

УДК 551.583.1:551.46.06(335)

## ТЕНДЕНЦИИ ИЗМЕНЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ В ТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЕ ТИХОГО ОКЕАНА В 1982–2021 гг.

© 2023 г. И. Д. Ростов<sup>1</sup>, \*, Е. В. Дмитриева<sup>1</sup>, Н. И. Рудых<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения  
Российской академии наук, Владивосток, Россия

\*e-mail: rostov@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 01.12.2022 г.

После доработки 14.02.2023 г.

Принята к публикации 27.03.2023 г.

По данным климатических массивов Национального управления океанических и атмосферных исследований (NOAA, США) и Японского метеорологического агентства (JMA, Япония) определены региональные особенности и тенденции межгодовой изменчивости температуры воды в верхнем 2200-метровом слое тропической зоны Тихого океана в 1982–2021 гг., а также их возможные связи с вариациями климатических характеристик. Представлено описание трехмерной структуры аномалий изменчивости полей температуры и показателей теплосодержания в указанном слое в различных районах в отдельные периоды современного глобального потепления и дана их количественная оценка.

**Ключевые слова:** климатические изменения, температура воды, тренды потепления, климатические индексы, крупномасштабные атмосферные процессы, корреляционные связи, региональные особенности, тропическая зона Тихого океана

DOI: 10.31857/S0030157423060126, EDN: UZQZMH

### ВВЕДЕНИЕ

Региональные проявления нынешнего периода глобального потепления отличаются существенной пространственно-временной неоднородностью [1, 2]. Наблюдаемый климатический отклик включает увеличение частоты, интенсивности и масштабов влияния экстремальных температур, морских тепловых волн, сильных осадков, засух и тропических циклонов на различные природные экосистемы и сферы экономики, сокращение площади морского льда и ледников, снежного покрова и вечной мерзлоты [12, 21, 29]. Бассейны тропической и субтропической зон Тихого океана представляют собой обширные резервуары тепла и являются одним из ключевых источников, с которыми связывают происходящие изменения темпов современного потепления [33]. Эти зоны оказывают большое влияние на глобальный климат посредством таких крупномасштабных процессов взаимодействия атмосферы и океана, как Эль-Ниньо – Южное колебание (ЭНЮК), десятилетнее тихоокеанское колебание (PDO) и междесятилетнее тихоокеанское колебание (IPO) [18]. События ЭНЮК связаны с флуктуациями тропического и субтропического режимов барического поля, они возникают в результате сопряженных взаимодействий атмосферы и океана

и различаются по пространственной структуре и интенсивности [9, 41]. ЭНЮК зарождается в тропической части Тихого океана и с периодичностью примерно каждые 2–5, 3–8 лет проявляется теплыми (Эль-Ниньо) и холодными (Ла-Нинья) фазами [10]. Во время событий Эль-Ниньо отмечается повышение средней в глобальном масштабе температуры воздуха и температуры воды поверхности океана (ТПО), а во время событий Ла-Нинья – ее понижение [44]. Их последствия ощущаются глобально через атмосферные и океанические телесвязи (“мосты”) [12, 40, 41]. ЭНЮК распространяет свое влияние на режимы изменчивости климата в тропических зонах Индийского, Атлантического океанов и проявляется вплоть до Арктики и Антарктики [7, 18, 30]. Помимо канонического (классического), различают также другой тип ЭНЮК – центрально-тихоокеанское (Эль-Ниньо/Ла-Нинья Модоки [9, 10, 35]), характеризуемое индексом Модоки и основанном на разнице между аномалиями ТПО в центральной экваториальной части Тихого океана, в ее восточной и западной частях [10, 31]. Его колебания тесно связаны с характеристиками изменчивости полей ветра, температуры и глубины термоклина вдоль центральной области экваториальной зоны по отношению к ее периферийным участкам [41].

В тропических широтах Тихого океана межгодовая изменчивость температуры воды превосходит сезонные изменения, причем, согласно оценкам на основе климатических моделей [41], современные межгодовые изменения нельзя объяснить только внутренней изменчивостью климатической системы, т.к. они содержат отклик на внешнее антропогенное воздействие. Поэтому понимание пространственно-временной структуры современных межгодовых изменений термических характеристик океана, а также соответствующих им причин и механизмов, имеет важное значение для исследований изменения климата и его последствий.

Одной из характерных особенностей термических условий тропической зоны Тихого океана является наличие двух теплых тропических бассейнов (ТТБ) – западно-тихоокеанского теплого тропического бассейна (WPWP) [22] и теплого тропического бассейна Западного полушария (WHWP) [51], в которых значения ТПО превосходят  $28^{\circ}\text{C}$ , а также области относительно прохладной воды с ТПО  $\sim 17^{\circ}\text{--}25^{\circ}\text{C}$  вдоль западного побережья Южной Америки, известной как холодный язык восточной части Тихого океана (ЕРСТ) [20, 41]. WPWP простирается на запад от центральной части экваториальной зоны Тихого до Индийского океана [20], а WHWP локализован у побережья Центральной Америки. WHWP является тихоокеанской частью ТТБ Западного полушария и связан через “атмосферный мост” с Атлантикой [34]. В обычных условиях состояние атмосферы и океана в тропической части Тихого океана характеризуется зональным контрастом между более высокими значениями ТПО в западном ТТБ и более низкими – в центрально-восточном секторе тропической зоны, в районе ЕРСТ. Эти особенности связаны с формированием конвективных циркуляционных ячеек Уокера в атмосфере [10, 46], ориентированных вдоль экватора и вызывающих пассатные ветры. Под действием восточных пассатов теплая поверхностная тропическая вода смещается на запад, где она накапливается в бассейне WPWP, способствуя увеличению его объема, теплосодержания и дальнейшему расширению [7, 22]. В свою очередь, воздействие восточного ветра вызывает апвеллинг, что, наряду с влиянием холодных пограничных течений, приводит к охлаждению юго-восточной экваториальной зоны Тихого океана в области ЕРСТ, подавляет атмосферную конвекцию и поддерживает зональный градиент ТПО и структуру термоклина вдоль экватора [35].

Как отмечалось ранее [25, 36, 46, 49], зональный градиент ТПО в экваториальной части Тихого океана является движущей силой глобального потепления и усиливается с середины двадцатого века. Тенденции увеличения градиента ТПО способствуют усилению восточных ветров за счет

развития атмосферной конвекции над теплым бассейном и возрастания зонального градиента давления на уровне моря [49]. Эти процессы сопровождаются перераспределением тепла в океане, изменением глубины термоклина, теплосодержания толщи вод и регулируются сложными прямыми и обратными связями между естественными, внутренними климатическими изменениями с внешними воздействиями, такими как антропогенные, и являются предметом многочисленных исследований [12, 20, 29]. В них отмечается, что знак тенденции и величина межгодовых колебаний ТПО в различных районах в значительной мере зависит от характеристик ЭНЮК и выбранного периода [25, 32]. Так, за последние четыре десятилетия на рубеже XX–XXI веков выделяются три периода изменения темпов глобального потепления: быстрое увеличение  $\sim 1975\text{--}1998$  гг., замедление (пауза)  $\sim 1998\text{--}2013$  гг. [38, 52] и последующее за ним ускорение, продолжающееся до настоящего времени. Годы с 2014 по 2021 вошли в восьмерку самых теплых за всю историю наблюдений. Среднегодовая глобальная ТПО в 2021 году была на  $0.13^{\circ}\text{C}$  выше, чем за предшествующие 30 лет [21]. В течение последнего десятилетия средние зональные положительные тренды теплосодержания в верхнем 100-метровом слое тропической зоны Тихого океана возросли [12]. Эти изменения сопровождались похолоданием в нижней части термоклина и отрицательными трендами межгодовых изменений теплосодержания всего верхнего 700-метрового слоя в западной части этого района [12, 20]. В целом же теплосодержание толщи вод верхнего 2000-метрового слоя Мирового океана в 2021 г. было самым высоким за всю историю наблюдений. Наибольшее потепление наблюдалось в водах Южного океана, в тропической и субтропической частях Тихого и Атлантического океанов [29]. Прогностические оценки указывают на потепление в верхних 400 м толщи вод и значительное расширение ТТБ в центральной и западной экваториальной зоне Тихого океана. ТПО в этом бассейне к 2100 году может превысить  $29^{\circ}\text{C}$ , и, в целом, современная глобальная тенденция к потеплению продолжится по мере увеличения выбросов парниковых газов [20, 22].

Приблизительно между 1998 и 2013 гг. темпы роста глобальной средней приземной температуры воздуха и ТПО замедлились по сравнению с предшествующим периодом второй половиной 20-го века, а затем вновь ускорились. Однако этот процесс характеризовался значительной пространственно-временной неоднородностью [3, 6, 7]. Так, в бассейнах Охотского и Японского морей в 1998–2006 гг. наблюдался период потепления ТПО, а в 2007–2017 гг. – похолодания [3]. С этими феноменами тесно связаны процессы перестройки вертикальной структуры температуры

воды и изменчивости трендов теплосодержания, региональные характеристики которых изучены недостаточно. Имеющиеся результаты представлены либо обобщенно в масштабах океанического бассейна, либо фрагментарно за различные промежутки времени без оценки статистической значимости [12, 15, 20, 23]. Актуальной задачей является анализ пространственно-временных особенностей, количественных характеристик и трехмерной структуры климатических трендов межгодовых изменений термических условий исследуемого района на основе совокупности архивных и мониторинговых данных наблюдений с использованием современных численных моделей анализа и реанализа информации. Недостаточно изученными остаются характер и структура связей этих характеристик с изменчивостью ведущих мод климатических изменений атмосферной циркуляции.

Цель данной работы – определение тенденций и пространственно-временных особенностей межгодовых изменений ТПО, температуры воды и показателя теплосодержания верхнего 2200-метрового слоя тропической зоны Тихого океана и анализ их возможных причинно-следственных связей с крупномасштабными и региональными процессами в океане и атмосфере за отдельные 20-летние периоды современного глобального потепления. Выбор временных интервалов связан с характеристиками массивов используемых данных, необходимостью обеспечения статистической значимости и сопоставимости результатов.

## ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

В последние годы в ходе исследований океана, одновременно с развертыванием дистанционных автономных наблюдательных систем и буев, созданы и находят все более широкое применение перспективные системы усвоения (ассимиляции) океанографических данных, такие как SODA и GODAS [43]. За последние два десятилетия резко увеличилась доля информации, поступающей в базы данных [50] и систему GODAS с наблюдательной сети автономных буев-профилемеров ARGO, в том числе – приблизительно до 730 тыс. профилей в зоне Тихого океана между 30° с.ш. и 30° ю.ш. С развертыванием сети ARGO стали возможным регулярные наблюдения до глубин 2000 м и более [12, 23]. По результатам сверки данных GODAS с океанографическими данными наблюдений WOCE [47] и регулярно пополняемой WOD 2018 [50] за различные годы в работе использовались данные GODAS только за 2001–2021 гг.

Для анализа были взяты данные оптимальной интерполяции ТПО NOAA OI SST V2 на сетке 1° × 1° за 1982–2021 гг. с сайта <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.html>, а также потенциальной температуры воды и ско-

рости течений на 35 горизонтах в слое 5–2200 м с неравномерным шагом по вертикали (с интервалом 10 м в слое 5–225 м, постепенно увеличивающимся с глубиной до 360 м) системы усвоения океанографических данных GODAS [43] в узлах сетки 0.3° × 1° <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.godas.html> за 2001–2021 гг. Использовались также данные реанализа полей давления, ветра и потоков тепла на поверхности океана и климатических индексов (КИ): IPO, AMO (атлантическая междесятилетняя осцилляция), а также SOI (индекс южного колебания), NPGO (колебание северо-тихоокеанского циклонического круговорота), PTW (индекс тихоокеанского пассата), WHWP (индекс теплого тропического бассейна Западного полушария) и AD, обозначающего выраженность азиатской депрессии в поле приземного атмосферного давления. Соответствующие данные были получены с сайтов NOAA <https://psl.noaa.gov/data/gridded/index.html>, <https://psl.noaa.gov/data/climateindices/list/> и <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/index.shtml>.

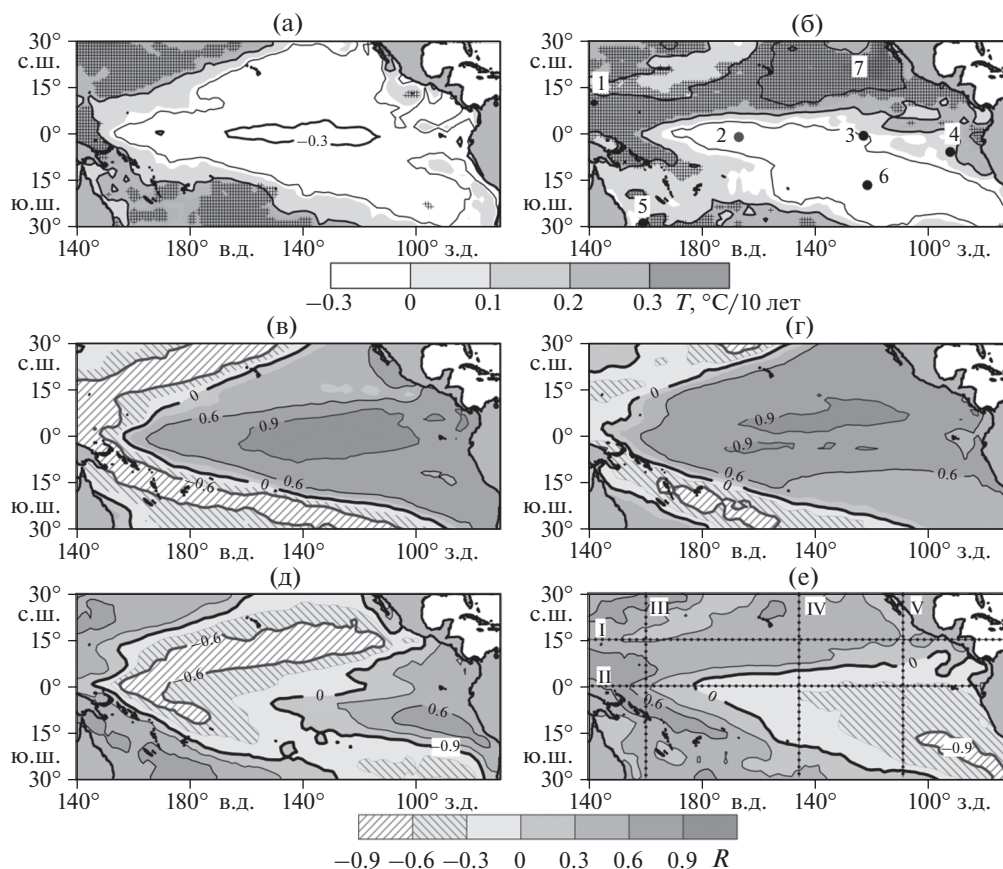
Проводился расчет статистик по единой (для сопоставимости с другими географическими районами) методике [6, 7], дополненной регрессионным анализом. Для выявления ведущих режимов колебаний температуры морской поверхности и их изменений в толще вод использовался аппарат анализа эмпирических ортогональных функций (ЭОФ) аномалий ТПО (АТПО) и температуры воды в толще океана ( $T_w$ ). Также проведен ЭОФ анализ межгодовых вариаций поля геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа ( $H_{500}$ ), и атмосферного давления на уровне моря (ДУМ). Уровень значимости 95% для трендов временных рядов оценивался по критерию Стьюдента с использованием эффективных степеней свободы [48], а определение значимости коэффициентов корреляции и регрессии для рядов с различными степенями свободы – согласно [13].

Аномалии температуры воды рассчитывались как отклонение от средней величины за 20-летние периоды наблюдений. По данным GODAS были рассчитаны величины интегральной температуры  $Q$  [4] и ее аномалий ( $\Delta Q$ ) в узлах сетки для слоев 5–200 м, 200–450 м и 950–2200 м:

$$Q = \sum_{h_2}^{h_1} \Delta h_i \langle T_i \rangle,$$

где  $Q$  – интегральная температура в слое,  $h_1$ ,  $h_2$  – верхняя и нижняя границы слоя, в котором проводился расчет  $Q$ ,  $\Delta h_i$  – толщина  $i$ -ого слоя,  $\langle T_i \rangle$  – среднее значение температуры воды ( $T_w$ )  $i$ -ого слоя.

Для анализа тенденций изменчивости АТПО и температуры воды по слоям и на отдельных горизонтах в тропической зоне Тихого океана были



**Рис. 1.** Тренды АТПО ( $^{\circ}\text{C}/10$  лет) за периоды 1982–2000 гг. (а), 2001–2021 гг. (б) и пространственное распределение коэффициентов корреляции  $R$  (смотрите текст) для первой (в, г) и второй (д, е) мод ЭОФ АТПО за те же периоды. На рис. (б) показано расположение центров выделенных районов (1–7), а на рисунке (е) – разрезов (I–V). Крестиками на рисунках (а) и (б) обозначены узлы сетки, в которых оценки статистически значимы на уровне 95%.

выбраны 7 районов, четыре из которых традиционно используются для диагностики состояния ЭНЮК: (1) – NINO.WEST ( $0^{\circ}$ – $15^{\circ}$  с.ш.,  $130^{\circ}$ – $150^{\circ}$  в.д.), (2) – NINO.4 ( $5^{\circ}$  с.ш.– $5^{\circ}$  ю.ш.,  $160^{\circ}$  в.д.– $150^{\circ}$  з.д.), (3) – NINO.3 ( $5^{\circ}$  с.ш.– $5^{\circ}$  ю.ш.,  $150^{\circ}$ – $90^{\circ}$  з.д.), (4) – NINO.1 + 2 ( $0^{\circ}$ – $10^{\circ}$  ю.ш.,  $90^{\circ}$ – $80^{\circ}$  з.д.) [9] – [https://ds.data.jma.go.jp/tcc/tcc/products/el\\_nino/index.html](https://ds.data.jma.go.jp/tcc/tcc/products/el_nino/index.html), и три дополнительных (5, 6, 7), расположенных в районах ТТБ южнее и севернее экватора (рис. 1б). В дальнейшем путем простого осреднения сеточных данных в окрестностях центров выбранных районов ( $\pm 1^{\circ}$  по широте и долготе) рассчитывался многолетний ход аномалий температуры воды на каждом из 35 горизонтов GODAS и интегральной температуры в отдельных слоях: верхний (5–200 м), промежуточный (200–450 м) и глубинный (950–2200 м). Кроме того, были рассмотрены тенденции изменений температуры воды и скорости течений на пяти зональных и меридиональных разрезах в экваториальной зоне (рис. 1е). Для построения разрезов использовалось программное обеспечение Ocean Data View (ODV – <https://odv.awi.de>).

Выбор границ слоев проводился с учетом дискретности горизонтов GODAS (верхний горизонт – 5 м) на основе предварительного анализа особенностей вертикальной термической структуры в выделенных районах, характеристик ее межгодовых изменений (с применением ЭОФ анализа), выраженности и значимости трендов  $T_w$  на различных горизонтах и на разрезах с использованием данных о вертикальной структуре системы экваториальных течений. При этом нижняя граница верхнего слоя примерно соответствует глубине изотермы  $T_w = 20^{\circ}\text{C}$ , которая обозначает среднюю часть (“купол” [51]) верхнего (сезонного) термоклина [16, 37, 40] на значительной части исследуемой акватории, а нижняя граница промежуточного – соответствует положению нижней части деятельного слоя. Колебания термических характеристик этого слоя обусловлены в основном изменчивостью радиационных факторов, метеорологических условий и динамическими особенностями региона [17, 51], а, в целом, на верхний 700-метровый слой приходится значительная доля поглощения тепла и глобального потепления

океана (до 44%) [23, 29]. Тенденции потепления прослеживаются также в выделенном глубинном слое, расположенном в нижней части главного термоклина исследуемой акватории и других районов Мирового океана. В глубинном слое влияние процессов, обеспечивающих изменения теплового состояния и динамического режима деятельного слоя, ослабевает, и определенную роль в перераспределении тепла, наряду с диапикническим перемешиванием и вертикальной циркуляцией [42], играют процессы изопикнического переноса [23].

