

УДК 551.468

ТЕЧЕНИЯ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО, ЯПОНСКОЕ МОРЕ (ПО ДАННЫМ СТАЦИОНАРНОГО БУЯ WAVESCAN, 2016 г.)

© 2022 г. О. О. Трусенкова¹, *, В. Б. Лобанов¹, А. Ю. Лазарюк¹¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

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

Поступила в редакцию 29.07.2021 г.

После доработки 30.12.2021 г.

Принята к публикации 25.02.2022 г.

Течения в юго-западной части залива Петра Великого Японского моря исследованы по ежечасным данным, полученным с помощью стационарного буя SEAWATCH WaveScan в мае–декабре 2016 г. На основе разложения на эмпирические ортогональные функции в осях “глубина–время” и вейвлет-преобразования проанализированы вертикальная структура и временные масштабы изменчивости. Показано, что при увеличении скорости течения в верхнем слое (2–18 м) она уменьшалась в нижнем (22–42 м), и наоборот, что сопровождалось как левыми, так и правыми поворотами вектора скорости. Эти изменения происходили на масштабах от 3–7 до 50–70 сут. В конце августа–начале сентября в период интенсивного атмосферного циклогенеза, включая прохождение тайфуна Лайонрок, происходил перенос энергии между масштабами 2–80 сут и 2 ч – 1 сут, сначала от больших масштабов к меньшим, затем от меньших к большим. Инерционные колебания прослеживались, постепенно ослабевая с глубиной, в слое 2–38 м. В скорости течения выявлен сигнал, перемещавшийся попеременно вниз и вверх, предположительно связанный с квазиинерционными волнами и их отражением от дна и сопровождавшийся как красным, так и голубым доплеровским сдвигом инерционной частоты. Оценена связанная с этим смещением фоновая относительная завихренность и показано, что поток в эти периоды находился в квазигеострофическом режиме.

Ключевые слова: Японское море, залив Петра Великого, шельф, буй SEAWATCH WaveScan, скорость течения, эмпирические ортогональные функции, вейвлет-преобразование, ротари-спектр, периодичность, поворот скорости с глубиной, придонный пограничный слой, инерционные колебания, квазиинерционные волны, доплеровский сдвиг, относительная завихренность, число Россби

DOI: 10.31857/S0030157422030145

1. ВВЕДЕНИЕ

Залив Петра Великого расположен у юго-восточной морской границы России. В последние десятилетия эта обширная для Японского моря шельфовая зона подвержена все возрастающему воздействию как климатических изменений, так и антропогенной нагрузки. ТОИ ДВО РАН проводит мониторинг и исследования гидрометеорологических процессов залива с привлечением данных натурных экспериментов с помощью экспедиционных и полигонных съемок, спутниковой информации и других средств (см. обзор в работах [3, 8]). В рамках этих работ в юго-западной (ЮЗ) части залива был установлен стационарный буй SEAWATCH WaveScan (рис. 1), оснащенный доплеровским измерителем течений, а также приборами для измерения метеорологических параметров в приводном слое атмосферы и океанографических параметров в приповерхностном слое моря [8]. Измерения проводились с конца апреля

по предпоследнюю неделю декабря 2016 г., что позволило получить уникальные данные о течениях, поскольку имевшаяся до этого информация весьма фрагментарна (см. обзор по течениям в заливе Петра Великого в работе [8]).

Циркуляция вод ЮЗ части залива Петра Великого определяется направленным на запад вдоль континентального склона Приморским течением и в существенной мере – вихрями синоптического и мезо- (в другой терминологии – мезо- и субмезо-) масштабов, которые многократно наблюдались на спутниковых снимках [3, 7, 12, 13]. Синоптические вихри, преимущественно антициклонические, размерами 20–60 км, иногда до 110 км, могут существовать по 3–30 сут, более крупные вихри – до 40–60 сут [7]. В осенний сезон они связаны с потоками теплых вод северо-восточного направления от устья р. Туманной [3]. К югу от о. Фуругельма развивались циклонические вихри диаметром 15–25 км [3]. На спутнико-

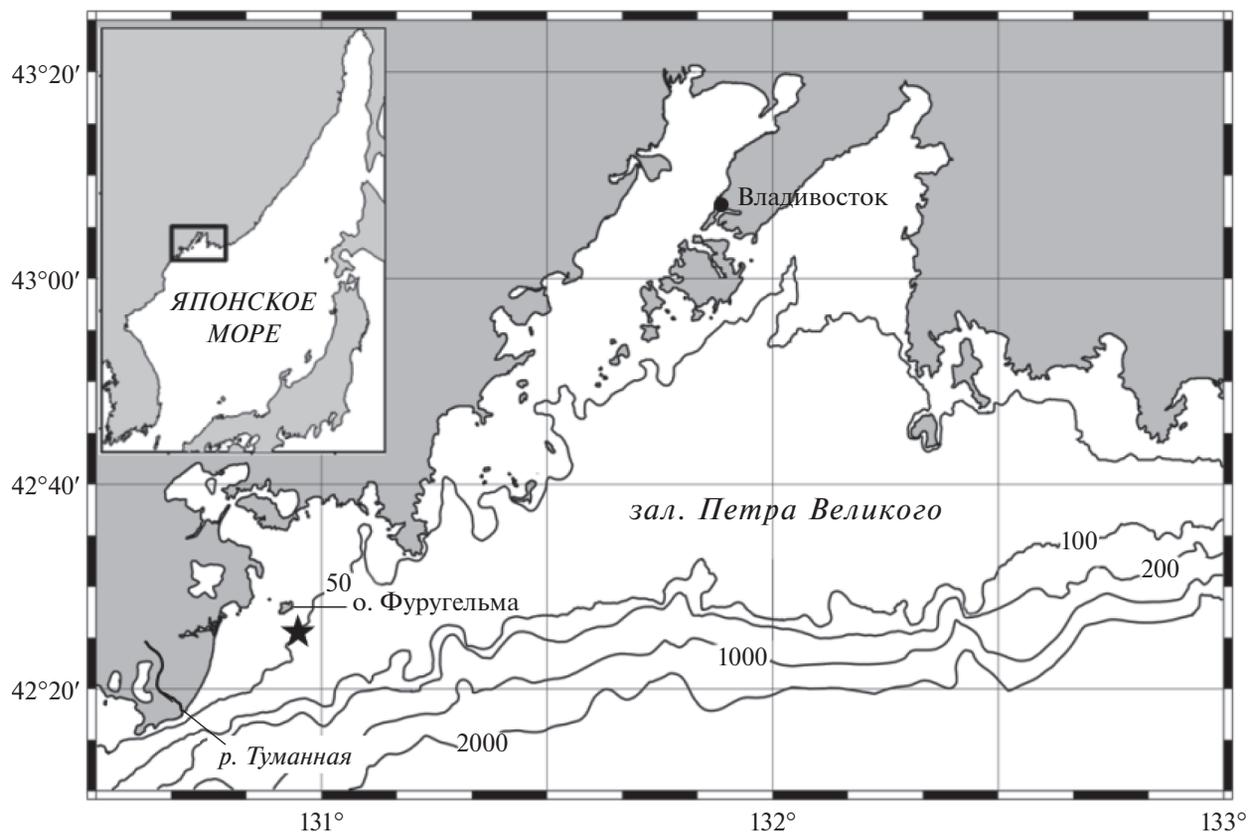


Рис. 1. Залив Петра Великого; положение буя WaveScan показано звездочкой, также показаны изобаты 50, 100, 200, 1000 и 2000 м. На врезке показано расположение района исследования в Японском море.

вых снимках наблюдались мезомасштабные вихри размерами 1–10 км, преимущественно спиральные циклонические, с временами жизни около 4 сут. Наблюдались и выходы на поверхность короткопериодных (с периодами от 100 до 10 мин и менее) внутренних волн, как сгенерированных и распространяющихся в самом заливе, так и возникающих на континентальном склоне в районе к югу от залива при взаимодействии течений с неоднородностями рельефа дна [3].

В зоне континентального склона генерируются также внутренние волны с периодами, близкими к инерционному (квазиинерционные волны), которые распространяются на шельф, что регистрировалось по данным полигонных съемок в ЮЗ части залива Петра Великого [10]. Квазиинерционные волны являются важным механизмом переноса энергии по вертикали: генерируясь в верхнем квазиоднородном слое (ВКС), например, под воздействием сильного ветра в циклонах, особенно тропических, эти волны проникают в пикноклин [16]. Они распространяются в районы, где инерционная частота уменьшается, т.е. к экватору, но также в зоны с антициклонической относительной завихренностью, где происходит красный доплеровский сдвиг инерционной

частоты [16, 20]. В частности, в антициклонических структурах может происходить захват квазиинерционных волн, перенос энергии по вертикали или диссипация [16]. Подобные явления были обнаружены в ЮЗ части Японского моря [24] и вдоль субарктического фронта Японского моря [26]. В прибрежной зоне квазиинерционные волны взаимодействуют с пограничными течениями и волнами и со склоновыми вихрями; значительное влияние оказывает рельеф дна, особенно в случае крутого склона [23]. Динамика осложняется трением о дно: на шельфе в заливе Петра Великого происходит трансформация с переносом энергии к короткопериодным внутренним волнам и диссипация [10].

В статье [8] измеренные с помощью буя WaveScan метеорологические параметры сопоставлялись с данными реанализа и ближайшего поста метеонаблюдений Посыет. Кроме того, была сделана эмпирическая оценка поворота течения с глубиной в теплый (слабый ветер, сильная стратификация) и в холодный (сильный ветер, слабая стратификация) периоды года. Особое внимание было уделено периоду конца августа–начала сентября, когда в район залива Петра Великого вышел тайфун Лайонрок, оказавший интенсивное воздей-

стве на морскую среду. Лайонрок характеризовался аномальной траекторией движения: первоначально двигаясь на северо-восток в районе к востоку от Японских островов, он повернул на северо-запад под воздействием интенсивного тихоокеанского антициклона, пересек о. Хонсю и Японское море и 31 августа подошел в район залива Петра Великого, где объединился с внетропическим циклоном [4]. Было показано, что атмосферная циклоническая активность вызвала экстремальный подъем уровня моря в заливе, и высказано предположение о связи этого нагона с резонансным возбуждением длинных волн, возможно, захваченных краевых волн [9]. В этот период по данным буя WaveScan были зарегистрированы аномальные инерционные колебания течений [11].

