 11. – L11705.
78. **Crétat, J.** Indian Ocean and Indian summer monsoon: relationships without ENSO in ocean–atmosphere coupled simulations / J. Crétat, P. Terray, S. Masson [et al.]. – DOI 10.1007/s00382-016-3387-x. – Текст : электронный // Climate Dynamics. – 2017. – Vol. 49, issue 4. – P. 1429–1448.
79. **Cutler, A. N.** Surface currents of the Indian Ocean (to 25°S, 100°E) : compiled from historical data archived by the Meteorological Office, Bracknell, UK / A. N. Cutler, J. C. Swallow. – IOS, 1984. – 45 p. – (I. O. S. Technical Report ; no. 187). – Текст : непосредственный.
80. **Dee, D. P.** The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system / D. P. Dee, S. M. Uppala, A. J. Simmons [et al.]. – DOI 10.1002/qj.828. – Текст : электронный // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. – 2011. – Vol. 137, issue 656. – P. 553–597.
81. **Delman, A. S.** Anomalous Java cooling at the initiation of positive Indian Ocean Dipole events / A. S. Delman, J. Sprintall, J. L. McClean, L. D. Talley. – DOI 10.1002/2016JC011635. – Текст : электронный // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2016. – Vol. 121, issue 8. – P. 5805–5824.
82. **Delworth, T. L.** Simulated climate and climate change in the GFDL CM2.5 high-resolution coupled climate model / T. L. Delworth, A. Rosati, W. Anderson [et al.].

- DOI 10.1175/JCLI-D-11-00316.1. – Текст : электронный // *Journal of Climate*. – 2012. – Vol. 25, issue 8. – P. 2755–2781.
83. **Donlon, C. J.** The Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis (OSTIA) system / C. J. Donlon, M. Martin, J. Stark [et al.]. – DOI 10.1016/j.rse.2010.10.017. – Текст : электронный // *Remote Sensing of Environment*. – 2012. – Vol. 116. – P. 140–158.
84. **Taufiqurrahman, E.** The Indonesian Throughflow and its Impact on Biogeochemistry in the Indonesian Seas / E. Taufiqurrahman, A. J. Wahyudi, Y. Masumoto. – DOI 10.29037/ajstd.596. – Текст : электронный // *ASEAN Journal on Science and Technology for Development*. – 2020. – Vol. 37, no. 1. – P. 29–35.
85. **Feng, M.** Interannual upper ocean variability in the tropical Indian Ocean / M. Feng, G. M. Meyers, S. Wijffels. – DOI 10.1029/2001GL013475. – Текст : электронный // *Geophysical research letters*. – 2001. – Vol. 28, issues 21. – P. 4151–4154.
86. **Feng, M.** Interannual variability in the tropical Indian Ocean: a two-year time-scale of Indian Ocean Dipole / M. Feng, G. M. Meyers. – DOI 10.1016/S0967-0645(03)00056-0. – Текст : электронный // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. – 2003. – Vol. 50, issues 12–13. – P. 2263–2284.
87. **Feng, M.** The Indonesian throughflow, its variability and centennial change / M. Feng, N. Zhang, Q. Liu, S. Wijffels. – DOI 10.1186/s40562-018-0102-2. – Текст : электронный // *Geoscience Letters*. – 2018. – Vol. 5. – 3.
88. **Ferranti, L.** The European summer of 2003: Sensitivity to soil water initial conditions / L. Ferranti, P. Viterbo. – DOI 10.1175/JCLI3810.1. – Текст : электронный // *Journal of Climate*. – 2006. – Vol. 19, issue 15. – P. 3659–3680.
89. **Field, R.** Human amplification of drought-induced biomass burning in Indonesia since 1960 / R. Field, G. van der Werf, S. Shen. – DOI 10.1038/ngeo443. – Текст : электронный // *Nature Geoscience*. – 2009. – Vol. 2. – P. 185–188.
90. **Fischer, E. M.** Soil moisture-atmosphere interactions during the 2003 European summer heat wave / E. M. Fischer, S. I. Seneviratne, P. L. Vidale [et al.]. – DOI 10.1175/JCLI4288.1. – Текст : электронный // *Journal of Climate*. – 2007. – Vol. 20, issue 20. – P. 5081–5099.

91. **Flohn, H.** East African rains of 1961/62 and the abrupt change of the White Nile discharge / H. Flohn. – Текст : непосредственный // *Palaeoecology of Africa* / Edited By Klaus Heine. – CRC Press, 1987. – Vol. 18. – P. 3–18.
92. **Fraedrich, K.** Climate anomalies in Europe associated with ENSO extremes / K. Fraedrich, K. Muller. – DOI 10.1002/joc.3370120104. – Текст : электронный // *International Journal of Climatology*. – 1992. – Vol. 12, issue 1. – P. 12–31.
93. **Ghofar, A.** Co-existence in Small-pelagic Fish Resources of The South Coast of East Java, Straits of Bali, Alas and Sape-Indonesia / A. Ghofar. – DOI 10.14710/IK.IJMS.10.3.149-157. – Текст : электронный // *Indonesian Journal of Marine Sciences*. – 2005. – Vol. 10, no. 3. – P. 149–157.
94. **Gill, A. E.** An estimation of sea level and surface-current anomalies during the 1972 El Niño and consequent thermal effects / A. E. Gill. – DOI 10.1175/1520-0485(1983)013<0586:AEOSLA>2.0.CO;2. – Текст : электронный // *Journal of Physical Oceanography*. – 1983. – Vol. 13, issue 4. – P. 586–606.
95. **Gill, A. E.** Some simple solutions for heat-induced tropical circulation / A. E. Gill. – DOI 10.1002/qj.49710644905. – Текст : электронный // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. – 1980. – Vol. 106, issue 449. – P. 447–462.
96. **Goni, G. J.** More Than 50 Years of Successful Continuous Temperature Section Measurements by the Global Expendable Bathythermograph Network, Its Integrability, Societal Benefits, and Future / G. J. Goni, J. Sprintall, F. Bringas [et al.]. – DOI 10.3389/fmars.2019.00452. – Текст : электронный // *Frontiers in Marine Science*. – 2019. – Vol. 6. – 452.
97. **Goswami, B.** A broad-scale circulation index for the interannual variability of the Indian summer monsoon / B. Goswami, V. Krishnamurthy, H. Annamalai. – DOI 10.1002/qj.49712555412. – Текст : электронный // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. – 1999. – Vol. 125, issue 554. – P. 611–633.
98. **Gouretski, V.** On depth and temperature biases in bathythermograph data: Development of a new correction scheme based on analysis of a global ocean database / V. Gouretski, F. Reseghetti. – DOI 10.1016/j.dsr.2010.03.011. – Текст :



- электронный // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 2010. – Vol. 57, issue 6. – P. 812–833.
99. **Grove, A.** African river discharges and lake levels in the twentieth century / A. Grove. – DOI 10.1201/9780203748978-5. – Текст : электронный // The limnology, climatology and paleoclimatology of the East African lakes / Edited By T. C. Johnson, E. O. Odada, K. T. Whittaker. – Amsterdam : Gordon & Breach Science Publishers, 1996. – P. 95–100.
100. **Guo, F.** Three Types of Indian Ocean Dipoles / F. Guo, Q. Liu, S. Sun, J. Yang. – DOI 10.1175/JCLI-D-14-00507.1. – Текст : электронный // Journal of Climate. – 2015. – Vol. 28, issue 8. – P. 3073–3092.
101. **Gualdi, S.** The interannual variability in the tropical Indian Ocean as simulated by a CGCM / S Gualdi, E Guilyardi, A, Navarra [et al.]. – DOI 10.1007/S00382-002-0295-Z. – Текст : электронный // Climate Dynamics. – 2003. – Vol. 20, issue 6. – P. 567–582.
102. **Hameed, S.** The Indian Ocean Dipole / **S. Hameed.** – DOI 10.1093/acrefore/9780190228620.013.619. – Текст : электронный // Oxford Research Encyclopedia of Climate Science. – 2018.
103. **Hameed, S. N.** A model for super El Ninos / Saji N. Hameed, D. Jin, V. Thilakan. – DOI 10.1038/s41467-018-04803-7. – Текст : электронный // Nature Communications. – 2017. – Vol. 9, issue 2528.
104. **Han, W.** Indian Ocean decadal variability: A review / W. Han, J. Vialard, M. J. McPhaden [et al.]. – DOI 10.1175/BAMS-D-13-00028.1. – Текст : электронный // Bulletin of the American Meteorological Society. – 2014. – Vol. 95, issue 11. – P. 1679–1703.
105. **Hanamoto, E.** Effect of Oceanographic Environment on Bigeye Tuna [Thunnus obesus] Distribution / E. Hanamoto. – Текст : непосредственный // Bulletin of the Japanese Society of Fisheries Oceanography. – 1987. – Vol. 51, no. 3. – P. 203–216.
106. **Hashizume, M.** Indian Ocean Dipole drives malaria resurgence in East African highlands / M. Hashizume, L. F. Chaves, N. Minakawa. – DOI 10.1038/srep00269. – Текст : электронный // Scientific Reports. – 2012. – Vol. 2. – 269.