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

### *Особенности пространственной и межгодовой изменчивости ТПО*

В анализируемые 20-летние периоды пространственные паттерны (характерные особенности характеристик структуры) трендов ТПО существенно различаются, что связано с особенностями атмосферной циркуляции и теплообмена на поверхности океана [20, 46] в каждый из периодов (рис. 1). Анализ показал, что в 1982–2021 гг. наблюдались тенденции роста ТПО в северо-западном и юго-западном секторах тропической зоны и похолодания на юго-востоке. Период 1982–2000 г. характеризовался наличием отрицательных аномалий ТПО на большей части экваториальной зоны с полосой их минимальных значений вдоль центральной области (рис. 1а), что характерно для условий преобладания эпизодов ЭНЮК центрально-тихоокеанского типа – Ла-Нинья Модоки [9, 10, 35]. В течение 2001–2021 гг. преобладали условия ЭНЮК восточного, классического типа – Ла-Нинья (рис. 1б), сопровождавшиеся выхолаживанием поверхности в центральной и особенно в юго-восточной частях тропической зоны океана [31] и потеплением в других районах, преимущественно в северо-восточном. При этом отрицательные тренды аномалии ТПО в оба периода были статистически не значимы, а положительные ( $\sim 0.4^\circ\text{--}0.6^\circ\text{C}/10$  лет) были статистически значимы вне экватора на периферии ТТБ WPWP в оба периода (рис. 1а, 1б) и в районе ТТБ WHWP во второй период (рис. 1б).

На рис. 1в–е пространственное распределение первых мод ЭОФ АТПО представлено в виде полей коэффициентов корреляции,  $R$  между главными компонентами (РС), или временными коэффициентами разложения полей АТПО по ЭОФ и рядами АТПО в каждой точке. Первые две моды ЭОФ АТПО характеризуют особенности различных фаз цикла ЭНЮК [31, 35] в оба периода и объясняют 73 и 63% вклада в изменчивость аномалий АТПО в общую дисперсию для каждого из них. То есть связность [5] пространственно-временных вариаций АТПО от первого 20-летнего

периода ко второму ослабевает. Во временном ходе РС1 ЭОФ АТПО наблюдаются экстремумы, соответствующие типичным годам ЭНЮК за последние десятилетия. По данным мониторинга ЭНЮК Японского метеорологического агентства ([https://ds.data.jma.go.jp/tcc/tcc/products/el\\_nino/ensoevents.html](https://ds.data.jma.go.jp/tcc/tcc/products/el_nino/ensoevents.html)), в районе восточной части экваториальной зоны (NINO.3) события Эль-Ниньо наблюдались в следующие годы (с учетом сезонности): 1982–1983, 1986–1987, 1991–1992, 1997–1998, 2002–2003, 2009–2010, 2014–2016, 2018–2019 гг. События Ла-Нинья происходили в годы: 1984–1985, 1988–1989, 1995–1996, 1998–2000, 2005–2008, 2010–2011, 2017–2018, 2020–2022 гг.

Мода ЭОФ1 АТПО повторяет известные паттерны ЭНЮК [27], образуя бимодальную подковообразную структуру с центром на экваторе около  $140^\circ$  з.д. Мода ЭОФ2 АТПО в течение первого периода отражает зональную трехполосную структуру Ла-Нинья Модоки [9, 36], а на втором – двухполосную, отражающую усилившееся влияние области ЕРСТ [20] на структуру АТПО (рис. 1е, 1б). Ранее отмечалось [9], что события ЭНЮК Модоки участвовали как раз в период 1979–2005 гг., когда их роль в изменчивости тропической части Тихого океана заметно усилилась. Изменения в пространственной структуре обеих мод произошли, прежде всего, из-за перестройки полей давления и ветра и были хорошо выражены в поле трендов АТПО за оба периода. Вклад третьей моды ЭОФ в суммарную изменчивость АТПО незначителен и составляет 5% в течение первого периода и 10% – второго.

Отмеченные на рубеже XX–XXI веков изменения ведущих режимов колебаний АТПО в тропической зоне Тихого океана тесно связаны с особенностями атмосферной циркуляции, ветрового режима, теплообмена на поверхности океана, характеристиками термоклина и теплосодержания вод [40, 42, 51] в рассматриваемые 20-летние периоды (табл. 1).

В изменениях характеристик крупномасштабной атмосферной циркуляции отмечается тенденция к увеличению геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа, то есть к усилению антициклонических условий [39] (рис. 2а, 2б), а аномалии климатических характеристик в тропиках являются частью внутренних изменений, называемых десятилетнее/междесятилетнее тихоокеанские колебания (PDO/IPO [24]), которые тесно связаны с режимами ЭНЮК и тихоокеанского пассата (см. таблицу).

Отметим, что в период 2001–2021 гг., одновременно с увеличением положительных аномалий геопотенциала  $\Delta H_{500}$  (рис. 2а, 2б), свидетельствующим об усилении антициклонической циркуляции, тренды межгодовых колебаний временных коэффициентов РС1–2 ( $\Delta H_{500}$ ) стали положитель-

**Таблица 1.** Коэффициенты корреляции между климатическими показателями для различных временных периодов и временными рядами значений коэффициентов главных компонент (РС) ЭОФ АТПО и ЭОФ аномалий интегральной температуры  $\Delta Q$  верхнего (5–200 м), промежуточного (200–450 м) и глубинного (950–2200 м) слоев

Параметр	IPO	SOI	AMO	AD	NPGO	WHWP	NINO.WEST	NINO.4	NINO.3	NINO.1+2	NINO.Молоки	PC1( $\Delta H_{500}$ )	PC2( $\Delta H_{500}$ )	PTW1	PTW2	PTW3
ЭОФ АТПО (1982–2000 гг.)																
PC1	<b>0.9</b>	<b>-0.9</b>	0.0	<b>0.9</b>	<b>-0.5</b>	<b>0.6</b>	<b>-0.7</b>	<b>0.8</b>	<b>0.9</b>	<b>0.9</b>	0.3	<b>0.6</b>	<b>-0.6</b>	<b>-0.8</b>	<b>-0.9</b>	<b>-0.7</b>
PC2	-0.2	0.2	<b>0.7</b>	-1.3	<b>0.6</b>	<b>0.6</b>	0.4	<b>-0.5</b>	0.1	0.5	<b>-0.9</b>	0.5	<b>0.6</b>	<b>0.5</b>	0.0	<b>-0.5</b>
ЭОФ АТПО (2001–2021 гг.)																
PC1	<b>0.9</b>	<b>-0.9</b>	0.0	<b>0.8</b>	<b>-0.5</b>	<b>0.7</b>	-0.3	<b>0.9</b>	<b>0.9</b>	<b>0.6</b>	<b>0.7</b>	<b>0.6</b>	<b>-0.7</b>	<b>-0.8</b>	<b>-0.9</b>	-0.3
PC2	-0.4	0.2	0.1	0.1	<b>-0.7</b>	0.2	<b>0.7</b>	0.0	-0.4	-0.4	0.0	0.5	0.5	0.1	0.3	<b>0.6</b>
ЭОФ $\Delta Q$ верхнего слоя (2001–2021 гг.)																
PC1	<b>0.8</b>	<b>-0.8</b>	0.2	<b>0.9</b>	<b>-0.5</b>	<b>0.6</b>	-0.4	<b>0.9</b>	<b>0.7</b>	0.4	<b>0.8</b>	<b>0.6</b>	<b>-0.7</b>	<b>-0.8</b>	<b>0.8</b>	-0.2
ЭОФ $\Delta Q$ промежуточного слоя (2001–2021 гг.)																
PC1	<b>-0.5</b>	<b>0.6</b>	-0.3	<b>-0.7</b>	<b>0.8</b>	<b>-0.7</b>	-0.1	<b>-0.8</b>	<b>-0.5</b>	-0.3	<b>-0.6</b>	<b>-0.8</b>	0.3	<b>0.6</b>	<b>0.5</b>	-0.1
ЭОФ $\Delta Q$ глубинного слоя (2001–2021 гг.)																
PC1	-0.1	0.0	0.2	0.0	<b>-0.6</b>	<b>0.5</b>	<b>0.6</b>	0.2	0.1	0.2	0.1	<b>0.7</b>	0.4	0.1	-0.1	0.1

*Примечание.* IPO...WHWP – климатические индексы. NINO – индексы колебаний АТПО в различных районах ЭНЮК [9]. PC1–2( $\Delta H_{500}$ ) – главные компоненты ЭОФ первых мод аномалий геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа. PTW1–3 – индексы тихоокеанского пассата, соответственно, в западном, центральном и восточном секторах экваториальной зоны. Полужирным шрифтом выделены величины, статистически значимые на уровне 95%.

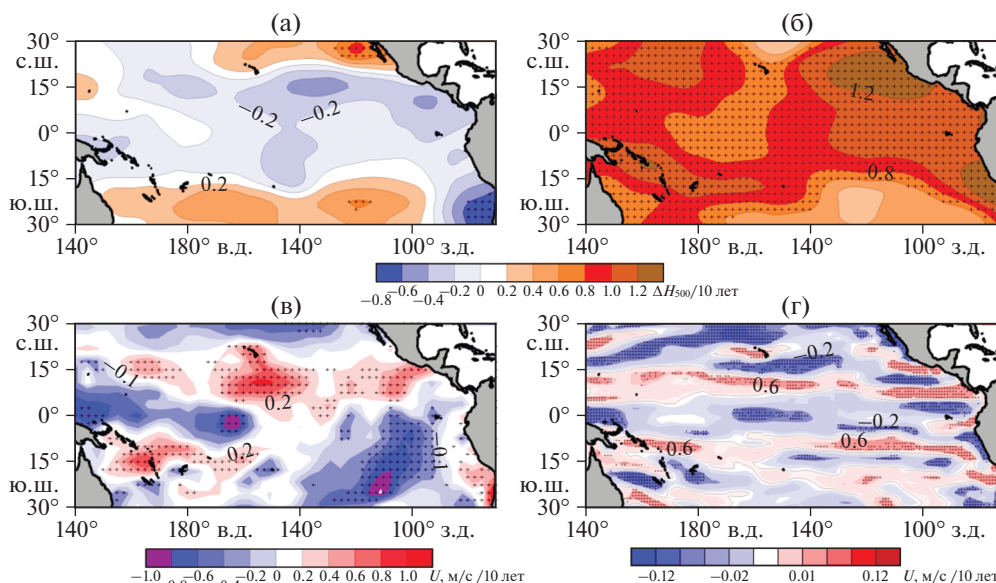
ными и значимыми. При этом, как отмечалось в [37], в других районах вариации аномалий геопотенциала и температуры воды были статистически связаны. По нашим оценкам в тропическом поясе, где в атмосфере на различных фазах ЭНЮК формируются отдельные конвективные циркуляционные ячейки Уокера, корреляционные связи разного знака хорошо выражены как между аномалиями геопотенциала, ТПО, так и скорости ветра, что требует более детального рассмотрения.

