УДК 551.583.1:551.46.06 (265.54) <<2000/2020>>

# Тенденции современных межгодовых изменений термических характеристик верхнего 1000-метрового слоя Японского моря в первые десятилетия XXI века

И. Д. Ростов\*, Е. В. Дмитриева\*, Н. И. Рудых\*

По данным климатических массивов NOAA и системы усвоения океанографических данных GODAS определены тенденции и региональные особенности межгодовых изменений температуры воды на поверхности и в верхнем 1000-метровом слое Японского моря, а также их возможная связь с вариациями полей атмосферного давления, климатических индексов и тепловых характеристик сопредельного района энергоактивной зоны Куросио. Полученные результаты позволили описать трехмерную структуру аномалий температуры и теплосодержания разных слоев толщи вод моря и дать количественную оценку скорости потепления в разных районах исследуемой акватории в условиях современной фазы глобального потепления.

*Ключевые слова:* Японское море, климатические изменения, температура воды, тренды потепления, климатические индексы, корреляция, региональные особенности.

DOI: 10.52002/0130-2906-2023-2-41-56

## 1. Введение

Японское море — полузамкнутое окраинное море, расположенное в северо-западной части Тихого океана между материковым берегом Азии, Японскими о-вами и о. Сахалин [2, 15, 26], связанное четырьмя мелкими и узкими проливами глубиной менее 150 м с Восточно-Китайским, Охотским морями и океаном. Море является глубоководным бассейном с относительно небольшой площадью шельфа, со средней глубиной более 1,5 км и с максимальной ~3,7 км в центральной котловине, обладает хорошо развитой системой холодных и теплых течений [15, 29]. Большая часть теплых вод поступает в Японское море из Куросио через Восточно-Китайское море и Корейский пролив, в то время как вытекает из проливов Сангарский (Цугару) и Лаперуза (Соя). Около 70% объема воды, поступающей в море через Корейский пролив с теплым Цусимским течением, покидает его акваторию через Сангарский пролив, а оставшиеся 30% — через пролив Соя [30]. Среднегодовой объемный перенос вод через проливы составляет около 2-3 Св [16, 21]. Воды Цусимского течения, поступающие через Корейский пролив, разделяются на три ветви, которые приносят в Японское море теплую и соленую воду из Куросио, а в сезон дождей, в конце лета и начале осени — более пресную воду из бассейна р. Янцзы и Желтого моря, и являются главным источником тепла в его верхних слоях

<sup>\*</sup> Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук; e-mail: rostov@poi.dvo.ru (Ростов Игорь Дмитриевич).

[2, 17]. Поток вод Цусимского течения способен компенсировать чистую потерю тепла из моря в атмосферу и таким образом поддерживать тепловой баланс. Среднегодовой объемный перенос тепла через Корейский пролив составляет около одной десятой величины адвекции тепла Куросио в Восточно-Китайское море [25]. С конца 1990 г. отмечаются усиление переноса теплой воды из тропиков в юго-западную часть Тихого океана и увеличение расходов Куросио и Цусимского течения [1, 19]. Приток этих вод и влияние атмосферной циркуляции являются важнейшими элементами гидрометеорологического режима, от которых зависят свойства водных масс Японского моря и его течения [2, 15]. В тепловом балансе Японского моря наибольшая инсоляция наблюдается в мае, а восходящий поток скрытого тепла становится максимальным в ноябре [18]. В последние два десятилетия в межгодовом ходе величин среднегодовых потоков явного и скрытого тепла в атмосферу на большей части акватории моря наблюдались отрицательные тренды. В верхних 200 м северной части Японского моря (в субарктическом районе) располагаются относительно холодные и пресные воды, а в южной (субтропической) части — теплые и соленые, разделенные субарктическим (субполярным) фронтом, который проходит с запада на востоксеверо-восток примерно по 40° с. ш. [28].

Специфика климатических изменений, происходящих в Японском море на рубеже XX—XXI вв. после быстрых изменений климатического режима, произошедших в конце 1970-х годов и в период 1998—1999 гг. [19, 20], определяется географическим положением, муссонным характером атмосферной циркуляции, характеристиками радиационного и теплового баланса, локальными особенностями полей ветра, течений и взаимодействия акваторий этого моря с прилегающими районами суши и северо-западной части Тихого океана [7]. Уникальность этого моря заключается в быстрой и усиленной реакции на глобальные изменения климата, которая включает долгосрочные тенденции межгодовых изменений различных климатических переменных и влечет за собой глубокие структурные изменения в толще вод [15, 27, 35]. С конца XX в. до начала XXI в. скорость потепления вод верхнего слоя Японского моря была больше, чем в среднем для Мирового океана. В рассматриваемый период по данным прибрежных метеостанций наблюдались положительные тренды среднегодовой температуры воздуха T<sub>a</sub>, средняя величина которых составила ~0,29°С/10 лет. По данным реанализа Т<sub>а</sub> в среднем по акватории моря эта величина была несколько меньшей (~0,22°C/10 лет), но статистически значимой. При этом значимый тренд среднегодовых значений температуры поверхности моря (ТПМ) составил в среднем по морю ~0,24°C/10 лет, а максимальные величины трендов T<sub>а</sub> и ТПМ наблюдались в юго-восточной части моря и на севере Татарского пролива [7, 8, 25, 27]. В первые десятилетия XXI в. скорость увеличения T<sub>a</sub> и TIIM уменьшилась по сравнению с предыдущим 25-летним периодом [12], что является отражением существенной перестройки атмосферной циркуляции и ослабления атмосферных воздействий на ТПМ [12, 25]. В отличие от ТПМ температура воды *T*<sub>w</sub> верхнего 300—1000-метрового слоя Японского моря за последние три десятилетия увеличилась на 0,1-0,5°С. При этом концентрация растворенного кислорода в этом слое и в более глубоких слоях уменьшалась [1, 15, 27].