107. **Hisard, P.** Observation de réponses de type «El Niño» dans l'Atlantique tropical oriental Golfe de Guinée / P. Hisard. – Текст : электронный // *Oceanologica Acta*. – 1980. – Vol. 3, no. 1. – P. 69–78. – URL: <https://archimer.ifremer.fr/doc/00122/23296/> (дата обращения: 25.06.2022).
108. **Horii, T.** A relationship between timing of El Nino onset and subsequent evolution / T. Horii, K. Hanawa. – DOI 10.1029/2003GL019239. – Текст : электронный // *Geophysical Research Letters*. – 2004. – Vol. 31, issue 6. – L06304.
109. **Hooker, S. B.** SeaWiFS technical report series. Volume 1: An overview of SeaWiFS and ocean color / S. B. Hooker, E. R. Firestone, W. E. Esaias [et al.]. – Текст : электронный // NTRS, 1992. – URL: <https://ntrs.nasa.gov/citations/19920020443> (дата обращения: 28.06.2022).
110. **Hu, S.** Interannual variability of the Indonesian Throughflow: The salinity effect / S. Hu, J. Sprintall. – DOI 10.1002/2015JC011495. – Текст : электронный // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2016. – Vol. 121, issue 4. – P. 2596–2615.
111. **Jury, M. R.** The Rossby wave as a key mechanism of Indian Ocean climate variability / M. R. Jury, B. Huang. – DOI 10.1016/j.dsr.2004.06.005. – Текст : электронный // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. – 2004. – Vol. 51, issue 12. – P. 2123–2136.
112. **Kalnay, E.** The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project / E. Kalnay, M. Kanamitsu, R. Kistler [et al.]. – DOI 10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2. – Текст : электронный // *Bulletin of the American Meteorological Society*. – 1996. – Vol. 77, issue 3. – P. 437–472.
113. **Killworth, P. D.** The Effect of Bottom Topography on the Speed of Long Extratropical Planetary Waves / P. D. Killworth, J. R. Blundell. – DOI 10.1175/1520-0485(1999)029<2689:TEOBTO>2.0.CO;2. – Текст : электронный // *Journal of Physical Oceanography*. – 1999. – Vol. 29, issue 10. – P. 2689–2710.
114. **Kistler, R.** The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation / R. Kistler, E. Kalnay, W. Collins [et al.]. – DOI 10.1175/1520-0477(2001)082<0247:TNNYRM>2.3.CO;2. – Текст : электронный // *Bulletin of the American Meteorological Society*. – 2001. – Vol. 82, issue 2. – P. 247–268.

115. **Kite, G. W.** Recent changes in level of Lake Victoria / Récents changements enregistrés dans le niveau du Lac Victoria / G. W. Kite. – DOI 10.1080/02626668109490883. – Текст : электронный // Hydrological Sciences Bulletin. – 1981. – Vol. 26, issue 3. – P. 233–243.
116. **Kunii, O.** The 1997 haze disaster in Indonesia: its air quality and health effects / O. Kunii, S. Kanagawa, I. Yajima [et al.]. – DOI 10.1080/00039890209602912. – Текст : электронный // Archives of Environmental Health: An International Journal. – 2002. – Vol. 57, issue 1. – P. 16–22.
117. **Kug, J.-S.** Two types of El Nino events: Cold tongue El Nino and warm pool El Nino / J.-S. Kug, F.-F. Jin, S.-I. An. – DOI 10.1175/2008JCLI2624.1 – Текст : электронный // Journal of Climate. – 2009. – Vol. 22, issue 6. – P. 1499–1515.
118. **Lamb, H. H.** Climate in the 1960's: changes in the world's wind circulation reflected in prevailing temperatures, rainfall patterns and the levels of the African lakes / H. H. Lamb. – DOI 10.2307/1792334. – Текст : электронный // The Geographical Journal. – 1966. – Vol. 132, no. 2. – P. 183–212.
119. **Lan, K.-W.** Effects of climate variability on the distribution and fishing conditions of yellowfin tuna (*Thunnus albacares*) in the western Indian Ocean / K.-W. Lan, K. Evans, M.-A. Lee. – DOI 10.1007/s10584-012-0637-8. – Текст : электронный // Climatic Change. – 2013. – Vol. 119, issue 1. – P. 63–77.
120. **Lau, N.-C.** The role of the "atmospheric bridge" in linking tropical Pacific ENSO events to extratropical SST anomalies / N.-C. Lau, M. J. Nath. – DOI 10.1175/1520-0442(1996)009<2036:TROTBI>2.0.CO;2. – Текст : электронный // Journal of Climate. – 1996. – Vol. 9, issue 9. – P. 2036–2057.
121. **Lim, E.-P.** Causes and Predictability of the Negative Indian Ocean Dipole and Its Impact on La Niña During 2016 / E.-P. Lim, H. H. Hendon. – DOI 10.1038/s41598-017-12674-z. – Текст : электронный // Scientific Reports. – 2017. – Vol. 7. – P. 12619.
122. **Little, P. D.** Hidden value on the hoof: cross-border livestock trade in Eastern Africa : Policy Brief / P. D. Little. – Midrand : CAADP, 2009. – No. 2. – 4 p.

123. **Little, P. D.** Cross-border livestock trade and food security in the Horn of Africa: an overview / P. D. Little, T. Teka, A. Azeze. – Washington, DC: USAID/REDSO, 2001. – 28 p. – Текст : непосредственный.
124. **Liu, Q.-Y.** Interannual variability of the Indonesian Throughflow transport: A revisit based on 30 year expendable bathythermograph data / Q.-Y. Liu, M. Feng, D. Wang, S. Wijffels. – DOI 10.1002/2015JC011351. – Текст : электронный // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2015. – Vol. 120, issue 12. – P. 8270–8282.
125. **Iizuka, S.** The Indian Ocean SST dipole simulated in a coupled general circulation model / S. Iizuka, T. Matsuura, T. Yamagata. – DOI 10.1029/2000GL011484. – Текст : электронный // *Geophysical Research Letters*. – 2000. – Vol. 27, issue 20. – P. 3369–3372.
126. **Lumban-Gaol, J.** Variability of satellite-derived sea surface height anomaly, and its relationship with Bigeye tuna (*Thunnus obesus*) catch in the Eastern Indian Ocean / J. Lumban-Gaol, R. R. Leben, S. Vignudelli. – DOI 10.5721/EuJRS20154826. – Текст : электронный // *European Journal of Remote Sensing*. – 2015. – Vol. 48, issue 1. – P. 465–477.
127. **Luterbacher, J.** European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500 / J. Luterbacher, D. Dietrich, E. Xoplaki [et al.]. – DOI 10.1126/science.1093877. – Текст : электронный // *Science*. – 2004. – Vol. 303, issue 5663. – P. 1499–1503.
128. **Masumoto, Y.** Seasonal variations of the Indonesian throughflow in a general ocean circulation model / Y. Masumoto, T. Yamagata. – DOI 10.1029/95JC03870. – Текст : электронный // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 1996. – Vol. 101, issue C5. – P. 12287–12293.
129. **Masumoto, Y.** Observing systems in the Indian Ocean / Y. Masumoto, W. Yu, G. Meyers [et al.]. – DOI 10.5270/OceanObs09.cwr.60. – Текст : электронный // *Proceedings of OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society*, Venice, Italy, 21-25 September 2009 / J. Hall, D. E. Harrison, D. Stammer (Eds.). – 2010. – 18 p.

130. **McCreary, J.** Eastern tropical ocean response to changing wind systems: with application to El Niño / J. McCreary. – DOI 10.1175/1520-0485(1976)006<0632:ETORTC>2.0.CO;2. – Текст : электронный // Journal of Physical Oceanography. – 1976. – Vol. 6, issue 5. – P. 632–645.
131. **McCreary, J. P.** A Simple Model of El Niño and the Southern Oscillation / J. P. McCreary, D. L. T. Anderson. – DOI 10.1175/1520-0493(1984)112<0934:ASMOEN>2.0.CO;2. – Текст : электронный // Monthly Weather Review. – 1984. – Vol. 112, issue 5. – P. 934–946.
132. **McPhaden, M. J.** RAMA-2.0 / M. J. McPhaden, M. Ravichandran, K. Ando [et al.]. – DOI 10.36071/clivar.rp.4.2019. – Текст : электронный // IndOOS-2: A roadmap to sustained observations of the Indian Ocean for 2020-2030 / L. M. Beal, J. Vialard, M. K. Roxy [et al.]. – Clivar, 2019. – P. 14–21. – (CLIVAR-4/2019).
133. **Meehl, G. A.** More intense, more frequent, and longer lasting heat waves in the 21st century / G. A. Meehl, C. Tebaldi. – DOI 10.1126/science.1098704. – Текст : электронный // Science. – 2004. – Vol. 305, issue 5686. – P. 994–997.
134. **Meyers, G.** Variation of Indonesian throughflow and El Niño - Southern Oscillation / G. Meyers. – DOI 10.1029/95JC03729. – Текст : электронный // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 1996. – Vol. 101, issue C5. – P. 12255–12264.
135. **Meyers, G.** The Indian Ocean Observing System (IndOOS) / G. Meyers, R. T. Boscolo. – Текст : непосредственный // Clivar Exchange. – 2006. – Vol. 11, no. 4. – P. 2–5.
136. **Meyers, G.** The years of El Niño, La Niña, and interactions with the tropical Indian Ocean / G. Meyers, P. McIntosh, L. Pigot, M. Pook. – DOI 10.1175/JCLI4152.1. – Текст : электронный // Journal of Climate. – 2007. – Vol. 20, issue 13. – P. 2872–2880.
137. **Munyua, P.** Rift Valley Fever Outbreak in Livestock in Kenya, 2006–2007 / P. Munyua, R. M. Murithi, S. Wainwright [et al.]. – DOI 10.4269/ajtmh.2010.09-0292. – Текст : электронный // American Journal of Tropical Medicine and Hygiene. – 2010. – Vol. 83, issue 2\_suppl. – P. 58–64.