В оба 20-летних периода наиболее устойчивые корреляционные связи колебаний первых двух мод изменчивости АТПО наблюдались с индексами IPO, SOI, AD, NPGO, NINO.3, PC1( $\Delta H_{500}$ ) и PTW. Для третьей – только с AMO и NINO.1 + 2 в период 2001–2021 гг. Колебания PC1 ЭОФ АТПО и PC1 ЭОФ  $\Delta Q$  верхнего слоя 5–200 м в этот период синхронны, а корреляционные связи с КИ полностью идентичны (табл. 1). Однако для верхнего и промежуточного слоев колебания PC1 ЭОФ  $\Delta Q$  и их связи с КИ находятся в противофазе (табл. 1). Как будет показано ниже, это согласуется с преобладающими тенденциями изменений интегральной температуры в этих слоях и, по-видимому, с вертикальной расслоенностью и соответствующими трендами скорости экваториальных течений в деятельном слое [19]. При этом со-

ответствующие значимые корреляционные связи колебаний индексов и второй моды PC2 ЭОФ  $\Delta Q$  рассматриваемых слоев почти не выражены. Отрицательная фаза IPO характеризуется похолоданием в восточной части Тихого океана и потеплением в северо-западной и юго-западной его частях, а также усилением зонального градиента давления на уровне моря и экваториальных пассатов над тропической частью Тихого океана [27]. С конца 1990-х гг. IPO находится как раз в отрицательной фазе, что ослабляет эффект глобального потепления, и, в целом, тенденция к похолоданию ТПО в восточной части тропической зоны является результатом разнонаправленных воздействий режима глобального потепления, режима IPO и режима AMO [27].

В целом в последние четыре десятилетия в центральной и восточной частях тропической зоны Тихого океана наблюдалось похолодание, а в ее западной части – значительное потепление, что привело к увеличению градиента ТПО с востока на запад. Это явление и ранее уже отмечалось в отдельные годы этого периода [46]. При этом величина положительных трендов АТПО в районах, расположенных на периферии ТТБ, WPWP и WHWP, оказалась сопоставимой с аналогичными оценками для районов высоких широт [6]. Одной из причин формирования крупно-





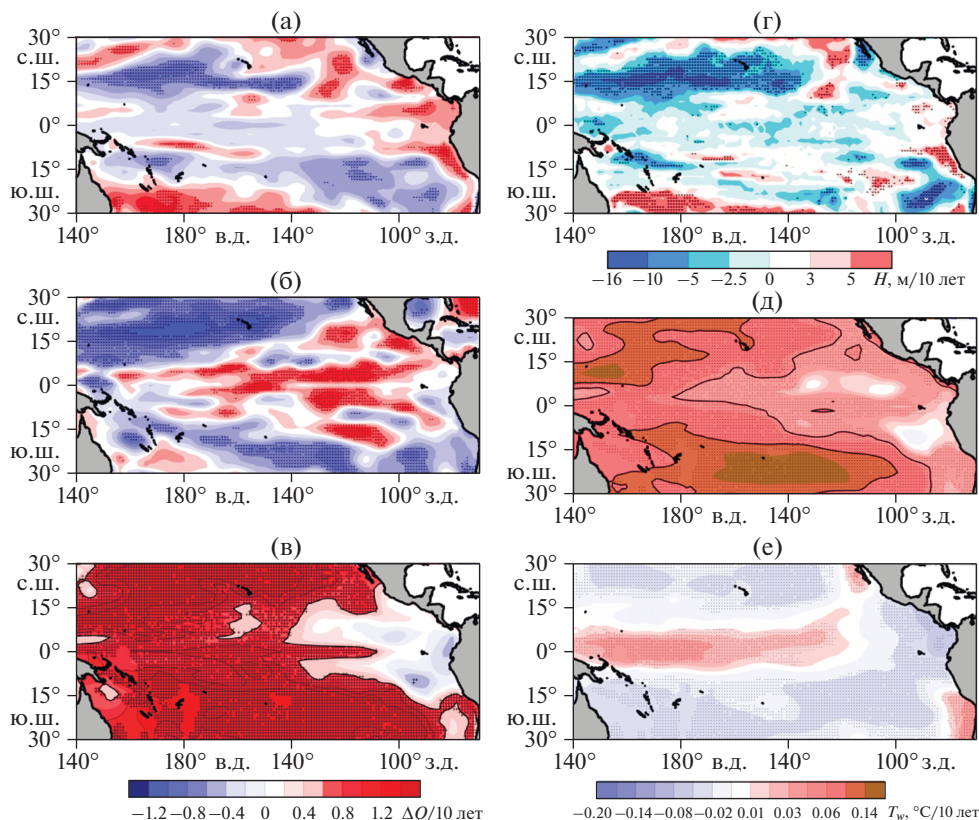
**Рис. 2.** Тренды среднегодовых величин нормализованных аномалий геопотенциала  $\Delta H_{500}$  (за 10 лет) за периоды 1982–2000 гг. (а) и 2001–2021 гг. (б). Тренды (за 10 лет) зональных компонент  $U$  приземной скорости ветра (в) и скорости течений на горизонте 5 м по данным GODAS (г) за 2001–2021 гг. Крестиками обозначены узлы сетки, в которых оценки статистически значимы на уровне 95%.

масштабных положительных АТПО по обе стороны экватора, помимо очевидной реакции на радиационное воздействие [46], может являться увеличение меридиональных потоков явного и скрытого тепла из экваториальной зоны [16, 37]. В последние десятилетия XX века межгодовые изменения индекса SOI (показателя разности ТПО, атмосферного давления на уровне моря и интенсивности циркуляции Уокера южнее экватора, связанного с событиями ЭНЮК [10, 11]) характеризовались нерегулярным чередованием положительных и отрицательных значений. Затем в течение двух десятилетий нынешнего столетия колебания SOI находились, главным образом, в положительной фазе, соответствующей преобладанию режима Ла-Нинья. Наши результаты согласуются с оценками [36, 46, 49], демонстрируя, что в этот период четко обозначилась тенденция к формированию пространственного диполя за счет увеличения давления на уровне моря в районе западной части тропической зоны и его уменьшения в восточной части. Диполь был хорошо выражен в поле ЭОФ ДУМ, первые два главных компонента которого описывают 59% вклада в общую дисперсию ДУМ. Как отмечалось выше, в исследуемом районе тенденции изменений зональных градиентов ДУМ, ветрового режима и ТПО тесно взаимосвязаны.

Хорошо известно, что циркуляция Уокера является одним из механизмов регуляции зональных температурных контрастов, показателем интенсивности и зональной неоднородности конвективных процессов в экваториальной зоне [46]. Одним из индикаторов ячеек циркуляции Уокера

является индекс скорости тихоокеанских пассатов (PTW1–3 на уровне 850 гПа) в западном, центральном и восточном секторах экваториальной зоны. Согласно определению (<https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/CDB/Tropics/table1.shtml>), положительные (отрицательные) значения PTW указывают на восточные (западные) направления ветра. По этим данным в характеристиках скорости ветра в западном, центральном и восточном секторах узкой экваториальной зоны (5° с.ш.–5° ю.ш.) между двумя рассматриваемыми 20-летними периодами произошло изменение, которое отразилось в оценках соответствующих корреляционных связей с АТПО (см. таблицу). В последние 2 десятилетия в юго-восточной части акватории в районе 20° ю.ш., где происходило выхолаживание поверхности океана (рис. 1б), наблюдалось статистически значимое увеличение скорости восточных ветров на 1.5–2 м/с (рис. 2в). А в период 1982–2000 гг. в восточной и западной частях экваториальной зоны наблюдались разнонаправленные тренды скорости зонального ветра, что характерно для событий ЭНЮК центрально-тихоокеанского типа – Модокки [9].

За последние четыре десятилетия статистически значимые тренды увеличения скорости восточных ветров наблюдались в западной части экваториальной зоны, а ослабления – в поясе Северного пассатного течения и районе 5°–15° ю.ш. на юго-востоке. В этот период отмечались значительные изменения характеристик циркуляции Уокера, связанных с особенностями термических условий и являющихся важным фактором развития ЭНЮК [11, 20]. Можно также отметить,



**Рис. 3.** Тренды нормализованных величин аномалий интегральной температуры  $\Delta Q$  (за 10 лет) в слоях 5–200 м (а), 200–450 м (б) и 950–2200 м (в); тренды (за 10 лет) глубины залегания изотермы 20°C, м (г) и аномалий  $T_w$  на горизонтах 1500 м (д) и 2200 м (е) за 2001–2021 гг. Крестиками обозначены узлы сетки, в которых оценки статистически значимы на уровне 95%.

что, наряду с ослаблением воздействия АМО и циркуляции Уокера в последнее двадцатилетие, по данным GODAS также наблюдалось ослабление всей системы и северного, южного экваториального течения и экваториального противотечения (рис. 2г), как и всего северо-тихоокеанского круговорота (NPGO) [26].

В отличие от ЭНЮК центрально-тихоокеанского типа [9], интенсивность и частота событий различных фаз канонического ЭНЮК в районах NINO.3 [36], NINO.4 и NINO.1 + 2 не показали существенной тенденции, тем не менее, они вносят существенный вклад в характеристики главного компонента PC1 ЭОФ АТПО (см. табл. 1). По данным регулярного мониторинга ТПО в районе NINO.3 ([https://ds.data.jma.go.jp/tcc/tcc/products/el\\_nino/ensoevents.html](https://ds.data.jma.go.jp/tcc/tcc/products/el_nino/ensoevents.html)), в первый из исследуемых периодов (1982–2000 гг.) наблюдалось 23 сезона с Эль-Ниньо и 22 сезона с Ла-Нинья, однако в период 2001–2021 гг., напротив, отмечалось некоторое увеличение сезонов с Ла-Нинья. При этом если величина коэффициента корреляции колебаний АТПО NINO Модоки и NINO.3 в предыдущее 20-летие составляла 0.2, то в начале нынешнего – 0.6.