Наблюдаемые тенденции можно связать с происходящими в конце XX в. и начале XXI в. изменениями муссонной циркуляции над акваториями дальневосточных морей, сопровождающимися трансформацией барического поля и 42 ослаблением ветра во все сезоны года, колебаниями водного и теплового баланса. При этом основными причинами ослабления летней фазы муссона являются деградация циклонической активности над Азией и антициклогенез над Охотским морем и прилегающими акваториями Тихого океана. В холодное полугодие наблюдалось ослабление барической градиентов между основными региональными центрами действия атмосферы [4]. В этот период из-за перестройки глобальных, региональных атмосферных процессов и центров действия атмосферы количество "холодных" синоптических типов сократилось, активность и продолжительность зимнего муссона уменьшились, а летнего — увеличились [3]. Это определило повышение температуры воздуха и воды и привело к потеплению климата на рубеже веков, что заметно отразилось на ледовитости [3, 8, 22, 27].

Межгодовые и междесятилетние вариации термических условий в бассейне моря, перестройка системы вентиляции глубинных вод и уменьшение концентрации растворенного кислорода не являются простым однонаправленным процессом, происходящим на фоне глобальных климатических изменений. В ходе этих изменений прослеживаются отдельные фазы с разной скоростью потепления, формирующиеся при смене климатических режимов как в результате отклика крупномасштабной атмосферной и океанической циркуляции и удаленного воздействия, так и под влиянием локальных гидрометеорологических условий [9, 19, 20, 27, 35]. Тенденции межгодовой изменчивости теплосодержания Q верхнего 300-метрового слоя Японского моря демонстрируют положительный тренд, который лучше выражен в районах, расположенных к западу от северной части о. Хонсю, пролива Цугару и южного побережья о. Хоккайдо, а также десятилетние колебания величины Q на фоне этого тренда [27]. Эти тенденции являются отражением связей термических условий региона с особенностями циркуляции и изменчивости атмосферных процессов в субтропической зоне северо-западной части Тихого океана. Они обусловлены также влиянием Цусимского течения, обеспечивающего приток тепла через Корейский пролив, и условиями стока через проливы Цугару и Лаперуза [16, 17, 27].

В последние годы одновременно с развертыванием дистанционных автономных наблюдательных систем создаются, совершенствуются и находят все более широкое применение в ходе исследований климата океана и новые системы усвоения (ассимиляции) океанографических данных, такие как SODA, GODAS и др. [13, 31]. В период 2000—2020 гг. в исследуемом районе резко увеличилась доля информации, поступающей в эти системы и базы данных с наблюдательной сети ныряющих буев ARGO — до 35,6 тыс. профилей [33].

Цель настоящей работы — определение тенденций и пространственно-временных особенностей межгодовых изменений температуры воды верхнего 1000-метрового слоя и отдельных климатических параметров в исследуемом районе, а также анализ их возможных причинно-следственных связей с крупномасштабными и региональными процессами в океане и атмосфере в начале XXI в. Необходимо оценить характеристики, статистическую значимость и взаимосвязи этих изменений с фазами доминирующих режимов естественной циклической изменчивости климатических параметров в условиях продолжающегося глобального потепления и сопоставить полученные результаты с соответствующими данными по другим районам.

## 2. Данные и методы

Использовались данные реанализа полей давления, ветра и потоков тепла на поверхности океана и ряды климатических (циркуляционных) индексов [5]: AMO, NP, NPGO, PDO, SOI, TPI (IPO) и WP за 2000-2020 гг. с учетом их сезонности. Перечисленные данные были получены с сайтов NOAA https://psl. noaa.gov/data/gridded/index.html и https://psl.noaa.gov/data/climateindices/list/.

Для анализа межгодовых изменений температуры воды были взяты данные оптимальной интерполяции температуры на поверхности океана NOAA OI SST V2 с сайта https://www.esrl.noaa.gov/psd/ и данные о  $T_w$  и скорости течений на разных горизонтах системы усвоения океанографических данных GODAS [31] (https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.godas.html) за последние 20 лет. Кроме того, использовались материалы базы данных экспедиций Тихоокеанского океанологического института Дальневосточного отдеелния Российской академии наук (ТОИ ДВО РАН) (https://www.poi.dvo.ru/ru/expeditions/marine) и данные многолетних океанографических съемок проекта NEAR-GOOS (https://near-goos1.jodc.go.jp/), а также материалы климатического атласа морей северной части Тихого океана [26], составленного с использованием всех доступных данных за период 1950-2003 гг. Для определения соответствия сеточных данных GODAS характеру решаемых задач также было проведено сопоставление этих данных с материалами постоянно пополняемой базы данных WOD 2018 [33].

Расчет статистических характеристик и разложение полей аномалий различных характеристик на главные компоненты ЭОФ проводились по единой методике [7], дополненной регрессионным анализом рядов. Также по данным GODAS были рассчитаны величины аномалий интегральной температуры  $(\Delta Q_{\tau_2} \,^{\circ}\mathrm{C})$  (пропорциональные аномалиям теплосодержания  $\Delta Q$  без учета соответствующих констант) в разных слоях от поверхности до глубины 1000 м. С учетом продолжительности летнего и зимнего муссонов и внутригодового хода *T*<sub>a</sub> и ТПМ [2] были выделены условно теплый, летний (апрель — октябрь), и условно холодный, зимний (ноябрь — март), сезоны (периоды) года. С использованием данных о межгодовой изменчивости аномалий интегральной среднегодовой температуры верхнего слоя моря 5—200 м методами кластерного анализа по трем главным компонентам ЭОФ выделены четыре обособленных района (кластера), расположенных в разных частях акватории моря: северный (С), южный (Ю), восточный (В) и западный (З) (рис. 16). Число районов определено как оптимальное из двух-шести кластеров на основе процедуры экспертных оценок исходя из имеющихся данных и решаемых задач. В дальнейшем путем простого осреднения сеточных данных в этих районах рассчитывался многолетний ход аномалий температуры воды на каждом из 31 горизонта и интегральной температуры в отдельных слоях: верхнем (5-200 м), промежуточном (200—590 м) и глубинном (590—950 м).

# 3. Результаты и обсуждение

# 3.1. Особенности межгодовой пространственно-временной изменчивости термических характеристик

Расположение выделенных районов согласуется со схемой пространственных особенностей характеристик фронтальных зон и циркуляции вод Японского моря — ветвей основных теплых и холодных течений [15, 28, 29] (рис. 16, 44



Рис. 1. Тренды нормализованных величин аномалий интегральной температуры ( $\Delta Q$ ) в слоях 5—200 м (a,  $\delta$ ), 200—590 м (b, c) и 590—950 м (d, e) в теплый (a, b, d) и холодный ( $\delta$ , c, e) сезоны за 2000—2020 гг.