138. **Murtugudde, R.G.** Oceanic processes associated with anomalous events in the Indian Ocean with relevance to 1997–1998 / R. G. Murtugudde, J. P. McCreary, A. J. Busalacchi. – DOI 10.1029/1999JC900294. – Текст : электронный // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2000. – Vol. 105, issue C2. – P. 3295–3306.
139. **Nguku, P. N.** An investigation of a major outbreak of Rift Valley fever in Kenya: 2006–2007 / P. M. Nguku, S. K. Sharif, D. Mutonga. – DOI 10.4269/ajtmh.2010.09-0288. – Текст : электронный // *The American journal of tropical medicine and hygiene*. – 2010. – Vol. 83, issue 2\_Suppl. – P. 5–13.
140. **Ng, B.** Present-day zonal wind influences projected Indian Ocean Dipole skewness / B. Ng, W. Cai. – DOI 10.1002/2016GL071208. – Текст : электронный // *Geophysical Research Letters*. – 2016. – Vol. 43, issue 21. – P. 11392–11399.
141. **Odingo, R. S.** Abnormal and Unseasonal Rains in East Africa / R. S. Odingo. – Текст : непосредственный // *Geographical Review*. – 1962. – Vol. 52, issue 3. – P. 440–442.
142. **Onogi, K.** The JRA-25 reanalysis / K. Onogi, J. Tsutsui, H. Koide [et al.]. – DOI 10.2151/jmsj.85.369. – Текст : электронный // *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*. – 2007. – Vol. 85, issue 3. – P. 369–432.
143. **Osychny, V.** Properties of Rossby Waves in the North Atlantic Estimated from Satellite Data / V. Osychny, P. Cornillon. – DOI 10.1175/1520-0485(2004)034<0061:PORWIT>2.0.CO;2. – Текст : электронный // *Journal of Physical Oceanography*. – 2004. – Vol. 34, issue 1. – P. 61–76.
144. **Page, S. E.** The amount of carbon released from peat and forest fires in Indonesia during 1997 / S. E. Page, F. Siegert, J. O. Rieley [et al.]. – DOI 10.1038/nature01131. – Текст : электронный // *Nature*. – 2002. – Vol. 420, issue 6911. – P. 61–65.
145. **Pandey, V. K.** Comparison of ECCO2 and NCEP reanalysis using TRITON and RAMA data at the Indian Ocean Mooring Buoy point / V. K. Pandey, S. K. Singh. – Текст : непосредственный // *Earth Science India*. – 2010. – Vol. 3, issue 4. – P. 226–241.

146. **Pant, G. B.** Some aspects of an association between the southern oscillation and Indian summer monsoon / G. B. Pant, S. B. Parthasarathy. – DOI 10.1007/BF02263246. – Текст : электронный // Archives for meteorology, geophysics, and bioclimatology, Series B. – 1981. – Vol. 29. – P. 245–252.
147. **Parthasarathy, B.** Monthly and seasonal rainfall series for All-India homogeneous regions and meteorological subdivisions: 1871-1994 / B. Parthasarathy, A. A. Munot, D. R. Kothawale. – Pune, India : Indian Institute of Tropical Meteorology, 1995. – 96 p. – Текст : непосредственный.
148. **Philander, S. G. H.** El Niño and La Niña / S. G. H. Philander. – DOI 10.1175/1520-0469(1985)042<2652:ENALN>2.0.CO;2. – Текст : электронный // Journal of the Atmospheric Sciences. – 1985. – Vol. 42, issue 23. – P. 2652–2662.
149. **Philander, S.** El Niño, La Nina, and the Southern Oscillation / S. Philander. – San Diego : Academic Press, 1990. – 289 p. – (International Geophysics ; vol. 46). – Текст : непосредственный.
150. **Picaut, J.** An advective-reflective conceptual model for the oscillatory nature of the ENSO / J. Picaut, F. Masia, Y. du Penhoat. – DOI 10.1126/science.277.5326.663. – Текст : электронный // Science. – 1997. – Vol. 277, issue 5326. – P. 663–666.
151. **Polonskii, A. B.** Interannual variability of the heat content of the upper layer in the equatorial Indian Ocean and the Indian-Ocean dipole / A. B. Polonskii, G. Meyers, A. V. Torbinskii. – DOI 10.1007/s11110-007-0011-y. – Текст : электронный // Physical Oceanography. – 2007. – Vol. 17, issue 3. – P. 129–140.
152. **Polonsky, A. B.** The IOD–ENSO Interaction: The Role of the Indian Ocean Current’s System / A. B. Polonsky, A. V. Torbinsky. – DOI 10.3390/atmos12121662. – Текст : электронный // Atmosphere. – 2021. – Vol. 12, issue 12. – 1662.
153. **Polonsky, A. B.** Velocity of propagation of temperature anomalies in the tropical zone of the Indian Ocean / A. B. Polonsky, A. V. Torbinsky. – DOI 10.1007/s11110-009-9042-x. – Текст : электронный // Physical Oceanography. – 2009. – Vol. 19, issue 2. – 63.

154. **Polonsky, A. B.** ENSO-induced climate variability over the Europe / A. B. Polonsky, E. N. Voskresenskaya. – Wrocław : Wydaw. Uniw. wrocławskiego, 2003. – P. 87–97. – (Acta Universitatis Wratislaviensis ; Vol. 75 ; Studia Geograficzne ; no. 2532). – Текст : непосредственный.
155. **Platzman, G. W.** The Rossby wave / G. W. Platzman. – DOI 10.1002/qj.49709440102. – Текст : электронный // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. – 1968. – Vol. 94, no. 401. – P. 225–248.
156. **Qu, T.** Sea Surface Temperature and its variability in the Indonesian Region / T. Qu, Y. Du, J. Strachan [et al.]. – DOI 10.5670/oceanog.2005.05. – Текст : электронный // Oceanography. – 2005. – Vol. 18, no. 4. – P. 50–81.
157. **Rao, S. A.** Subsurface influence on SST in the tropical Indian Ocean: structure and interannual variability / S. A. Rao, S. K. Behera. – DOI 10.1016/j.dynatmoce.2004.10.014. – Текст : электронный // Dynamics of Atmospheres and Oceans. – 2005. – Vol. 39, issues 1–2. – P. 103–135.
158. **Rao, S. A.** Interannual subsurface variability in the tropical Indian Ocean with a special emphasis on the Indian Ocean Dipole / S. A. Rao, S. K. Behera, Y. Masumoto, T. Yamagata. – DOI 10.1016/S0967-0645(01)00158-8. – Текст : электронный // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. – 2002a. – Vol. 49, issues 7–8. – P. 1549–1572.
159. **Rao, S. A.** Subsurface interannual variability associated with the Indian Ocean Dipole / S. A. Rao, S. K. Behera, Y. Masumoto, T. Yamagata. // Clivar Exchanges. – 2002b. – Vol. 7, no. 1. – P. 12–17. – Текст : непосредственный.
160. **Rao, S. A.** Termination of Indian Ocean Dipole events in a coupled general circulation model / S. A. Rao, S. Masson, J.-J. Luo [et al.]. – DOI 10.1175/JCLI4164.1. – Текст : электронный // Journal of Climate. – 2007. – Vol. 20, issue 13. – P. 3018–3035.
161. **Rasmusson, E. M.** The relationship between eastern equatorial Pacific Sea surface temperature and rainfall over India and Sri Lanka / E. M. Rasmusson, T. H. Carpenter. – DOI 10.1175/1520-0493(1983)111<0517:TRBEEP>2.0.CO;2. –



- Текст : электронный // *Monthly Weather Review*. – 1983. – Vol. 111, issue 3. – P. 517–528.
162. **Rasmusson, E. M.** Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño / E. M. Rasmusson, T. H. Carpenter. – DOI 10.1175/1520-0493(1982)110<0354:VITSST>2.0.CO;2. – Текст : электронный // *Monthly Weather Review*. – 1982. – Vol. 110, issue 5. – P. 354–384.
163. **Rayner, N. A.** Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century / N. A. Rayner, D. E. Parker, E. B. Horton [et al.]. – DOI 10.1029/2002JD002670. – Текст : электронный // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 2003. – Vol. 108, issue D14. – 4407.
164. **Reppin, J.** Equatorial currents and transports in the upper central Indian Ocean: Annual cycle and interannual variability / J. Reppin, F. A. Schott, J. Fischer, D. Quadfasel. – DOI 10.1029/1999JC900093. – Текст : электронный // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 1999. – Vol. 104, issue C7. – P. 15495–15514.
165. **Reverdin, G.** Interannual displacements of convection and surface circulation over the equatorial Indian Ocean / G. Reverdin, D. L. Cadet, D. Gutzler. – DOI 10.1002/qj.49711247104. – Текст : электронный // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. – 1986. – Vol. 112, issue 471. – P. 43–67.
166. **Rich, K. M.** An assessment of the regional and national socio-economic impacts of the 2007 Rift Valley fever outbreak in Kenya / K. M. Rich, F. Wanyoike. – DOI 10.4269/ajtmh.2010.09-0291. – Текст : электронный // *The American Journal of Tropical Medicine and Hygiene*. – 2010. – Vol. 83, issue 2.\_suppl. – P. 52–57.
167. **Ridgway, K. R.** Ocean interpolation by four-dimensional weighted least squares—application to the waters around Australasia / K. R. Ridgway, J. R. Dunn, J. L. Wilkin. – DOI 10.1175/1520-0426(2002)019<1357:OIBFDW>2.0.CO;2. – Текст : электронный // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. – 2002. – Vol. 19, issue 9. – P. 1357–1375.
168. **Risbey, J.** On the remote drivers of rainfall variability in Australia / J. Risbey, M. J. Pook, P. McIntosh [et al.]. – DOI 10.1175/2009MWR2861.1. – Текст :