#### *Межгодовая изменчивость термических характеристик в верхней 2200-метровой водной толще*

В течение 2001–2021 гг. положительные и отрицательные статистически значимые тренды температуры толщи вод 5–2200 м прослеживаются на значительной части исследуемой акватории (рис. 3), что соответствует современным региональным и глобальным тенденциям [10].

Пространственно-временные особенности распределения трендов интегральной температуры в различных слоях формируются в результате сложного взаимодействия разномасштабных диабатических и адиабатических процессов на поверхности и в толще океана [16, 37, 42]. В межгодовых масштабах в тропической зоне Тихого океана ЭНЮК является доминирующим явлением в тепловом и динамическом взаимодействии атмосферы и океана. В свою очередь, изменения в горизонтальной и вертикальной структуре системы экваториальных течений, а также стояче-поступательные волны и вихри являются важным фактором переноса тепла и эволюции поля температуры воды в слое до 1000 м и более [17, 42, 45].



Расположение областей с отрицательными и положительными трендами  $\Delta Q$  в верхнем и промежуточном слоях (рис. 3а, 3б) неоднородно и имеет преимущественно зональную ориентацию, как и паттерны трендов зонального компонента скорости ветра и течений (рис. 2в, 2г). Пространственные особенности распределения трендов интегральной температуры в этих слоях также хорошо согласуются с соответствующими характеристиками структуры трендов колебаний глубины изотермы  $T_w = 20^\circ\text{C}$  (рис. 3г). В области экватора тренды  $\Delta Q$  в слое 5–200 м статистически не значимы, что соответствует результатам мониторинга теплосодержания всего верхнего 300-метрового слоя океана NOAA в этом районе ([https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ocean/index/heat\\_content\\_index.txt](https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ocean/index/heat_content_index.txt)). Схема пространственного распределения трендов  $\Delta Q$  в промежуточном слое 200–450 м соответствует подковообразной структуре ЭНЮК [9, 27] (рис. 3б).

Во временном ходе РС1 ЭОФ  $\Delta Q$  промежуточного и глубинного слоев выражены значимые тренды различного знака. Отметим также, что первые две моды ЭОФ колебаний  $\Delta Q$  в верхнем слое 5–200 м описывают 56% изменчивости интегральной температуры, примерно, как и для колебаний АТПО за аналогичный период. Для слоя 200–450 м – 45%, а для слоя 950–2200 м – 60%. При этом основные черты трендов температуры воды на горизонте 1500 м, расположенном несколько глубже нижней границы антарктической водной массы пониженной солености, также согласуются с паттерном ЭНЮК, а на горизонте 2200 м эта схема полностью перестраивается и соответствует зонально-ориентированной трехполосной структуре (рис. 3д, 3е). В отличие от верхнего и промежуточного слоев, положительные статистически значимые тренды  $\Delta Q$  в глубинном слое 950–2200 м прослеживаются на большей части исследуемой акватории (рис. 3в), что согласуется с общей картиной неоднородной вертикальной структуры поглощения и переноса тепла в ходе глобального потепления [23].

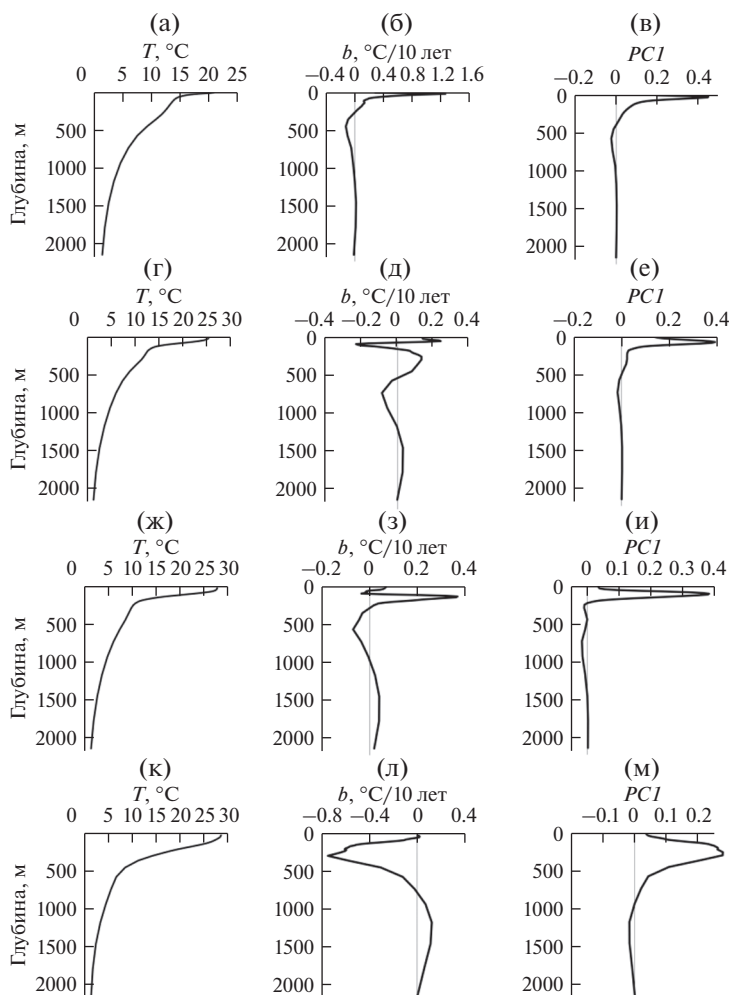
Существует статистически значимая связь колебания РС1 ЭОФ  $\Delta Q$  глубинного слоя 950–2200 м с соответствующими оценками главного компонента  $\Delta Q$  промежуточного слоя 200–450 м ( $R = 0.5$ ), а с АТПО и  $\Delta Q$  верхнего слоя она отсутствует. Также хорошо выражена связь РС1 ЭОФ  $\Delta Q$  верхнего и промежуточного слоев с РС1 ЭОФ ДУМ и индексами пассатных ветров РТВ1–3 (таблица). Во временном ходе РС1 ЭОФ  $\Delta Q$  верхнего слоя минимальные и максимальные значения наблюдались в 2011 и 2015 гг., которые соответствовали фазам Ла-Нинья и Эль-Ниньо, а в промежуточном слое эти экстремумы находились в противофазе с верхним слоем. Как следует из таблицы, во всех рассматриваемых слоях также

прослеживаются значимые корреляционные связи изменений РС1 ЭОФ  $\Delta Q$  с индексами РС1 ( $\Delta H_{500}$ ), WHWP и NPGO, которые служат важными показателями состояния атмосферы, океана и крупномасштабной океанической циркуляции. Так, NPGO отражает изменения интенсивности крупномасштабного северо-тихоокеанского циклонического круговорота и его отдельных ветвей. Его колебания обусловлены вариациями ветрового апвеллинга и горизонтальной адвекции регионального и бассейнового масштабов и являются одним из показателей изменчивости климата, что проявляется в глобальных тенденциях изменений уровня океана [14, 26] и колебаний пикноклина. На фоне ослабления Алеутского минимума в холодный сезон с 2000 г. [6] тренд NPGO перешел в отрицательную фазу.

Оценки линейного тренда  $\Delta Q$  за два десятилетия XXI века показали, что степень потепления (похолодания) в отдельных слоях толщи вод различных районов исследуемой акватории (рис. 1б) оценивается за этот период в +7% (–8%). Был проведен более детальный анализ межгодовых изменений трендов и ЭОФ (РС1) колебаний среднегодовой температуры воды на различных горизонтах (рис. 4) в четырех из выделенных районов, показанных на рис. 1б.

В период 2001–2021 гг. максимальные величины межгодовых изменений среднегодовых величин  $T_w$  ( $\sim 6^\circ\text{C}$ ) наблюдались в верхнем слое 25–125 м районов NINO.1 + 2, NINO.3 и NINO.4 (рис. 4а, 4г, 4ж). Связь между тенденциями изменений температуры на различных горизонтах проявляется в вертикальных профилях трендов  $T_w - b$  (рис. 4б, 4д, 4з, 4л) и РС1 ЭОФ колебаний аномалий  $T_w$  на различных горизонтах (рис. 4в, 4е, 4и, 4м), которые значительно отличаются для отдельных районов исследуемой акватории и имеют сложную модовую структуру. При этом на главный компонент РС1 в исследуемых районах приходится от 80 до 90% общей дисперсии аномалий температуры.

В целом наибольшие положительные статистически значимые тренды  $T_w$  наблюдались в верхнем слое 25–85 м районов 4 (NINO.1 + 2) – до  $1.5^\circ\text{C}/10$  лет (рис. 4б), а также районов 5 и 7, расположенных в северо-восточной и юго-западной частях акватории – до  $0.6$ – $0.8^\circ\text{C}/10$  лет. Наибольшие отрицательные – в нижележащих слоях 125–500 м в районе 1 (NINO.WEST) до  $-0.8^\circ\text{C}/10$  лет (рис. 4л) и 400–800 м в районе 5 – до  $-0.3^\circ\text{C}/10$  лет (рисунок не приводится) – в юго-западной части тропической зоны. Экстремальное похолодание в нижней части термоклина в районе 1 (NINO.WEST), расположенном в северо-западном секторе исследуемого района, выражено в обмелении термоклина и отрицательных трендах межгодовых изменений интегральной температуры



**Рис. 4.** Столбцы слева направо: обобщенные кривые вертикального распределения среднегодовой  $T_w$  (а, г, ж, к), тренда (б, д, з, л) и главного компонента PC1 ЭОФ аномалий  $T_w$  (в, е, и, м) за 2001–2021 гг. Сверху вниз: районы 4 (NINO.1 + 2), 3 (NINO.3), 2 (NINO.4), 1 (NINO.WEST) согласно рис. 1б.