Здесь и далее крестиками обозначены узлы сетки, в которых оценки статистически значимы на уровне 95%. На рисунке б показаны также крупномасштабная схема течений согласно [29], расположение выделенных районов (С, Ю, В, З) и разрезов (I, II, III).

врезка). В теплый период года область статистически значимых трендов b увеличения интегральной температуры верхнего слоя 5—200 m располагалась к северу от субарктического фронта в восточной части моря с максимумом в центре района В (рис. 1 $\delta$ ). Летом и осенью происходит интенсификация всех струй Цусимского течения, наблюдаются максимум внутригодового переноса вод и адвекции тепла в Японское море через Корейский пролив [2, 15] и наиболее быстрое потепление в верхнем слое восточного района (табл. 1). Кроме

Район	Границы слоя, м					
	5—200	200—590	590—950	5—950		
С	20 (6)	20 (20)	10 (14)	18 (13)		
Ю	4 (-3)	3 (-4)	32 (32)	5 (-2)		
В	<b>22</b> (1)	<b>19</b> (6)	15 (9)	<b>20</b> (4)		
3	7 (-5)	118 (72)	120 (113)	<b>13</b> (14)		
Все море	11 (-2)	<b>20</b> (12)	27 (26)	14 (5)		
<i>Тримечание</i> . Во всо ровне 95%) величи	ех таблицах полужины.	ирным шрифтом вь	целены статистичес	ки значимые (н		

Оценки линейного тренда относительных изменений (%) аномалий интегральной температуры ( $Q_{r}$ ) разных слоев толщи вод выделенных районов и всего моря в теплый и хололный (в скобках) периолы 2000—2020 гг.

Таблица 1

того, в этом районе располагается область конвергенции ветвей Восточно-Корейского и Южно-Приморского течений [2], где наблюдается максимум горизонтальных градиентов и межгодовой изменчивости ТПМ во фронтальной зоне [28]. В холодный период года в верхнем слое акватории моря статистически значимые тенденции изменения  $Q_r$  не выражены. Эти результаты согласуются с результатами анализа теплосодержания вод верхнего слоя Японского моря в предшествующий период [27, 34], полученными на основе других наборов данных: сеточных реанализа (SODA) [13] и данных с координатной привязкой из базы данных WOA 2005. В нижележащих промежуточном и глубинном слоях тенденция увеличения теплосодержания прослеживается на большей части акватории моря как в теплый, так и в холодный сезон. При этом область максимальных значений b смещается в центральную и западную части моря (рис. 16—е), где наблюдается наибольшая по сравнению с другими районами скорость потепления в этих слоях в оба сезона года, что отражается на характеристиках всего бассейна Японского моря (табл. 1). В районе дивергенции течений между побережьем Приморского края и о. Хоккайдо, где располагается квазистационарный антициклонический вихрь, в глубинном слое выражены области выхолаживания вод (рис. 1*д*, *е*).

На фоне устойчивого увеличения значений температуры поверхности Японского моря на рубеже XX—XXI вв. [7] в 2001—2017 гг. темп ее роста замедлился [12] (по нашим оценкам — до статистически незначимых величин *b* как в теплый, так и в холодный сезон). Первое десятилетие XXI в. отмечалось как период "паузы" в процессе глобального потепления, которая выражена в ходе температуры поверхности Японского моря и особенно заметна в сопредельном районе энергоактивной зоны Куросио в северной части Филиппинского моря [6, 19]. В 2006—2007 гг. в пределах верхнего, промежуточного и глубинного слоев западной части Японского моря наблюдались наименьшие значения  $T_w$  на разных горизонтах и  $Q_T$ . В эти годы отмечались минимальные значения объемного переноса вод Куросио в Японское море через Корейский пролив [1, 21]. Этот период сменился быстрым увеличением  $T_w$  и  $Q_T$  (особенно в промежуточном и глубинных слоях западного района) в последующие годы (табл. 1, рис. 2*м*).



Рис. 2. Обобщенные кривые вертикального распределения температуры воды  $T_w(a, c, \infty, \kappa)$ , диапазона ее изменений  $\Delta T_w(6, d, 3, n)$  и тренда b(e, e, u, m) в теплый (пунктир) и холодный (сплошная линия) сезоны 2000—2020 гг. в выделенных районах Японского моря: С (a-e), Ю (z-e), В  $(\infty-u)$ , З  $(\kappa-m)$ .

# 3.2. Вертикальная структура трендов температуры воды верхнего 1000-метрового слоя моря

На рис. 2 представлены вертикальное распределение  $T_{w}$ , диапазон ее изменчивости и тренд температуры на разных горизонтах, осредненные в пределах выделенных районов. В рассматриваемый 20-летний период максимальные межгодовые сезонные изменения среднегодовых значений  $T_{w}$  наблюдались на приповерхностных горизонтах в северном и западном районах (~10°C) и уменьша-

лись до 7—9°С в южном и восточном (рис.  $2a, c, ж, \kappa$ ). Эти кривые согласуются с вертикальным распределением временных коэффициентов первой моды ЭОФ колебаний  $T_w$  на разных горизонтах, которая объясняет 70—85% дисперсии аномалий температуры в каждом из районов. Ядро слоя с максимальной амплитудой колебаний  $T_w$  в теплый и холодный периоды года располагается в этих районах на глубинах 35—45 *м* (С), 135—145 *м* (Ю), 45—75 *м* (В) и 5—15 *м* (З) (рис. 26, d, s, n). Связь между тенденциями изменений температуры на разных горизонтах проявляется в вертикальных профилях трендов  $T_w$  (рис. 2e, e, u, m). На фоне статистически незначимых трендов ТПМ величины отрицательных и положительных трендов  $T_w$  (b) в отдельных слоях водной толщи в среднем по району достигают экстремальных значений (-0,4...0,8°С за десятилетие).