- электронный // *Monthly Weather Review*. – 2009. – Vol. 137, issue 10. – P. 3233–3253.
169. **Rodwell, M. J.** Monsoons and the dynamics of deserts / M. J. Rodwell, B. J. Hoskins. – DOI 10.1002/qj.49712253408. – Текст : электронный // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. – 1996. – Vol. 122, issue 534. – P. 1385–1404.
170. **Rossby, C.-G.** Relation between variations in intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semi-permanent centers of action / C.-G. Rossby and collaborators. – Текст : непосредственный // *Journal of Marine Research*. – 1939. – Vol. 2, no. 1. – P. 38–55.
171. **Schär, C.** Hot news from summer 2003 / C. Schär, G. Jendritzky. – DOI 10.1038/432559a. – Текст : электронный // *Nature*. – 2004. – Vol. 432. – P. 559–560.
172. **Saji, N. H.** A dipole mode in the tropical Indian Ocean / N. H. Saji, B. N. Goswami, P. N. Vinayachandran, T. Yamagata. – DOI 10.1038/43854. – Текст : электронный // *Nature*. – 1999. – Vol. 401, issue 6751. – P. 360–363.
173. **Saji, N. H.** Possible Impacts of Indian Ocean Dipole mode events on global climate / N. H. Saji, T. Yamagata. – DOI 10.3354/cr025151. – Текст : электронный // *Climate Research*. – 2003a. – Vol. 25, no. 2. – P. 151–169.
174. **Saji, N. H.** Structure of SST and Surface Wind Variability during Indian Ocean Dipole Mode Events: COADS Observations / N. H. Saji, T. Yamagata. – DOI 10.1175/1520-0442(2003)016<2735:SOSASW>2.0.CO;2. – Текст : электронный // *Journal of Climate*. – 2003b. – Vol. 16, issue 16. – P. 2735–2751.
175. **Saji, N. H.** Tropical Indian Ocean variability in the IPCC twentieth-century climate simulation / N. H. Saji, S.-P. Xie, T. Yamagata. – DOI 10.1175/JCLI3847.1. – Текст : электронный // *Journal of Climate*. – 2006. – Vol. 19, issue 17. – P. 4397–4417.
176. **Schott, F. A.** The monsoon circulation of the Indian Ocean / F. A. Schott, J. P. McCreary. – DOI 10.1016/S0079-6611(01)00083-0. – Текст : электронный // *Progress in Oceanography*. – 2001. – Vol. 51, issue 1. – P. 1–123.

177. **Shenoi, S. S. C.** Near-surface circulation and kinetic energy in the tropical Indian Ocean derived from Lagrangian drifters / S. S. C. Shenoi, P. K. Saji, A. M. Almeida. – DOI 10.1357/002224099321514088. – Текст : электронный // Journal of Marine Research. – 1999. – Vol. 57, no. 6. – P. 885–907.
178. **Shinoda, T.** Surface and subsurface dipole variability in the Indian Ocean and its relation with ENSO / T. Shinoda, H. Hendon, M. A. Alexander. – DOI 10.1016/j.dsr.2004.01.005. – Текст : электронный // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 2004. – Vol. 51, issue 5. – P. 619–635.
179. **Simmons, A. J.** An energy and angular-momentum conserving vertical finite-difference scheme and hybrid vertical coordinates / A. J. Simmons, D. M. Burridge. – DOI 10.1175/1520-0493(1981)109<0758:AEAAMC>2.0.CO;2. – Текст : электронный // Monthly Weather Review. – 1981. – Vol. 109, issue 4. – P. 758–766.
180. **Sprintall, J.** Direct estimates of the Indonesian Throughflow entering the Indian Ocean: 2004–2006 / J. Sprintall, S. Wijffels, R. Molcard, I. Jaya. – DOI 10.1029/2008JC005257. – Текст : электронный // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2009. – Vol. 114, issue C7. – C07001.
181. **Stott, P. A.** Human contribution to the European heatwave of 2003 / P. A. Stott, D. A. Stone, M. R. Allen. – DOI 10.1038/nature03089. – Текст : электронный // Nature. – 2004. – Vol. 432. – P. 610–614.
182. **Syamsuddin, M.** Effects of El Niño–Southern Oscillation events on catches of Bigeye Tuna (*Thunnus obesus*) in the eastern Indian Ocean off Java / M. Syamsuddin, S.-I. Saitoh, T. Hirawake [et al.]. – DOI 10.7755/FB.111.2.5. – Текст : электронный // Fishery Bulletin. – 2013. – Vol. 111, no. 2. – P. 175–188.
183. **Toure, Y. M.** Evolution of the ENSO signal over the Indo-Pacific domain / Y. M. Toure, W. B. White. – DOI 10.1175/1520-0485(1997)027<0683:EOTESO>2.0.CO;2. – Текст : электронный // Journal of Physical Oceanography. – 1997. – Vol. 27, issue 5. – P. 683–696.
184. **Trenberth, K. E.** The Definition of El Niño / K. E. Trenberth. – DOI 10.1175/1520-0477(1997)078<2771:TDOENO>2.0.CO;2. – Текст : электронный

- // *Bulletin of the American Meteorological Society*. – 1997. – Vol. 78, issue 12. – P. 2771–2778.
185. **Ummenhofer, C.** What causes southeast Australia's worst droughts? / C. Ummenhofer, M. H. England, P. C. McIntosh [et al.]. – DOI 10.1029/2008GL036801. – Текст : электронный // *Geophysical Research Letters*. – 2009a. – Vol. 36, issue 4. – L04706.
186. **Ummenhofer, C.** Contributions of Indian Ocean sea surface temperatures to enhanced East African rainfall / C. C. Ummenhofer, A. Sen Gupta, M. H. England, C. J. C. Reason. – DOI 10.1175/2008JCLI2493.1. – Текст : электронный // *Journal of Climate*. – 2009б. – Vol. 22, issue 4. – P. 993–1013.
187. **Ummenhofer, C. C.** Multidecadal Indian Ocean variability linked to the Pacific and implications for preconditioning Indian Ocean dipole events / C. C. Ummenhofer, A. Biastoch, C.W. Böning. – DOI 10.1175/JCLI-D-16-0200.1. – Текст : электронный // *Journal of Climate*. – 2017. – Vol. 30, issue 5. – P. 1739–1751.
188. **Varela, R.** Influence of Coastal Upwelling on SST Trends along the South Coast of Java / R. Varela, F. Santos, M. Gómez-Gesteira [et al.]. – DOI 10.1371/journal.pone.0162122. – Текст : электронный // *PloS ONE*. – 2016. – Vol. 11, issue 9. – e0162122.
189. **Vinayachandran, P. N.** Indian Ocean response to anomalous conditions in 2006 / P. N. Vinayachandran, J. Kurian, C. P. Neema. – DOI 10.1029/2007GL030194. – Текст : электронный // *Geophysical Research Letters*. – 2007. – Vol. 34, issue 15. – L15602.
190. **Vinayachandran, P. N.** Indian Ocean dipole mode events in an ocean general circulation model / P. N. Vinayachandran, S. Lizuka, T. Yamagata. – DOI 10.1016/S0967-0645(01)00157-6. – Текст : электронный // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. – 2002. – Vol. 49, issues 7–8. – P. 1573–1596.
191. **Vinayachandran, P. N.** Response of the equatorial Indian Ocean to an unusual wind event during 1994 / P. N. Vinayachandran, N. H. Saji, T. Yamagata. – DOI