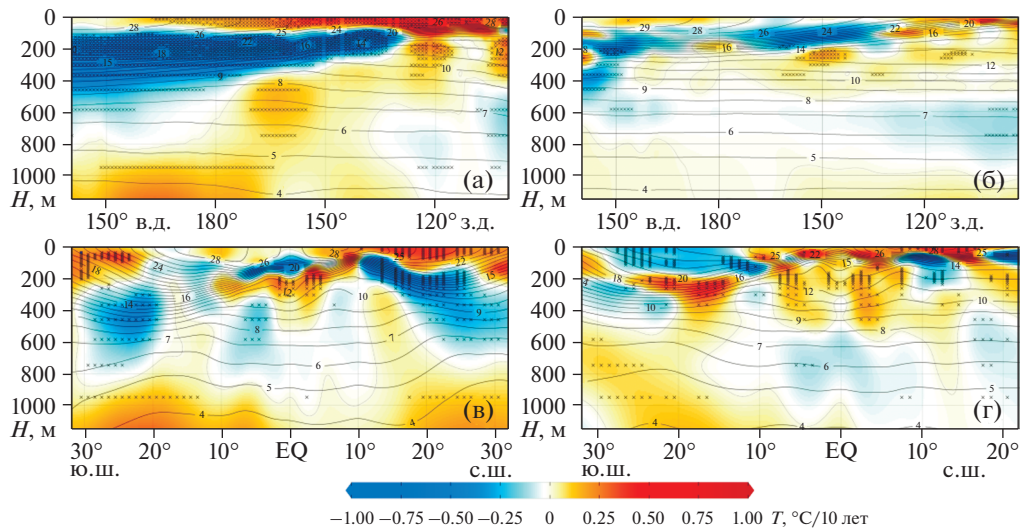
верхнего и промежуточного слоев (рис. 3а, 3б, 3г), что согласуется с данными других исследований [40, 51].

На рис. 5 представлено вертикальное распределение температуры воды и ее трендов на отдельных зональных и меридиональных разрезах, построенных по данным GODAS и иллюстрирующих особенности вертикальной структуры трендов потепления и похолодания толщи вод на всей исследуемой акватории.

На зональных разрезах I и II наибольшие положительные тренды  $T_w$  прослеживаются в верхнем 100-метровом слое, главным образом, в восточной части тропической зоны. Наибольшие отрицательные, соответствующие значительному выхолаживанию, — в нижележащих слоях 100–500 м в центральной и западной областях тропической зоны (рис. 5а, 5б). На меридиональных разрезах IV и V области с различным знаком трендов температуры расположены примерно симмет-

рично относительно экватора (рис. 5в, 5г). Горизонты с наибольшими положительными и отрицательными значимыми трендами  $T_w$  располагаются в толще верхнего 400–500-метрового слоя, что согласуется с соответствующими характеристиками горизонтального распределения трендов аномалий интегральной температуры (см. рис. 3а, 3б). Небольшие положительные и отрицательные статистически значимые тренды температуры прослеживаются и в глубинных слоях тропической зоны, как на разрезах, так и на картах трендов аномалий  $T_w$  и  $Q$  (рис. 3в, 3д, 3е). В целом паттерны трендов аномалий  $T_w$  на отдельных разрезах согласуются с обобщенными схемами распределения зонально-осредненных тенденций температурных изменений в плоскости вертикальных разрезов в тропической зоне [12, 20] и детализируют ее.

Рисунок 6, построенный по результатам лагового регрессионного анализа, характеризует связь

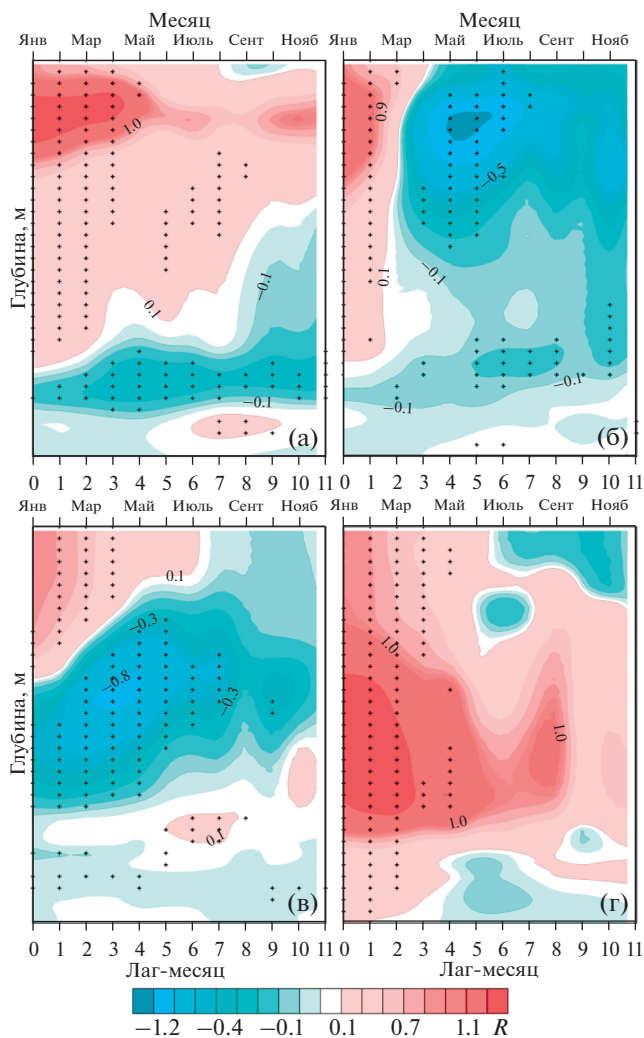


**Рис. 5.** Совмещенное вертикальное распределение среднегодовой  $T_w$  (сплошные линии) и линейных трендов (в расчете за 10 лет) аномалий температуры (выделены цветом) на зональных I – 15° с.ш. (а), II – экватор (б) и меридиональных IV – 160° з.д. (в) и V – 110° з.д. (г) разрезах в 2001–2021 гг. Расположение разрезов показано на рис. 1е. Крестиками обозначены области, в которых оценки трендов статистически значимы на уровне 95%.

колебаний температуры воды приповерхностного и нижележащего слоев отдельных районов в межгодовом цикле изменчивости  $T_w$  на различных горизонтах с запаздыванием по фазе. На нем представлены только положительные лаги, т.е. возможные прямые связи между этими колебаниями, когда одна из переменных опережает другую. Рисунок показывает эволюцию корреляционных связей температурных аномалий, формирующихся под воздействиями теплового потока на границе океан-атмосфера, ветрового режима, горизонтальной и вертикальной циркуляции и других процессов, с учетом инерции теплопереноса [19, 37, 42]. В этом случае изменения  $T_w$  на глубинных горизонтах запаздывают относительно изменений термических условий у поверхности, хотя во многом и определяются масштабом и продолжительностью поверхностных воздействий. Как было показано выше, широкий класс процессов, взаимодействующих в тропической зоне, модулируется событиями ЭНЮК различного типа, а первое десятилетие нынешнего века характеризовалось ускоренным перераспределением тепла по вертикали от поверхности в глубинные слои. Результаты проведенного регрессионного анализа указывают на существенные региональные различия динамики этих процессов.

Из рис. 6 следует, что в рассматриваемых районах колебания  $T_w$  на приповерхностных и глубинных горизонтах когерентны и в трех районах вертикально когерентные колебания характеризуются дипольной структурой (рис. 6а, 6б, 6в). В пределах верхней части термоклина и деятельного 450-метрового слоя они характеризуются положительными и значимыми регрессионными

связями на протяжении (с лагом) 3–8 месяцев, т.е. в течение периода, сопоставимого с продолжительностью пиковых событий ЭНЮК. На северной периферии западного теплового тропического бассейна когерентные колебания  $T_w$  прослеживаются значительно ниже деятельного слоя – в главном термокline (рис. 6г). В районах NINO.4 и NINO.3 центрально-восточного сектора экватора (рис. 6б, 6в), в полосе которых формируются отрицательные тренды АТПО (рис. 1б), значимые положительные корреляционные связи в верхней части термоклина и деятельном слое прослеживаются только с лагом до трех месяцев. Естественно, что в условиях зональных и меридиональных контрастов термических характеристик в исследуемом районе значительное влияние на формирование и распространение температурных аномалий в толще вод оказывают изменения в горизонтальной и вертикальной структурах системы экваториальных течений и другие динамические факторы. Здесь, в верхнем 300–400-метровом слое, хорошо выражены разнонаправленные и стратифицированные зональные потоки течений и противотечений (по нашим оценкам на меридиональных разрезах, показанных на рис. 1е, со средней скоростью, от –0.5 до 1 м/с и трендами до  $\pm 0.15$  м/с за 10 лет) (рис. 2г). Изучение региональных различий, причинно-следственных связей и механизмов этих процессов являются предметом целенаправленных исследований и моделирования. Например, в работе [42] рассматривается обратное воздействие глубинных слоев на термические характеристики верхнего слоя океана в тропической зоне Тихого океана.



**Рис. 6.** Коэффициенты регрессии межгодовых колебаний среднемесячной температуры воды на горизонте 5 м и на 35 горизонтах 2200-метрового слоя с временными лагами за период 2001–2021 гг. в районах 4 – NINO.1 + 2 (а), 3 – NINO.3 (б), 2 – NINO.4 (в) и 1 – NINO.WEST (г). Крестиками обозначены области, в которых оценки статистически значимы на уровне 95%. Расположение районов показано на рис. 1б.

Для анализа взаимосвязей изменчивости термических характеристик толщи вод с крупномасштабными и региональными процессами в океане и атмосфере был проведен взаимный корреляционный и регрессионный анализ. Определялись связи межгодовых вариаций временных рядов аномалий интегральной температуры ( $\Delta Q$ ) и главного компонента PC1 ЭОФ  $\Delta Q$  верхнего, промежуточного и глубинного слоев с изменениями климатических индексов и других параметров (см. табл. 1). Карты пространственного распределения коэффициентов регрессии (рисунки не приводятся) дают наглядное представление о характере пространственных особенностей и тесноте корреляционных связей между важнейшими

из этих параметров и термическими характеристиками различных районов. Отметим, что основные черты этих карт согласуются с паттерном пространственной структуры ЭНЮК [31].