Проведено качественное сопоставление полученных результатов с архивными данными СТД-наблюдений за 2000—2020 гг., имеющимися в базах данных Тихоокеанского океанологического института ДВО РАН, проекта NEAR-GOOS (https://near-goos1.jodc.go.jp/) и WOD 2018 [33]. Данные наблюдений, проводившихся в разные годы и сезоны, были осреднены за каждый год в границах трех секторов моря: северного (41-43° с. ш.), центрального (39-40° с. ш.) и южного (36,5—39° с. ш.) в полосе 130—135° в. д., пересекающей зону фронта. Рассматривались только участки профилей температуры и солености, расположенные ниже глубины деятельного слоя. Тенденции межгодовых изменений  $T_w$ и  $Q_{\tau}$ , определенные по этим данным, удовлетворительно согласуются по знаку и порядку величин трендов с данными GODAS для соответствующих районов (табл. 1, рис. 2). При этом по данным наблюдений в вертикальной структуре поля трендов солености можно выделить некоторые черты, отражающие особенности трансформации промежуточной и глубинной водных масс [2, 15]. В исследуемый период в северном и южном секторах моря в слое ~300—600 м наблюдаются незначительные отрицательные, а ниже — положительные тренды межгодовых изменений солености. В центральном секторе, в области субарктического фронта, нижняя граница слоя с отрицательными трендами заглубляется до 900 м. Отмеченные изменения в вертикальной структуре полей температуры и солености происходят синхронно. По данным японских исследователей [23], в последнее десятилетие соленость в этом слое быстро уменьшалась со средней скоростью -0,078 е. п. с. за 10 лет. Эта величина более чем в 2 раза превышала соответствующие величины трендов, наблюдавшиеся в промежуточных водах открытых океанских бассейнов. Отмеченные тенденции обусловлены увеличением притока в Японское море более пресных вод Восточно-Китайского моря и постепенным распреснением Куросио в ходе глобального потепления, на что указывают данные наблюдений JMA (Japan Meteorological Agency) на повтоhttp://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/db/mar env/results/ ряющихся разрезах OI/137E OI e.html.

Пространственная конфигурация слоев с различными величинами *b* отображена на меридиональных разрезах I (130,5° в. д.), II (138,5° в. д.) и на зональном разрезе III (41,5° с. ш.) (рис. 3). В целом распределение трендов  $T_w$  согласуется с оценками трендов  $Q_T$  в разных районах (рис. 1 и 2). В южной части разреза I (рис. 3*a*), который пересекает западную часть акватории, прослеживается влияние западной ветви Цусимского течения, с которым в Японское море поступают более теплые воды. Здесь в верхнем 150-метровом слое в теплый сезон наблюдаются наибольшие положительные тренды  $T_w$ , а к северу, между 37 и 41° с. ш., — 48

тенденции *b* противоположного знака (до  $-0,75^{\circ}$ С/10 *лет*). В толще вод нижележащих слоев этого разреза в оба сезона отмечаются главным образом положительные тренды  $T_w$  до 0,5°С за 10 лет в теплый сезон и 0,3°С за 10 лет в холодный, что согласуется с данными табл. 1 и схемами, приведенными на рис. 1 и 2*м*.

Разрез II пересекает с севера на юг три из четырех выделенных районов восточной части Японского моря — С, В и Ю (рис. 16). Тенденции потепления и похолодания в толще вод этой части его бассейна существенно отличаются от рассмотренных выше и характеризуются следующими особенностями (рис. 36). В теплый сезон на большей части разреза, от 39,5 до 44,5° с. ш., в верхнем 250-метровом слое четко выражена область с экстремальными поло-



Рис. 3. Изменчивость трендов  $T_w$  (°С/10 *лет*) на меридиональных разрезах I (*a*), II (б) и зональном разрезе III (*в*) в слое 5—1000 *м* в теплый сезон года. Расположение разрезов показано на рис. 16.

жительными трендами  $T_w$  величиной 1,0—1,3°С за 10 лет с ядром на глубине 100 *м* в районе 41—42° с. ш. Расположение этой области соответствует зоне крупномасштабного циклонического круговорота северной части Японского моря [9, 29]. В отличие от разреза I в теплое время года отрицательные тренды температуры проявляются здесь только в промежуточном и глубинном слоях. В холодный сезон сохраняются небольшие очаги статистически значимых положительных трендов  $T_w$  в разных слоях толщи вод (до 0,25—1,5°С за 10 лет), перемежающиеся с областями выхолаживания вод.

Разрез III пересекает с запада на восток районы 3 и В в центральной части Японского моря и центр циклонического круговорота (рис. 1 $\delta$ ). В его восточной половине, как и на меридиональном разрезе II, в верхнем слое отмечается область максимальных положительных трендов  $T_w$ , которая наиболее контрастно выражена в теплый сезон. Во всех районах проявляются средние и сильные связи между изменениями температуры в поверхностных и промежуточных водах, распространяющихся значительно ниже деятельного слоя, за пределы атмосферного влияния.

# 3.3. Связь изменчивости термических характеристик с крупномасштабными и региональными процессами в океане и атмосфере

Основными причинами изменчивости термического режима Японского моря являются атмосферные воздействия и водообмен через проливы [9, 15]. Проведен взаимный корреляционный и регрессионный анализ межгодовых вариаций временных рядов аномалий ТПМ и  $Q_T$  с изменениями климатических индексов и других параметров, характеризующих состояние и динамику климатической системы в исследуемом районе за два периода: 1982—2000 и 2000—2020 гг., т. е. до и после последнего климатического сдвига (паузы в глобальном потеплении). Как отмечено выше, в эти годы в целом по акватории моря до 2000 г. наблюдались статистически значимые положительные тренды ТПМ величиной ~0,4—0,7°C/10 лет в разные сезоны, а в период после 2000 г. они уменьшились до ~0,09°C/10 лет и были статистически незначимыми. В связи с перестройкой атмосферной циркуляции характер корреляции колебаний ТПМ и различных климатических индексов также изменился (табл. 2).