- 10.1029/1999GL900179. – Текст : электронный // *Geophysical Research Letters*. – 1999. – Vol. 26, issue 11. – P. 1613–1616.
192. **Wainwright, C. M.** Extreme rainfall in East Africa, October 2019–January 2020 and context under future climate change / C. M. Wainwright, D. L. Finney, M. Kilavi. – DOI 10.1002/wea.3824. – Текст : электронный // *Weather*. – 2021. – Vol. 76, issue 1. – P. 26–31.
193. **Wajsowicz, R. C.** The Indonesian throughflow’s effect on global climate determined from the COLA coupled climate system / R. C. Wajsowicz, E. K. Schneider. – DOI 10.1175/1520-0442(2001)014<3029:TITSEO>2.0.CO;2. – Текст : электронный // *Journal of Climate*. – 2001. – Vol. 14, issue 13. – P. 3029–3042.
194. **Walker, G. T.** Correlation in Seasonal Variations of Weather. IX. A Further Study of World Weather / G. T. Walker. – Текст : непосредственный // *Memoirs of the India Meteorological Department*. – 1924. – Vol. 24, no 9. – P. 275–333.
195. **Walker, G. T.** World weather V / G. T. Walker, E. W. Bliss. – Текст : непосредственный // *Memoirs of The Royal Meteorological Society*. – 1932. – Vol. 4, No. 36. – P. 53–84.
196. **Wallace, J. M.** On the structure and evolution of ENSO-related climate variability in the tropical Pacific: Lessons from TOGA / J. M. Wallace, E. M. Rasmusson, T. P. Mitchell [et al.]. – DOI 10.1029/97JC02905. – Текст : электронный // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 1998. – Vol. 103, issue C7. – P. 14241–14259.
197. **Wang, G.** Two-year consecutive concurrences of positive Indian Ocean Dipole and Central Pacific El Niño preconditioned the 2019/2020 Australian “black summer” bushfires / G. Wang, W. Cai [et al.]. – DOI 10.1186/s40562-020-00168-2. – Текст : электронный // *Geoscience Letters*. – 2020. – Vol. 7. – P. 19.
198. **Wang, H.** Evolution of Indian Ocean dipole and its forcing mechanisms in the absence of ENSO / H. Wang, R. Murtugudde, A. Kumar. – DOI 10.1007/s00382-016-2977-y. – Текст : электронный // *Climate Dynamics*. – 2016. – Vol. 47. – P. 2481–2500.

199. **Wang, J.** Assessment of several ocean reanalyzes about North Equatorial Current at 160°E / J. Wang, K. Mao, X. Chen. – DOI 10.3390/jmse8090648. – Текст : электронный // Marine Science and Engineering. – 2020. – Vol. 8, issue 9. – 648.
200. **Wang, Y.** Trends in atmospheric haze induced by peat fires in Sumatra Island, Indonesia and El Niño phenomenon from 1973 to 2003 / Y. Wang, R. D. Field, O. Roswintiarti. – DOI 10.1029/2003GL018853. – Текст : электронный // Geophysical Research Letters. – 2004. – Vol. 31, issue 4. – L04103.
201. **Watanabe, M.** Atmosphere-ocean thermal coupling in the North Atlantic: A positive feedback / M. Watanabe, M. Kimoto. – DOI 10.1002/qj.49712657017. – Текст : электронный // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. – 2000. – Vol. 126, issue 570. – P. 3343–3369.
202. **Weare, B. C.** A statistical study of the relationships between ocean surface temperatures and the Indian monsoon / B. C. Weare. – DOI 10.1175/1520-0469(1979)036<2279:ASSOTR>2.0.CO;2. – Текст : электронный // Journal of the Atmospheric Sciences. – 1979. – Vol. 36, issue 12. – P. 2279–2291.
203. **Webster, P. J.** Coupled ocean–atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997–98 / P. J. Webster, A. M. Moore, J. P. Loschnigg, R. R. Leben. – DOI 10.1038/43848. – Текст : электронный // Nature. – 1999. – Vol. 401. – P. 356–360.
204. **Wijffels, S.** An Intersection of Oceanic Waveguides: Variability in the Indonesian Throughflow Region / S. Wijffels, G. Meyers. – DOI 10.1175/1520-0485(2004)034<1232:AIOOWV>2.0.CO;2. – Текст : электронный // Journal of Physical Oceanography. – 2004. – Vol. 34, issue 5. – P. 1232–1253.
205. **Woodruff, S. D.** ICOADS Release 2.5: Extensions and enhancements to the surface marine meteorological archive / S. D. Woodruff, S. J. Worley, S. J. Lubker [et al.]. – DOI 10.1002/joc.2103. – Текст : электронный // International Journal of Climatology. – 2011. – Vol. 31, issue 7. – P. 951–967.
206. **Woods, C. W.** An outbreak of Rift Valley fever in northeastern Kenya, 1997-98 / C. W. Woods, A. M. Karpati, T. Grein [et al.]. – DOI 10.3201/eid0802.010023. – Текст : электронный // Emerging Infectious Diseases. – 2002. – Vol. 8, issue 2. – P. 138–144.

207. **Wooster, M. J.** Fire, drought and El Niño relationships on Borneo (Southeast Asia) in the pre-MODIS era (1980–2000) / M. J. Wooster, G. L. W. Perry, A. Zoumas. – DOI 10.5194/bg-9-317-2012. – Текст : электронный // Biogeosciences. – 2012. – Vol. 9, issue 1. – P. 317–340.
208. **Wyrтки К.** An equatorial jet in the Indian Ocean / К. Wyrтки. – DOI 10.1126/science.181.4096.262. – Текст : электронный // Science. – 1973. – Vol. 181, issue 4096. – P. 262–264.
209. **Wyrтки, К.** Indonesian through flow and the associated pressure gradient / К. Wyrтки. – DOI 10.1029/JC092iC12p12941. – Текст : электронный // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 1987. – Vol. 92, issue C12. – P. 12941–12946.
210. **Wyrтки, К.** The upwelling in the region between Java and Australia during the south-east monsoon / К. Wyrтки. – DOI 10.1071/MF9620217. – Текст : электронный // Marine and Freshwater Research. – 1962. – Vol. 13, issue 3. – P. 217–225.
211. **Xie, S.-P.** Structure and mechanisms of South Indian Ocean climate variability / S. Xie, H. Annamalai, F. A. Schott, J. P. McCreary Jr. – DOI 10.1175/1520-0442(2002)015<0864:SAMOSI>2.0.CO;2. – Текст : электронный // Journal of Climate. – 2002. – Vol. 15, issue 8. – P. 864–878.
212. **Yamagata, T.** The role of the Indian Ocean in climate forecasting with a particular emphasis on summer conditions in East Asia / T. Yamagata, S. K. Behera, Z. Guan. – Текст : электронный // ECMWF Workshop on the Role of the Upper Ocean in Medium and Extended Range Forecasting, 13-15 November 2002 : Conference Paper. – ECMWF, 2003a. – P. 102–114. – URL: <https://www.ecmwf.int/sites/default/files/elibrary/2003/13166-role-indian-ocean-climate-forecasting-particular-emphasis-summer-conditions-east-asia.pdf> (дата обращения: 28.06.2022).
213. **Yamagata, T.** Coupled ocean-atmosphere variability in the tropical Indian Ocean / T. Yamagata, S. K. Behera, J.-J. Luo [et al.]. – DOI 10.1029/147GM12. – Текст : электронный // Earth's Climate / eds. C. Wang, S. Xie, J. Carton. – Washington, DC : AGU, 2004. – P. 189–211. – (Geophysical Monograph Series ; vol. 147).

214. **Yamagata, T.** Comments on "Dipoles, Temperature Gradient, and Tropical Climate Anomalies / T. Yamagata, S. K. Behera, S. A. Rao [et al.]. – DOI 10.1175/BAMS-84-10-1422. – Текст : электронный // *Bulletin of the American Meteorological Society*. – 20036. – Vol. 84, no. 10. – P. 1418–1422. –URL: <http://www.jstor.org/stable/26216895> (дата обращения: 28.06.2022).
215. **Yamagata, T.** The Indian Ocean Dipole: a Physical Entity / T. Yamagata, S. K. Behera, S. A. Rao [et al.]. – Текст : электронный // *CLIVAR Exchanges*. – 2002. Vol. 7, no. 2. – P. 15–18. – URL: <https://www.clivar.org/sites/default/files/documents/Exchanges24.pdf> (дата обращения: 28.06.2022).
216. **Yang, Y.** Seasonality and Predictability of the Indian Ocean Dipole Mode: ENSO forcing and internal variability / Y. Yang, S.P. Xie, LX Wu [et al.]. – DOI 10.1175/JCLI-D-15-0078.1. – Текст : электронный // *Journal of Climate*. – 2015. – Vol. 28, issue 20. – P. 8021–8036.
217. **Yu, L.** Mechanisms for the Indian Ocean warming during the 1997–98 El Niño / L. Yu, M. M. Rienecker. – DOI 10.1029/1999GL900072. – Текст : электронный // *Geophysical Research Letters*. – 1999. – Vol. 26, issue 6. – P. 735–738.
218. **Yuan, Y.** Study of El Nino events of different types and their potential impact on the following summer precipitation in China / Y. Yuan, H. Yang, C. Li. – DOI 10.11676/qxxb2012.039. – Текст : электронный // *Acta Meteorologica Sinica*. – 2012. – Vol. 70, no. 3. – P. 467–478.
219. **Yuan, C.** Impacts of IOD, ENSO and ENSO Modoki on the Australian Winter Wheat Yields in Recent Decades / C. Yuan, T. Yamagata. – DOI 10.1038/srep17252. – Текст : электронный // *Scientific Reports*. – 2015. – Vol. 5, no. 1. – 17252.
220. **Yulaeva, E.** The signature of ENSO in global temperature and precipitation fields derived from the microwave sounding unit / E. Yulaeva, J. M. Wallace. – DOI 10.1175/1520-0442(1994)007<1719:TSOEIG>2.0.CO;2. – Текст : электронный // *Journal of Climate*. – 1994. – Vol. 7, issue 11. – P. 1719–1736.



