

УДК 551.468

ЭВОЛЮЦИЯ ТЕРМОХАЛИННОЙ СТРАТИФИКАЦИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ: СИНОПТИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ И ВНУТРИГОДОВЫЕ КОЛЕБАНИЯ

© 2021 г. О. О. Трусенкова^{1, *}, А. Г. Островский², А. Ю. Лазарюк¹, В. Б. Лобанов¹¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, ДВО РАН,
Владивосток, Россия²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

*e-mail: trolia@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 25.03.2020 г.

После доработки 09.09.2020 г.

Принята к публикации 30.09.2020 г.

В работе проведен ЭОФ-анализ временных рядов, основанных на данных зондирований с высоким разрешением на глубинах 64–300 м, которые были получены с помощью автономного профилографа “Аквалог”, установленного в северо-западной части Японского моря у юго-восточного побережья Приморья с середины апреля до середины октября 2015 г. Выявлены изменения вертикальной плотностной стратификации моря при прохождении в районе станции динамических структур. Стратификация ослабевала в слое выше 120 м, что предположительно было связано с опусканием изопикнических слоев внутри структур с антициклонической завихренностью, и усиливалась ниже 165 м. Изменения стратификации происходили как на временных масштабах 8–13 сут, соответствующих временам прохождения синоптических вихрей, так и на более длительных (20–30 и 80–130 сут). С этими процессами было связано развитие температурных аномалий: выше 150 м за счет горизонтальной адвекции вод различного происхождения, ниже — за счет вертикальных колебаний в пикноклине. На границе между слоями с различным характером изменчивости происходило перемещение температурных аномалий по вертикали со средней скоростью 1.7×10^{-2} см/с (14.7 м/сут).

Ключевые слова: Японское море, стационарный профилирующий аппарат, частота плавучести, температура, термохалинная стратификация, эмпирические ортогональные функции

DOI: 10.31857/S0030157421030163

1. ВВЕДЕНИЕ

Северо-западная часть Японского моря (к северу от 40° с.ш.) долгое время считалась “холодной” областью циклонической циркуляции, западным звеном которой является Приморское течение, следующее на юго-запад вдоль побережья Приморского края, тогда как теплые воды ограничивались зонами Восточно-Корейского и Цусимского течений в южной и восточной частях моря [14] (см. схему на рис. 1). Однако еще в 1980-х гг., с развитием спутниковых методов исследования океана, было установлено, что в северо-западной части моря повсеместно встречаются антициклонические вихри (см. обзор в работе [15]). По спутниковым и судовым данным были определены некоторые характеристики вихрей в районе к северу от 40° с.ш. и к западу от 136° в.д. [5] и в заливе Петра Великого [3]. В частности, было установлено, что в этих районах размеры вихрей составляют 40–110 и 20–60 км соответственно, скорости их перемещения равны 1–4 и 3–6 см/с

соответственно, времена жизни — от нескольких недель до года и более [3, 5]. С вихрями и струями связан перенос в субарктическую часть моря теплых вод с юга и с востока (из зоны Восточно-Корейского и Цусимского течений) [15]. Между стрежнем Приморского течения и берегом многократно регистрировались склоновые антициклонические вихри с холодным и распресненным ядром, размерами 30–80 км и временем жизни в несколько месяцев [1, 8]. Узкий шельф и крутой континентальный склон северо-западной части моря создают благоприятные условия для развития пограничных волн [20].

Для исследования процессов в промежуточных водах динамически сложного района вблизи юго-восточного побережья Приморского края была установлена заякоренная станция (рис. 1), снабженная автономным профилирующим аппаратом (профилографом) “Аквалог”, разработанным в ИО РАН [7]. Прибор выполнял измерения в течение почти полугода с середины апреля до

середины октября 2015 г., что позволило получить данные о гидрофизических характеристиках с высоким разрешением по глубине (не более 1 м) и во времени (не более 6 ч). Измерения выполнялись от глубины 64 м вниз, т.е. ниже сезонного пикноклина субарктической структуры вод этого района [2, 6], где бароклинный радиус Россби составлял 17–20 км даже летом [10]. Период измерений охватывал переход от зимнего к летнему муссону (апрель), летний муссон (май–сентябрь) и переход от летнего к зимнему муссону (октябрь) [14]. (Отметим, что в период летнего муссона преобладают ветры южных румбов, в период зимнего муссона – ветры северных румбов).

Уникальные данные “Аквалога” дали возможность исследования разномасштабных нестационарных процессов, протекающих в пикноклине прибрежной зоны моря, разным аспектам которых посвящена серия работ, включая данную статью. В работе [4] были предложены методы первичной обработки измерений; проведена верификация по данным разреза от 30 мая, выполненного в 69-м рейсе НИС “Академик М.А. Лаврентьев”, через полтора месяца после установки станции; рассмотрена вертикальная структура крупного антициклонического вихря, прошедшего в этом районе и зарегистрированного по спутниковым данным. Вертикальные колебания в пикноклине оценивались по смещениям глубин изопикнических поверхностей, которые оказались интенсивными в нижней части профилируемого слоя [10, 11]. На верхних изопикнических поверхностях были обнаружены термохалинные аномалии, что говорит об интрузиях инородных вод [10, 11]. Природа этих аномалий была исследована на основе спутниковой информации; было показано, что они связаны с прохождением в районе станции динамических структур. В частности, были идентифицированы холодные воды Приморского течения в последнюю декаду апреля, вынос в сторону открытого моря теплых прибрежных вод в тылу крупного антициклонического вихря в конце мая–начале июня, поступление трансформированных субтропических вод с юга и с востока в середине июня–середине сентября, поступление вод прибрежного апвеллинга, развившегося в начале октября под воздействием сильного ветра, связанного с проходившим циклоном [12, 13].

Остается открытым вопрос о том, как изменяется вертикальная плотностная стратификация при прохождении динамических структур и как связаны между собой температурные аномалии в верхнем и нижнем профилируемых слоях, что и является целью данной работы. Высокая дискретность данных делает возможным выявление статистических закономерностей на основе методов многомерного анализа.

