

УДК 551.468

О.О. ТРУСЕНКОВА, А.Ю. ЛАЗАРЮК, А.Г. ОСТРОВСКИЙ,
В.Б. ЛОБАНОВ, Д.Д. КАПЛУНЕНКО

Короткопериодная изменчивость вертикальной стратификации вод на континентальном склоне в районе залива Петра Великого (Японское море)

По данным заякоренного сканирующего профилографа «Аквалог», установленного в период с 18 апреля по 15 октября 2015 г. на континентальном склоне в зоне Приморского течения к востоку от зал. Петра Великого (Японское море), исследованы флуктуации в поле плотности под сезонным пикноклином. На основе преобразования Хуанга–Гильберта определены характерные периоды вертикальных колебаний, амплитуды которых существенно изменялись в период наблюдений. Они составляли 2–3,5 и 8–13 сут, что соответствует продолжительности прохождения над местом установки динамических структур мезо- и синоптического масштабов соответственно. Выявлено также более регулярное колебание с периодом 18–22 сут, связанное, возможно, с прохождением волнового образования над местом установки. Зафиксированы низкочастотные нерегулярные колебания: с середины апреля до конца мая – весьма интенсивные сначала углубление, затем поднятие и снова углубление пикноклина, продолжавшиеся по 2 недели каждое, а от конца мая до середины августа – поднятие и впоследствии углубление пикноклина. Отсутствие взаимосвязей с изменчивостью касательного напряжения ветра в районе постановки профилографа свидетельствует о нелокальном происхождении выявленных неоднородностей, которые, вероятно, переносятся сюда Приморским течением.

Ключевые слова: Японское море, Приморское течение, континентальный склон, сканирующий профилограф, пикноклин, синоптические и мезомасштабные динамические структуры, волны в пограничных зонах океана.

Short-term variability of the density stratification at the continental slope of Peter the Great Bay, the Sea of Japan. O.O. TRUSENKOVA, A.Yu. LAZARYUK (V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS, Vladivostok), A.G. OSTROVSKII (P.P. Shirshov Institute of Oceanology, RAS, Moscow), V.B. LOBANOV, D.D. KAPLUNENKO (V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS, Vladivostok).

Using CTD casts from the autonomous moored Aqualog profiler installed at the continental slope within the Primorye Current zone eastward of Peter the Great Bay (the Sea of Japan) from April 18 through October 15, 2015, fluctuations in density field below seasonal pycnocline were determined. Using the Hilbert–Huang transform, the typical periods of vertical waves whose amplitudes greatly differed during observations were determined. Such periods were estimated as

*ТРУСЕНКОВА Ольга Олеговна – кандидат технических наук, ведущий научный сотрудник, ЛАЗАРЮК Александр Юрьевич – кандидат технических наук, старший научный сотрудник (Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, Владивосток), ОСТРОВСКИЙ Александр Григорьевич – кандидат географических наук, заведующий лабораторией (Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва), ЛОБАНОВ Вячеслав Борисович – кандидат географических наук, директор института, КАПЛУНЕНКО Дмитрий Дмитриевич – кандидат географических наук, старший научный сотрудник (Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, Владивосток). *E-mail: trolia@poi.dvo.ru

Работа поддержана грантом РФФИ № 16-05-00899 и грантом 15-1-1-047 программы приоритетных исследований ДВО РАН «Дальний Восток».

2–3.5 and 8–13 days which can be linked to travel times, above the mooring of submesoscale and mesoscale dynamic structures, respectively. A more regular signal with the approximate period of 18–20 days was also detected, probably related to the passage of coastal waves above the installation site. Extremely strong irregular low-frequency fluctuations lasting 2 weeks each were detected from mid April through late May, with pycnocline deepening, then shallowing, and then deepening again and each phase lasting about two weeks. The pycnocline shallowing from late May through mid August and deepening afterwards was also detected. No linkages with local wind stress curl were found, implying a non-local origin of the detected fluctuations which probably propagate from the upstream Primorye Current zone.

Key words: the Sea of Japan, Primorye Current, continental slope, autonomous moored profiler, pycnocline, submesoscale and mesoscale dynamic structures, waves in ocean marginal zones.

Введение

Приморское течение Японского моря представляет собой холодное западное пограничное течение, следующее на юго-запад вдоль побережья Приморья над кромкой шельфа и континентальным склоном [14]. Для Японского моря характерны узкий шельф и значительные уклоны рельефа дна. В частности, в зоне Приморского течения градиент глубины достигает 0,1 (углубление на 1000 м на 10 км удаления от берега), что создает благоприятные условия для развития различных мод пограничных волн, тесно связанных с течением. Вниз по потоку неустойчивость усиливается, вследствие чего развиваются динамические структуры мезо- и синоптического масштаба, которые движутся на юго-запад вместе с течением. Динамика вод этого района осложняется подходом с востока трансформированных вод Цусимского течения [15].