Вместе с тем, высокая дискретность и длительный период измерений с помощью буя WaveScan позволяют сделать статистические оценки изменчивости течений, в том числе инерционных, с глубиной в течение всего периода наблюдений, что и является целью данной работы.

2. ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Стационарный буй SEAWATCH WaveScan компании Fugro (<https://www.fugro.com/about-fugro/our-expertise/technology/seawatch-metoocean-buoys-and-sensors>) был установлен в конце апреля 2016 г. в ЮЗ части залива Петра Великого к юго-востоку от о. Фуругельма в пункте с координатами 42.42° с.ш., 130.95° в.д. и глубиной места 50 м (рис. 1). Конфигурация буя и используемые приборы подробно обсуждаются в работе [8], а данная работа основана на измерениях скорости и направления течения с помощью акустического доплеровского профилографа Aquadopp 400 кГц (Nortek, Норвегия). Используются данные за период с 30 апреля по 23 декабря 2016 г. с дискретностью 1 ч. Профилирование производилось от горизонта 2 м до дна, с шагом 4 м, но измерения в придонном слое сильно зашумлены из-за отражения акустических сигналов от дна, поэтому анализируются данные в 11-ти слоях (2–6, 6–10, ..., 42–46 м). Модуль скорости измерялся с точностью 0.5 см/с, направление – с точностью 2° [8]. В данных присутствовало около 3% краткосрочных пропусков и один продолжительный, 21–28 июня (172–179 сут от начала года), когда проводились профилактические работы. Все пропуски восполнялись линейной интерполяцией.

Для каждого момента времени были рассчитаны средние по глубине зональная и меридиональная составляющие скорости течения, по которым оценены средний модуль U_0 и средний вектор скорости \mathbf{U}_0 , а также отклонения от средних модуля и вектора, далее обозначаемые как U и \mathbf{U} .

Для дальнейшего анализа средняя скорость была нормализована с использованием медианы и среднего от модулей отклонений от медианы, равных 12.5 и 6.6 см/с соответственно, поскольку статистическое распределение U_0 значительно отклоняется от нормального закона. (Нормализованный модуль средней скорости далее обозначается как \hat{U}_0 .) Для оценки инерционных колебаний, период которых на широте измерений составляет 0.74 сут (17.7 ч), была выполнена полосовая фильтрация исходной скорости ($U_0 + U$) в диапазоне 0.62–0.92 сут (14.8–22.1 ч) и получена выборка U^{in} .

К анализу привлекались данные о касательном напряжении ветра (τ), рассчитанном по измерениям скорости и направления ветра [8] на основе алгоритма COARE, версия 3.5 [17]. В отличие от традиционного, алгоритм COARE учитывает состояние атмосферы при расчете напряжения ветра, что существенно для сильных ветров, например, в циклонах, и дает приращение до 20% величины напряжения [17]. Информация о синоптических процессах над Японским морем в 2016 г., используемая для интерпретации результатов, взята из справочника ДВНИГМИ [4].

Разложение на эмпирические ортогональные функции (ЭОФ) широко применяется для исследования изменчивости пространственно-временных полей, которые в результате представляются набором мод, упорядоченных по вкладам в дисперсию поля [19]. Пространственное измерение правомочно взять в вертикальном направлении, в этом случае данные задаются в осях “глубина–время”. Подобный анализ уже проводился для вертикальных профилей частоты плавучести и температуры, полученных с помощью автономного профилографа “Аквалог” вблизи восточной границы залива Петра Великого [15].

ЭОФ определяются как собственные вектора матрицы корреляций между вертикальными профилями U , что дает разложение $U = \sum A_k(d_j) B_k(n)$, где A_k – ЭОФ, B_k – главные компоненты (ГК), k – номера мод от 1 до 11, d – глубина, j – номера слоев от 1 до 11, n – временные отсчеты от 1 до 5686. Выполнено разложение U на комплексные ЭОФ (КЭОФ) [19], при этом вещественной частью комплексного сигнала является зональная компонента скорости, мнимой – меридиональная.

В итоге $U = \sum (A_k^j e^{-i\theta_k}) * B_k^n e^{-i\phi_n}$, где $A_k e^{-i\theta_k}$ – КЭОФ, $B_k e^{-i\phi_n}$ – комплексные ГК (КГК), A_k и B_k – пространственная и временная амплитуды, θ_k и ϕ_k – пространственная и временная фазы, определенные в интервале от -180° до 180° , e – экспонента, i – мнимая единица, $*$ – комплексное сопряжение. С помощью разложения на КЭОФ также были выявлены перемещающиеся сигналы по выборке U^{in} подобно тому, как это де-

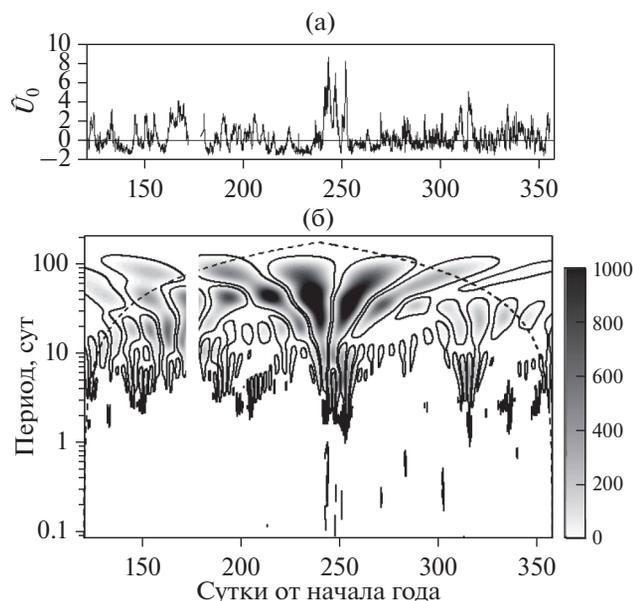


Рис. 2. Средняя по глубине скорость \hat{U}_0^n (а) и ее WT-спектр (б). Здесь и далее: на графиках и спектрах 120–360 суткам от начала года соответствует период с 30 апреля по 26 декабря 2016 г., период профилактических работ (172–179 сут от начала года) показан разрывом, на спектрах пунктиром показан конус влияния краевых эффектов, жирными линиями – 90%-й уровень статистической значимости по отношению к красному шуму.

лалось для температурных аномалий [15]. Вещественную часть комплексного сигнала представляют исходные данные, мнимую – их преобразование Гильберта, что позволяет учесть временные сдвиги и оценить перемещение сигнала, которое происходит в зонах плавного изменения θ в периоды плавного изменения φ .

Значимыми считаются те моды, собственные числа которых отличаются друг от друга на величину, большую суммы их ошибок. Ошибки определяются как $\Delta\lambda_k = \lambda_k(2/N^*)^{1/2}$, где λ_k – k -тое собственное число, N^* – число степеней свободы [25]. ЭОФ считаются значимыми на тех глубинах, где коэффициенты корреляции по времени (R) между U и ГК статистически значимы. Наименьшее число степеней свободы для зональной и меридиональной компонент и модуля скорости составляет 54, критическое значение R на 95%-м уровне значимости равно 0.27 (по критерию Фишера).

Для анализа временной изменчивости применялось вейвлет-преобразование (WT) с вещественным материнским вейвлетом “производная гауссиана 9-го порядка” (DOG-9), дающим хорошее разрешение по шкале времени, что способствует выявлению нерегулярных событий [27]. Высокий порядок производной позволяет получить неплохое разрешение и по шкале периодов

(скейлов). Спектр оценивался возведением WT в квадрат, т.е. на один период приходится два соседних по времени спектральных максимума. Для оценки совместных спектров двух временных рядов использовалось WT на основе комплексного вейвлета Морле 6-го порядка, что позволило оценить когерентность и фазовый сдвиг. WT также использовалось для фильтрации данных. Для оценки статистической значимости использовался теоретический спектр красного шума; принят 90% уровень статистической значимости. Спектры считаются достоверными вне временных интервалов (конусов влияния) в начале и конце периода наблюдений, где они могли бы исказиться за счет краевых эффектов. Периоды колебаний оценивались по наибольшей мощности спектра внутри максимумов (для временных интервалов статистической значимости).

Для оценки инерционных колебаний традиционно применяют ротари-спектры Фурье, оценивающие по отдельности циклоническую и антициклоническую компоненты векторов скорости течения [18]; в антициклонической компоненте спектра этим колебаниям отвечает максимум на инерционном масштабе. WT ротари-спектры [22] являются обобщением ротари-спектров Фурье и удобны для анализа временной изменчивости инерционных колебаний. Антициклоническая и циклоническая компоненты WT ротари-спектра рассчитывались по WT декартовых компонент скорости, оцененных на основе вейвлета Морле 6-го порядка по формулам из работы [22], что уже делалось нами для дрейфующих буев [14]. Расчеты проводились с помощью модифицированной процедуры из работы [27].

3. РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Временные масштабы изменчивости средней по глубине скорости течения

Временной изменчивости \hat{U}_0 (рис. 2а) свойственны умеренные отрицательные аномалии, не превышавшие двух средних отклонений, и значительные положительные аномалии, достигавшие 3–4 средних отклонений, а в конце августа–начале сентября (241–252 сут от начала года) – и 6–8 средних отклонений (рис. 2а). Для выявления временных масштабов изменчивости рассчитан WT-спектр \hat{U}_0 (рис. 2б). В течение всего периода наблюдений были зарегистрированы колебания на масштабе 70–80 сут, которые находились вне конуса влияния краевых эффектов с конца мая по начало ноября (145–310 сут от начала года). Колебания гидрофизических параметров с близкими периодичностями (80–130 сут) были выявлены и в других районах вблизи побережья Приморского края [15, 28]. Колебания \hat{U}_0 с периодами 30–50 сут были статистически значимы со второй полови-

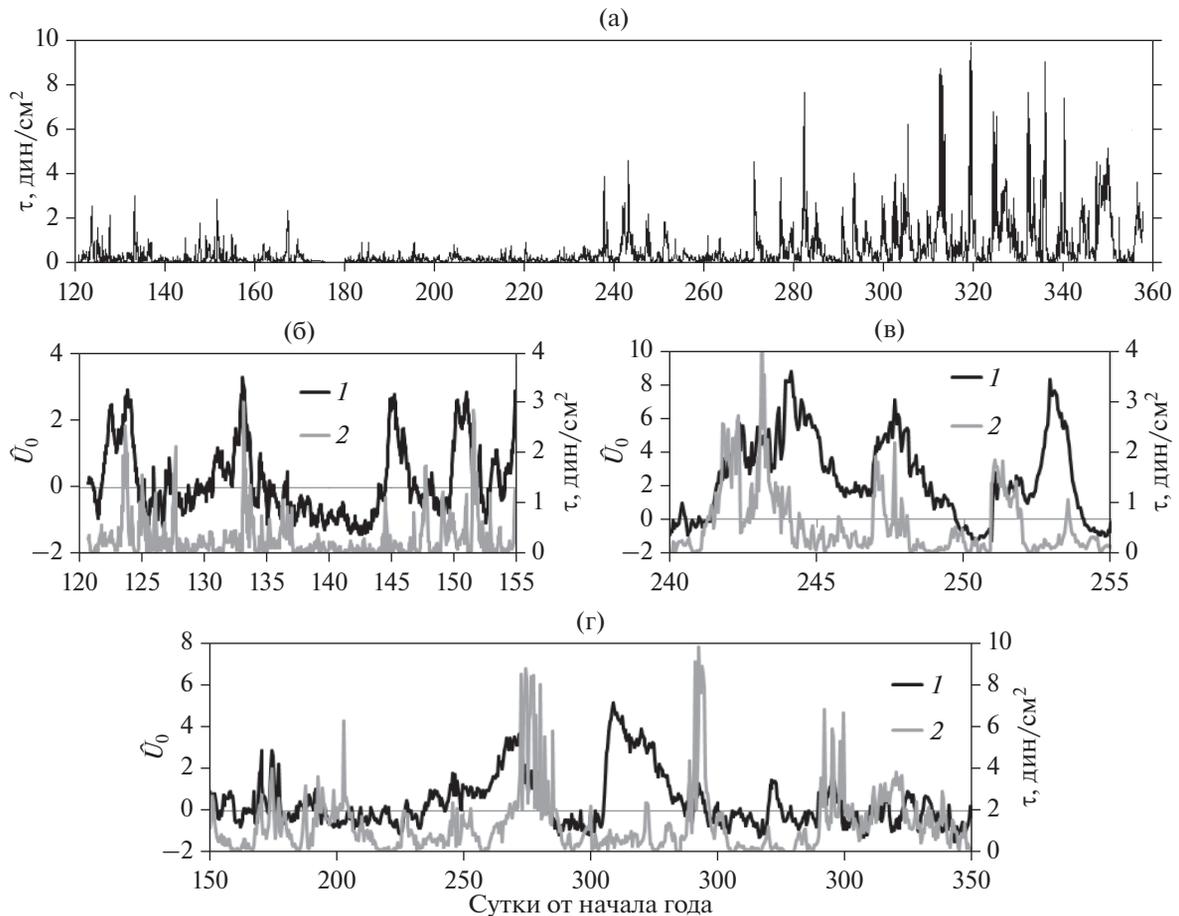


Рис. 3. Напряжение ветра τ (дин/см²) в период наблюдений (а); \bar{U}_0^n (1) и τ (2, дин/см²) в период 30 апреля–4 июня (б), 28 августа–12 сентября (в), 27 октября–26 ноября (г).

ны мая до начала ноября (138–310 сут от начала года), с периодами 20–30 сут – в ноябре, с периодами 10–20 сут – со второй декады мая до начала июля и с середины августа до конца октября (рис. 2б).

В некоторые временные интервалы были статистически значимы короткопериодные колебания \bar{U}_0 (2–10 сут), которые естественно связать с воздействием ветра, что, однако, не всегда было так. В теплый период года ветер был довольно слаб, со средним напряжением 0.13 дин/см², но усиливался в мае – начале июня (рис. 3а), когда над Японским морем был активен атмосферный циклогенез [4]. Тем не менее, в это время течения интенсифицировались независимо от ветра, за исключением 3 и 13 мая (123 и 133 сутки от начала года), когда усиление ветра сопровождалось увеличением \bar{U}_0 (рис. 3б).

В конце августа–начале сентября погодные условия в районе исследования определялись интенсивным циклогенезом: глубокой депрессией 25–26 августа, глубоким циклоном 29–31 августа, подходом тайфуна Лайонрок 31 августа (см. Вве-

дение), депрессией 1 сентября [4]. Вслед за усилением ветра 29 и 30 августа и особенно 31 августа (241–243 сутки от начала года) значительно интенсифицировались течения, а 1 сентября U_0 и \bar{U}_0 достигли 70 см/с и 8.7 соответственно (рис. 3в). WT-спектр \bar{U}_0 показывает, что в это время происходила диссипация, с переносом энергии на масштабах от 80 до 2 сут (рис. 2б), что естественно ожидать при столь интенсивном атмосферном воздействии и подтверждает выдвинутое ранее предположение о резонансных явлениях [9]. Скорость \bar{U}_0 снова увеличивалась 4 и 8 сентября (247 и 251 сут от начала года), что также происходило при усилении ветра (рис. 3в), однако 9 сентября резкое увеличение \bar{U}_0 не было связано с ветром. Перенос энергии вверх по масштабам от 8 до 80 сут происходил 4–8 сентября (рис. 2б).

Статистически значимые колебания \bar{U}_0 с периодами 7–8 сут были также зарегистрированы 29 октября–21 ноября (302–325 сутки от начала года), в период развития зимнего муссона, когда над морем проходили циклоны, в тылу которых ветер значительно усиливался [4]. Вместе с тем,

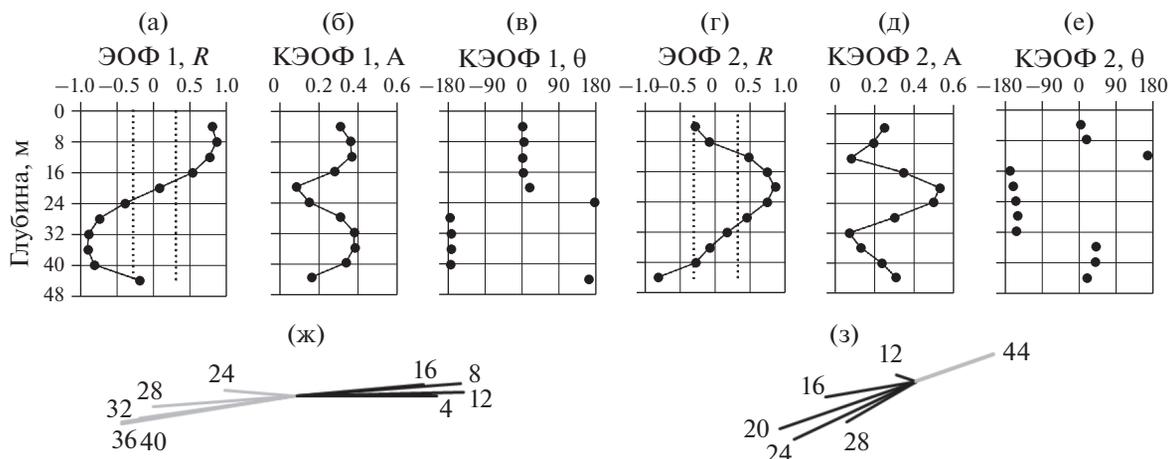


Рис. 4. Коэффициенты корреляции R между U и ГК 1 (а) и между U и ГК 2 (г); амплитуда A , см/с (б, д) и фаза θ , град (в, е) КЭОФ 1 (б, в) и КЭОФ 2 (д, е). Здесь и на рис. 13: отсчеты по глубине отнесены к серединам 4-метровых слоев, 95%-й уровень статистической значимости коэффициентов корреляции показан пунктиром. Схемы статистически значимых вкладов КЭОФ 1 (ж) и КЭОФ 2 (з) в течения.

увеличение \hat{U}_0 не всегда следовало за усилением ветра: так происходило 29 октября и 20 ноября, но 8 ноября увеличение \hat{U}_0 предшествовало усилению ветра, 15 ноября усиление ветра не сопровождалось увеличением \hat{U}_0 (рис. 3г).

Таким образом, короткопериодные (менее 10 сут) синфазные колебания течений во всей толще вод связаны как с прямым воздействием ветра, так и с другими процессами, вероятно, с прохождением синоптических или мезомасштабных структур. Колебания с периодами менее суток были зарегистрированы в изменчивости \hat{U}_0 лишь эпизодически, в частности, в период активного атмосферного циклогенеза в конце августа—начале сентября. Приливных колебаний в скорости течения зарегистрировано не было, что уже отмечалось ранее [8].

Вертикальная структура течений

Выполнены разложения на ЭОФ по выборке U и на КЭОФ по выборке U . В обоих случаях получено по две моды, различимые в смысле ошибок собственных чисел и учитывающие $43.4 \pm 8.4\%$ и $25.4 \pm 8.4\%$ (скалярные моды ЭОФ 1 и ЭОФ 2) и $49.4 \pm 9.5\%$ и $25.8 \pm 5.0\%$ (комплексные моды КЭОФ 1 и КЭОФ 2) дисперсии данных. Комплексные моды являются аналогами соответствующих скалярных: вещественные части КЭОФ и КГК практически совпадают с ЭОФ и ГК, а противоположным знаком ЭОФ и ГК соответствует близкий к 180° сдвиг фаз КЭОФ и КГК. Принимается, что КЭОФ значимы на тех глубинах, где, по критерию Фишера, значимы ЭОФ (рис. 4).