В первый период были выражены статистически значимые связи колебаний ТПМ с индексом PDO — тихоокеанской десятилетней осцилляции, которая в эти годы в основном находилась в положительной фазе. Соответствующие связи прослеживались и с изменениями температуры воздуха в сопредельных районах юго-западной части тихоокеанской субарктики. Во второй период, когда фаза PDO была близка к нейтральной, статистически значимые связи не проявлялись (табл. 2). Как уже отмечалось [6], тихоокеанская десятилетняя осцилляция является доминирующим фактором изменчивости температуры поверхности моря в северной части Тихого океана. Ее положительная фаза связана с усилением ветрового воздействия и расширением субполярного круговорота в северной части Тихого океана и углублением алеутского минимума, что прослеживается на картах барической топографии. Во второй период наблюдалось ослабление алеутского минимума. Вместе с тем недавние изменения климатических условий в северо-западной части Тихого океана и Японском море в

### Таблица 2

Коэффициенты корреляции колебаний температуры поверхности Японского моря и климатических индексов в теплый и холодный (в скобках) сезоны года для разных периодов времени

Период	PDO	WP	AO	AMO	Sib-Al	IPO	AD	$K1\Delta H_{500}$
1982—2000 гг.	-0,6 (-0,7)	(0,3)	(0,5)	(0,5)	(-0,5)	-0,5	-0,6	0,6
2000—2020 гг.	-0,3 (-0,2)	(0,6)	(0,4)	(0,2)	(0,1)	0,1	0,0	0,2
<i>Примечание.</i> Sib-A1 — градиент давления между центрами действия атмосферы сибирский максимум и алеутская депрессия; К1 $\Delta H_{500}$ — коэффициенты разложения первой моды ЭОФ аномалий поля геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа.								

значительной мере подвержены влиянию не только интенсивности, но и пространственного изменения положения этого центра действия атмосферы [20].

В период 2000—2020 гг. в холодный сезон года наблюдался переход величины индекса западно-тихоокеанского колебания (WP) в область положительных значений, свидетельствующий об увеличении скорости струйных течений и зонального переноса в атмосфере. В это время средняя по акватории скорость ветра западных румбов увеличилась на 0,15 *м/с*, а северных — уменьшилась на такую же величину. В этот же период в холодный сезон происходило ослабление связей колебаний ТПМ с индексами арктического и атлантического междесятилетнего колебаний (АО и АМО) и величиной Sib-Al (табл. 2), а в теплый — с процессами, параметризуемыми индексами междесятилетнего тихоокеанского колебания и азиатской депрессии (IPO, AD).

Как отмечено выше, наблюдаемые тенденции перестройки рассматриваемых связей обусловлены происходящими в конце XX в. и начале XXI в. изменениями муссонной циркуляции над акваториями дальневосточных морей, сопровождающимися трансформацией барического поля [3, 4]. Эти тенденции выражены в межгодовых колебаниях высоты геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа ( $\Delta H_{500}$ ) в средней тропосфере, которые тесно связаны с состоянием центров действия атмосферы, изменениями соответствующих климатических индексов, характеристик термического и ветрового режимов региона [6]. Если в последние десятилетия XX в. отчетливо прослеживается влияние первой (летом, табл. 2) и второй (зимой) мод изменений аномалий  $\Delta H_{500}$  на характеристики поля TПМ всей акватории моря, то после последнего сдвига климатического режима, когда произошла глубокая перестройка барического поля, проявление этих связей отсутствует.

Как следует из данных табл. 3, межгодовая изменчивость интегральной температуры  $Q_T$  в отдельных слоях разных районов Японского моря синхронизирована с атмосферными воздействиями и изменениями ветрового и термического режима с различными временными лагами и в значительной степени модулируется влиянием энергоактивной зоны Куросио.

Индекс NPGO отражает изменение интенсивности крупномасштабного северо-тихоокеанского циклонического круговорота. Его колебания обусловлены вариациями ветрового апвеллинга и горизонтальной адвекции регионального и бассейнового масштабов и являются частью режима изменчивости климата, что проявляется в глобальных тенденциях изменения уровня и ТПМ [14]. Изменчивость NPGO оказывает удаленное и запаздывающее воздействие на систему течений Куросио — Ойясио и прилегающие районы окраинных морей

### Таблица 3

Коэффициенты корреляции аномалий интегральной температуры $Q_T$
толщи вод разных районов с отдельными климатическими индексами
и климатическими параметрами ЭАЗО Куросио в теплый и холодный
(в скобках) сезоны за период 2000—2020 гг.

Район	NPGO	WP	K	LH	ТПМ	$T_w$	
Слой 5—200 м							
C	-0,5 (-0,5)	- <b>0,4</b> (0,0)	0,2 ( <b>0,5</b> )	<b>-0,6</b> (-0,1)	-0,1 (0,1)	-0,1 (0,2)	
Ю	0,0 (0,1)	-0,1 (0,3)	0,0 (0,0)	0,0 ( <b>0,4</b> )	0,6 (0,4)	0,4 ( <b>0,5</b> )	
В	- <b>0,4</b> (-0,4)	- <b>0,4</b> (0,1)	0,3 ( <b>0,5</b> )	- <b>0,4</b> (-0,1)	<b>0,4</b> (0,3)	0,2 ( <b>0,5</b> )	
3	0,1 (0,2)	-0,2 (0,3)	-0,1 (-0,3)	0,0 (0,2)	0,3 ( <b>0,5</b> )	0,1 (0,3)	
Слой 200—590 м							
C	-0,5 (-0,7)	<b>-0,5</b> (-0,1)	0,5 (0,5)	0,0 (0,0)	0,0 (0,0)	0,0 (-0,3)	
Ю	-0,2 (-0,2)	-0,3 (0,1)	0,4 (0,6)	0,3 (0,3)	0,3 (0,3)	0,5 (0,4)	
В	-0,4 (-0,4)	<b>-0,4</b> (0,2)	0,4 (0,4)	0,2 (0,0)	0,3 (0,1)	0,1 (-0,1)	
3	-0,2 (0,0)	-0,3 (0,3)	0,0 (0,0)	<b>0,5</b> (0,2)	0,3 ( <b>0,4</b> )	-0,3 (0,0)	
Слой 590—950 м							
C	-0,5 (-0,5)	<b>-0,5</b> (0,2)	<b>0,4</b> (0,1)	-0,1 (0,2)	0,1(0,0)	-0,2 (0,0)	
Ю	-0,6 (-0,7)	- <b>0,4</b> (0,0)	0,5 (0,4)	-0,1 (0,2)	0,0 (-0,2)	-0,7 (-0,6)	
В	-0,4 (-0,5)	<b>-0,4</b> (0,3)	<b>0,5</b> (0,3)	-0,2 (0,1)	-0,1 (0,0)	<b>-0,5</b> (-0,1)	
3	-0,5 (-0,4)	<b>-0,6</b> (0,2)	0,0 (0,1)	0,1 ( <b>0,4</b> )	0,2 (0,0)	-0,4 (-0,5)	
Примечание. К — аномалии скорости течения Куросио по данным GODAS; LH — скрытый							