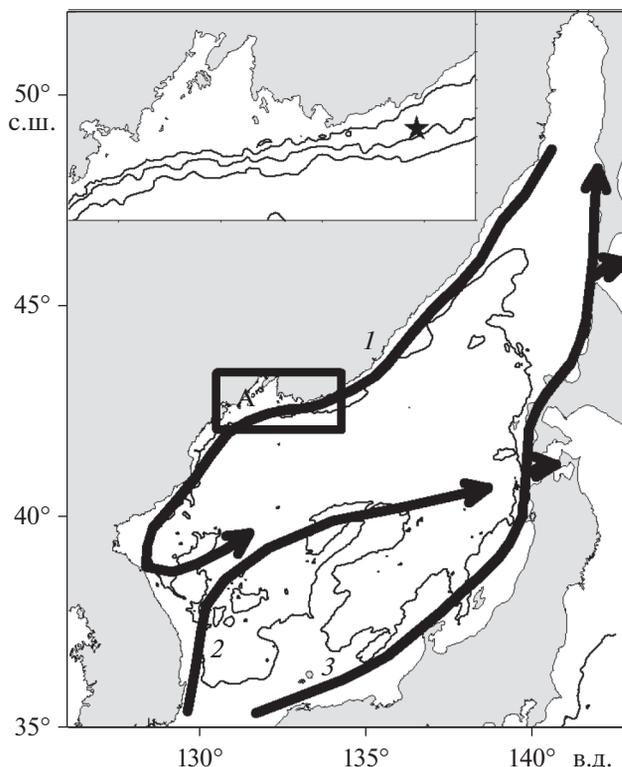


Рис. 1. Японское море; показана изобата 1500 м, прямоугольником обозначен район исследования, показанный на врезке. Цифрами помечены течения: 1 – Приморское и его продолжение (к югу от 42° с.ш.) Северо-Корейское, 2 – Восточно-Корейское, 3 – Цусимское; буквой А обозначен залив Петра Великого. Врезка: положение “Аквалога” показано звездочкой, также показаны изобаты 100, 500 и 2000 м.

2. ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Анализ основан на данных заякоренного мобильного автономного профилографа “Аквалог” [7], с помощью которого с 18 апреля по 14 октября 2015 г. проводились измерения в верхней части континентального склона (глубина моря составляла 425 м) у юго-восточного побережья Приморского края (42.5° с.ш., 133.8° в.д.). Расстояние от берега составляло примерно 35 км (рис. 1). Циклы профилирования проводились 4 раза в сутки. Конфигурация измерительной платформы и методы первичной обработки данных обсуждаются в статье [4].

В данной работе изучается изменчивость частоты плавучести (частоты Брента–Вяйсяля) по данным датчика SBE 52-MP Moored Profiler CTD. Величины температуры (T) и солёности (S) пересчитаны на каждый метр глубины между 64 и 300 м и на сроки 0, 6, 12 и 18 ч (UTS); после первичной обработки ошибки T и S составили 0.002°C и 0.003 епс соответственно [4]. Частота плавучести рассчитывалась как $N = (g/\rho \partial \rho / \partial z)^{1/2}$, где g – ускорение свободного падения, ρ – потенциальная

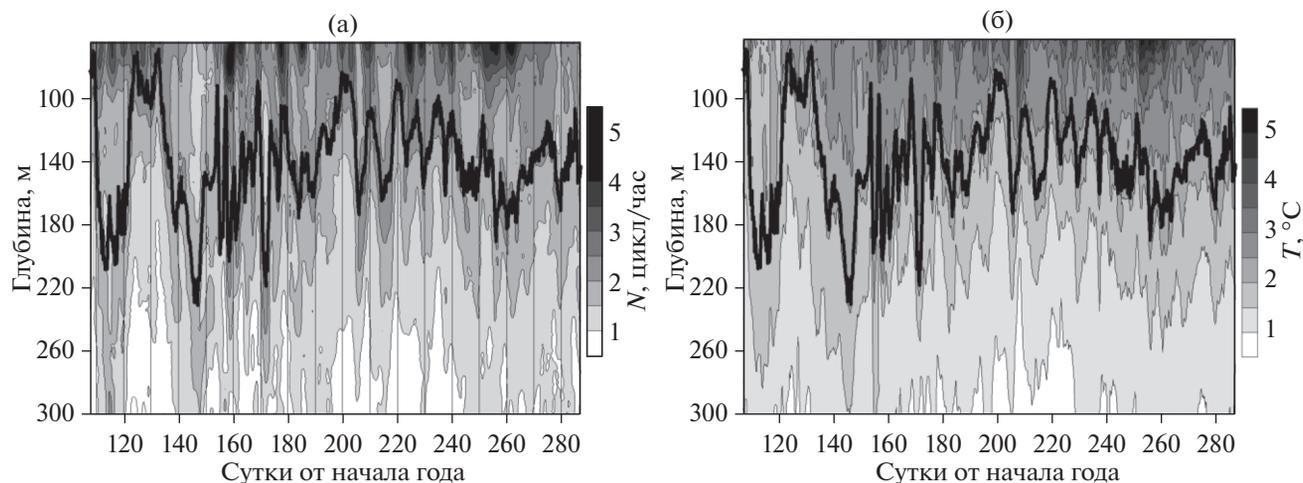


Рис. 2. Диаграммы N (цикл/час; а) и T ($^{\circ}\text{C}$; б) в осях “время–глубина”. Жирной черной линией показана глубина (м) $D_{27,15}$.

плотность, рассчитанная по T и S , z – глубина. Для уменьшения уровня шума, связанного с дифференцированием, было проведено сглаживание N по глубине с помощью скользящего среднего (с окном 9 м) и во времени, для чего колебания на периодах меньше 2 сут устранялись с помощью вейвлет-преобразования (см. ниже) [19]. Распределение N в осях “время–глубина” приведено на рис. 2а; для сравнения также показана диаграмма T (рис. 2б).

Широко применяемым методом исследования изменчивости пространственно-временных данных является разложение на эмпирические ортогональные функции (ЭОФ), что позволяет представить разномасштабную изменчивость в виде набора мод, упорядоченных по вкладам в дисперсию поля [17]. Обычно разложение на ЭОФ применяют к пространственно-временным полям, но представляется вполне правомочным выполнять разложение данных, определенных в осях “глубина–время”.

В данной работе ЭОФ выделяются как собственные вектора корреляционной (по времени) матрицы между вертикальными профилями и также представляют собой вертикальные профили, а временные функции (главные компоненты; ГК) представляют изменчивость во времени. В итоге двумерный массив $X(d_i, t_n)$ представляется как сумма членов, упорядоченных по их вкладам в дисперсию: $X(d_i, t_n) = \sum A_k(d_i)B_k(t_n)$, где A_k – ЭОФ, $k=1, 2, \dots, M_d$ – номер моды, d_i – глубины от 64 до 300 м, $i=1, 2, \dots, M_d$, $M_d=237$, B_k – ГК, t_n – временные отсчеты, $n=1, 2, \dots, M_t$, $M_t=718$. Для оценки значимости ЭОФ рассчитывались коэффициенты корреляции R_i между $X(d_i, t_n)$ и $B_k(t_n)$. Число степеней свободы для анализируемых данных $N^* = 17-20$, т.е. по критерию Фишера вклад моды

в изменчивость значим (на 95%-м уровне) на тех глубинах d_i , где $|R_i| > 0.46$.