Зоны значимости ЭОФ 1, где $|R| > 0.27$, включают экстремумы противоположного знака в верх-

нем (2–18 м) и нижнем (22–42 м) слоях, которым соответствуют максимумы амплитуды и 160° -й сдвиг пространственной фазы КЭОФ 1 (θ_1 ; рис. 4а–4в), т.е. разнонаправленные вклады (U_1) в верхнем и нижнем слоях. Для наглядности U_1 (на значимых глубинах) представлены векторами, абсцисса и ордината которых равны вещественной и мнимой частям КЭОФ 1 (рис. 4ж). Поскольку направление U_1 определяется как $\theta_1 + \phi_1$, длина — как $A_1 V_1$, во времени вся картина поворачивается, а длины векторов изменяются.

Моды ЭОФ 1 и КЭОФ 1 представляют собой добавки к средней скорости U_0 , описывающие сдвиг и поворот течения с глубиной. Среднюю разницу скорости течения в верхнем и нижнем слоях можно оценить как $2A_1^{\max}|B_1|^{\text{med}} = 2 \times 0.38 \times 15.42 = 5.8$ см/с, где A_1^{\max} — ЭОФ 1 в верхнем и нижнем максимумах, где она практически одинакова, B_1^{med} — медиана временной амплитуды первой комплексной моды. Медиана $U_0^{\text{med}} = 15.4$ см/с, т.е. в среднем различия скорости течения в верхнем и нижнем слоях составляют около 40% U_0 .

Для медианы $\phi_1^{\text{med}} = -81^\circ$ вклад КЭОФ 1 отклоняет течения в верхнем слое на юг-юго-восток, а в нижнем слое — на север-северо-запад.

Если главная компонента первой скалярной моды ГК 1 > 0 , скорость течения увеличивается в верхнем слое и уменьшается в нижнем (кроме придонного слоя), а при ГК 1 < 0 происходят обратные изменения. ГК 1 принимает положительные значения в среднем в 2.3 раза чаще, чем отрицательные, в период до 25 августа — в 2.6 раза чаще, а с середины октября — в 1.4 раза чаще (рис. 5а). Максимум скорости в пикноклине и

уменьшение ее с глубиной свойственны бароклинной среде при слабом ветре, что и отражает ход ГК 1 в теплый период года (до периода интенсивного циклогенеза в конце августа). В периоды сильного ветра, в том числе в период развития зимнего муссона, максимум скорости течения находится на поверхности, а скорость в подповерхностном слое может уменьшаться из-за разного направления чисто дрейфовых и градиентных течений.

Для оценки временных масштабов изменчивости рассчитан WT-спектр ГК 1, выявивший колебания с увеличивающимся периодом, составлявшим 20–40 сут до середины июня, 30–50 сут до середины октября и до 50–70 сут с конца октября (рис. 5б). Большую часть времени статистически значимы нерегулярные колебания с периодами 10–20 сут и менее 10 сут, в мае и в конце августа–начале сентября и с середины октября, когда ветер был сильный – колебания с периодами менее суток. С конца октября (300 сут от начала года) относительно долгопериодная изменчивость (с периодами больше 10 сут) ослабла, а короткопериодная (с периодами меньше 10 сут) усилилась. Долгопериодные колебания (больше 100 сут) находятся в конусе влияния краевых эффектов, и по этой причине интерпретировать их не следует. В периоды сильного ветра (май, конец августа–начало сентября и с начала октября) присутствовали колебания на масштабах меньше суток.

WT-спектры ГК 1 и \hat{U}_0 весьма различны, несмотря на соответствие колебаний на масштабах 20–50 сут (до середины августа; рис. 2б, 5б). Наиболее разительное отличие – это перенос энергии по масштабам в спектре \hat{U}_0 во время активного атмосферного циклогенеза в конце августа–начале сентября, как обсуждалось выше. В спектре ГК 1 в это время статистически значимы короткопериодные колебания (3–6, 1.5–3 и меньше 1 сут). Отклик на интенсивное атмосферное воздействие охватывает всю толщу вод шельфа и поэтому проявляется в \hat{U}_0 . Напротив, короткопериодные колебания в верхнем и нижнем слоях, которые описываются ГК 1, вносят противоположные вклады в скорость, взаимно уничтожаясь при осреднении по глубине, и поэтому отсутствуют в \hat{U}_0 (рис. 2б, 5б).

Экстремумы ЭОФ 2 противоположного знака и экстремумы КЭОФ 2 с разностью фаз 180° находятся в промежуточном (10–30 м) и придонном (42–46 м) слоях (рис. 4 г–е). Схема на рис. 4з демонстрирует противоположное направление вкладов КЭОФ 2 в течения (U_2), которые, при средней временной фазе $\varphi_2^{\text{med}} = 27^\circ$, направлены на юго-запад в термоклине и на северо-восток в нижнем слое. Временная изменчивость ЭОФ 2 и КЭОФ 2 соответствует изменчивости U_0 : коэффициент корреляции R между U_0 и главной ком-

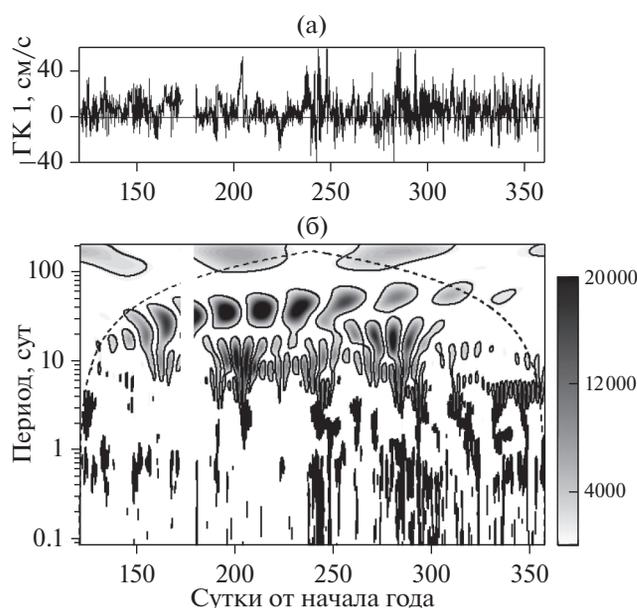


Рис. 5. Главная компонента ГК 1, см/с (а) и ее WT-спектр, см²/с² (б).

понентой моды ГК 2 равен 0.55, а при устранении изменчивости с периодами менее 1 сут $R = 0.74$. Направления U_2 (сумма $\theta_2 + \varphi_2$) и U_0 также довольно близки: средняя разница между ними составляет 23° , хотя в отдельные моменты времени она доходит до 90° (рис. 6). Тем не менее, правомерна интерпретация ЭОФ 2 и КЭОФ 2 как усиления течения в термоклине и эффекта трения о дно в нижнем слое. Среднюю скорость торможения потока у дна можно оценить как $A^2 |B_2|^{\text{med}} = 0.3 \times 5.2 = 1.6$ см/с, где A^2 – ЭОФ 2 в придонном слое, B_2^{med} – медиана временной амплитуды второй комплексной моды.

КЭОФ 1 и КЭОФ 2 совместно учитывают больше 75% дисперсии данных, причем КЭОФ 2 описывает течение, близкое по направлению к U_0 , поэтому поворот скорости с глубиной можно оценить на основе КЭОФ 1. Если угол между U_0 и U_1 в верхнем слое (U_1^{upper}) $\alpha > 0^\circ$, поворот течения от верхнего слоя ($U_0 + U_1^{\text{upper}}$) к нижнему ($U_0 + U_1^{\text{lower}}$) происходит вправо (антициклонически; см. схему на рис. 7а); если $\alpha < 0^\circ$, этот поворот происходит влево (циклонически; рис. 7б). С конца мая до начала сентября (150–250 сут от начала года) имели место периоды преобладания правого или левого поворота, а при усилении ветра (в мае и с сентября) знак α изменялся довольно часто, однако при интенсивном атмосферном циклогенезе в конце августа–начале сентября, когда изменчивость U_0 была экстремальна, преобла-

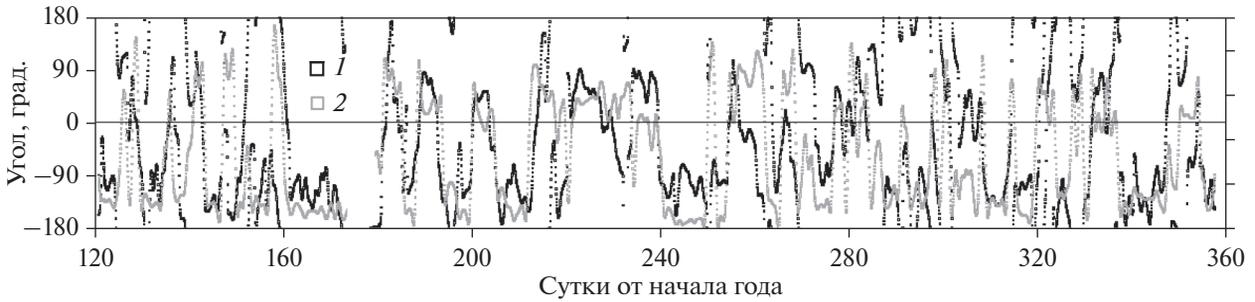


Рис. 6. Направление (град.) векторов U_2 (в промежуточном слое; 1) и U_0 (2). Колебания с периодами меньше 1.2 сут устранили с помощью низкочастотной фильтрации.

дал правый поворот течения ($\alpha > 0^\circ$; рис. 8а). В WT-спектре α (рис. 8б) статистически значима 30–50-суточная периодичность, соответствующая режимам с противоположным поворотом течения. Большую часть времени значима изменчивость α на масштабах 8–15 или 3–7 сут.

Двуслойность течений на шельфе залива Петра Великого обычно связывают с ветровой циркуляцией, когда под воздействием ветров северных румбов в верхнем слое происходит сгон (течение от берега), в нижнем – компенсационное течение к берегу, а под воздействием ветров южных румбов циркуляционная ячейка изменяет знак [5, 13]. Для анализа воздействия ветра рассчитан совместный WT-спектр направления ветра и α , в котором имелась значимая мощность на масштабах 3–7 сут, но когерентность превышала 0.5 лишь в первой половине августа и середине декабря, а знак α изменялся через сутки после изменения

ветра в августе и через 1.5 сут в декабре. Статистически значимых взаимосвязей с величиной напряжения ветра обнаружено не было.