Примечание. K — аномалии скорости течения Куросио по данным GODAS; LH — скрытыи поток тепла; ТПМ и  $T_w$  — температура морской поверхности и средняя температура верхнего 200-метрового слоя северной части Филиппинского моря (в районе ЭАЗО Куросио). Для слоев 200—500 и 590—950 *м* значения коэффициентов корреляции *R* рассчитаны с временным лагом 6 и 12 *мес.* соответственно.

западной части Тихого океана с некоторой фазовой задержкой [14]. На фоне ослабления алеутского минимума в холодный сезон с 2000 г. тренд NPGO стал отрицательным, как и межгодовые изменения градиента Sib-Al. По данным GODAS в последние годы наблюдалось ослабление квазистационарного циклонического круговорота вод в верхнем слое северной части Японского моря. При этом под воздействием ветра и изменений расхода воды в Корейском проливе в юго-западной части моря усиливалась антициклоническая циркуляция в пикноклине моря [11]. Карты регрессии NPGO и WP с величиной теплосодержания (Reg, в работе не приведены) позволяют оценить величину и знак корреляции между изменчивостью этих и других климатических переменных, как и зону их воздействия на региональный климат. В качестве примера отметим, что в верхнем слое в северо-восточной части моря как в теплый, так и в холодный сезон наблюдались отрицательные значения коэффициентов Reg (NPGO/ $Q_r$ ), т. е. уменьшение величины этого индекса сопровождалось ростом  $Q_{_{7^2}}$  а соответствующие связи с индексом WP проявлялись только в теплый сезон, что показывают оценки табл. 3. В нижележащих слоях связи вариаций  $Q_{\pi}$ с колебаниями NPGO и WP лучше выражены с фазовым сдвигом в несколько месяцев.

Данные табл. 3 указывают также на тесные региональное связи межбассейнового взаимодействия акваторий Японского моря и района энергоактивной зоны (ЭАЗО) Куросио северной части Филиппинского моря. Приведенные в ней значения коэффициентов корреляции показывают, что вариации различных термодинамических параметров (скорости (расходов) Куросио и тепловых характеристик его вод) в области ЭАЗО оказывают значительное воздействие на характеристики температурного режима Японского моря (табл. 3).

Естественно, что потепление Японского моря не является локально изолированным и уникальным явлением среди других морей региона [7], это проявление широко распространенного потепления в субтропиках северо-западной части Тихого океана [27]. А режим десятилетних колебаний теплосодержания связан с изменениями зимнего муссона в Восточной Азии, системы термохалинной циркуляции и указывает на региональное и удаленное воздействие центральных районов северной части Тихого океана [9]. Система вентиляции толщи вод моря значительно изменилась за последние десятилетия. На эти изменения влияют атмосферные и океанические адвективные или конвективные процессы, происходящие внутри и за пределами Японского моря [15, 25, 32]. Циркуляция верхнего слоя моря и приток тепла через Корейский пролив тесно связаны с особенностями крупномасштабной изменчивости термодинамических характеристик северо-западной части Тихого океана на десятилетних временных масштабах [27]. При этом адвекция тепла Цусимским течением через Корейский пролив, как и баланс притока (оттока) вод в бассейне Японского моря, играет важнейшую роль в поддержании его теплового баланса [16—18, 21, 30]. Тепло, поставляемое этим течением, не только распространяется у поверхности, но и проникает в более глубокие слои моря. Механизмы этих процессов, участвующих в формировании поверхностной, промежуточной и глубинной водных масс [2, 15, 22, 24, 30], являются предметом самостоятельных и многочисленных исследований. Важнейшими среди них являются процессы конвективного перемешивания и фронтальная субдукция при смешении вод различного происхождения, формирующихся в северной и южной частях моря, ветровое воздействие и мезомасштабные вихри, способные вызвать вертикальную циркуляцию, проникающую до дна в районе субарктического фронта [9, 15, 24, 32].

С конца ХХ в. расход Куросио и объем поступления более теплых вод в Японское море через Корейский пролив увеличивались [1], и в целом наблюдается долгосрочная тенденция этого процесса [16, 21]. При этом значительно усилилось проникновение струи Восточно-Корейского течения на север [25]. Согласно модельным расчетам [16], учитывающим современные тренды глобального потепления и объема среднегодового переноса вод Цусимским течением 2,4—2,77 Св, без учета других факторов, к концу текущего столетия предполагается 5-кратное увеличение положительных аномалий среднегодового теплосодержания вод бассейна Японского моря от поверхности до дна по сравнению с 2000 г. — с  $0,1 \cdot 10^{22}$  до  $(0,4-0,5) \cdot 10^{22}$  Дж. При этом ожидается, что во второй половине XXI в. по сравнению XX в. максимальное увеличение среднегодовой ТПМ (до 2,5—3,5°С) и прирост Q в толще вод (до (0,7—0,8)  $\cdot$  10<sup>10</sup> Дж/м<sup>2</sup>) будут происходить в западном и восточном районах моря. Эти тенденции уже прослеживаются в верхнем 1000-метровом слое в период 2000-2020 гг. (табл. 1) и в положительных трендах уровня моря по данным современных спутниковых альтиметрических наблюдений [10].