221. **Zebiak, S. E.** Air–sea interaction in the equatorial Atlantic region / S. E. Zebiak. – DOI 10.1175/1520-0442(1993)006<1567:AIITEA>2.0.CO;2. – Текст : электронный // *Journal of Climate*. – 1993. – Vol. 6, issue 8. – P. 1567–1586.
222. **Ziese, M.** GPCP First Guess Product at 1.0°: Near Real-Time First Guess monthly Land-Surface Precipitation from Rain-Gauges based on SYNOP Data / M. Ziese, A. Becker, P. Finger [et al.]. – Wetterdienst : Global Precipitation Climatology Centre, 2011. – DOI 10.5676/DWD\_GPCP/FG\_M\_100. – Текст. Изображение : электронные.
223. **Zuo, H.** The ECMWF operational ensemble reanalysis–analysis system for ocean and sea ice: a description of the system and assessment / H. Zuo, M. A. Balmaseda, S. Tietsche [et al.]. – DOI 10.5194/os-15-779-2019. – Текст : электронный // *Ocean Science*. – 2019. – Vol. 15, issue 3. – P. 779–808.
224. **Zubair, L.** Modulation of Sri Lankan Maha rainfall by the Indian Ocean Dipole / L. Zubair, S. A. Rao, T. Yamagata. – DOI 10.1029/2002GL015639. – Текст : электронный // *Geophysical Research Letters*. – 2003. – Vol. 30, issue 2. – 1063.

## ПРИЛОЖЕНИЕ А

Таблица А.1 – Количество ХВТ-измерений на разрезе IX01 в области с координатами 22–6° ю. ш., 105° в. д. за 1986–2003 гг.

Год	Широта, °ю. ш.															
	22-21	21-20	20-19	19-18	18-17	17-16	16-15	15-14	14-13	13-12	12-11	11-10	10-9	9-8	8-7	7-6
1986	22	18	8	12	9	13	13	10	13	9	12	12	9	9	7	9
1987	38	36	15	19	17	18	20	16	14	16	22	18	15	20	6	5
1988	31	31	17	16	19	18	21	16	18	19	20	18	22	12	9	3
1989	31	29	16	16	15	15	20	15	12	17	11	16	14	9	4	1
1990	35	33	24	23	16	24	16	19	16	21	19	19	15	23	10	3
1991	32	27	33	21	18	17	17	22	17	17	21	15	21	17	12	14
1992	36	30	20	23	25	17	21	24	18	21	20	17	24	20	17	24
1993	42	44	26	30	25	25	23	27	25	25	25	28	20	27	18	26
1994	52	56	28	25	28	29	25	29	26	26	27	28	27	25	16	27
1995	81	78	54	44	43	50	41	44	46	47	47	34	51	51	24	44
1996	44	45	26	21	23	25	25	21	23	20	23	21	16	25	12	22
1997	52	47	29	27	25	23	28	27	27	28	25	28	23	26	15	30
1998	34	27	18	14	16	16	17	15	18	18	16	16	18	16	17	18
1999	45	39	28	23	26	25	27	22	20	23	21	24	25	25	17	25
2000	46	37	24	29	16	28	29	24	22	23	28	22	25	28	14	26
2001	42	34	19	23	18	18	14	14	21	21	14	18	14	15	8	7
2002	50	42	21	27	26	26	31	28	21	24	23	25	19	27	13	27
2003	19	16	19	21	15	18	22	23	22	17	13	25	22	17	4	19

Таблица А.2 – Количество ХВТ-измерений на разрезе IX12 в области с координатами 6° ю. ш. – 11° с. ш., 60° в. д. за 1986–2003 гг.

Год	° ю. ш.					° с. ш.										
	6–4	4–3	3–2	2–1	1–0	0–1	1–2	2–3	3–4	4–5	5–6	6–7	7–8	8–9	9–10	10–11
1986	7	7	4	6	6	4	6	6	6	7	6	5	7	3	7	2
1987	25	19	22	24	20	23	21	23	20	23	20	25	21	25	27	7
1988	18	16	17	19	19	18	17	17	17	14	15	12	17	15	14	6
1989	15	9	13	13	15	11	14	14	16	15	14	18	14	10	15	5
1990	12	10	11	6	13	12	11	13	7	13	9	12	9	10	8	10
1991	12	11	15	15	14	13	15	11	22	19	16	12	18	15	21	6
1992	19	16	11	9	18	16	11	16	17	14	19	10	13	12	12	8
1993	15	12	20	14	14	15	16	21	13	15	17	15	17	18	17	10
1994	11	10	10	13	10	14	14	9	11	10	9	11	15	13	12	12
1995	11	11	11	12	12	13	12	13	12	12	14	15	12	12	18	16
1996	14	12	9	10	10	11	11	10	11	12	12	9	11	13	11	12
1997	14	12	7	14	15	14	14	12	14	13	13	10	15	13	14	9
1998	14	12	12	12	12	12	12	14	13	12	10	11	13	14	12	11
1999	5	6	5	6	6	5	4	6	7	7	3	8	7	5	7	4
2000	13	11	11	15	10	11	13	12	12	13	12	11	14	16	10	8
2001	12	11	15	14	12	11	14	15	13	11	16	13	15	12	11	10
2002	14	13	13	12	14	13	13	13	18	12	17	15	13	10	11	4
2003	10	15	13	13	16	13	15	15	16	16	17	14	15	13	12	8

Таблица А.3 – Количество ХВТ-измерений на разрезах IX08, IX07, IX12, IX01 за 1986–2003 гг., используемых в работе

Год	7–8° ю. ш.		8–9° ю. ш.		10–11° ю. ш.		12–13° ю. ш.		14–15° ю. ш.	
	77° в. д.	105° в. д.	79° в. д.	105,5° в. д.	81° в. д.	106° в. д.	84° в. д.	106° в. д.	86° в. д.	108° в. д.
1986	13	14	2	9	6	12	6	9	4	10
1987	38	7	21	20	19	18	18	16	18	16
1988	33	15	9	12	10	18	16	19	12	16
1989	25	4	5	9	10	16	8	17	7	15
1990	21	10	6	23	7	19	6	21	7	19
1991	22	22	9	17	7	15	11	17	7	22
1992	31	36	4	20	8	17	11	21	11	24
1993	25	36	5	27	9	28	12	25	4	27
1994	23	35	9	25	5	28	9	26	6	29
1995	30	60	10	51	14	34	16	47	13	44
1996	17	28	12	25	7	21	13	20	7	21
1997	27	35	9	26	14	28	13	28	13	27
1998	31	18	8	16	9	16	10	18	12	15
1999	12	31	2	25	2	24	1	23	2	22
2000	21	32	11	28	9	22	11	23	6	24
2001	35	19	6	15	4	18	2	21	1	14
2002	27	39	4	27	5	25	1	24	2	28
2003	26	22	8	17	5	25	7	17	3	23

## ПРИЛОЖЕНИЕ Б

Таблица Б.1 – Среднегодовое значения потенциальной температуры, полученные из массива RAMA, и данных реанализов ORA-S5, GLORYS и SODA3 в точках расположения трех MRB-станций за период 2013–2018 гг. на горизонтах 1, 40, 100, 140, 300, 500 м; отношения среднегодовых значений прямых наблюдений к соответствующим данным реанализов

Координаты	Глубина	Среднегодовое значения температуры, °C				Отношение температур		
		$\bar{T}^R$	$\bar{T}^O$	$\bar{T}^G$	$\bar{T}^S$	$\bar{T}^{R/O}$	$\bar{T}^{R/G}$	$\bar{T}^{R/S}$
12° ю. ш., 55° в. д.	1	27,79	27,72	27,72	27,53	1,00	1,00	1,01
	40	27,07	27,21	27,15	26,44	1,00	1,00	1,02
	100	21,58	22,62	22,19	20,30	0,95	0,97	1,06
	140	17,74	18,72	18,36	17,29	0,95	0,97	1,03
	300	11,59	11,50	11,57	11,66	1,01	1,00	0,99
	500	8,68	8,95	8,69	8,99	0,97	1,00	0,97
12° ю. ш., 67° в. д.	1	28,25	27,40	27,34	27,43	1,03	1,03	1,55
	40	26,66	26,91	26,79	26,85	0,99	1,00	1,30
	100	17,89	21,19	21,42	20,56	0,84	0,84	1,14
	140	15,35	18,16	18,15	17,53	0,85	0,85	1,15
	300	11,37	11,84	12,09	11,80	0,96	0,94	1,51
	500	9,08	8,56	8,75	8,61	1,06	1,04	1,38
12° ю. ш., 93° в. д.	1	27,79	27,72	27,72	27,79	1,00	1,00	1,00
	40	27,07	27,21	27,15	27,13	1,00	1,00	1,00
	100	21,58	22,62	22,19	21,83	0,95	0,97	0,99
	140	17,74	18,72	18,36	17,96	0,95	0,97	0,99
	300	11,59	11,50	11,57	11,44	1,01	1,00	1,01
	500	8,68	8,95	8,69	8,64	0,97	1,00	1,00

Таблица Б.2 – Среднегодовое значения солёности, полученные из массива RAMA, и данных реанализов ORA-S5, GLORYS и SODA3 в точках расположения трех MRB-станций за период 2013–2018 гг. на горизонтах 1, 10, 20, 40, 60, 100 м; отношения среднегодовых значений прямых наблюдений к соответствующим данным реанализов