Выполнено разложение на ЭОФ по аномалиям (отклонениям от средних для каждого d_i) N , нормированным на среднеквадратические отклонения (СКО) для каждого d_i . Для сравнения выполнено также разложение по нормированным аномалиям T : поскольку изменчивость солености промежуточных вод в этом районе относительно невелика [6], плотность воды определяется, в основном, температурой. Ошибки собственных чисел оценивались по критерию, предложенному в работе [16], как $\Delta\lambda_k = \lambda_k(2/N^*)^{1/2}$, где λ_k – k -тое собственное число, N^* – число степеней свободы. λ_k считается отличным от λ_{k+1} , если $\lambda_k - \lambda_{k+1} > \Delta\lambda_k + \Delta\lambda_{k+1}$. По этому критерию для разложения по N значимым является первое собственное число, для разложения по T значимы два первых собственных числа.

Для выявления перемещающихся сигналов удобно использовать разложение скалярных данных на комплексные эмпирические ортогональные функции (КЭОФ); при этом линейные связи между пространственными точками определяются с учетом временного сдвига [17]. КЭОФ-анализ во временной области (гильбертовы КЭОФ) реализуется путем определения собственных значений и векторов корреляционной (ковариационной) матрицы комплексного сигнала, сконструированного из исходных скалярных данных, представляющих вещественную часть, а мнимая часть получена из них преобразованием Гильберта, сдвигающим данные на каждой частоте на половину периода [17].

КЭОФ описывают как стоячие, так и перемещающиеся сигналы, характеризуемые соответствующими распределениями всегда положительных амплитуд и определенных в интервале от

–180° до 180° фаз пространственных и временных функций (далее для краткости – пространственных и временных амплитуд и фаз). Стоячие колебания описываются постоянными или скачкообразно изменяющимися на 180° пространственными и временными фазами. Перемещающиеся сигналы имеют место там и тогда, где и когда пространственная и временная фазы изменяются плавно; скорость перемещения определяется как $w = (\Delta\varphi/\tau)/(\Delta\theta/h)$, где $\Delta\varphi$ – изменение временной фазы между точками разрыва, τ – время между точками разрыва, $\Delta\theta$ – изменение пространственной фазы на вертикальном участке толщиной h . Перемещающиеся аномалии выявлены в старшей КЭОФ по выборке T , собственное число которой является значимым в смысле ошибок.

В связи с существенной нестационарностью данных, для выявления временных масштабов изменчивости используется вейвлет-преобразование с материнским вейвлетом “производная гауссиана 9-го порядка” (DOG-9) [19]. Часто используемые комплексные вейвлеты Морле характеризуются хорошим разрешением по периодам (временным масштабам) и худшим по времени, что препятствует получению статистически значимых максимумов спектра для нерегулярных событий. Напротив, вещественные вейвлеты характеризуются хорошим разрешением по времени и худшим – по периодам, однако использование производной гауссиана высокого порядка позволило улучшить разрешение во времени и получить информативные спектры. Немаловажно и то, что, вследствие лучшего разрешения по времени, конус влияния краевых эффектов [19] у вейвлета DOG уже, чем у вейвлета Морле, что позволяет анализировать более долгопериодные колебания. Статистическая значимость определялась по отношению к теоретическому спектру красного шума на уровне 90%. При интерпретации спектров учитывалось, что возведение в квадрат результата преобразования с вещественным материнским вейвлетом дает два максимума на период. Низкочастотная фильтрация данных выполнялась путем их восстановления с помощью обратного вейвлет-преобразования с использованием периодов, превышающих 2 сут. Расчеты выполнялись с помощью модифицированной процедуры Торренса и Компо [19].

3. РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Вертикальные флуктуации в пикноклине

Верхний горизонт профилирования находится выше сезонного пикноклина, который в субарктической структуре вод северо-западной части Японского моря залегает неглубоко [2, 6]. В среднем, N в верхнем слое профилирования (64–70 м) составляет 2.9 ± 0.9 цикл/час (рис. 3а), что гораз-

до ниже, чем в сезонном пикноклине (на глубинах меньше 50 м), где по данным разреза, выполненного 30 мая, она составляла 5–12 цикл/ч [4]. Средняя по времени N монотонно уменьшается с глубиной до 0.9 цикл/час на 300 м, СКО также несколько уменьшается с глубиной в верхнем слое профилирования, составляя 0.6 и 0.5 цикл/час на 80 и 90 м соответственно, но слабо изменяется на глубинах ниже 100 м, составляя 0.3–0.4 цикл/час (рис. 3а), что говорит о значительной изменчивости. Напротив, как средняя по времени температура, так и ее СКО монотонно уменьшаются с глубиной (рис. 3в).

Старшая мода по выборке N (ЭОФ_{1N}) учитывает $44 \pm 14\%$ дисперсии и имеет два локальных экстремума противоположного знака, являясь значимой на глубинах 80–120 и 165–300 м, где коэффициент корреляции между исходными данными и временной функцией (ГК1_N) значим по критерию Фишера. Экстремумы моды достигаются на глубинах 100–105 и 240–255 м, где соответствующие коэффициенты корреляции равны 0.7 и –0.9 (рис. 3б). Старшая мода T (ЭОФ_{1T}) учитывает $57 \pm 18\%$ дисперсии и является значимой на глубинах ниже 120 м, достигая экстремального значения на глубине 210 м, где коэффициент корреляции между исходными данными и ГК1_T достигает –0.95 и остается значительным (около –0.8) до 300 м (рис. 3). Залегание экстремума ЭОФ_{1T} соответствует нижнему экстремуму ЭОФ_{1N} .

Временные функции старших мод N и T (ГК1_N и ГК1_T), нормированные на СКО для сопоставимости (рис. 4), характеризуются тесной статистической взаимосвязью: коэффициент корреляции равен 0.79. Ранее было показано, что изменения T на глубинах ниже 150 м тесно связаны с вертикальными колебаниями в пикноклине, адекватным индикатором которых является глубина изопикнической поверхности с аномалией плотности $\sigma = 27.15$ кг/м³ [10, 13], далее для краткости обозначаемой $D_{27.15}$ (см. рис. 2, 4). ГК1_N и ГК1_T характеризуются тесной статистической взаимосвязью с глубиной $D_{27.15}$: соответствующие коэффициенты корреляции равны –0.89 и –0.87. Это означает, что, поскольку ГК1_N и ГК1_T при углублении $D_{27.15}$ становились отрицательными, N уменьшалась в слое выше 120 м (где ЭОФ_{1N} положительна) и увеличивалась в слое ниже 165 м (где ЭОФ_{1N} отрицательна). Поскольку ЭОФ_{1T} отрицательна в слое ниже 150 м, T в этом слое увеличивалась (рис. 4).