С этими короткопериодными динамическими структурами связаны интенсивные вертикальные движения и изменения плотностной стратификации, которые сложно зарегистрировать по данным судовых наблюдений, однако это можно сделать по высокодискретным измерениям на автономной океанологической станции. Вблизи восточной границы зал. Петра Великого на континентальном склоне в теплый период 2015 г. была установлена заякоренная буйковая станция, на которой с помощью автономного сканирующего профилографа «Аквалог» измерялись океанологические параметры с высокой временной дискретностью.

Профилограф «Аквалог», разработанный в Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН [11], широко используется в океанологических исследованиях в Балтийском, Черном и Средиземном морях (<http://aqualog.ocean.ru>). Он применяется также в океанологических исследованиях дальневосточных морей, в частности для изучения зимней склоновой конвекции в районе зал. Петра Великого [9, 17]. Аквалог был установлен в прибрежной зоне Восточно-Китайского моря к югу от Корейского полуострова в течение 8 месяцев в 2016 г., причем его измерения были верифицированы данными нескольких рейсов, проведенных в тот же период [20]. Данные профилографа дают уникальную возможность для оценки короткопериодной изменчивости океанологических характеристик в динамически сложном районе континентального склона у побережья Приморья.

Цель настоящей работы – оценить временные масштабы и амплитуды вертикальных колебаний в поле плотности морской воды на континентальном склоне в северо-западном районе Японского моря к востоку от зал. Петра Великого по измерениям автономного сканирующего профилографа «Аквалог», выполненным в апреле–октябре 2015 г.

Данные и методы

Профилограф «Аквалог» представляет собой подвижную платформу с измерительными приборами, устанавливаемую на заякоренной станции для вертикального зондирования морской среды [11]. Он автоматически перемещается по тросу, натянутому вертикально между подповерхностной плавучестью и донным якорем, обеспечивая

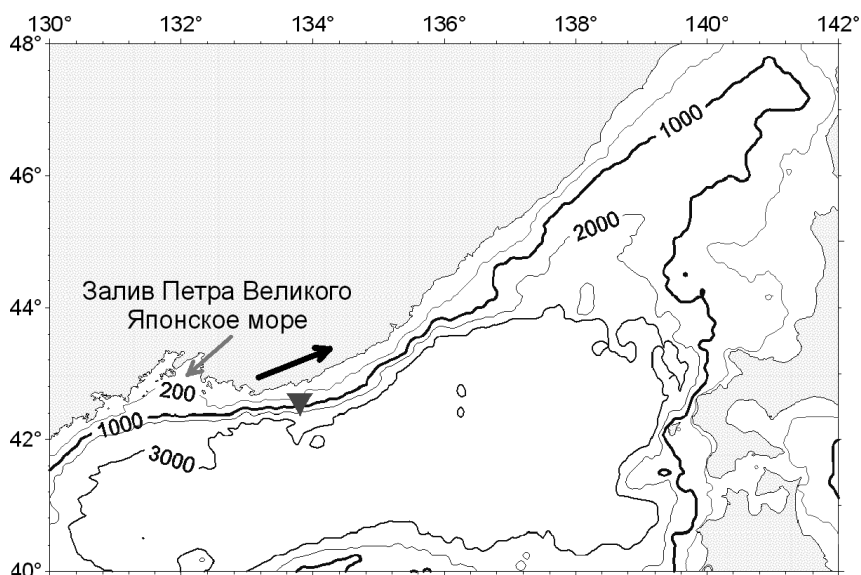


Рис. 1. Батиметрия в районе исследования; треугольником показано место установки профилографа «Аквалог», стрелкой – положительное направление вдольбереговой компоненты касательного напряжения ветра

циклические измерения океанологических параметров в точке установки в течение длительного времени. Аквалог был установлен на континентальном склоне у побережья Приморья в пункте с координатами 42,53° с.ш., 133,80° в.д. (рис. 1), где глубина составляла 440 м. Измерения выполнялись с 18 апреля по 15 октября 2015 г. В работе используются данные модуля SBE 52-MP: температура, соленность и давление, измеренные при подъеме прибора в слое между 64 и 260 м и взятые с шагом по глубине 1 м. Дискретность