Климатические изменения в экваториальной зоне Тихого океана не являются изолированным явлением. Так, межбассейновое взаимодействие с тропиками Северной Атлантики [8] через механизм атмосферного моста с АМО также может играть важную роль в модуляции ветров в центральной части экваториальной зоны Тихого океана, изменяя характер циркуляции Уокера, которая, в свою очередь, поддерживает зональный градиент ТПО и структуру термоклина вдоль экватора. При этом Атлантический океан действует как один из источников десятилетней изменчивости климата всей западной части Тихого океана. С другой стороны, в одной из работ, основанной на результатах численного моделирования [28], отмечается, что глобальное потепление может одинаково влиять на каждый из этих регионов, а выявленные косвенные связи между двумя бассейнами являются следствием нестационарного отклика на внешнее воздействие. Зональный градиент ТПО и циркуляция Уокера усиливаются во время положительной и ослабевают во время отрицательной фаз АМО [34, 53].

В целом, корреляционные связи характеристик интегральной температуры с региональными и глобальными климатическими индексами сложным образом изменяются с глубиной и зависят от моды режима колебаний. Отметим, что величины объясненной дисперсии множественной регрессии по четырем климатическим индексам – SOI, AD, АМО, NPGO и PC1( $\Delta H_{500}$ ) в изменчивости первой моды PC1 ЭОФ  $\Delta Q$  верхнего и промежуточного слоев в период 2000–2021 гг. в обоих слоях составляют 93–97%. Для глубинного слоя эта величина по индексам NPGO, WHWP, PC1( $\Delta H_{500}$ ) и NINO.WEST составляет 71%.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В конце XX века в экваториальной зоне усиливался зональный градиент ТПО и потоков скрытого и явного тепла. В 1982–2000 гг. статистически значимые положительные тренды АТПО ( $\sim 0.3\text{--}0.5^\circ\text{C}/10$  лет) выявлены в северо-западном и юго-западном секторах тропической зоны Тихого океана – на периферии западного теплого тропического бассейна. В 2001–2021 гг. область с положительными трендами ( $\sim 0.4\text{--}0.7^\circ\text{C}/10$  лет) существенно расширилась на северо-восток от экватора – в район восточного теплого бассейна Западного полушария. Отмеченные региональные особенности и различия изменений термических характеристик были обусловлены преобладанием режимов ЭНЮК различного типа. При



этом в первый 20-летний период две ведущие моды ЭОФ АТПО объясняли 73%, а во второй (как и аномалий интегральной температуры верхнего слоя –  $\Delta Q$ ) ~ 60% вклада в изменчивость аномалий этих характеристик в общую дисперсию. В целом эти первые два режима ЭОФ представляют особенности различных фаз цикла ЭНЮК.

Две главные моды разложения на ЭОФ колебаний АТПО и  $\Delta Q$  хорошо описывают пространственную структуру поля трендов температуры воды. Они тесно связаны с особенностями барического поля, ветрового режима, теплообмена на поверхности океана, теплосодержания вод и глубиной термоклина. На фоне возрастающего антропогенного воздействия на климатическую систему в изменениях крупномасштабной атмосферной циркуляции региона отмечается тенденция к усилению антициклонических условий, а соответствующий региональный отклик является частью внутренней изменчивости, обусловленной десятилетними/междесятилетними колебаниями, которые связаны с событиями ЭНЮК и тихоокеанским пассатом.

Наибольшие положительные статистически значимые линейные тренды  $T_w$  наблюдались в приповерхностном слое между горизонтами 25 и 85 м района NINO.1 + 2 – до 1.5°C/10 лет. В районах, расположенных вне экваториальной зоны, на периферии теплых тропических бассейнов в северо-восточной и юго-западной частях акватории тренды составили 0.6–0.8°C/10 лет. Самые значительные отрицательные тренды были отмечены в нижележащем слое 125–500 м в районе NINO.WEST (до –0.8°C/10 лет) и глубже в слое 400–800 м (до –0.3°C/10 лет) в юго-западной части тропической зоны. На всей акватории положительные и отрицательные статистически значимые тренды температуры на различных горизонтах и интегральной температуры прослеживаются также в промежуточных и глубинных слоях и затухают с глубиной, но остаются статистически значимыми. Основные черты пространственного распределения трендов температуры на горизонте 1500 м, расположенном вблизи ядра антарктической водной массы пониженной солености, так же, как и в верхнем и промежуточном слоях, согласуются с пространственной структурой ЭНЮК, а на горизонте 2200 м эта схема полностью перестраивается и соответствует зонально-ориентированной трехполюсной структуре.

Колебания  $T_w$  на приповерхностных и глубинных горизонтах когерентны. В большинстве районов вертикально когерентные колебания имеют дипольную структуру. В пределах верхней части термоклина и деятельного 450-метрового слоя они характеризуются положительными и значимыми регрессионными связями с лагом 3–8 месяцев, т.е. в течение периода, сопоставимого с

продолжительностью пиковых значений событий ЭНЮК. На северной периферии западного теплого тропического бассейна когерентные колебания  $T_w$  прослеживаются значительно ниже деятельного слоя, в главном термоклине.

Основные черты пространственного распределения коэффициентов регрессии аномалий  $\Delta Q$  верхнего, промежуточного и глубинного слоев с различными климатическими индексами согласуются с паттерном ЭНЮК. Величины объясненной дисперсии множественной регрессии вклада колебаний климатических индексов – SOI, AMO, AD, NPGO и PC1( $\Delta H_{500}$ ) – в изменчивость главной энергонесущей моды PC1 ЭОФ  $\Delta Q$  верхнего и промежуточного слоев за современный 20-летний период составляют 93–97%. Для глубинного слоя величина объясненной дисперсии множественной регрессии вклада колебаний для NPGO, WHWP, PC1( $\Delta H_{500}$ ) и NINO.WEST составляет 71%.

**Благодарности.** Авторы признательны рецензентам за конструктивные замечания.

**Источники финансирования.** Работа выполнена по теме государственного задания ТОИ ДВО РАН № 121021700346-7 “Исследование основных процессов, определяющих состояние и изменчивость океанологических характеристик окраинных морей Азии и прилегающих районов Тихого и Индийского океанов”.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бышев В.Н., Нейман В.Г., Романов Ю.А., Серых И.В. О пространственной неоднородности некоторых параметров глобальной изменчивости современного климата // Доклады Академии наук. 2009. Т. 426. № 4. С. 543–548.
2. Груза Г.В., Ранькова Э.Я., Рочева Э.В., Смирнов В.Д. Географические и сезонные особенности современного глобального потепления // Фундаментальная и прикладная климатология. 2015. Т. 2. С. 41–62.
3. Ким Сен Ток. Термический режим вод Японского, Охотского морей и Тихого океана, прилегающих к о. Сахалин и Курильским островам // Океанология. 2022. Т. 62. № 5. С. 690–704.
4. Лучин В.А., Матвеев В.И. Межгодовая изменчивость термического состояния холодного подповерхностного слоя Охотского моря // Известия ТИНРО. 2016. Т. 187. С. 205–216.
5. Попова В.В., Шмакин А.Б. Региональная структура колебаний температуры приземного воздуха в северной Евразии во второй половине XX–начале XXI веков // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46. № 2. С. 15–29.
6. Ростов И.Д., Дмитриева Е.В. Региональные особенности межгодовых изменений температуры воды в субарктической зоне Тихого океана // Метеорология и гидрология. 2021. № 2. С. 67–79.
7. Ростов И.Д., Дмитриева Е.В., Рудых Н.И. Межгодовая изменчивость термических характеристик Индийского океана в условиях глобального потеп-