### 4. Заключение

Феномен глобального потепления сопровождается сменой фаз и перестройкой междесятилетних климатических режимов и связей процессов, происходящих в океане и атмосфере. Он поддерживает формирование аномалий и региональных трендов в межгодовых изменениях океанических условий, которые отличаются значительной пространственно-временной неоднородностью. Первое десятилетие XXI в. отмечалось как период паузы в процессе глобального потепления. Под влиянием совокупности процессов, происходящих в океане и атмосфере, в последние два десятилетия наблюдаются существенные изменения как характеристик ТПМ и интегральной температуры (теплосодержания) разных слоев, так и теплового баланса и системы вентиляции толщи вод Японского моря. Изменения термического режима проявляются в характеристиках трехмерных пространственных структур аномалий и трендов теплосодержания, которые демонстрируют существенные как горизонтальные, так и вертикальные различия.

В исследуемый период в верхнем 200-метровом слое значимые тренды потепления выражены в теплый период только в восточной части моря к северу от субарктического фронта. В это время после устойчивого увеличения поверхностной температуры Японского моря на рубеже XX—XXI вв. скорость ее повышения уменьшилась до статистически незначимых величин. По сравнению с тенденциями изменений ТПМ величина положительных статистически значимых трендов интегральной температуры возрастает с глубиной до максимальных значений в теплый период года в верхнем слое до глубины 200—300 *м*. В нижележащих промежуточном и глубинном слоях эта тенденция преобладает и прослеживается на большей части акватории моря как в теплый, так и в холодный сезон. Величины отрицательных и положительных трендов  $T_w$  в отдельных слоях водной толщи в теплый и холодный сезоны достигают экстремальных значений (-0,7...1,5°C за десятилетие).

Во всех районах моря проявляются средние и сильные связи между изменениями температуры в поверхностных и промежуточных водах, распространяющихся значительно ниже деятельного слоя, за пределы атмосферного влияния.

В 2006—2007 гг., когда наблюдался минимум объемного переноса вод в Японское море Цусимским течением, в пределах всего верхнего 1000-метрового слоя моря отмечались минимальные значения как  $T_w$  разных горизонтов, так и интегральной температуры воды, сменившиеся быстрым увеличением этих значений в последующие годы.

В исследуемый период по сравнению с предшествующими десятилетиями характер корреляционных связей колебаний ТПМ и климатических индексов значительно изменился, что является проявлением существенной перестройки атмосферной циркуляции и ослабления атмосферных воздействий. Изменения в положении и интенсивности основных центров действия атмосферы Тихоокеанского региона сопровождались сменой фаз колебаний региональных климатических индексов, а также знака и величины соответствующих коэффициентов корреляции.

Результаты регрессионного анализа показали, что межгодовая изменчивость теплосодержания в верхнем, промежуточном и глубинном слоях 1000-метровой толщи вод Японского моря синхронизирована с атмосферными воздействиями, параметризуемыми вариациями индексов NPGO, WP и изменениями ветрового и термического режима с различными временными лагами и в значительной степени модулируется влиянием энергоактивной зоны Куросио и водообменом через проливы. При этом адвекция тепла Цусимским течением через Корейский пролив, как и баланс притока (оттока) вод в бассейне Японского моря, в

современных условиях играют важнейшую роль в поддержании его теплового баланса.

Работа выполнена по теме государственного задания Тихоокеанского океанологического института им. В. И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук № 121021700346-7 "Исследование основных процессов, определяющих состояние и изменчивость океанологических характеристик окраинных морей Азии и прилегающих районов Тихого и Индийского океанов".

# Литература

**1.** Андреев А. Г. Межгодовые изменения параметров морской воды на поверхностном и промежуточном горизонтах Японского моря. — Вестник ДВО РАН, 2018, № 6, с. 5—12; doi: 10.25808/08697698.2018.202.6.001.

**2.** Гидрохимия и гидрология морей. Т. 8. Японское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. — СПб, Гидрометеоиздат, 2001, 399 с.

**3.** Глебова С. Ю., Устинова Е. И., Сорокин Ю. Д. Долгопериодные тенденции в ходе атмосферных процессов и термического режима дальневосточных морей за последний 30-летний период. — Известия ТИНРО, 2009, т. 159, с. 285—298.

**4. Мезенцева Л. И., Федулов А. С.** Климатические тенденции атмосферной циркуляции на Дальнем Востоке. — Известия КГТУ, 2017, № 46, с. 175—183.

5. Панин Г. Н., Выручалкина Т. Ю., Соломонова И. В. Региональные климатические изменения в Северном полушарии и их взаимосвязь с циркуляционными индексами. — Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, 2010, т. XXIII, с. 92—108.

6. Ростов И. Д., Дмитриева Е. В., Рудых Н. И. Межгодовая изменчивость термических условий энергоактивной зоны Куросио и сопредельных районов Филиппинского моря. — Метеорология и гидрология, 2022, № 4, с. 59—78.

7. Ростов И. Д., Дмитриева Е. В., Рудых Н. И., Воронцов А. А. Климатические изменения термических условий окраинных морей западной части Тихого океана. — Метеорология и гидрология, 2020, № 3, с. 44—57.

8. Ростов И. Д., Рудых Н. И., Ростов В. И., Воронцов А. А. Проявления глобальных климатических изменений в прибрежных водах северной части Японского моря. — Вестник ДВО РАН, 2016, № 5, с. 100—112. 9. Степанов Д. В. Климатическая изменчивость циркуляции вод Японского моря во второй половине XX века. — Вестник ДВО РАН, 2015, № 6, с. 29—40.

**10. Трусенкова О. О.** Долгосрочные изменения уровня Японского моря по данным спутниковых альтиметрических измерений. — Исследование Земли из космоса, 2018, № 2, с. 38—47; doi: 10.1134/S0001433818090396.

**11. Трусенкова О. О.** Моделирование глубинных течений Японского моря: взаимосвязь с течениями в пикноклине. — Известия ТИНРО, 2018, т. 192, с. 184—201.

12. Хен Г. В., Устинова Е. И., Сорокин Ю. Д., Матюшенко Л. Ю. Долгопериодные изменения термических характеристик поверхностных вод Японского моря и залива Петра Великого и их связь с крупномасштабными климатическими процессами. — Труды ВНИРО, 2020, т. 180, с. 72—87; doi: 10.36038/2307-3497-2020-180-72-87.

**13.** Carton J. A. and Giese B. A reanalysis of ocean climate using Simple Ocean Data Assimilation (SODA). — Mon. Wea. Rev., 2008, vol. 136, No. 8, pp. 2999—3017; doi: 10.1175/2007MWR1978.1.