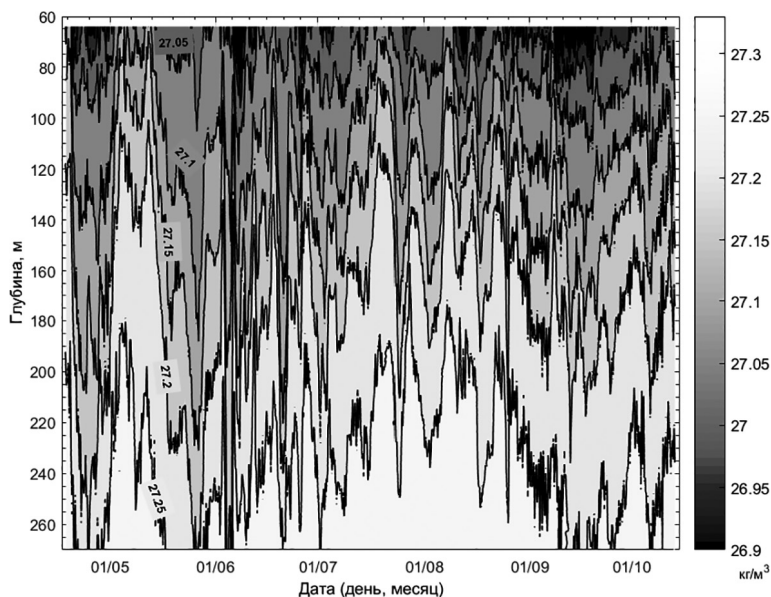


Рис. 2. Плотность морской воды ($\text{кг}/\text{м}^3$) по данным профилографа «Аквалог» в осях «время–глубина»

временных рядов составляет 6 ч. Конфигурация профилографа и верификация измерений по судовым данным обсуждаются в работе [7].

Слой 64–260 м залегает ниже сезонного пикноклина субарктической структуры вод, характерной для северо-западной части Японского моря [6]. В период измерений аномалии плотности в нем изменялись в диапазоне 26,9–27,3 кг/м³, частота Брента–Вяйсяля (показатель стратификации) составляла в среднем 1,4 цикла в час. В период наблюдений были зарегистрированы значительные флуктуации поля плотности, которые свидетельствуют об интенсивных вертикальных движениях (рис. 2). Для оценки изменчивости вертикальной стратификации плотности рассчитаны глубины залегания изоповерхностей с аномалиями плотности 27,05; 27,10; 27,15; 27,20 и 27,25 кг/м³. Их колебания являются в целом согласованными: коэффициенты парной корреляции между соответствующими временными рядами составляют 0,7–0,9. Для анализа выбрана изоповерхность 27,15 кг/м³, которая залегает на глубинах 64–260 м в течение всего периода измерений. Рассчитаны нормированные на среднеквадратическое отклонение (СКО) аномалии (от среднего за период наблюдений) глубины этой изоповерхности (рис. 3а). Анализу подвергалась также глубина изоповерхности 27,25 кг/м³, которая определенное время находилась ниже слоя измерений. В эти периоды ее глубина устанавливалась в 260 м (рис. 3б). Несмотря на эту условность, привлечение данных об изоповерхности 27,25 кг/м³ позволило дополнить и уточнить выводы, основанные на статистическом анализе информации об изоповерхности 27,15 кг/м³.

Для статистического анализа применялось преобразование Хуанга [16]. Оно состоит в последовательном разложении временного ряда на так называемые собственные модовые функции (Intrinsic Mode Functions – IMF), описывающие колебания, симметричные относительно среднего, частота которых в среднем уменьшается с ростом номера моды, что обусловлено алгоритмом их выделения. Разложение основано на итеративной процедуре, а количество мод определяется с помощью заданного критерия. Остаточный член не описывает каких-либо колебаний за период наблюдений, являясь константой или характеризующим тренд, в общем случае нелинейный. Для каждой из модовых функций оценивались мгновенные (в каждый момент времени) частоты на основе преобразования Гильберта [16], на которых основаны оценки периодов колебаний. Гильбертовские частоты, оцененные по модовым функциям реальных сигналов, являются весьма негладкими, иногда