- ления // Морской гидрофизический журнал. 2022. Т. 38. № 1. С. 53–72.
8. *An X., Wu B., Zhou T., Liu B.* Atlantic multidecadal oscillation drives interdecadal Pacific variability via tropical atmospheric bridge // *J. Climate*. 2021. V. 34. № 13. P. 5543–5553. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-20-0983.1>
  9. *Ashok K., Behera S.K., Rao S.A. et al.* El Niño Modoki and its possible teleconnection // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. C11007. <https://doi.org/10.1029/2006JC003798>
  10. *Ashok K., Yamagata T.* Climate change: the El Niño with a difference // *Nature*. 2009. V. 461. P. 481–484. <https://doi.org/10.1038/461481a>
  11. *Bayr T., Dommenges D., Martin T., Power S.B.* The eastward shift of the Walker Circulation in response to global warming and its relationship to ENSO variability // *Climate Dynamics*. 2014. V. 43. P. 2747–2763. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2091-y>
  12. *Bindoff N.L., Cheung W.W.L., Kairo J.G. et al.* Changing ocean, marine ecosystems, and dependent communities // IPCC Special report on the ocean and cryosphere in a changing climate. Eds. Pörtner H.-O. IPCC, 2019. P. 447–588. <https://www.ipcc.ch/srocc/chapter/chapter-5>
  13. *Bretherton C.S., Widmann M., Dymnikov V.P. et al.* The effective number of spatial degrees of freedom of a time-varying field // *J. Climate*. 1999. V. 12. № 7. P. 1990–2009. [https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/12/7/1520-442\\_1999\\_012\\_1990\\_tenosd\\_2.0.co\\_2.xml](https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/12/7/1520-442_1999_012_1990_tenosd_2.0.co_2.xml)
  14. *Ceballos L.I., Di Lorenzo E., Hoyos C.D. et al.* North Pacific Gyre Oscillation synchronizes climate fluctuations in the Eastern and Western Boundary Systems // *J. Climate*. 2009. V. 22. № 19. P. 5163–5174. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2848.1>
  15. *Cha S.-C., Moon J.-H., Song Y.T.* A Recent shift toward an El Niño-like ocean state in the Tropical Pacific and the resumption of ocean warming // *Geophys. Res. Lett.* 2018. V. 45. № 21. P. 11885–11894. <https://doi.org/10.1029/2018gl080651>
  16. *Cheng L., Trenberth K.E., Fasullo J.T. et al.* Evolution of ocean heat content related to ENSO // *J. Climate*. 2019. V. 32. № 12. P. 3529–3556. <https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/32/12/jcli-d-18-0607.1.xml>
  17. *Chen G., Wang X.* Vertical structure of upper-ocean seasonality: annual and semiannual cycles with oceanographic implications // *J. Climate*. 2016. V. 29. № 1. P. 37–59. <https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/29/1/jcli-d-14-00855.1.xml>
  18. *Chung C.T.Y., Power S.B., Sullivan A., Delage F.* The role of the South Pacific in modulating Tropical Pacific variability // *Scientific Reports*. 2019. V. 9. № 1. 18311. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-52805-2>
  19. *Cibot C., Maisonnave E., Terray L. et al.* Mechanisms of tropical Pacific interannual-to-decadal variability in the ARPEGE/ORCA global coupled model // *Climate Dynamics*. 2005. V. 24. P. 823–842. <https://doi.org/10.1007/s00382-004-0513-y>
  20. Climate change in the Pacific: Scientific assessment and new research. Volume 1: Regional Overview. Volume 2: Country reports. Melbourne, Australia: Australian Bureau of Meteorology and CSIRO, 2011. 254 p. [https://www.pacificclimatechangescience.org/wp-content/uploads/2013/06/PCCSP\\_Vol1\\_CoversForewordContents.pdf](https://www.pacificclimatechangescience.org/wp-content/uploads/2013/06/PCCSP_Vol1_CoversForewordContents.pdf)
  21. Climate change monitoring report 2021. Tokyo, Japan: Japan Meteorological Agency (JMA), 2022. 89 p.
  22. *De Deckker P.* The Indo-Pacific Warm Pool: critical to world oceanography and world climate // *Geosci. Lett.* 2016. V. 3. № 20. <https://doi.org/10.1186/s40562-016-0054-3>
  23. *Desbruyères D., McDonagh E.L., King B.A., Thierry V.* Global and full-depth ocean temperature trends during the early twenty-first century from Argo and repeat hydrography // *J. Climate*. 2017. V. 30. № 6. P. 1985–1997. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0396.1>
  24. *Deser C., Guo R., Lehner F.* The relative contributions of tropical Pacific sea surface temperatures and atmospheric internal variability to the recent global warming hiatus // *Geophys. Res. Lett.* 2017. V. 44. № 15. P. 7945–7954. <https://doi.org/10.1002/2017gl074273>
  25. *Deser C., Phillips A.S., Alexander M.A.* Twentieth century tropical sea surface temperature trends revisited // *Geophys. Res. Lett.* 2010. V. 37. L10701. <https://doi.org/10.1029/2010GL043321>
  26. *Di Lorenzo E., Schneider N., Cobb K.M. et al.* North Pacific Gyre oscillation links ocean climate and ecosystem change // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. L08607. <https://doi.org/10.1029/2007GL032838>
  27. *Dong L., Zhou T.* The formation of the recent cooling in the eastern tropical Pacific Ocean and the associated climate impacts: A competition of global warming, IPO, and AMO // *J. Geophys. Res.: Atmospheres*. 2014. V. 119. № 19. P. 11272–11287. <https://doi.org/10.1002/2013JD021395>
  28. *Fenske T., Clement A.* No internal connections detected between low frequency climate modes in North Atlantic and North Pacific basins // *Geophys. Res. Lett.* 2022. V. 49. № 5. e2022GL097957. <https://doi.org/10.1029/2022GL097957>
  29. IPCC, 2021. Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Summary for Policymakers. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. 2021. 31 p. [https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/IPCC\\_AR6\\_WGI\\_SPM.pdf](https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/IPCC_AR6_WGI_SPM.pdf)
  30. *Kajtar J.B., Santoso A., England M.H., Cai W.* Tropical climate variability: interactions across the Pacific, Indian, and Atlantic Oceans // *Climate Dynamics*. 2017. V. 48. № 7–8. P. 2173–2190. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3199-z>
  31. *Kao H.Y., Yu J.Y.* Contrasting eastern Pacific and central Pacific types of ENSO // *J. Climate*. 2009. V. 22. № 3. P. 615–632. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2309.1>
  32. *Karnauskas K.B., Seager R., Kaplan A. et al.* Observed strengthening of the zonal sea surface temperature gradient across the equatorial Pacific Ocean // *J. Climate*. 2009. V. 22. № 16. P. 4316–4321. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2936.1>
  33. *Kosaka Y., Xie S.-P.* The tropical Pacific as a key pace-maker of the variable rates of global warming // *Nature Geoscience*. 2016. V. 9. № 9. P. 669–673. <https://doi.org/10.1038/ngeo2770>
  34. *Kucharski F., Syed F.S., Burhan A. et al.* Tropical Atlantic influence on Pacific variability and mean state in the twentieth century in observations and CMIP5 // *Cli-*

- mate Dynamics. 2014. V. 44. № 3–4. P. 881–896.  
<https://doi.org/10.1007/s00382-014-2228-z>
35. Kumar A., Hu Z.-Z. Interannual and interdecadal variability of ocean temperature along the equatorial Pacific in conjunction with ENSO // *Climate Dynamics*. 2014. V. 42. P. 1243–1258.  
<https://doi.org/10.1007/s00382-013-1721-0>
  36. Lee T., McPhaden M.J. Increasing intensity of El Niño in the central-equatorial Pacific // *Geophys. Res. Lett.* 2010. V. 37. L14603.  
<https://doi.org/10.1029/2010GL044007>
  37. Lengaigne M., Hausmann U., Madec G. et al. Mechanisms controlling warm water volume interannual variations in the equatorial Pacific: diabatic versus adiabatic processes // *Climate Dynamics*. 2012. V. 38. P. 1031–1046.
  38. Loeb N.G., Thorsen T.J., Norris J.R. et al. Changes in Earth's energy budget during and after the "Pause" in global warming: An observational perspective // *Climate*. 2018. V. 6. № 3. P. 62.  
<https://doi.org/10.3390/cli6030062>
  39. Luo D.H., Xiao Y.Q., Yao Y. et al. Impact of Ural blocking on winter warm Arctic–cold Eurasian anomalies. Part I: Blocking-induced amplification // *J. Climate*. 2016. V. 29. P. 3925–3947.  
<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0611.1>
  40. McPhaden M.J. Tropical Pacific Ocean heat content variations and ENSO persistence barriers // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30. № 9. P. 1480.  
<https://doi.org/10.1029/2003GL016872>
  41. McPhaden M.J., Lee T., McClurg D. El Niño and its relationship to changing background conditions in the tropical Pacific Ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2011. V. 38. № 15. P. 2–5.  
<https://doi.org/10.1029/2011gl048275>
  42. Nagano A., Hasegawa T., Wakita M. Spatiotemporal vertical velocity variation in the western tropical Pacific and its relation to decadal ocean variability // *Prog. Earth Planet Sci.* 2022. V. 9. № 57.  
<https://doi.org/10.1186/s40645-022-00513-3>
  43. Penny S.G., Behringer D.W., Carton J.A. et al. Hybrid global ocean data assimilation system at NCEP // *Monthly Weather Rev.* 2015. V. 143. № 11. P. 4660–4677.  
<https://doi.org/10.1175/MWR-D-14-00376.1>
  44. Roemmich D., Gilson J. The global ocean imprint of ENSO // *Geophys. Res. Lett.* 2011. V. 38. L13606.  
<https://doi.org/10.1029/2011GL047992>
  45. Sen Gupta A., Stellema A., Pontes G.M. et al. Future changes to the upper ocean Western Boundary Currents across two generations of climate models // *Scientific Reports*. 2021. V. 11. 9538.  
<https://doi.org/10.1038/s41598-021-88934-w>
  46. Sohn B.J., Yeh S.W., Schmetz J., Song H.J. Observational evidences of Walker circulation change over the last 30 years contrasting with GCM results // *Climate Dynamics*. 2013. V. 40. P. 1721–1732.  
<https://doi.org/10.1007/s00382-012-1484-z>
  47. Talley L.D. Hydrographic Atlas of the World Ocean Circulation Experiment (WOCE). Volume 2: Pacific Ocean / eds. M. Sparrow, P. Chapman and J. Gould. International WOCE Project Office. Southampton, U.K. 2007. 327 p. ISBN 0-904175-54-5.
  48. Thomson R.E., Emery W.J. Data analysis methods in physical oceanography. 3rd ed. Elsevier, 2014. 716 p.
  49. Watanabe M., Dufresne J.-L., Kosaka Y. et al. Enhanced warming constrained by past trends in equatorial Pacific sea surface temperature gradient // *Nature Climate Change*. 2021. V. 11. № 1. P. 33–37.  
<https://doi.org/10.1038/s41558-020-00933-3>
  50. World Ocean Database 2018. Eds. Boyer T. P., et al. NOAA Atlas. Techn. ed. Mishonov A.V., NESDIS 87. 2018. 207 p.  
<https://www.ncei.noaa.gov/products/world-ocean-database>.
  51. Xie S., Xu H., Kessler W.S., Nonaka M. Air–Sea Interaction over the Eastern Pacific Warm Pool: gap winds, thermocline dome, and atmospheric convection // *J. Climate*. 2005. V. 18. № 1. P. 5–20.  
<https://doi.org/10.1175/JCLI-3249.1>
  52. Yang J.-C., Lin X., Xie Sh-P. et al. Synchronized tropical Pacific and extratropical variability during the past three decades // *Nature Climate Change*. 2020. V. 10. P. 422–427.  
<https://doi.org/10.1038/s41558-020-0753-9>
  53. Zhang R., Delworth T.L. Impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on North Pacific climate variability // *Geophys. Res. Lett.* 2007. V. 34. L23708.  
<https://doi.org/10.1029/2007GL031601>

## Changes of Thermal Conditions Trends in the Tropical Zone of the Pacific Ocean in 1982–2021

I. D. Rostov<sup>a, #</sup>, E. V. Dmitrieva<sup>a</sup>, N. I. Rudykh<sup>a</sup>

<sup>a</sup>V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia

<sup>#</sup>e-mail: rostov@poi.dvo.ru

Based on National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA, USA) and Japan Meteorological Agency (JMA) climate data sets for 1982–2021, regional features and trends of interannual changes of water temperature in the upper 2200-m layer of the Pacific Ocean tropical part were investigated, as well as their possible relationships with variations of climatic characteristics. Obtained results provide description of three-dimensional structure of the temperature anomalies and heat content variability in the water column and rate of warming in the various areas for specific phases of the present global warming.

**Keywords:** climate changes, water temperature, warming trends, climate indices, large scale processes, correlation relationships, regional features, tropical areas of Pacific Ocean