Координаты	Глубина	Среднегодовое значения солёность, ‰				Отношение солёности		
		$\bar{S}^R$	$\bar{S}^O$	$\bar{S}^G$	$\bar{S}^S$	$\bar{S}^{R/O}$	$\bar{S}^{R/G}$	$\bar{S}^{R/S}$
12° ю. ш., 55° в. д.	1	34,97	34,88	34,90	34,94	1,00	1,00	1,00
	10	34,93	34,89	34,90	34,95	1,00	1,00	1,00
	20	34,90	34,90	34,92	34,96	1,00	1,00	1,00
	40	35,03	34,95	35,03	35,02	1,00	1,00	1,00
	60	35,13	35,02	35,08	35,10	1,00	1,00	1,00
	100	35,23	35,18	35,19	35,18	1,00	1,00	1,00
12° ю. ш., 67° в. д.	1	34,75	34,70	34,71	34,86	1,00	1,00	1,00
	10	34,74	34,70	34,70	34,72	1,00	1,00	1,00
	20	34,85	34,69	34,74	34,75	1,00	1,00	1,00
	40	34,89	34,83	34,83	34,82	1,00	1,00	1,00
	60	35,01	34,96	34,99	34,97	1,00	1,00	1,00
	100	35,09	35,06	35,07	35,06	1,00	1,00	1,00
12° ю. ш., 93° в. д.	1	34,15	34,28	34,21	34,14	1,00	1,00	1,00
	10	34,39	34,32	34,34	34,26	1,00	1,00	1,00
	20	34,26	34,29	34,26	34,19	1,00	1,00	1,00
	40	34,38	34,33	34,37	34,33	1,00	1,00	1,00
	60	34,53	34,44	34,53	34,46	1,00	1,00	1,00
	100	34,76	34,56	34,67	34,63	1,01	1,00	1,00

Таблица Б.3 – Среднеголетние величины зональной компоненты вектора течений, полученные из массива RAMA, и данных реанализов ORA-S5, GLORYS и SODA3 в точках расположения трех MRB-станций за период 2013–2018 гг. на горизонте 10 м; отношения среднеголетних значений прямых наблюдений к соответствующим данным реанализов

Координаты	Глубина	Среднеголетняя зональная компонента скорости, м/с				Отношение среднеголетней зональной компоненты скорости		
		$\bar{U}^R$	$\bar{U}^O$	$\bar{U}^G$	$\bar{U}^S$	$\bar{U}^{R/O}$	$\bar{U}^{R/G}$	$\bar{U}^{R/S}$
12° ю. ш., 55° в. д.	10	-21,8	-16,6	-17,5	-20,6	1,31	1,24	1,06
12° ю. ш., 67° в. д.	10	-16,1	-16,7	-15,6	-12,8	0,98	1,05	1,02
12° ю. ш., 93° в. д.	10	-15,0	-13,8	-12,5	-12,2	1,09	1,20	1,23

## ПРИЛОЖЕНИЕ В

Масштабирующая функция Мейера  $\varphi(x)$  определяется из равенства [Смоленцев, 2014]:

$$\hat{\varphi}(\omega) = \begin{cases} 1, & \omega \in [-2\pi/3, 2\pi/3], \\ \cos\left(\frac{\pi}{2}v\left(\frac{3}{2\pi}|\omega| - 1\right)\right), & 2\pi/3 \leq |\omega| \leq 4\pi/3, \\ 0, & \text{для остальных } \omega, \end{cases} \quad (\text{B.1})$$

где  $v(x)$  есть вспомогательная функция, удовлетворяющая двум условиям:

$$v(x) = \begin{cases} 0, & x \leq 0 \\ 1, & x \geq 1 \end{cases}, \quad v(x) + v(1-x) = 1. \quad (\text{B.1a})$$

Например, можно считать, что  $v(x) = x$  на промежутке  $[0, 1]$ . Это линейная интерполяция между 0 и 1. Распространенным выбором функции  $v(x)$  является следующая полиномиальная интерполяция  $v(x) = x^4(35 - 84x + 70x^2 - 20x^3)$  между 0 и 1 на промежутке  $[0, 1]$ . Ниже приведен график с данной вспомогательной функцией  $v(x)$ .



Рисунок В.1 – График  $\hat{\varphi}(\omega)$  по [Смоленцев, 2014]

Таким образом, сглаживание производится только на промежутках  $[-\pi/3, -2\pi/3]$  и  $[2\pi/3, 4\pi/3]$ . За счет выбора функции  $v(x)$  обеспечивается необходимая гладкость в точках склейки. Функция  $\cos$  удобна для обеспечения ортогональности системы сдвигов  $\varphi(x - n)$ . Пусть  $V_0$  – подпространство в  $L^2(\mathbb{R})$ , порожденное сдвигами функции  $\varphi(x)$ . Покажем, что функции  $\varphi(x - n)$  образуют ортонормированный базис пространства  $V_0$ . Для этого достаточно проверить равенство

$$\sum_{n \in \mathbb{Z}} |\hat{\varphi}(\omega + 2\pi n)|^2 = 1. \quad (\text{B.2})$$

По построению  $\hat{\varphi}(\omega)$  мы видим, что достаточно показать равенство

$$\cos^2\left(\frac{\pi}{2}v\left(\frac{3}{2\pi}\omega - 1\right)\right) + \cos^2\left(\frac{\pi}{2}v\left(\frac{3}{2\pi}|\omega - 2\pi| - 1\right)\right) = 1 \quad (\text{B.3})$$

только на промежутке  $[2\pi/3, 2\pi]$ . Это равенство верно, так как второй член в левой части уравнения может быть написан в виде

$$\cos^2\left(\frac{\pi}{2}v\left(\frac{3}{2\pi}\omega - 2\pi\right) - 1\right) = \cos^2\left(\frac{\pi}{2}v\left(-\frac{3}{2\pi}\omega + 2\right)\right).$$

Воспользуемся равенством  $v(1-x) = 1-v(x)$ :

$$\begin{aligned} \cos^2\left(\frac{\pi}{2}v\left(-\frac{3}{2\pi}\omega + 2\right)\right) &= \cos^2\left(\frac{\pi}{2} - \frac{\pi}{2}v\left(\frac{3}{2\pi}\omega - 1\right)\right) = \\ &= \sin^2\left(\frac{\pi}{2}v\left(\frac{3}{2\pi}\omega - 1\right)\right). \end{aligned} \quad (\text{B.4})$$

Построим кратномасштабное разложение пространства  $L^2(\mathbb{R})$ . Пусть  $V_0$  – подпространство в  $L^2(\mathbb{R})$ , порожденное сдвигами функции  $\varphi(x)$ . Функция  $f(x) \in V_0$  представляется в виде

$$f(x) = \sum_{n \in \mathbb{Z}} c_n \varphi(x-n), \text{ где } \sum_{n \in \mathbb{Z}} |c_n|^2 < \infty. \quad (\text{B.5})$$

Последнее разложение позволяет записать преобразование Фурье функции  $f(x) \in V_0$  в виде

$$f(x) = \sum_{n \in \mathbb{Z}} c_n e^{-in\omega} \hat{\varphi}(\omega) = F_0(\omega) \hat{\varphi}(\omega). \quad (\text{B.6})$$

За счет умножения на  $\hat{\varphi}(\omega)$  данное выражение (B.6) обращается в нуль вне промежутка  $[-4\pi/3, 4\pi/3]$ . Таким образом, каждая функция  $f(x) \in V_0$  является функцией с ограниченной шириной полосы  $\Omega = 4\pi/3$ . Однако определенное нами пространство  $V_0$  несколько отличается от аналогичного пространства  $V_0$  в разложении Шеннона. Действительно, преобразование Фурье функции  $f(x) \in V_0$  – это не произвольная функция из  $L^2(\mathbb{R})$ , равная нулю вне промежутка  $[-4\pi/3, 4\pi/3]$ . Из выражения (B.6) следует, что функция получается из  $2\pi$ -периодической функции  $F_0(\omega)$ , принадлежащей пространству  $L^2[-\pi, \pi]$ , умножением на функцию вида (B.1) (см. рис. B.1):

$$f(x) = F_0(\omega) \hat{\varphi}(\omega). \quad (\text{B.7})$$

Возьмем последовательность пространств  $V_j$ , каждое из которых является масштабированной версией  $V_0$ . Пространство  $V_1$  состоит из всех интегрируемых с квадратом функций вида  $g(x) = f(2x)$ , где  $f(x) \in V_0$ . Охарактеризуем элементы из  $V_1$  через их преобразования Фурье. Поскольку  $\hat{g}(\omega) = F[f(2x)] = \hat{f}(\omega/2)/2$ , то



преобразования Фурье функций  $g(x)$  из  $V_1$  имеют носитель на промежутке  $[-8\pi/3, 8\pi/3]$  и имеют вид функций, «сглаженных» вблизи концов промежутка умножением на  $\hat{\varphi}(\omega/2)$ :

$$\hat{g}(\omega) = 1/2F_0(\omega/2)\hat{\varphi}(\omega/2) = F_1(\omega)\hat{\varphi}(\omega/2), \quad (\text{B.8})$$