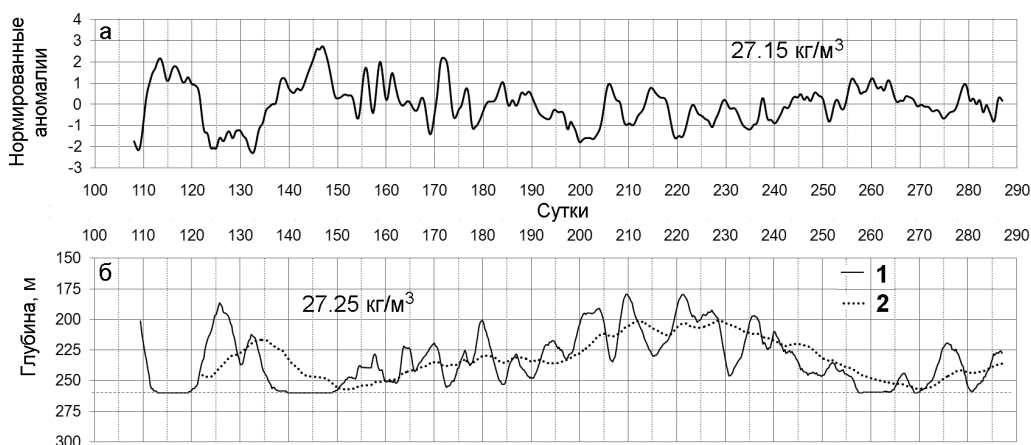


Рис. 3. Сглаженные нормированные аномалии глубины залегания изоповерхности 27,15 кг/м³ (а). Здесь и далее положительная аномалия соответствует углублению, а отрицательная – поднятию изоповерхности; глубина изоповерхности 27,25 кг/м³, сглаженная линейными фильтрами с окнами 1 сут (кривая 1) и 14 сут (кривая 2) (б). Горизонтальным пунктиром показана глубина измерений (260 м). Здесь и на рис. 4–6 диапазон оси абсцисс соответствует периоду 10 апреля – 17 октября 2015 г.

нулевыми или отрицательными, что делает невозможным оценку периодов. Поэтому производилось сглаживание с помощью скользящих средних с окнами, в 2–4 раза превышающими величины периодов колебаний, а для анализа выбирались временные промежутки без выбросов и пропущенных значений.

Этот метод успешно применяется для анализа нестационарных сигналов различной природы, в которых присутствуют шум, выбросы, нелинейные колебания [16]. К недостаткам метода следует отнести слабое теоретическое обоснование и наличие краевых эффектов, вследствие чего интерпретация модовых функций в начале и конце периода наблюдений требует осторожности. Краевые эффекты, впрочем, свойственны и спектральным методам, в том числе вейвлет-преобразованию, что и не позволило получить информативный вейвлет-спектр для изоповерхности $27,15 \text{ кг/м}^3$. Напротив, преобразование Хуанга–Гильберта оказалось полезным для анализа этих данных в присутствии разномасштабных колебаний с изменяющимися во времени частотой и амплитудой. Амплитуды колебаний соответствуют абсолютной величине локальных экстремумов модовых функций (рис. 4–6). Отметим, что из графиков модовых функций исключены зоны краевых эффектов или значительных скачков периодов колебаний.

По временному ряду нормированных аномалий глубины залегания изоповерхности $27,15 \text{ кг/м}^3$ выделено пять модовых функций и остаточный член. Первая модовая функция (IMF 1) описывает наиболее высокочастотные колебания, периоды которых равны 1,3 сут, а амплитуда колебаний – в среднем 4,5 м, т.е. IMF 1, по-видимому, связана с ошибками измерений. Эта составляющая устраняется из анализируемого временного ряда, а сглаженные таким образом аномалии представлены на рис. 3а.

Характеристика вертикальных колебаний в поле плотности

Значительные изменения вертикальной плотностной стратификации в пункте установки Аквалога ярко проявляются во временном ряду аномалий глубины залегания изоповерхности $27,15 \text{ кг/м}^3$ (рис. 3а): при средней глубине 139,6 м СКО составляет 31,3 м. Особенно интенсивные колебания, каждая фаза которых длилась около двух недель, наблюдались с 18 апреля по 31 мая. В это время средняя глубина изоповерхности равнялась 145,4 м, т.е. была близка к средней за весь период наблюдений, однако СКО составляло 46,9 м, что в 1,5 раза больше, чем за весь период, а амплитуда колебаний превышала 80 м. С 18 апреля по 1 мая и с 16 по 31 мая изоповерхность залегала глубже своего среднего положения, а в период 2–15 мая – выше (рис. 3а). Это колебание также хорошо различимо по данным для изоповерхности $27,25 \text{ кг/м}^3$ (рис. 3б). После сглаживания короткопериодной изменчивости удалось зарегистрировать еще более низкочастотное колебание: подъем изоповерхности $27,25 \text{ кг/м}^3$ от конца мая до середины августа и опускание впоследствии с амплитудой не менее 60 м, которое слабо выражено в изменениях глубины изоповерхности $27,15 \text{ кг/м}^3$ (рис. 3).