Таким образом, при углублении пикноклина стратификация ослаблялась (N уменьшалась) в верхнем слое и усиливалась (N увеличивалась) в нижнем, где также увеличивалась T , что видно и на рис. 2. Опускание вод и ослабление стратификации (расхождение изопикнических поверхно-

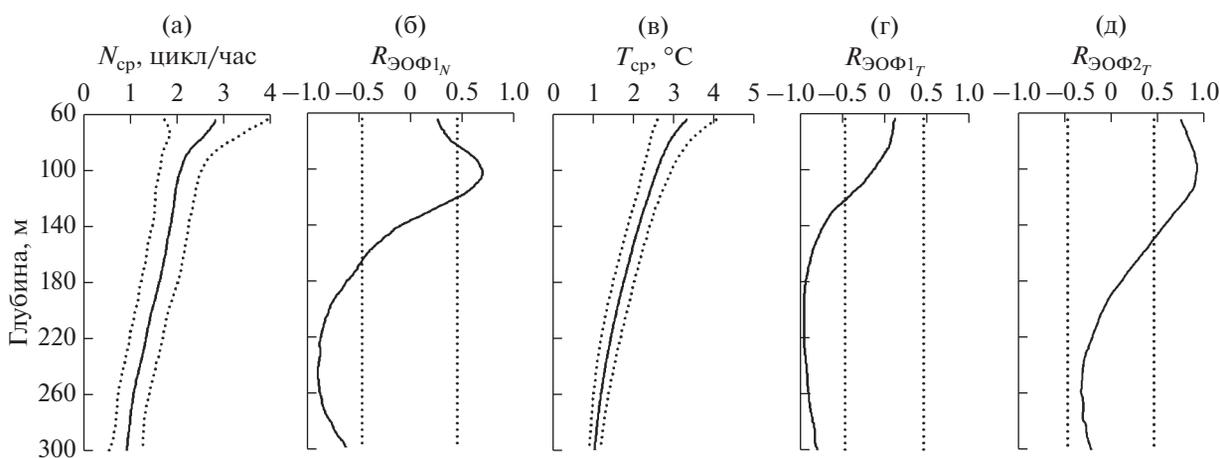


Рис. 3. Средние профили и среднеквадратичный разброс N (цикл/час; а) и T ($^{\circ}\text{C}$; в), а также коэффициенты корреляции (R) между ГК1_N и исходными данными N (б), между ГК1_T и исходными данными T (г) и между ГК2_T и исходными данными T (д); пунктиром показан 95%-й уровень статистической значимости коэффициентов корреляции.

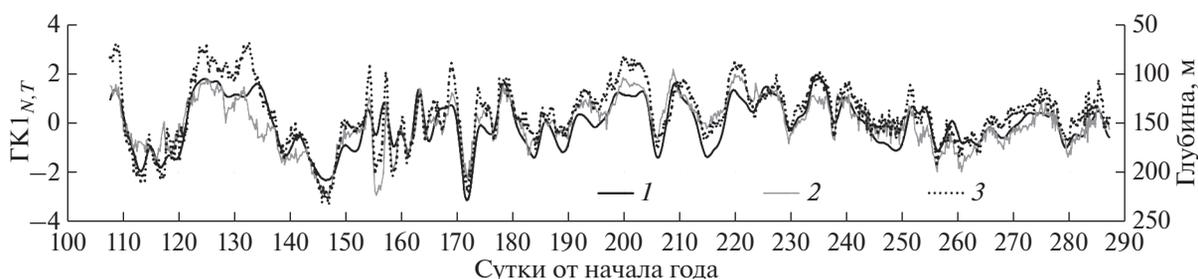


Рис. 4. Нормированные ГК1_N (1) и ГК1_T (2) (левая ось ординат) и глубина (3; м) изопикнической поверхности 27.15 кг/м^3 (правая ось ординат).

стей) происходят внутри динамических структур с антициклонической завихренностью. Можно полагать, что с глубиной этот процесс ослабляется, поэтому с определенной глубины верхние изопикнические поверхности приближаются к нижним, а стратификация усиливается. Противоположные изменения стратификации в верхнем и нижнем слоях динамических структур можно объяснить сохранением потенциальной завихренности столба воды. Прохождение антициклонических вихрей в районе “Аквалога” было ранее зарегистрировано по спутниковым данным [4, 12]. Существенно, что на основе ЭОФ-анализа удалось точно определить границу по вертикали (120–165 м) между противоположными изменениями стратификации. Отметим, что в среднем значения N на глубинах 100 и 200 м значительно различаются ($N_{200} \approx 0.75N_{100}$; рис. 3а), но при углублении пикноклина они сравнивались, а иногда N_{200} даже превышала N_{100} (рис. 2а). При подъеме пикноклина происходили обратные изменения, стратификация возвращалась к средней, а свидетельств о прохождении структур с циклонической завихренностью не обнаружено.

Весьма характерным примером является поступление в район станции вод Приморского течения, характеризуемых как низкой температурой, так и низкой соленостью и плотностью [13], что происходило 21 апреля–1 мая (111–121 сут от начала года) и было подтверждено по спутниковым данным [12]. При этом пикноклин углублялся, причем $D_{27.15}$ опускалась на 60 м от среднего положения (140 м), а N_{250} значительно увеличивалась и сравнивалась или даже превышала N_{100} , которая уменьшалась, составляя 1.5–2 цикл/час (рис. 2а). Такие изменения дают основания полагать, что вторжение Приморского течения сопровождалось антициклонической циркуляцией, обусловленной наличием легких распресненных вод в верхнем слое [13], что не было очевидно при анализе спутниковых изображений [12].

Другим примером является прохождение крупного антициклонического вихря в конце мая–начале июня (143–152 сут от начала года), что также наблюдалось на спутниковых изображениях [4, 12], когда $D_{27.15}$ опускалась на 80 м от среднего положения, а $N_{180-280}$ превышала N_{80-170} (рис. 2а). В тылу этого вихря (4–8 июня; 155–159 сут от на-

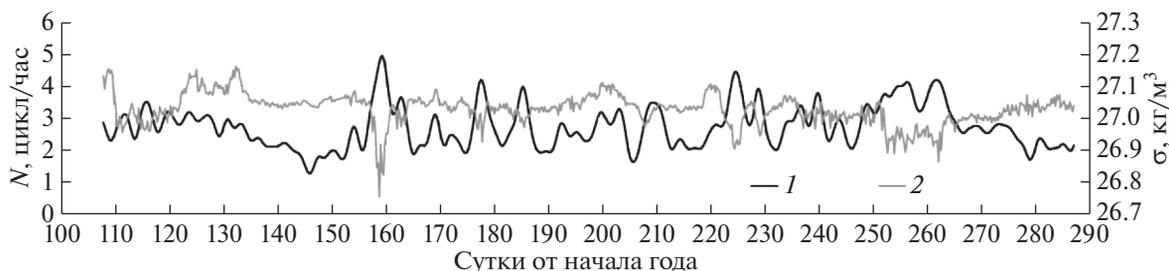


Рис. 5. Временной ряд N_{70} (цикл/час; 1; левая ось ординат) и σ_{70} (кг/м³; 2; правая ось ординат).