Для дальнейшего анализа было бы чрезвычайно полезным знание вертикальной плотностной стратификации. К сожалению, в период постановки буя измерения термохалинной структуры были выполнены только дважды: в рейсах НИС “Академик Лаврентьев” № 73 в конце апреля и № 79 в конце декабря. На станциях в районе буя толщина ВКС составляла 8 м в конце апреля и 16 м в конце декабря (рис. 9). В апреле скачок плотности находился на 9 м, а ниже – пикноклин до дна. В декабре скачок плотности находился на

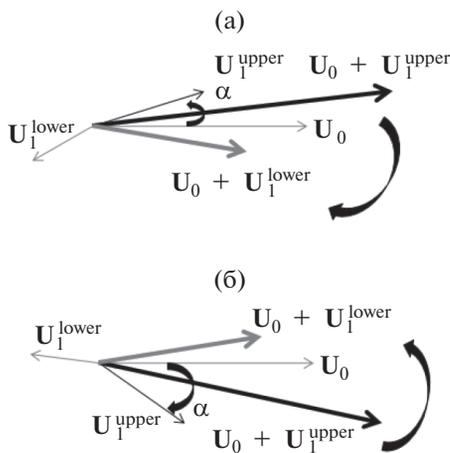


Рис. 7. Схемы правого (а) и левого (б) поворота с глубиной вектора скорости течения. Обозначения: U_0 – вектор средней по глубине скорости, U_1^{upper} – вклад КЭОФ 1 в слое 4–16 м, U_1^{lower} – вклад КЭОФ1 в слое 24–40 м, α – угол между U_0 и U_1^{upper} .

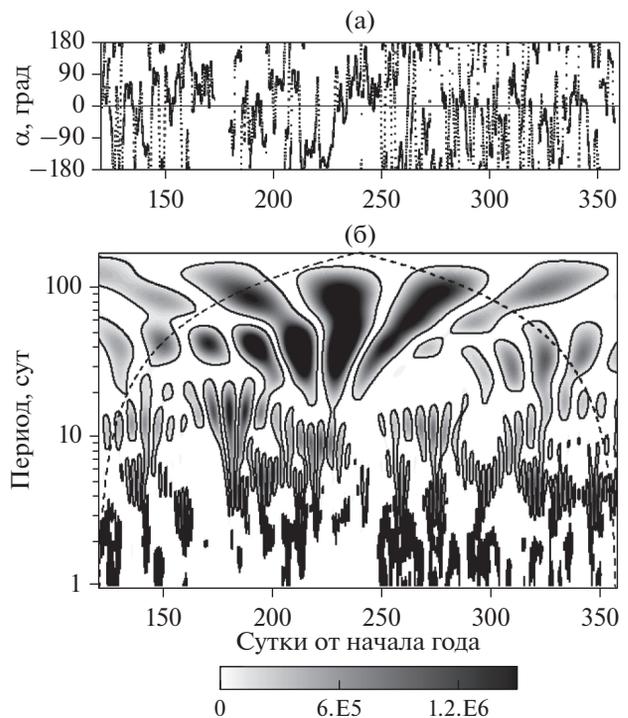


Рис. 8. Угол α (град.) между U_0 и U_1 (колебания с периодами меньше 1.2 сут устранили с помощью низкочастотной фильтрации) (а) и его WT-спектр, град² (б).

глубинах 16–18 м, под ним – пикностад (19–22 м), на глубине 23–30 м находился второй пикноклин, а ниже плотность слабо возрастала.

В целом, о вертикальной стратификации в период проведения измерений можно судить по публикациям. В работе [2] обсуждаются гидрологические условия залива Петра Великого по данным съемки ДВНИГМИ в весенний сезон. Весна 2016 г. была, вследствие предшествующей теплой зимы, теплой, с большим количеством осадков. Поверхностные воды характеризовались низкой соленостью, на мелководье устойчивая вертикальная стратификация установилась рано и была сильной в течение всего теплого периода года. Летом 2008–2009 гг. структура вод была обусловлена, как и в 2016 г., обильными осадками и береговым стоком и, вследствие этого, низкой поверхностной соленостью. Имел место слой скачка на глубине 2–5 м за счет градиента солености, а сезонный пикноклин, преимущественно термической природы, находился на глубине 25–65 м [1]. По измерениям в районе к северо-востоку от о. Фуругельма в августе 2010 г. слой скачка располагался на глубине около 12 м, а вторичные максимумы градиента плотности – на 22 и 25 м [6].

Таким образом, можно полагать, что в теплый сезон 2016 г. толща вод в районе буя была хорошо стратифицирована, а статистические взаимосвязи с ветром имели место лишь в ограниченные периоды времени. Поэтому характер поворота вектора скорости течения с глубиной чаще всего связан не непосредственно с ветром, а с прохождением динамических структур, которые в разные годы регистрировались в этом районе по спутниковым данным [3, 7, 12].

Инерционные колебания скорости течения

Для оценки инерционных колебаний были рассчитаны WT ротари-спектры исходных векторов скорости течения на характерных глубинах, которые здесь показаны в диапазоне масштабов 0.1–2 сут (рис. 10). Эти колебания ясно видны в антициклонической компоненте спектра на масштабах вблизи инерционного (T^{in} ; 0.74 сут или 17.7 ч), они ослабевают сверху вниз и практически исчезают ниже 42 м. Как в антициклонической, так и в циклонической компонентах спектра были зарегистрированы внутрисуточные колебания на меньших масштабах, которые были наиболее интенсивны в нижнем слое (42–46 м), где, как обсуждалось выше, хорошо заметно влияние трения о дно, и ослаблялись снизу вверх (рис. 10).

Для дальнейшего анализа выполнена полосовая фильтрация скорости течения в диапазоне 0.62–0.92 сут (см. раздел 2). На рис. 11 приведены исходные и фильтрованные вектора скорости те-

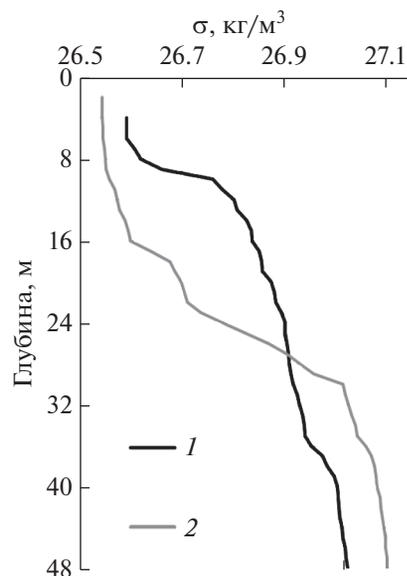


Рис. 9. Вертикальные профили условной плотности воды (σ , кг/м³) 21 апреля (1) и 21 декабря (2) 2016 г.

чения в слое 2–6 м (U_{2-6} и U_{2-6}^{in} соответственно) в период 240–255 сут (28 августа–12 сентября), когда течения были наиболее интенсивны, как обсуждалось выше. Видно, что этот максимум, как и эпизоды течений северных румбов, отсутствуют в U_{2-6}^{in} , но хорошо видны повороты течения, связанные с инерционными колебаниями.

В целом, инерционные колебания интенсифицировались в периоды усиления ветра в мае–начале июня и в октябре–ноябре, что соответствует известным представлениям об их возбуждении ветром [16]. Однако полного соответствия с эпизодами усиления ветра не наблюдалось, что демонстрируется рис. 12, где приведены величины скорости инерционных течений в слое 2–6 м и напряжения ветра. Эпизоды интенсивных инерционных колебаний наблюдались при слабом ветре в июле (182–208 сут от начала года) и в первой половине августа (215–223 сут), т.е. в период наиболее сильной вертикальной стратификации, когда они могли быть связаны с вертикальным сдвигом течений [20]. Несмотря на сильный ветер начального периода зимнего муссона, эти колебания ослабевали в 1-ю декаду ноября (305–315 сут) и в конце ноября–начале декабря (325–340 сут), когда ветер ослабевал, но все же был сильнее, чем в теплое время года (рис. 12). Усиление инерционных колебаний может быть связано с подходом квазиинерционных волн, генерирующихся над склоном в районе к югу от залива Петра Великого [10], где ветер может отличаться от измеренного на буе. Кроме того, при развитии осенне-зимней конвекции инерционные колебания размывают-