Характерные периоды колебаний оценены на основе преобразования Хуанга по данным для изоповерхности $27,15 \text{ кг/м}^3$. Первая модовая функция IMF 1 описывает высокочастотный шум и далее не рассматривается. Модовой функции IMF 2 соответствуют колебания с периодами 2–3,5 сут, причем устойчивая оценка периодов оказалась возможной с конца апреля до середины сентября (рис. 4а). Наиболее интенсивные колебания зарегистрированы в июне, когда их амплитуда превышала 20 м, а 20–22 июня достигала даже 40 м. Напротив, в июле–октябре IMF 2 описывает только слабые колебания со средней амплитудой около 10 м. Следует отметить, что резкий рост IMF 2 в первые 2–3 дня наблюдений связан, видимо, с краевым эффектом. Зарегистрированные периоды соответствуют времени жизни мезомасштабных вихрей в этом районе [8].

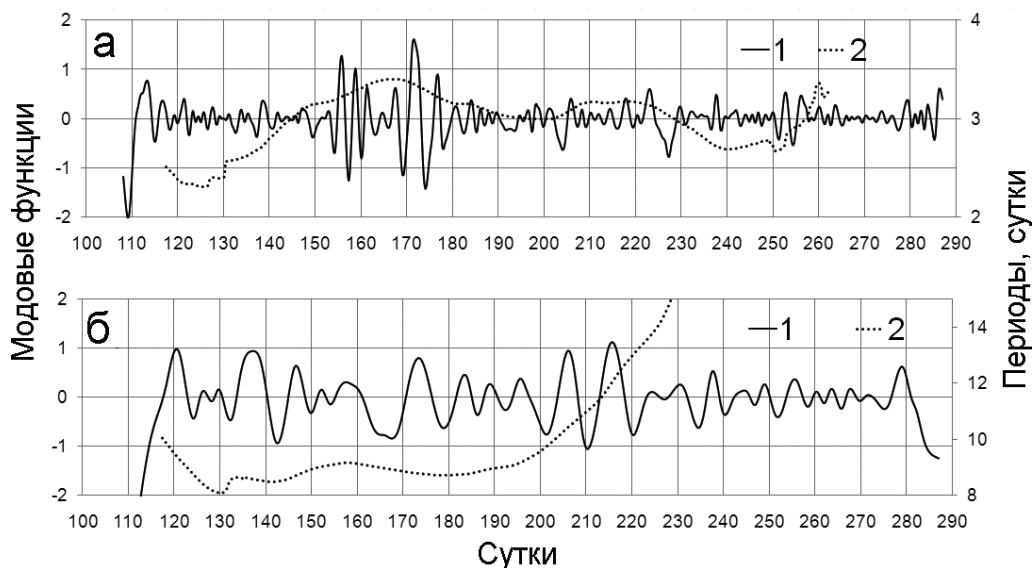


Рис. 4. Модовые функции IMF 2 (а) и IMF 3 (б), полученные по нормированным аномалиям глубины залегания изоповерхности $27,15 \text{ кг/м}^3$ (кривые 1, левая ось ординат), и периоды колебаний (кривые 2, правая ось ординат)

Модовая функция IMF 3 (рис. 4б) описывает более долгопериодные колебания, которые были интенсивны с начала наблюдений до середины августа, когда средняя амплитуда превышала 20 м, а средний период колебаний составлял 10,8 сут. Колебания были особенно сильны 12–27 мая, 18–28 июня и 21 июля – 8 августа, когда их амплитуда достигала 30 м. В последующее время средняя амплитуда составляла только около 10 м, а оценки