чала года) развивались мезомасштабные динамические структуры, характеризующиеся резкими перепадами глубины $D_{27,15}$ и N (рис. 2а).

Изменчивость N в верхнем профилируемом слое (выше 80 м) слабо связана с изменчивостью в основной толще вод, описываемой старшей модой: соответствующие коэффициенты корреляции не достигают 95%-го уровня статистической значимости (рис. 3б). Тем не менее, наблюдалось увеличение N (усиление стратификации) при уменьшении плотности (σ) этого слоя и наоборот: коэффициент корреляции составляет -0.54 (рис. 5). В частности, в последней декаде апреля при вторжении холодных и распресненных вод Приморского течения с низкой плотностью N_{70} составляла 2.5–3.5 цикл/ч, что выше, чем в последней декаде мая (1.5–2 цикл/ч), несмотря на то, что T_{70} в это время была на 0.5–1°C выше, чем в апреле (но и S_{70} была выше). Наиболее ярким событием был вынос теплых и распресненных прибрежных вод в открытое море, произошедший 7–8 июня (158–159 сут от начала года) [12], когда $N_{70} = 4.7\text{--}5$ цикл/ч и $\sigma_{70} = 26.75\text{--}26.75$ кг/м³ достигли своих экстремумов за весь период наблюдений. Кратковременные (2–4 сут) события уменьшения σ и увеличения N наблюдались также с середины июня до начала сентября (175–250 сут от начала года) при поступлении теплых вод с юга и с востока [12, 13]. С 30 сентября (273 сут от начала года) σ_{70} увеличилась, а N_{70} уменьшилась, что связано с поступлением вод апвеллинга [10, 12].

Для определения масштабов изменчивости был построен вейвлет-спектр $GK1_N$ (рис. 6). Наиболее интенсивными являются самые долгопериодные колебания (80–130 сут), статистически значимые в течение всего периода наблюдений, но с уверенностью о них говорить можно вне конуса влияния краевых эффектов, т.е. с середины июня до середины августа. Колебания на масштабах 20–30 сут статистически значимы до середины сентября и весьма интенсивны до середины июня. Последнее можно объяснить вторжением вод Приморского течения в конце апреля, а также тем, что в конце мая в районе станции прошел крупный антициклонический вихрь [4, 12], как

обсуждалось выше. Эти события длительностью 12–15 сут, с которыми были связаны углубление пикноклина и соответствующие изменения вертикальной стратификации, совпали с отрицательными полупериодами колебаний на масштабах 20–30 сут и усилили их (рис. 4). Регулярность колебаний 20–30 сут позволяет предположить, что они связаны с волновыми процессами.

В спектре имеются не очень регулярные колебания с периодами 8–13 сут, которые были статистически значимы до середины сентября. Эти масштабы соответствуют временам прохождения вблизи станции синоптических вихрей, оцененных в работе [10] на основе статистики времен жизни и размеров вихрей в районе залива Петра Великого [3], у восточной границы которого была установлена станция (рис. 1). В июне в спектре имеются статистически значимые максимумы с периодами 2–6 сут, которые можно связать с развитием мезомасштабных структур в тылу крупного вихря, что обсуждалось выше. В августе (215–240 сут от начала года) также наблюдались колебания с периодами 5–7 сут, но проследить их взаимосвязь с динамическими структурами не удалось из-за отсутствия информативных спутниковых изображений района в это время. Следует отметить ослабление с начала сентября всех колебаний, кроме наиболее долгопериодных. Спектр $GK1_N$ подобен спектрам глубины $D_{27,15}$ и $GK1_T$, однако он информативнее вследствие большей регулярности и статистической значимости, что особенно заметно для колебаний с периодами 20–30 сут.

Температурные аномалии, связанные с горизонтальной адвекцией

Вторая мода T ($\text{ЭОФ}2_T$) учитывает $27 \pm 9\%$ дисперсии, является значимой на глубинах выше 150 м, т.е. в слое верхнего экстремума $\text{ЭОФ}1_N$, и достигает максимума на 90–100 м, где коэффициент корреляции между исходными данными и $GK2_T$ равен 0.9. Ранее было показано, что аномалии температуры и солёности в верхнем профилируемом слое связаны с интрузиями вод различно-

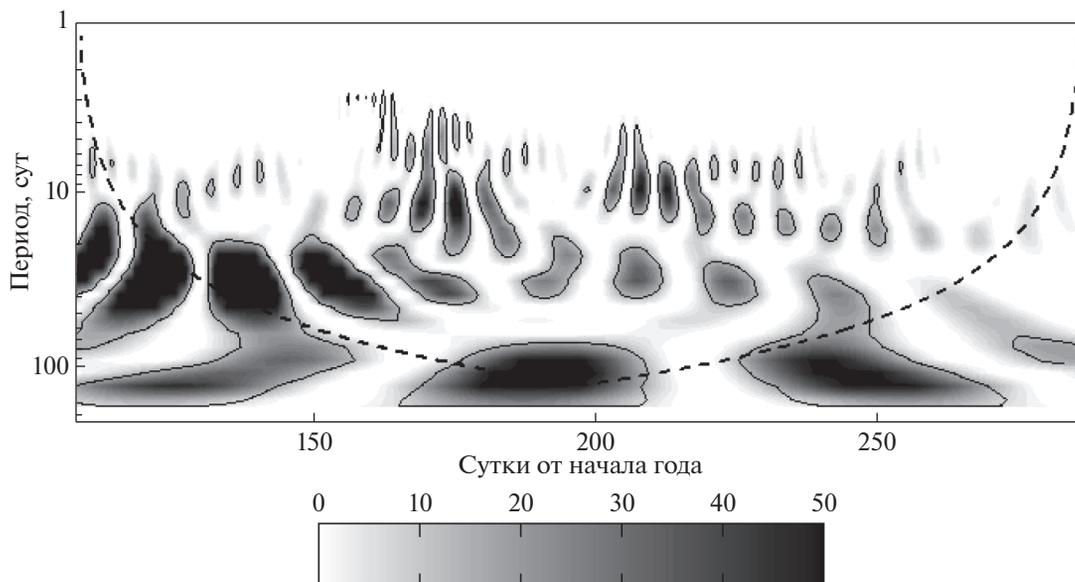


Рис. 6. Вейвлет-спектр $GK1_N$; показан конус влияния краевых эффектов (пунктиром) и 90%-й уровень значимости по отношению к красному шуму.



Рис. 7. Временная функция $GK2_T$; показан параболический тренд и коэффициент детерминации.