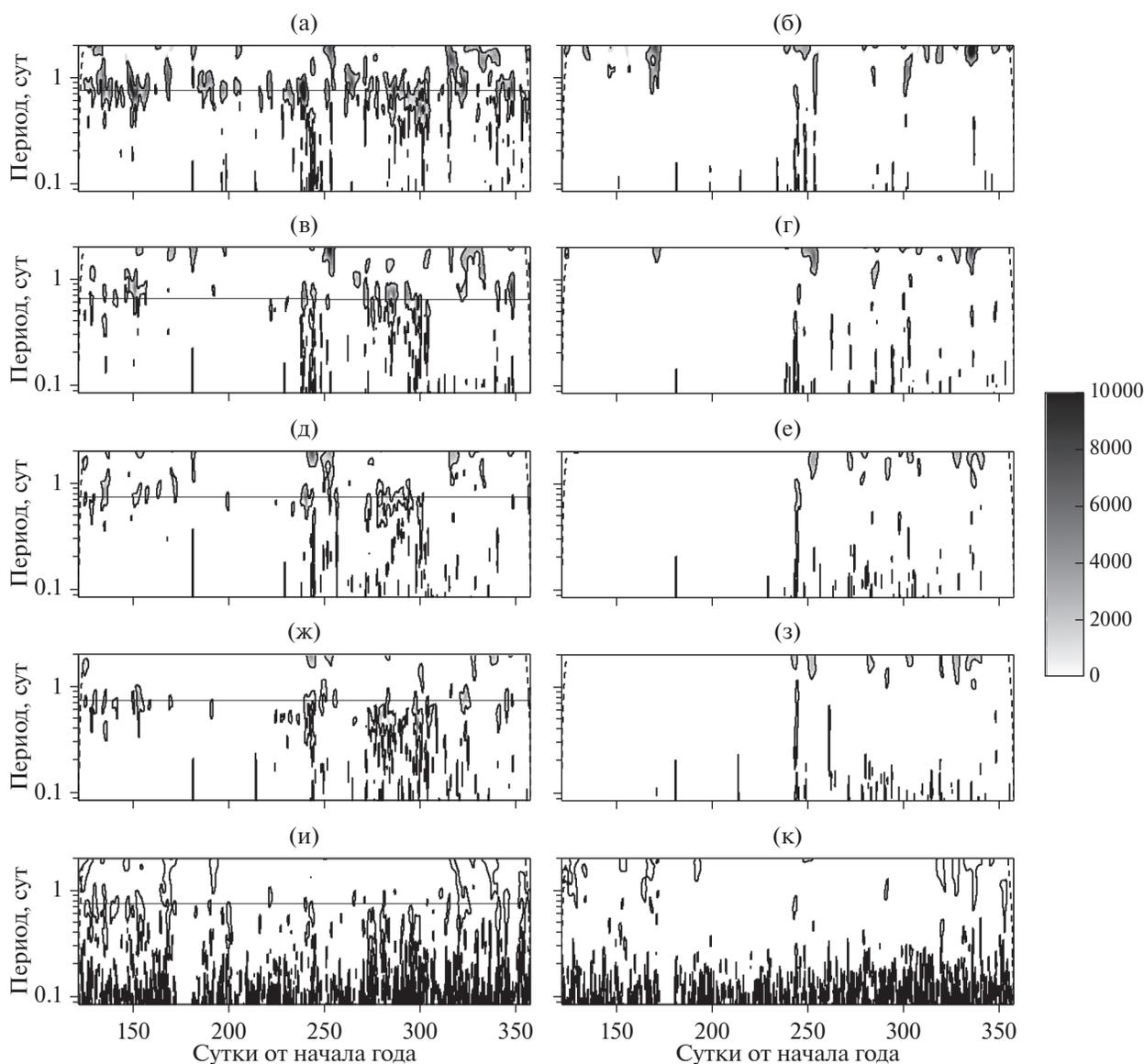


Рис. 10. Антициклонические (а, в, д, ж, и) и циклонические (б, г, е, з, к) компоненты WT ротари-спектров скорости течения ($\text{см}^2/\text{с}^2$) в слоях 2–6 (а, б), 14–18 (в, г), 26–30 (д, е), 38–42 (ж, з), 42–46 м (и, к) в диапазоне периодов 2 ч – 2 сут. На антициклонических компонентах спектров прямой линией показан инерционный период.

ся по всей толщине углубляющегося ВКС, что приводит к уменьшению инерционной скорости в приповерхностном слое [16].

Инерционные колебания были наиболее интенсивны в период атмосферного циклогенеза в конце августа–начале сентября, что уже было выявлено на основе ротари-спектров Фурье [11], однако WT ротари-спектры показывают, что максимум энергии наблюдался 25–26 августа (237–238 сутки от начала года), после прохождения глубокой ложбины атмосферного давления, но до подхода тайфуна Лайонрок. В этот период происходил энергообмен между колебаниями на масштабах 2 ч – 1 сут (рис. 10), что совпадало по вре-

мени с энергообменом между масштабами 2–80 сут (рис. 26).

Для оценки взаимосвязей инерционных колебаний в столбе воды выполнено разложение на КЭОФ по выборке модуля скорости фильтрованных течений U^{in} , что позволило выявить перемещающийся сигнал. Для сравнения выполнено разложение этих же данных на ЭОФ. Первые моды обоих разложений являются аналогами, как это имеет место для мод, полученных по полным выборкам. Они учитывают $41.8 \pm 8.1\%$ и $41.2 \pm 7.9\%$ дисперсии данных соответственно, являясь значимыми в смысле ошибок собственных чисел, а зона значимости по критерию Фишера

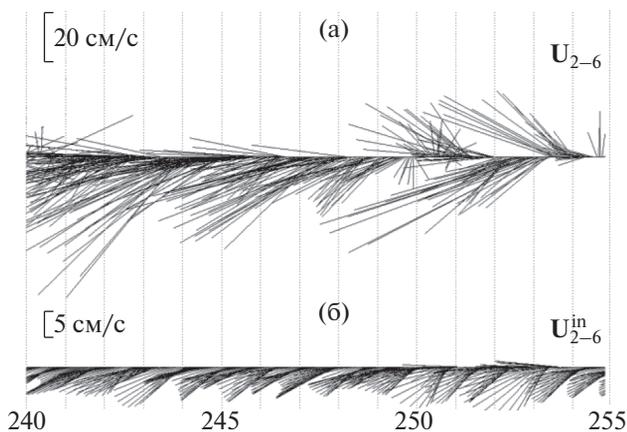


Рис. 11. Исходные (U_{2-6} ; а) и подвергнутые полосовой фильтрации, с периодами отсечения 0.62 и 0.92 сут, (U_{2-6}^{in} ; б) вектора течений (см/с) в слое 2–6 м в период 28 августа–12 сентября.

охватывает большую часть столба воды (10–42 м), с максимумом в слое 22–34 м (рис. 13а, б). Зона возможного перемещения сигнала находится на глубинах 2–42 м, где пространственная фаза комплексной моды (θ_1^{in}) изменяется (рис. 13в).

Временные амплитуда (V_1^{in}) и фаза (ϕ_1^{in}) флуктуируют на масштабе, близком к инерционному, интенсифицируясь в то время, когда усиливаются инерционные колебания (ср. рис. 10, 12 и 14а), особенно в конце августа–начале сентября (рис. 14б). Колебания ϕ_1^{in} так же регулярны, как и колебания V_1^{in} , причем увеличение ϕ_1^{in} сменяется уменьшением (рис. 14а, 14б), т.е., поскольку θ_1^{in} увеличивается с уменьшением глубины, сигнал перемещается то вниз (при уменьшении ϕ_1^{in}), то вверх (при увеличении ϕ_1^{in}). Полный цикл колебаний близок к инерционному, несколько превышая его, как видно, например, на рис. 14б: в конце августа–начале сентября за 15 сут происходит 19 циклов, т.е. период составляет около 19 ч. Оце-

нены коэффициенты корреляции R между V_1^{in} и ϕ_1^{in} за весь период наблюдений: они максимальны ($|R| > 0.9$) при временных сдвигах 4–5 ч (рис. 14в), т.е. примерно через четверть T^{in} (при дискретности измерений в 1 ч более точная оценка невозможна).

Скорость перемещения сигнала рассчитана как $w = (\Delta\phi/t)/(\Delta\theta/h)$ [19], где h – глубина, на которой θ_1^{in} изменяется на $\Delta\theta$, t – время, за которое ϕ_1^{in} изменяется на $\Delta\phi$. Фаза θ_1^{in} изменяется с глубиной неравномерно: в верхнем слое (2–18 м) $\Delta\theta_1 = 65^\circ$, в нижнем (18–42 м) $\Delta\theta_2 = 13^\circ$ и в среднем во всем слое (2–42 м) $\Delta\theta = 88^\circ$. При отнесении измерений к серединам 4-метровых слоев, $h_1 = 12$ м для верхнего, $h_2 = 24$ м для нижнего и $h = 36$ м для всего слоя. В среднем, $\Delta\phi$ было невелико (медиана равна 1.9°), но в периоды интенсивных колебаний достигало 10° – 15° (рис. 14а, б). В эти периоды сигнал перемещался со скоростью $w_1 = (0.6$ – $0.9) \times 10^{-2}$ см/с в верхнем слое, $w_2 = (3.3$ – $5.0) \times 10^{-2}$ см/с в нижнем слое, $w = (1.3$ – $1.9) \times 10^{-2}$ см/с в среднем во всем слое. В периоды интенсивных колебаний размах V_1^{in} был равен в среднем 5 см/с (рис. 14а), пространственная амплитуда в слое значимости равна 0.3–0.4 (рис. 13б), т.е. среднее изменение скорости течения за счет перемещающегося сигнала составляло 1.5–2.0 см/с, что превышает ошибки данных.

Можно предположить, что перемещающийся сигнал (изменения скорости течения) связан с квазиинерционными волнами [20], которые распространяются от поверхности вниз, отражаются от дна и распространяются вверх. Квазиинерционные внутренние волны уже регистрировались в районе к северо-востоку от о. Фуругельма [10].

Выполнен расчет WT-спектра V_1^{in} на основе материнского вейвлета Морле, дающего хорошее разрешение по шкале периодов (скейлов), что важно для точной оценки колебаний в узком диапазоне. Статистически значимая мощность спектра сосредоточена вблизи инерционного масшта-

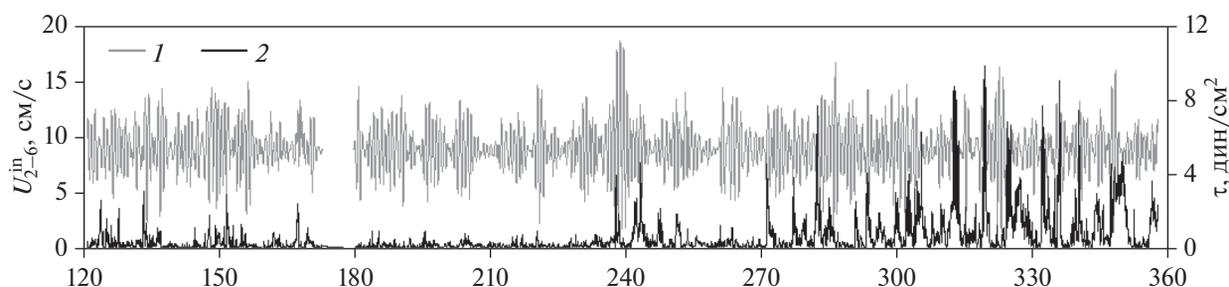


Рис. 12. Величины скорости течения U_{2-6}^{in} (см/с) в слое 2–6 м, подвергнутой полосовой фильтрации в диапазоне 0.62–0.92 сут (1, левая ось ординат), и напряжения ветра τ (дин/см²) (2, правая ось ординат).