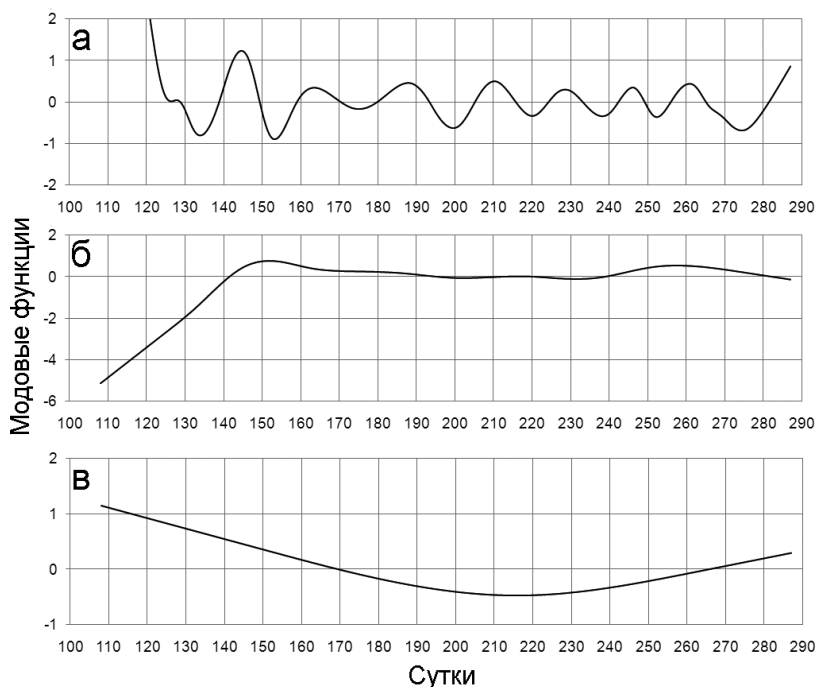


Рис. 5. Модовые функции IMF 4 (а), IMF 5 (б) и остаточный член (в), полученные по нормированным аномалиям глубины залегания изоповерхности $27,15 \text{ кг/м}^3$

периодов были неустойчивы. Следует отметить существенный вклад краевых эффектов в первую и последнюю недели периода наблюдений. Период колебаний лежит в пределах времени жизни синоптических вихрей в этом районе [8], которая невелика вследствие тонкого пикноклина в субарктической части Японского моря [6].

Колебания, связанные с модовой функцией IMF 4 (рис. 5а), регистрируются с начала мая по первую декаду октября, когда можно исключить влияние краевых эффектов. Эти колебания более регулярны в сравнении с IMF 2 и 3, а средняя амплитуда составляет около 20 м. Оценка периода этих колебаний на основе преобразования Гильберта оказалась возможной только для двухмесячного временного интервала – с середины мая до середины июля, когда средний период был равен 22 сут. Поэтому средний период 20,5 сут был оценен по числу экстремумов IMF 4, зафиксированных с 7 мая по 29 сентября (рис. 5а). Периоды, оцененные на основе вейвлет-преобразования IMF 4 с материнским вейвлетом Морле 6-го порядка, составляют 17–23 сут. Регулярность колебаний позволяет предположить их связь с прохождением волновых образований над местом установки Аквалога.

Отличительной особенностью модовой функции IMF 5 является ее резкий рост с начала наблюдений до конца мая – примерно на 180 м (рис. 5б), что соответствует углублению изоповерхности и, по-видимому, является отражением краевого эффекта. В остальное время IMF 5 изменяется слабо. Остаточный член описывает нелинейный тренд, отрицательный (изоповерхность поднимается на 60 м) с середины апреля до начала августа и положительный (изоповерхность опускается на 25 м) в течение двух последующих месяцев (рис. 5в). С конца мая этот тренд соответствует низкочастотной изменчивости глубины изоповерхности 27,25 кг/м³ (рис. 3б), а до этого, возможно, сказывается краевой эффект. Краевые эффекты в начале периода наблюдений у модовых функций и остаточного члена, вероятно, связаны с интенсивными колебаниями, описывающими двухнедельные углубление, поднятие и снова углубление пикноклина в апреле–мае (рис. 3), которые никак иначе не проявляются.

О физических механизмах флуктуаций в пикноклине

На основе измерений заякоренного сканирующего профилографа «Аквалог», установленного на континентальном склоне в зоне Приморского течения к востоку от зал. Петра Великого, оценены временные масштабы и амплитуды вертикальных колебаний в пикноклине. Основными периодичностями являются 2–3,5, 8–13 и 18–22 сут, причем интенсивность короткопериодных колебаний существенно изменяется в период наблюдений, а колебания с периодом 18–22 сут относительно регулярны. Выявлены низкочастотные нерегулярные колебания: с середины апреля до конца мая – весьма интенсивные углубление, затем поднятие, а затем снова углубление пикноклина, продолжавшиеся по 2 недели каждое, а от конца мая до середины августа имело место умеренное поднятие и впоследствии углубление пикноклина.

Интерпретации выявленных закономерностей способствовал бы анализ спутниковой информации, но, к сожалению, в теплый период 2015 г. инфракрасные и видимые изображения поверхности моря в этом районе были в основном малоинформативны из-за сильной облачности. Синоптический вихрь диаметром 60–80 км в районе установки Аквалога был зарегистрирован на спутниковом снимке 30 мая 2015 г. [7], но проверить предположение о связи интенсивных колебаний в апреле–мае с прохождением крупных вихрей не удалось из-за недостатка спутниковых данных.