го происхождения. Такая интерпретация основана на наличии аномалий T и S в изопикнических слоях с $\sigma = 27.05\text{--}27.15 \text{ кг/м}^3$ [11], т.е. до глубины, в среднем, 140 м, ее также подтверждает анализ спутниковых данных [4, 12] и $T\text{--}S$ кривых [13]. Таким образом, изменения вертикальной стратификации, описываемые верхним максимумом ЭОФ 1_N , и температурные аномалии, описываемые ЭОФ 2_T , можно связать с горизонтальной адвекцией. В частности, мощный абсолютный максимум $GK2_T$ наблюдался 27 июля (208 сут от начала года), когда на спутниковом изображении было зарегистрировано поступление (со струей антициклонической завихренности) теплых вод с юга, а в данных “Аквалога” имелась положительная аномалия $T_{64\text{--}70}$ [12].

$GK2_T$ хорошо аппроксимируется параболическим трендом (коэффициент детерминации составляет 0.58), причем с апреля до конца июня тренд описывал весенний прогрев, максимум параболы приходился на период с середины июля

до начала сентября (200–250 сут от начала года), когда неоднократно происходили вторжения теплых вод, после чего тренд стал слабо отрицательным (рис. 7). В исследуемом районе среднесезонный максимум $T_{75\text{--}100}$ приходится на октябрь–ноябрь, однако имеются вторичные максимумы в июле–сентябре [6], которые, видимо, и связаны с адвекцией теплых вод. Вторжения теплых вод дают абсолютный температурный максимум по данным “Аквалога”. Сигнал апвеллинга в начале октября, с которым связано увеличение σ_{70} и уменьшение N_{70} , наблюдался до глубины 80 м [12, 13] и не проявлялся в $GK2_T$, поскольку максимум ЭОФ 2_T находится на глубине 90–100 м (рис. 3, 7).

Перемещение температурных аномалий

Старшая мода разложения на КЭОФ по выборке T (КЭОФ 1_T) учитывает $56 \pm 18\%$ дисперсии (пространственные и временные амплитуды и

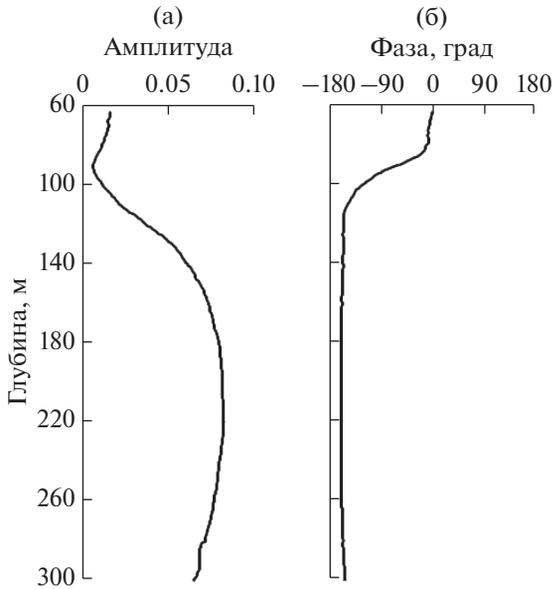


Рис. 8. Пространственные амплитуда (а) и фаза (°; б) КЭОФ1_T.

фазы представлены на рис. 8, 9). Вещественная часть этой моды практически совпадает со своим скалярным аналогом (ЭОФ1_T). Вместе с тем, у пространственной амплитуды КЭОФ1_T имеется вторичный максимум на глубине 65 м, вблизи верхней границы слоя профилирования, и этот максимум связан с мнимой частью комплексной моды; пространственные максимумы амплитуды разделены минимумом на глубине 90 м (рис. 8а). Учет временных сдвигов показал возможность перемещения аномалий *T* между 85 и 115 м, где пространственная фаза увеличивается снизу вверх на 160° (рис. 8б), т.е. между максимумами

пространственной амплитуды. Эта зона соответствует верхнему экстремуму моды ЭОФ1_N (рис. 3б) и максимуму моды ЭОФ2_T (рис. 3д). (Отметим, что КЭОФ2_T, в которой отсутствуют перемещающиеся сигналы, является аналогом скалярной моды ЭОФ2_T).

В зоне перемещения сигнала (85–115 м), которая включает минимум пространственной амплитуды КЭОФ1_T, аномалии *T* невелики, что делает важной оценку значимости. Оценка на основе корреляционных взаимосвязей, как это делалось для скалярных мод, для комплексной моды затруднительна, т.к. пространственные и временные амплитуды положительны и при положительных, и при отрицательных аномалиях *T*. Поэтому выполнено сравнение связанных с КЭОФ1_T аномалий $\Delta T = A_1 B_1$, где A_1 и B_1 – пространственная и временная амплитуды, с ошибками данных. В минимуме пространственной функции КЭОФ1_T амплитуда равна 0.0064 (рис. 8а), средняя временная амплитуда равна 10.9°С (рис. 9а), т.е. средние аномалии составляют 0.07°С. С учетом того, что при разложении на ЭОФ ошибки *T*, равные 0.002°С (см. раздел 2), уменьшаются (как при осреднении) в $(N^*)^{1/2}$ раз [17], а $N^* = 17–20$, в среднем, аномалии превышают ошибки данных даже в минимуме моды.

Выявлено 17 эпизодов перемещения аномалий *T*, когда временная фаза плавно возрастала от отрицательных значений к положительным. Их длительность составляла, в основном, 6–13 сут (рис. 9б, табл. 1), что соответствует временным масштабам, выявленным в ГК1_N (рис. 6), и временам прохождения в районе станции синоптических вихрей [10]. В июне наблюдались эпизоды длительностью 4–5 сут, что также соответствует

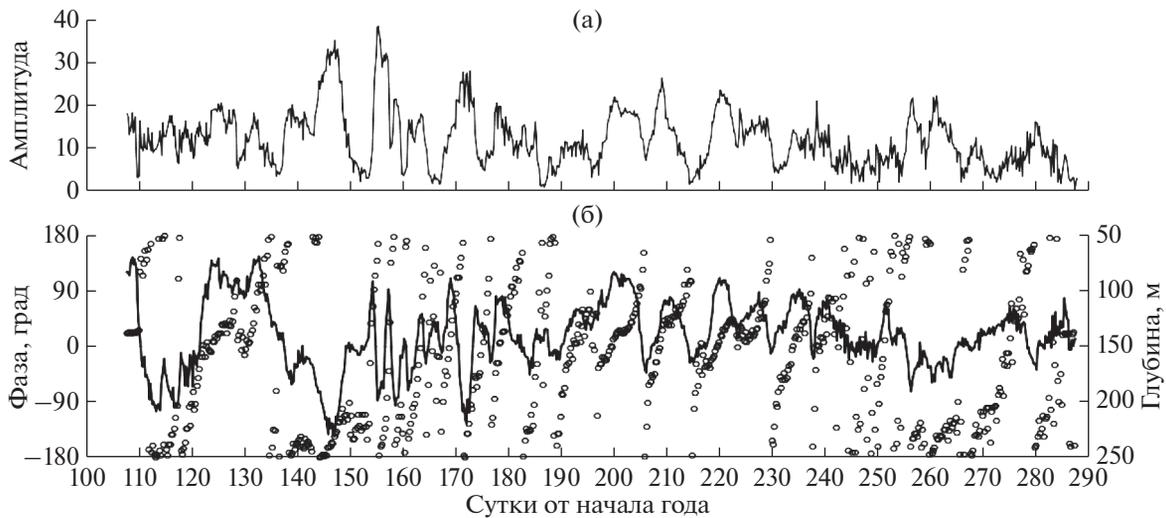


Рис. 9. Временные амплитуда (°С; а) и фаза (°; левая ось ординат; б) КЭОФ1_T. На (б) показана глубина $D_{27.15}$ (м; правая ось ординат).