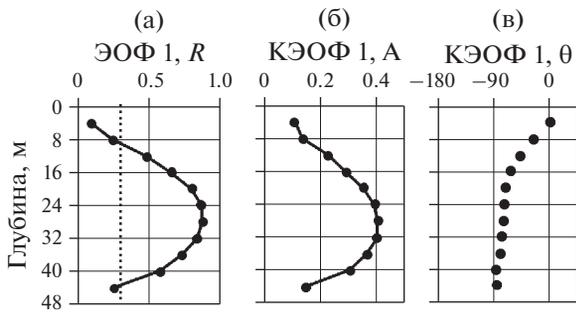


Рис. 13. Коэффициенты корреляции R между ГК 1 (разложение на ЭОФ по выборке U^{in}) и U^{in} (а); амплитуда A (б) и фаза θ , град (в) КЭОФ 1 по выборке U^{in} .

ба, однако несколько отклоняется от него. При осреднении WT-спектра по времени максимальная мощность достигается на периоде 20 ч и быстро уменьшается с ростом периода (рис. 14г). Известно, что относительная завихренность фоновых течений приводит к доплеровскому сдвигу инерционной частоты f^{in} , причем эффективная частота оценивается как $f_{eff} = f^{in} + \zeta/2$, где ζ – фоновая относительная завихренность [20]. Рассчитано число Россби $Ro = \zeta/f^{in} = 2(f^{eff}/f^{in} - 1) = 2(T^{in}/T^{eff} - 1)$, где $T^{in} = 2\pi/f^{in}$ и эффективный период $T^{eff} = 2\pi/f^{eff}$. Если принять за T^{eff} периоды максимальной мощности из WT-спектра B_1^{in} , то среднее $T^{eff} = 20$ ч дает оценку $Ro = -0.23$, т.е. в среднем районе постановки свойственны красный сдвиг f^{in} и антициклоническая завихренность. Принимая w как оценку фазовой скорости волны, можно оценить среднюю длину волны в вертикальном направлении как $w \times T^{eff} = 9-14$ м.

На рис. 14д представлены периоды (скейлы), для которых мощность WT-спектра B_1^{in} в каждый момент времени максимальна (временные отсчеты, когда спектр не является статистически значимым, исключены) и которые принимаются нами за T^{eff} . Большую часть времени T^{eff} превышает T^{in} , как этого и следовало ожидать, исходя из среднего спектра. Имели место эпизоды интенсивных инерционных колебаний, когда значения T^{eff} превышали 21 ч, т.е. Ro опускалось ниже -0.24 , например, 31 мая – 7 июня, 26–30 октября и 1–4 декабря (151–158, 299–303 и 335–338 сут от начала года; рис. 14д). Наиболее интенсивные эпизоды голубого смещения ($f^{eff} > f^{in}$ и $T^{eff} < T^{in}$) при циклонической завихренности происходили 6–13 мая, 28–29 августа и 4 октября (126–133, 240–241 и 277 сут от начала года), когда T^{eff} опускался ниже 16.8 ч, а Ro превышало 0.1. Меньшее, в сравнении с красным, голубое смещение можно объяснить тем, что подход квазиинерционных волн в район с циклонической завихренностью невоз-

можен, если частота волны меньше локальной f^{eff} [20], и чем больше f^{eff} , тем он менее вероятен.

Поскольку периоды квазиинерционных волн несколько меньше T^{eff} (разница не превышает 20% T^{eff} [16]), приведенные оценки относительной завихренности смещены: антициклоническая завихренность занижена (по абсолютной величине), а циклоническая завышена. Тем не менее, можно полагать, что в периоды интенсивных инерционных колебаний поток в районе буя находится преимущественно в квазигеострофическом режиме ($|Ro| > 0.1$), что естественно связать с прохождением вихревых динамических структур, многократно зарегистрированных на спутниковых изображениях [3, 7]. В работе [29] по измерениям скорости течения на заякоренной буйковой станции в Восточно-Китайском море были найдены доплеровские сдвиги инерционной частоты, которые не превышали 5%. Возможно, это объясняется предварительной фильтрацией данных в диапазоне $0.85f^{in} - 1.05f^{in}$, а также тем, что буй был установлен слева от струи Курошио, т.е. в зоне положительной (циклонической) относительной завихренности. Напротив, в работе [21] было показано, что в Южно-Китайском море сдвиг инерционной частоты может достигать 15% и изменять знак за несколько дней, что авторы связали с влиянием меандров и вихрей Курошио. Можно полагать, что малые размеры интенсивных вихрей в заливе Петра Великого [3] приводят к значительным градиентам скорости и значительной относительной завихренности.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Работа основана на ежечасных данных о скорости и направлении течений в мае–декабре 2016 г., полученных с помощью доплеровского профилографа, установленного на стационарном буе SEAWATCH WaveScan в районе юго-восточнее о. Фуругельма в ЮЗ части залива Петра Великого Японского моря. На основе разложения на ЭОФ, в том числе в комплексной форме, в осях “глубина–время” и вейвлет-преобразования проанализированы вертикальная структура и выявлены основные масштабы временной изменчивости течений в этом районе. Получены следующие результаты.

1. В течение всего периода наблюдений имели место значительные изменения скорости течения с глубиной: при увеличении скорости в верхнем слое (2–18 м) она уменьшалась в нижнем (22–42 м) и наоборот; в среднем разница составляла 40% от средней по глубине скорости. Эти колебания происходили с периодичностью, возрастающей в течение периода наблюдений от 20–40 до 50–70 сут, а также нерегулярно на синоптическом и мезо- масштабах (7–20 сут), причем с усилением

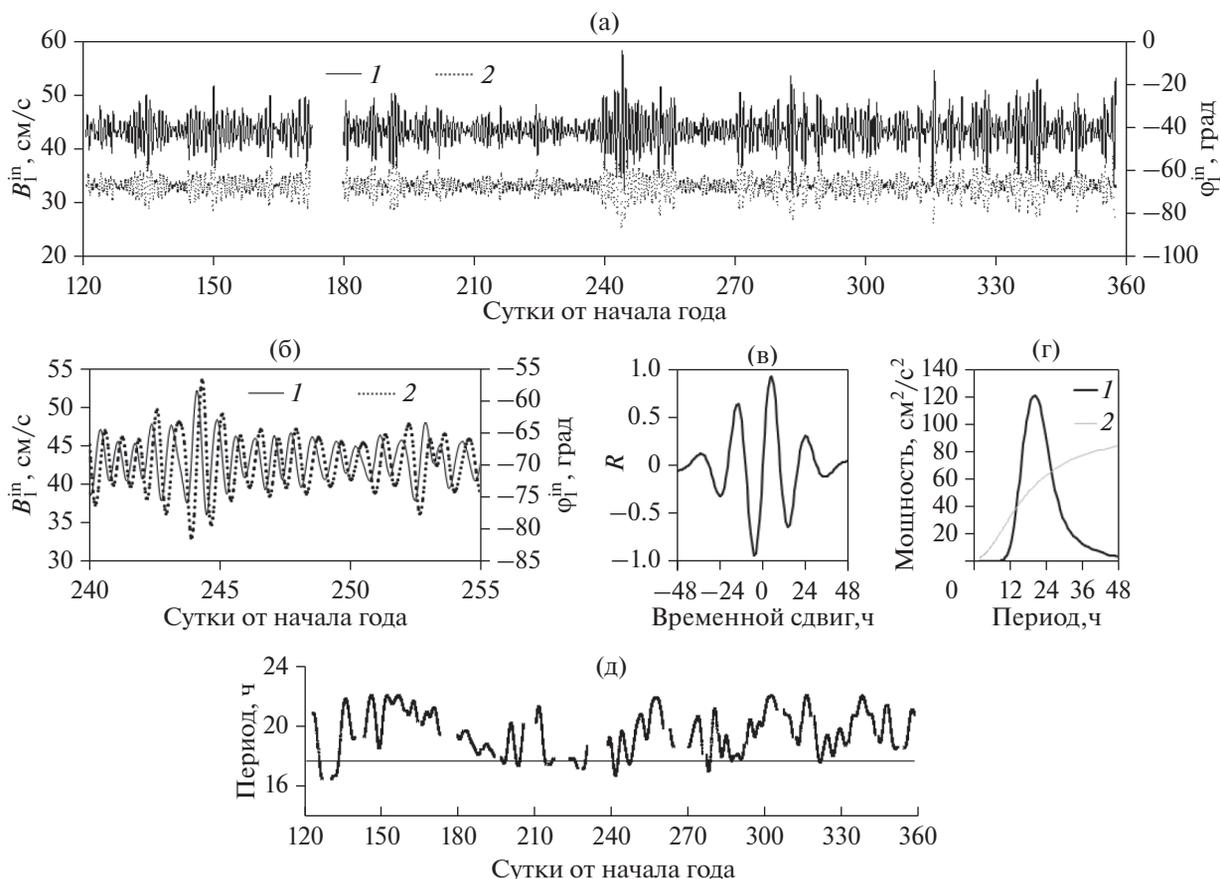


Рис. 14. Временная амплитуда B_1^{in} , см/с (1, левая ось ординат) и фаза ϕ_1^{in} , град (2, правая ось ординат) КЭОФⁱⁿ 1 (а); фрагмент (а) для периода с 28 августа по 12 сентября (б); коэффициенты взаимной корреляции между B_1^{in} и ϕ_1^{in} в зависимости от временного сдвига, ч (в) (ϕ_1^{in} предшествует при отрицательном сдвиге, B_1^{in} при положительном); средний по времени WT-спектр B_1^{in} , см²/с² (1) и 90%-й уровень статистической значимости по отношению к красному шуму (2) (г); периоды (ч) максимальной мощности WT спектра B_1^{in} в диапазоне 15–22 ч, сглаженные с окном 48 ч (д) (прямой линией показан T^{in}).

ветра в октябре изменчивость на масштабах более 10 сут ослабла, а короткопериодная усилилась.

2. В период наблюдений происходили как циклонические (левые), так и антициклонические (правые) повороты вектора скорости от верхнего слоя к нижнему. С конца мая до начала сентября имели место периоды преобладания правого или левого поворота, а при усилении ветра (в мае и с октября) направление поворота изменялось за 8–15 или 3–7 сут. На масштабах 3–7 сут направление поворота изменялось через сутки в августе и через 1.5 сут в декабре после изменения ветра, но в другое время статистически значимых связей с ветром не обнаружено.