Следует отметить, что выявленные периодичности определяются обратной частотой прохождения динамических структур через место установки Аквалога. Время прохождения синоптических вихрей можно оценить, опираясь на результаты работы [8], где приведена статистика размеров и скоростей вихрей в зал. Петра Великого. Время прохождения

можно рассчитать как $T = D/v$, где D – размер вихря, v – скорость. Скорости составляли 3–6 см/с, а наиболее повторяемые размеры вихря – от 20 до 60 км (для градаций по 10 км) [8]. Для набора параметров $D = 25, 35, 45, 55$ км (середины градаций) и $v = 3, 4, 5, 6$ см/с (всего 16 случаев) средняя величина (медиана) времени прохождения вихря равна 10,3 сут, а первый и третий квартили – 7,9 и 13,1 сут, что находится в пределах выявленной по данным Аквалога периодичности 8–13 сут и подтверждает прохождение динамических структур синоптического масштаба над местом установки.

Субарктическая структура вод, свойственная району исследования, характеризуется тонким пикноклином и малым бароклинным радиусом деформации Россби, который даже в теплый период года составляет только 7–10 км [13, 19]. Ширина шельфа у места постановки Аквалога и далее на северо-восток вдоль побережья равна 15–25 км [14], что вдвое больше радиуса деформации. По спутниковым данным за 2000–2010 гг. в этом районе были зарегистрированы цепочки синоптических вихрей размером 30–80 км [12], что существенно превышает радиус Россби и ширину шельфа и говорит о наличии значительной баротропной составляющей.

Гидродинамической неустойчивости течений способствуют резкие изменения ветра, особенно его вдольбереговой компоненты [1, 4]. На возможную связь с полем ветра указывает также наличие колебаний с периодами 2–3,5 сут, соответствующих естественному синоптическому периоду атмосферы. (Отметим, что в дальневосточном регионе длительность синоптических процессов меньше средней и составляет 3–5 сут [2].) Для оценки локального воздействия ветра рассмотрено касательное напряжение ветра по данным реанализа CFSR/NCEP с пространственным и временным разрешением $0,2^\circ$ и 1 ч соответственно (<http://cfs.ncep.noaa.gov/cfsr/>). Временной ряд вдольбереговой компоненты напряжения ветра в ближайшем узле сетки, расстояние которого до места установки Аквалога составляло около 7 км, представлен на рис. 6. (Коэффициент корреляции абсолютной величины этой компоненты с модулем напряжения составляет 0,98, поскольку абсолютная величина компоненты, направленной поперек склона, в среднем в 4,4 раза меньше, чем величина вдольсклоновой компоненты, что объясняется наличием горного хребта на суше вдоль берега.)

В период наблюдений наиболее повторяемым был довольно слабый ветер южных и юго-западных направлений с величиной напряжения обычно менее $0,5$ дин/см². Имело также место резкое усиление ветра (обычно на протяжении 2 сут), когда он дул преимущественно с северо-востока, абсолютная величина напряжения составляла не менее 2 дин/см², а зачастую значительно больше (рис. 6). Эти события обусловлены прохождением циклонов и атмосферных фронтов, в том числе внетропического циклона 14–16 апреля, внетропического циклона и тайфуна Гони с 21 по 26 августа, тропического шторма Этай 7–10 сентября [3]. Сильный (напряжение более 4 дин/см²) западный и юго-западный ветер

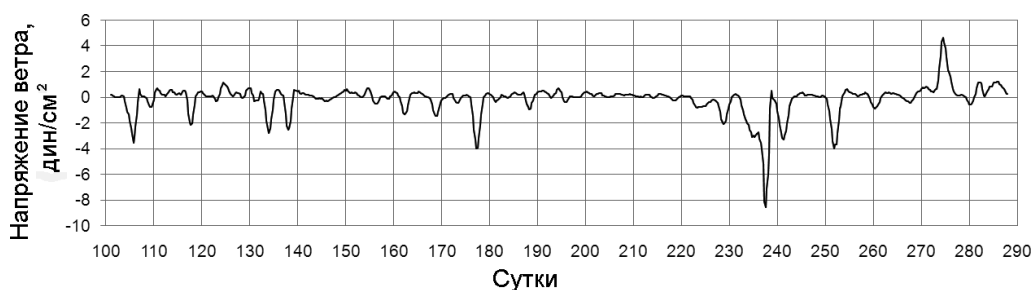


Рис. 6. Вдольбереговая компонента напряжения ветра, сглаженная с окном 1 сут, в районе установки профилографа «Аквалог» в период с 10 апреля по 17 октября 2015 г. Положительное направление показано стрелкой на рис. 1

в период с 26 сентября по 2 октября 2015 г. был связан с ложбиной циклона, ушедшего 26 сентября с территории Приморья на Хабаровский край [3].