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, vol. 22, No. 19, pp. 5163—5174; https://doi.org/10.1175/2009JCLI2848.1.

**15.** Chang K.-I., Zhang C.-Ik, Park C., Kang D.-J., et al. Oceanography of the East Sea (Japan Sea). — Switzerland, Springer, 2016, 460 p.

**16.** Choi A.-R., Park Y.-G., and Choi H. J. Changes in the Tsushima Warm Current and the impact under a global warming scenario in coupled climate models. — Ocean and Polar Res., 2013, vol. 35, No. 2, pp. 127—134; http:// dx.doi.org/10.4217/OPR.2013.35.2.127.

**17. Han I. S. and Kang Y.-Q.** Supply of heat by Tsushima Warm Current in the East Sea (Japan Sea). — J. Oceanogr., 2003, vol. 59, No. 3, pp. 317—323; doi: 10.1023/A:1025563810201.

**18.** Hirose N., Kim C.-H., and Yoon J.-H. Heat budget in the Japan Sea. — J. Oceanogr., 1996, vol. 52, pp. 553—574; doi: 10.1007/ BF02238321.

**19.** Jo H.-S., Yeh S.-W., and Kim C.-H. A possible mechanism for the North Pacific regime shift in winter of 1998/1999. — Geophys. Res. Lett., 2013, vol. 40, pp. 4380—4385; doi: 101.1002/grl.50798.

**20. Jung H.-K., Rahman S. M. M., Choi H.-C., et al.** Recent trends in oceanic conditions in the western part of East/Japan Sea: An analysis of climate regime shift that occurred after the late 1990s. — J. Mar. Sci. Eng., 2021, vol. 9, No. 11, 1225; https://doi.org/10.3390/jmse9111225.

**21. Kida S., Takayama K., Sasaki Y. N., et al.** Increasing trend in Japan Sea throughflow transport. — J. Oceanogr., 2021, vol. 77, pp. 145—153; doi: 10.1007/s10872-020-00563-5.

**22.** Kim K., Kim K.-R., Min D.-H., et al. Warming and structural changes in the East (Japan) Sea: A clue to future changes in global oceans? — Geophys. Res. Lett., 2001, vol. 28, No. 17, pp. 3293—3296; doi: 10.1029/2001GL013078.

**23.** Kosugi N., Hirose N., Toyoda T., et al. Rapid freshening of Japan Sea intermediate water in the 2010s. — J. Oceanogr., 2021, vol. 77, pp. 269—281; doi: 10.1007/s10872-020-00570-6.

24. Lee C. M., Thomas L. N., and Yoshikawa Y. Intermediate water formation at the Japan/ East Sea subpolar front. — Oceanography, 2006, vol. 19, No. 3, pp. 110—121; https://doi. org/10.5670/oceanog.2006.48.

**25.** Lee E.-Y. and Park K.-A. Change in the recent warming trend of sea surface temperature in the East Sea (Sea of Japan) over decades (1982—2018). — Remote Sens., 2019, vol. 11, No. 22, 2613; https://doi.org/10.3390/ rs11222613.

**26.** Luchin V., Kruts A., Sokolov O., et al. Climatic Atlas of the North Pacific Seas 2009: Bering Sea, Sea of Okhotsk, and Sea of Japan. /V. Akulichev, Yu. Volkov, V. Sapozhnikov, and S. Levitus (eds.). — Washington, NOAA Atlas NESDIS 67, U.S. Gov. Printing Office, 2009, 329 p. (DVD disc).

**27.** Na H., Kim K.-Y., Chang K.-I., et al. Decadal variability of the upper ocean heat content in the East/Japan Sea and its possible relationship to northwestern Pacific variability. — J. Geophys. Res., 2012, vol. 117, No. 2, C02017; doi: 10.1029/2011JC007369.

**28.** Park K.-A., Chung J. E., and Kim K. Sea surface temperature fronts in the East (Japan) Sea and temporal variations. — Geophys. Res. Lett., 2004, vol. 31, No. 7, L07304; doi: 10.1029/2004GL019424.

**29.** Park K.-A., Park J.-E., Choi B.-J., et al. An oceanic current map of the East Sea for science textbooks based on scientific knowledge acquired from oceanic measurements. — Sea J. Kor. Soc. Oceanogr., 2013, vol. 18, No. 4, pp. 234—265; doi: 10.7850/jkso.2013.18.4.234.

**30. Park Y.-G.** The effects of Tsushima Warm Current on the interdecadal variability of the East/Japan Sea thermohaline circulation. — Geophys. Res. Lett., 2007, vol. 34, No. 6, L06609; doi: 10.1029/2006GL029210.

**31. Penny S. G., Behringer D. W., Carton J. A., et al.** Hybrid Global Ocean Data Assimilation System at NCEP. — Mon. Wea. Rev., 2015, vol. 143, No. 11, pp. 4660—4677; https://doi.org/10.1175/MWR-D-14-00376.1.

**32.** Talley L. D., Lobanov V., Ponomarev V., et al. Deep convection and brine rejection in the Japan Sea. — Geophys. Res. Lett., 2003, vol. 30, No. 4, 1159; doi: 10.1029/2002GL016451.

**33. World** Ocean Database 2018. /T. P. Boyer et al., Technical editor A. V. Mishonov — NOAA Atlas NESDIS 87, 2018; https://www.ncei. noaa.gov/products/world-ocean-database.

**34. Yoon S.-T., Chang K.-I., Na H., and Minobe S.** An east-west contrast of upper ocean heat content variation south of the subpolar front in the East/Japan Sea. — J. Geophys. Res. Oceans, 2016, vol. 121, pp. 6418—6443; doi: 10.1002/2016JC011891.

**35. Yoon S.-T., Chang K.-I., Nam S., et al.** Reinitiation of bottom water formation in the East Sea (Japan Sea) in a warming world. — Sci. Rep., 2018, vol. 8, No. 1, 1576; doi: 10.1038/ s41598-018-19952-4.

Поступила в редакцию 11 II 2022 г., после доработки 21 III 2022 г., принята к публикации 24 V 2022 г.