3. Наиболее долгопериодные колебания средней по глубине скорости течения (70–80 сут) совпадают с выявленными колебаниями пикноклина вблизи восточной границы залива Петра Вели-

кого [15] и уровня моря у побережья северного Приморья [28]. Зарегистрированы также нерегулярные колебания средней скорости на масштабах 10–20, 20–30 и 30–50 сут. Оценен эффект трения о дно, которое усиливалось при увеличении средней скорости течения и ослаблялось при ее уменьшении, а средняя скорость торможения потока составляла около 1.6 см/с.

4. Инерционные колебания прослеживаются, постепенно ослабевая с глубиной, в слое 2–38 м, интенсифицируясь при усилении ветра в мае – начале июня, в конце августа – начале сентября и в октябре – ноябре. Вместе с тем, инерционные колебания были интенсивны в июле – августе при слабом ветре и ослаблены в 1-ю декаду ноября и в конце ноября – начале декабря при сильном ветре. В скорости инерционных течений выявлен сигнал, перемещавшийся со скоростью $(1.3–1.9) \times$

$\times 10^{-2}$ см/с попеременно вниз и вверх и предположительно связанный с квазиинерционными волнами и их отражением от дна. Вертикальный масштаб этих волн оценен как 9–14 м. В периоды интенсивных инерционных колебаний происходил как красный, так и голубой доплеровский сдвиг локальной инерционной частоты, связанной с антициклонической и циклонической фоновой относительной завихренностью соответственно, а поток при этом находился в квазигеострофическом режиме.

5. В конце августа—начале сентября в период интенсивного атмосферного циклогенеза, включая прохождение тайфуна Лайонрок, происходил перенос энергии между масштабами 2–80 сут и 2 ч – 1 сут, сначала от больших масштабов к меньшим (диссипация), затем от меньших к большим. В это время инерционные колебания были наиболее интенсивны за весь период наблюдений, но максимум их энергии наблюдался после прохождения глубокой ложбины атмосферного давления до подхода тайфуна Лайонрок.

Можно полагать, что короткопериодные изменения скорости течения связаны с прохождением синоптических и мезомасштабных динамических структур. Для подтверждения этого предположения планируется сопоставить выявленную изменчивость с доступной спутниковой информацией.

Благодарности. Авторы благодарят А.Ф. Сергеева, А.А. Воронина, П.Е. Щербинина и других сотрудников ТОИ ДВО РАН, участвовавших в подготовке буя WaveScan и организации натурного эксперимента, М.К. Пичугина за расчет напряжения ветра, анонимного рецензента за ценные замечания.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания по теме № 121021700346-7.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Будаева В.Д., Зуенко Ю.И., Макаров В.Г. Структура и динамика вод залива Петра Великого в условиях сильного летнего распреснения (2008–2009 гг.) // Юбилейный вып. ДВНИГМИ – 60 лет. Владивосток: Дальнаука, 2010. С. 158–172.
2. Будаева В.Д., Макаров В.Г., Мезенцева Л.И., Любичкий Ю.В. О весеннем режиме вод в заливе Петра Великого (Японское море) и его изменчивости в текущем десятилетии (2010–2016 гг.) // Вестник ДВО РАН. 2018. № 1. С. 10–24.
3. Дубина В.А., Фищенко В.К., Константинов О.Г., Митник Л.М. Интеграция спутниковых данных и наземных видеонаблюдений в системах мониторинга // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 3. С. 214–222.
4. Ежемесячный гидрометеорологический бюллетень ДВНИГМИ, 2016 г. Владивосток: ДВНИГМИ, 2016. 240 с.
5. Зуенко Ю.И. Промысловая океанография Японского моря. Владивосток: ТИПРО-центр, 2008. 227 с.
6. Кошелева А.В., Лазарюк А.Ю., Ярошук И.О. и др. Акустико-океанологическое моделирование гидрофизических параметров морской воды по измерениям температуры в шельфовой зоне Японского моря // Вестник ДВО РАН. 2018. № 1. С. 25–30.
7. 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.
8. Лобанов В.Б., Лазарюк А.Ю., Пономарев В.И. и др. Результаты гидрометеорологических измерений комплексом приборов буя WAVESCAN на юго-западном шельфе залива Петра Великого в 2016 г. // Океанологические исследования. 2020. Т. 48. № 4. С. 5–32.
9. Любичкий Ю.В. Штормовой нагон в заливе Петра Великого (Японское море), вызванный тайфуном Лайонрок 29 августа – 2 сентября 2016 г. // Вестник ДВО РАН. 2018. № 1. С. 31–39.
10. Навроцкий В.В., Ляпидевский В.Ю., Павлова Е.П., Храпченков Ф.Ф. Трансформация и эффекты внутренних волн в прибрежной зоне моря // Океанологические исследования. 2019. Т. 47. № 2. С. 230–245.
11. Новотрясов В.В., Лобанов В.Б., Сергеев А.Ф. Особенности инерционных колебаний скорости течений в заливе Петра Великого, возбужденных экстремальными атмосферными воздействиями (на примере тайфуна Лайонрок) // Океанологические исследования. 2019. Т. 47. № 3. С. 92–103.
12. Рогачев К.А. Субмезомасштабные струи на континентальном шельфе залива Петра Великого (Японского моря) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2010. Т. 7. № 3. С. 186–190.
13. Рогачев К.А., Шлык Н.В. Усиление прибрежного течения под действием отжимного ветра в заливе Петра Великого // Океанология. 2020. Т. 60. № 4. С. 495–506.
14. Трусенкова О.О., Лобанов В.Б., Ладыченко С.Ю., Каплуненко Д.Д. Дрейф поверхностных лагранжевых буев в центральной части Японского моря в октябре–ноябре 2011 г. // Исследование Земли из космоса. 2021. № 1. С. 12–24.
15. Трусенкова О.О., Островский А.Г., Лазарюк А.Ю., Лобанов В.Б. Эволюция термохалинной стратификации северо-западной части Японского моря: синоптическая изменчивость и внутригодовые колебания // Океанология. 2021. Т. 61. № 3. С. 366–376.
16. Alford M.H., MacKinnon J.A., Simmons H.L., Nash J.D. Near-inertial internal gravity waves in the ocean // Ann. Rev. Mar. Sci. 2016. V. 8. P. 95–123.
17. Edson J.B., Jampana V., Weller R.A. et al. On the exchange of momentum over the open ocean // J. Phys. Oceanogr. 2013. V. 43. № 8. P. 1589–1610.

18. *Gonella A.* A rotary-component method for analyzing meteorological and oceanographic vector time series // *Deep-Sea Research*. 1972. V. 19. № 12. P. 833–846.
19. *Hannachi A., Jolliffe I.T., Stephenson D.B.* Empirical orthogonal functions and related techniques in atmospheric science: a review // *Int. J. Climatol*. 2007. V. 27. № 9. P. 1119–1152.
20. *Kunze E.* Near-inertial wave propagation in geostrophic shear // *J. Phys. Oceanogr.* 1985. V. 15. № 5. P. 544–565.
21. *Le Boyer A., Alford M.H., Pinkel R. et al.* Frequency shift of near-inertial waves in the South China Sea // *J. Phys. Oceanogr.* 2020. V. 50. № 5. P. 1121–1135.
22. *Liu P.C., Miller G.S.* Wavelet transforms and ocean current data analysis // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 1996. V. 13. № 5. P. 1090–1099.
23. *Nam S.* Near-inertial Current Variability off the East Coast of Korea: PhD Dissertation. Seoul, Republic of Korea: Seoul National University, 2006. 149 p.
24. *Noh S., Nam S.* Observations of enhanced internal waves in an area of strong mesoscale variability in the southwestern East Sea (Japan Sea) // *Sci. Rep.* 2020. V. 10. P. 9068. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-65751-1>
25. *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.
26. *Shcherbina A.Y., Talley L.D.* Near-surface frontal zone trapping and deep upward propagation of internal wave energy in the Japan/East Sea // *J. Phys. Oceanogr.* 2003. V. 33. № 4. P. 900–912.
27. *Torrence C., Compo G.P.* A practical guide to wavelet analysis // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 1998. V. 79. № 1. P. 61–78.
28. *Trusenkova O.O., Lobanov V.B., Primachev E.V.* Sea level intra-annual variability in the coastal northwestern part of the Sea of Japan // *Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika*. 2021. V. 14. № 1. P. 54–62.
29. *Yang B., Hu P., Hou Y.* Variation and episodes of near-inertial internal waves on the continental slope of the southeastern East China Sea // *Journal of Marine Science and Engineering*. 2021. V. 9. № 8. P. 916. <https://doi.org/10.3390/jmse9080916>

Currents in the Southwestern Peter the Great Bay, the Japan Sea, from the Stationary Wavescan Buoy Data in 2016

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

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

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

Coastal currents in the southwestern Peter the Great Bay, the Japan Sea, are studied based on hourly data from the SEAWATCH WaveScan buoy moored from May through December 2016. Using decomposition to empirical orthogonal functions in the depth – time domain and wavelet transform, the vertical structure and temporal variability are analyzed. It is found that the current velocity simultaneously increased in the upper layer (2–18 m) and decreased in the lower layer (22–42 m) or vice versa. These changes were accompanied by the left- or right-hand side vertical velocity shear changing its sign on the 3–7 to 50–70 day timescales. The energy cascades are detected on the timescales of 2 to 80 days and of 2 h to 1 day during the period of the intense atmospheric cyclogenesis in late August through early September when an extratropical hollow and a cyclone passed through this area, followed by the typhoon Lionrock. Inertial oscillations are detected in the 2–38 m layer, gradually weakening with the depth. The signal alternately moving down and up is revealed around the inertial timescale, which is assumedly related to near inertial waves and their reflection from the bottom. The events of the strong signal were accompanied by the red or blue Doppler shift of the inertial frequency. For these events, the background relative vorticity related to the Doppler shift is estimated and the flow is shown to reach the quasi-geostrophic regime.

Keywords: the Japan Sea, Peter the Great Bay, sea shelf, SEAWATCH WaveScan buoy, current velocity, empirical orthogonal functions, wavelet transform, rotary spectra, timescale, vertical velocity shear, bottom boundary layer, inertial oscillations, near inertial waves, Doppler shift, relative vorticity, Rossby number