Таблица 1. Скорости (w) вертикального перемещения аномалий T , связанных с КЭОФ1 $_T$

Сутки от начала года	Дата	Длительность (сут)	w (см/с)	w (м/сут)
118–127	28.4–7.5	10	0.009	7.8
130–135	10.5–15.5	6	0.016	13.8
145–150	27.5–30.5	4	0.008	6.9
155–158	4.6–8.6	5	0.052	44.9
161–164	10.6–13.6	4	0.040	34.6
167–171	16.6–20.6	5	0.027	23.3
172–176	21.6–25.6	5	0.029	25.1
177–182	26.6–1.7	6	0.019	16.4
183–188	2.7–7.7	6	0.032	27.6
189–196	8.7–15.7	8	0.012	10.4
197–205	16.7–24.7	9	0.008	6.9
206–213	25.7–1.8	8	0.011	9.5
217–229	5.8–17.8	13	0.059	51.0
230–236	18.8–24.8	7	0.015	13.0
237–241	25.8–29.8	5	0.017	14.7
250–252	7.9–10.9	4	0.042	36.3
268–278	25.9–5.10	11	0.012	10.4

временной изменчивости моды N ; два коротких эпизода (3 и 4 сут) наблюдались также в конце августа–начале сентября, но их интерпретации препятствует отсутствие информативных спутниковых изображений. Скорости (w) перемещения аномалий T для различных эпизодов, оцененные по формуле из раздела 2, сведены в табл. 1; средняя величина (медиана) составила 1.7×10^{-2} см/с (14.7 м/сут). Согласно расчетам, выполненным по данным наблюдений с помощью диагностической модели, вертикальные скорости в зоне субарктического фронта Японского моря имеют сравнимые величины, а в мезомасштабных структурах фронта (5–10 км) они гораздо выше и могут достигать до 0.1 см/с (более 85 м/сут) [18].

С эпизодами роста временной фазы были связаны смещения $D_{27.15}$ по вертикали, причем в начале эпизодов, когда фаза отрицательна, $D_{27.15}$ залегала глубже среднего положения (140 м), с ростом фазы $D_{27.15}$ поднималась выше среднего, а затем снова опускалась. Это проявлялось особенно ярко в период 9 июля–26 августа (190–238 сут от начала года), когда наблюдались довольно правильные колебания $D_{27.15}$ и N с периодами 8–13 сут (рис. 4, 9). Таким образом, перемещающиеся аномалии T осуществляли взаимосвязь между слоями с разными физическими механизмами их развития: адвекция в верхнем слое и смещение изопикнических слоев по вертикали в нижнем.

Следует отметить, что в других гидрофизических характеристиках (плотность, соленость, N)

перемещающиеся аномалии не были зарегистрированы, что можно объяснить тем, что при достаточно высокой точности измерений T ошибки увеличивались при расчете других параметров.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе выполнен ЭОФ-анализ данных с высоким разрешением во времени (6 ч) и по глубине (1 м), полученных на глубинах 64–300 м с помощью автономного профилографа “Аквалог”, который находился в северо-западной части Японского моря у юго-восточного побережья Приморья с середины апреля по середину октября 2015 г.

Изменения вертикальной плотностной стратификации, описываемые первой ЭОФ-модой частоты плавучести (44% дисперсии), связаны с прохождением в районе станции динамических структур с антициклонической завихренностью. При этом стратификация ослаблялась на глубинах выше 120 м вследствие опускания изопикнических слоев внутри таких структур и усиливалась ниже 165 м за счет ослабления этого процесса и сближения изопикнических слоев. При поднятии изопикнических слоев стратификация возвращалась к средней, а явных свидетельств прохождения в районе станции динамических структур с циклонической завихренностью не обнаружено.

Эти изменения стратификации, тесно связанные с флуктуациями пикноклина (смещениями изопикнических слоев по вертикали), происходили на временных масштабах 8–13, 20–30 и 80–130 сут. Нерегулярные колебания с периодами 8–13 сут, интенсивные до середины сентября, соот-

ветствуют временам прохождения вблизи станции синоптических вихрей [10]. Регулярность более долгопериодных колебаний (20–30 и 80–130 сут) позволяет предположить, что они связаны с волновыми процессами. Наиболее долгопериодные колебания (80–130 сут) были наиболее интенсивными и происходили в течение всего периода наблюдений.

С флуктуациями пикноклина было связано развитие температурных аномалий: выше 150 м они описывались второй ЭОФ-модой, учитывающей 27% дисперсии, и развивались за счет горизонтальной адвекции при прохождении динамических структур, приносящих воды различного происхождения, как было установлено ранее [4, 12, 13], ниже 150 м – за счет вертикальных колебаний в пикноклине (первая ЭОФ-мода, 57% дисперсии). На границе между слоями с различным характером изменчивости происходило перемещение температурных аномалий, описываемых ведущей КЭОФ-модой (56% дисперсии), со средней скоростью 1.7×10^{-2} см/с (14.7 м/сут), что близко к оценкам для субарктического фронта Японского моря [18].

Проявление апвеллинга является единственным случаем, когда воздействие ветра было уверенно зарегистрировано в термохалинных характеристиках по данным “Аквалого” [10, 12]. В целом, циклоническая циркуляция северо-западной части Японского моря усиливается под воздействием циклонической завихренности напряжения ветра, что происходит зимой, когда преобладают северо-западные ветры, а также в июне–сентябре, если в эти месяцы активны ветры восточных румбов [9], что иногда случается, в том числе в 2015 г. [10]. Вследствие этого можно предполагать интенсификацию Приморского течения в период наблюдений “Аквалого”. Тем не менее, явных взаимосвязей термохалинных характеристик с величиной или завихренностью локального напряжения ветра обнаружено не было [10, 12].