где  $F_1(\omega) = 1/2F_0(\omega/2) - 4\pi$  – периодическая функция, принадлежащая пространству  $L^2[-2\pi, 2\pi]$ . Поэтому  $V_0 \subset V_1$ . Следовательно, функция  $\varphi(x)$  является масштабирующей. Пространство  $V_j$  состоит из функций  $g(x)$ , преобразования Фурье которых имеют вид

$$\hat{g}(\omega) = F_j(\omega)\hat{\varphi}(\omega/2^j), \quad (\text{B.9})$$

где  $F_j(\omega)$  – это  $2^j\pi$ -периодическая функция, принадлежащая пространству  $L^2[-2^j\pi, 2^j\pi]$ . Мы получили последовательность подпространств

$$\dots \subset V_{-1} \subset V_0 \subset V_1 \subset V_2 \subset \dots$$

в пространстве  $L^2(\mathbb{R})$ , образующую кратномасштабное разложение  $L^2(\mathbb{R})$ . Найдем коэффициенты масштабирующего фильтра  $\{h_n\}$  функции  $\varphi(x)$ . Для этого рассмотрим масштабирующее соотношение в частотной области

$$\hat{\varphi}(\omega) = H_0\left(\frac{\omega}{2}\right)\hat{\varphi}\left(\frac{\omega}{2}\right) \quad (\text{B.10})$$

и найдем частотную функцию  $H_0(\omega)$ . Поскольку  $\hat{\varphi}(\omega/2)=1$  на промежутке  $[-4\pi/3, 4\pi/3]$ , а функция  $\hat{\varphi}(\omega)$  обращается в нуль вне промежутка  $[-4\pi/3, 4\pi/3]$ , то  $H_0(\omega/2) = \hat{\varphi}(\omega)$  на  $[-4\pi/3, 4\pi/3]$ , или  $H_0(\omega) = \hat{\varphi}(2\omega)$  на промежутке  $[-2\pi/3, 2\pi/3]$ :

$$H_0(\omega) = \begin{cases} \hat{\varphi}(2\omega) & \omega \in [-2\pi/3, 2\pi/3] \\ 0 & \omega \in [-\pi, 2\pi/3) \cup (2\pi/3, \pi] \end{cases} \quad (\text{B.11})$$

Вне промежутка  $[-\pi, \pi]$  функция  $H_0(\omega)$  продолжается периодически. Тогда легко видеть, что

$$H_0(\omega) = \sum_{n \in \mathbb{Z}} \hat{\varphi}(2(\omega + 2\pi n)). \quad (\text{B.12})$$

Коэффициенты  $\{h_n\}$  масштабирующего соотношения находятся разложением в ряд Фурье функции  $H_0(\omega)$ :

$$h_n = \sqrt{2} \frac{1}{2\pi} \int_{-\pi}^{\pi} H_0(\omega) e^{in\omega} d\omega = \sqrt{2} \frac{1}{2\pi} \int_{-\pi}^{\pi} \hat{\varphi}(2\omega) \cos n\omega d\omega =$$

$$= \sqrt{2} \frac{1}{\pi} \left( \int_{-\pi}^{\pi/3} \cos n\omega d\omega + \int_{\pi/3}^{2\pi/3} \cos \left( \frac{\pi}{2} v \left( \frac{3}{\pi} \omega - 1 \right) \right) \cos n\omega d\omega \right). \quad (\text{B.13})$$

Найдем вейвлет  $\psi(x)$ . С учетом формулы (B.13) вейвлет  $\psi(x) \in W_0$  определяется так:

$$\hat{\psi}(\omega) = e^{i\omega/2} H_0 \left( \frac{\omega}{\pi} + \pi \right) \hat{\phi} \left( \frac{\omega}{\pi} \right) = e^{i\omega/2} \sum_{n \in \mathbb{Z}} \hat{\phi}(\omega + 2\pi + 4\pi n) \hat{\phi} \left( \frac{\omega}{\pi} \right). \quad (\text{B.14})$$

Поскольку носитель есть  $[-8\pi/3, 8\pi/3]$ , то в сумме можно ограничиться только двумя слагаемыми:

$$\hat{\psi}(\omega) = e^{i\omega/2} (\hat{\phi}(\omega - 2\pi) + \hat{\phi}(\omega + 2\pi)) \hat{\phi} \left( \frac{\omega}{\pi} \right). \quad (\text{B.15})$$

На рисунке B.2 сверху приведены графики (сплошная линия) и выражения в скобках (штриховая линия) на интервале  $[-4\pi, 4\pi]$ . Произведение этих двух графиков дает график функции (рисунок B.2, снизу).

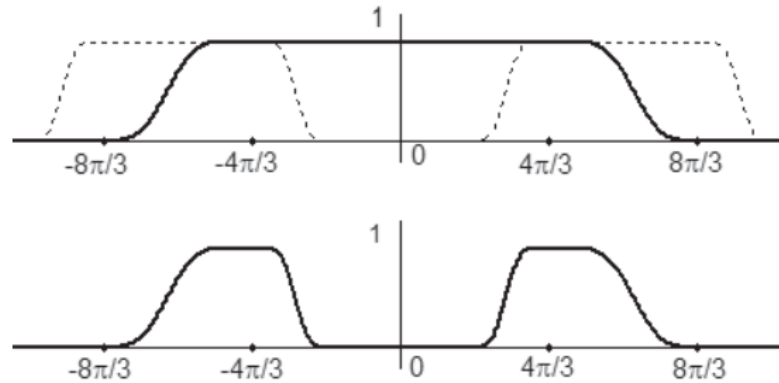


Рисунок B.2 – Вейвлеты Мейера в частотной области по [Смоленцев, 2014]

Из равенства (B.15) сразу следует, что  $\hat{\psi}(\omega)$  задается следующим образом:

$$\hat{\psi}(\omega) = \begin{cases} e^{i\omega/2} \sin \left( \frac{\pi}{2} v \left( \frac{3}{2\pi} |\omega| - 1 \right) \right), & \frac{2\pi}{3} \leq |\omega| \leq \frac{4\pi}{3}, \\ e^{i\omega/2} \cos \left( \frac{\pi}{2} v \left( \frac{3}{4\pi} |\omega| - 1 \right) \right), & \frac{4\pi}{3} \leq |\omega| \leq \frac{8\pi}{3}, \\ 0, & |\omega| \notin \left[ \frac{2\pi}{3}, \frac{8\pi}{3} \right]. \end{cases} \quad (\text{B.16})$$

Масштабирующая функция  $\phi(x)$  и  $\psi(x)$  вейвлет в пространственной области получаются при помощи обратного преобразования Фурье:

$$\varphi(x) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \widehat{\varphi}(\omega) e^{i\omega x} d\omega = \frac{1}{\pi} \int_0^{4\pi/3} \widehat{\varphi}(\omega) \cos \omega x d\omega, \quad (\text{B.17})$$

$$\begin{aligned} \psi(x) &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} e^{i\omega/2} \widehat{\varphi}(\omega/2) (\widehat{\varphi}(\omega - 2\pi) + \widehat{\varphi}(\omega + 2\pi)) e^{i\omega x} d\omega = \\ &= \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} \widehat{\varphi}(\omega/2) \widehat{\varphi}(\omega - 2\pi) \cos \omega(x + 1/2) d\omega = \\ &= \frac{1}{\pi} \int_{2\pi/3}^{8\pi/3} \widehat{\varphi}(\omega/2) \widehat{\varphi}(\omega - 2\pi) \cos \omega(x + 1/2) d\omega. \end{aligned} \quad (\text{B.18})$$

Данную функцию (рисунок В.3) называют вейвлетом Мейера. Вообще, мы не можем получить аналитической формы для масштабирующей функции или вейвлета и ограничиваемся их приближениями.

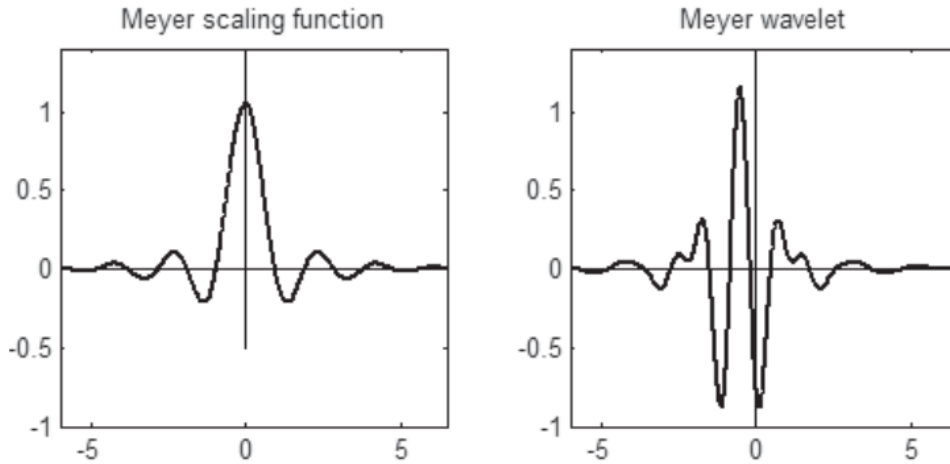


Рисунок В.3 – Вейвлеты Мейера  $\phi(x)$  и  $\psi(x)$  по [Смоленцев, 2014]