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме № 121021700346-7 и при частичной поддержке программы приоритетных исследований в интересах комплексного развития Дальневосточного отделения РАН (проект № 18-1-010). Данные “Аквалого” были получены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-05-00899).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Островский А.Г. Поверхностная циркуляция Японского моря (спутниковая информация и данные дрейфующих буйев) // Исслед. Земли из космоса. 1998. № 1. С. 66–83.
2. Зуенко Ю.И. Элементы структуры вод северо-западной части Японского моря // Изв. ТИНРО. 1998. Т. 123. С. 262–290.
3. Ладыченко С.Ю., Лобанов В.Б. Синоптические вихри в районе залива Петра Великого по спутниковым данным // Исслед. Земли из космоса. 2013. № 4. С. 3–15.
4. Лазарюк А.Ю., Каплуненко Д.Д., Островский А.Г., Лобанов В.Б., Трусенкова О.О., Ладыченко С.Ю. Экспериментальные исследования изменчивости термохалинной структуры вод над континентальным склоном северо-западной части Японского моря // Океанологические исследования. 2017. № 45. С. 33–51.
5. Лобанов В.Б., Пономарев В.И., Салюк А.Н., Тищенко П.Я., Тэлли Л.Д. Структура и динамика синоптических вихрей северной части Японского моря // Дальневосточные моря России: в 4 кн. Кн. 1: Океанологические исследования. М.: Наука, 2007. С. 450–473.
6. Лучин В.А., Рыков Н.А., Плотников В.В. Гидрология вод // Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. 8. Японское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Ред. Васильев А.С., Терзиев Ф.С., Косарев А.Н. СПб: Гидрометеоздат, 2003. С. 157–256.
7. Островский А.Г., Зацепин А.Г., Соловьёв В.А., Цибульский А.Л., Швоев Д.А. Автономный мобильный аппаратно-программный комплекс вертикального зондирования морской среды на заякоренной буйковой станции // Океанология. 2013. Т. 53. № 2. С. 259–268.
8. Пономарев В.И., Файман П.А., Дубина В.А., Ладыченко С.Ю., Лобанов В.Б. Синоптическая вихревая динамика над северо-западным материковым склоном и шельфом Японского моря (моделирование и результаты дистанционных наблюдений) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 2. С. 100–104.
9. Трусенкова О.О. Моделирование региональных особенностей циркуляции Японского моря под различным внешним воздействием // Изв. ТИНРО. 2012. Т. 169. С. 118–133.
10. Трусенкова О.О., Лазарюк А.Ю., Островский А.Г., Лобанов В.Б., Каплуненко Д.Д. Короткопериодная изменчивость вертикальной стратификации вод на континентальном склоне в районе залива Петра Великого (Японское море) // Вестник ДВО РАН. 2018. № 1. С. 49–59.
11. Трусенкова О.О., Лазарюк А.Ю., Островский А.Г., Ладыченко С.Ю., Лобанов В.Б. Короткоживущие неоднородности гидрофизических характеристик в районе к востоку от зал. Петра Великого, Японское море (по данным профилографа “Аквалог”) // Океанография залива Петра Великого: сборник научных статей по материалам 4-й региональной конференции, 15–16 мая 2018 г., ДВНИГМИ, Владивосток, Россия / Ред.: Данченков М.А., Лобанов В.Б. Владивосток: Дальнаука, 2018. С. 126–134.
12. Трусенкова О.О., Островский А.Г., Лазарюк А.Ю., Ладыченко С.Ю., Дубина В.А., Лобанов В.Б. Водообмен у южного побережья Приморья в Японском море по спутниковым данным и долговременным контактными измерениями // Современные пробле-

- мы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16. № 2. С. 196–206.
13. Трусенкова О.О., Островский А.Г., Лазарюк А.Ю., Лобанов В.Б. Характер изменчивости термохалинной структуры вод над континентальным склоном северо-западной части Японского моря у побережья Приморья // *Океанологические исследования*. 2019. Т. 47. № 3. С. 188–205.
 14. Юрасов Г.И., Яричин В.Г. Течения Японского моря. Владивосток: ДВО РАН, 1991. 176 с.
 15. Danchenkov M.A., Lobanov V.B., Riser S.C., Kim K., Takematsu M., Yoon J.-H. A history of physical oceanographic research in the Japan/East Sea // *Oceanogr.* 2006. V. 19. № 3. P. 18–31.
 16. North G.R., Bell T.L., Cahalon R.F., Moeng F.J. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions // *Mon. Wea. Rev.* 1982. V. 110. № 7. P. 699–706.
 17. Preisendorfer R.W. *Principal Component Analyses in Meteorology and Oceanography*. Elsevier, 1988. 425 p
 18. Thomas L.N., Lee C.M., Yoshikawa Y. The subpolar front in the Japan/East Sea. Part II: Inverse method for determining the frontal vertical circulation // *J. Phys. Oceanogr.* 2010. V. 40. № 1. P. 3–25.
 19. Torrence C., Compo G.P. A practical guide to wavelet analysis // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 1998. V. 79. № 1. P. 61–78.
 20. Tsujino H., Nakano H., Motoi T. Mechanism of currents through the straits of the Japan Sea: mean state and seasonal variation // *J. Oceanogr.* 2008. V. 64. № 1. P. 141–161.

Evolution of the Thermohaline Stratification in the Northwestern Japan Sea: Mesoscale Variability and Intraannual Fluctuations

O. O. Trusenkova^{a, #}, A. G. Ostrovskii^b, A. Yu. Lazaryuk^a, V. B. Lobanov^a

^a*Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia*

^b*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: troli@poi.dvo.ru*

This paper addresses statistical analysis of long time series obtained from the Aqualog profiler moored at the upper continental slope off the southeast Russian coast in the northwestern Japan Sea from mid April through mid October 2015. The conductivity, temperature and depth (CTD) vertical profiles of high resolution (6 h in time and 1 m in depth) were measured between 64 and 300 m and buoyancy frequency was estimated from these data. Buoyancy frequency and temperature were decomposed to empirical orthogonal functions (EOF) in the depth–time domain. Fluctuations of the vertical stratification revealed by the buoyancy frequency were assessed and linked to the passage of dynamic structures near the mooring. The stratification weakened above 120 m due to isopycnal bending down in the anticyclonic structures and strengthened below 165 m. The stratification changes occurred on the 8–13 day time scale due to the passage of mesoscale eddies near the mooring. Energetic fluctuations were also found on the longer, 20–30 and 80–130 day time scales. These processes were accompanied by temperature anomalies which were associated with the horizontal advection above 150 m and with the vertical pycnocline fluctuations in the deeper layer. Temperature anomalies moving in the vertical with an average speed of 1.7×10^{-2} cm/s (14.7 m/day) were detected at the border between these layers with the different physical devices of stratification changes.

Keywords: the Japan Sea, moored profiler, buoyancy frequency, vertical stratification, temperature, empirical orthogonal function