Проведенный анализ не позволил выявить какого-либо соответствия между изменчивостью ветра и изменчивостью плотностной стратификации вод: после значительного и резкого усиления ветра при прохождении атмосферных циклонов и фронтов интенсификации вертикальных колебаний не наблюдалось (сравните рис. 3–5 с рис. 6). Под воздействием ветра с положительной вдольбереговой компонентой можно было ожидать развития апвеллинга, чего в слое, где проводились измерения (64–260 м), не фиксировалось. (Апвеллинг у побережья южного Приморья наблюдается в период зимнего муссона под воздействием сильных и продолжительных северо-западных ветров [5].) Под воздействием сильного ветра северо-восточных румбов можно было бы ожидать даунвеллинга, которого, однако, тоже не было (рис. 3–6). Возможно, сгонно-нагонные явления, вызванные ветром, ограничивались слоем выше 64 м (верхняя граница измерений Аквалога) вследствие кратковременности ветрового воздействия.

Следует отметить, что в глубоком Японском море, соединенном с окружающими бассейнами мелкими проливами, зарегистрированы высокочастотные (2–15 сут) синфазные колебания уровня моря, связанные с проходящими над морем атмосферными возмущениями [18]. Реакция уровня моря на движущиеся возмущения превосходит его изменения, связанные со статическими колебаниями по закону обратного барометра (поднятие уровня моря на 1 см при уменьшении атмосферного давления на 1 гПа, и наоборот). Когда скорость атмосферного возмущения приближается к скорости длинной баротропной волны, наблюдается резонанс, т.е. существенное усиление колебаний уровня моря [4]. Интенсивные колебания уровня моря могут сопровождаться колебаниями в поле плотности, что и могло бы привести к флуктуациям глубины пикноклина, зарегистрированным по данным Аквалога. Вместе с тем каких-либо взаимосвязей колебаний в пикноклине с приводным атмосферным давлением, измеренным в том же пункте, что и напряжение ветра, рассмотренное выше, не обнаружено. Колебания на масштабах 2–3,5 и 8–13 сут достаточно хорошо отделены друг от друга, а связь последних с синоптическими вихрями подтверждается спутниковыми данными, как обсуждалось выше. Для проверки возможной связи флуктуаций в пикноклине с движущимися атмосферными возмущениями следует привлечь данные о приводном давлении на всей акватории моря.

Из вышесказанного можно предположить, что динамические структуры, с которыми связаны наблюдаемые изменения вертикальной стратификации вод, формируются в зоне Приморского течения у побережья северного Приморья и Хабаровского края, где западные циклоны часто выходят на Японское море [3], и перемещаются вдоль склона на юго-запад к месту установки Аквалога. Это предположение подтверждается наблюдениями цепочек вихрей вдоль Приморского побережья в разные годы по спутниковым данным [12]. Короткопериодные колебания могут усиливаться при ослаблении более долгопериодных (прямой энергетический каскад), как это произошло в июне, когда 2–3,5-суточное колебание усилилось после распада интенсивных колебаний в апреле–мае.

К побережью Приморья (на 44–45° с.ш.) теплые воды подходят с востока, из района Цусимского течения [15], а также переносятся Приморским течением на юго-запад, что приводит к углублению пикноклина в месте установки Аквалога. Возможно, зарегистрированные события углубления и поднятия пикноклина, продолжавшиеся от двух недель до двух с половиной месяцев, связаны с нерегулярным подходом трансформированных вод Цусимского течения. С другой стороны, опускание пикноклина, начавшееся в середине августа, можно объяснить проникновением тепла от поверхности в промежуточные воды [10].

Регулярные колебания с периодами около 20 сут наблюдались практически все время, за исключением начального и конечного периодов, когда они, возможно, затушевывались краевыми эффектами. Длинные волны в пограничных областях океана могут иметь периоды от нескольких дней до нескольких недель и совмещать свойства волн Кельвина,

возникающих у береговой границы, и шельфовых волн (топографических волн Россби над континентальным склоном) [4]. Для выявления их характеристик необходимы измерения в нескольких пунктах вдоль берега.

Таким образом, по данным профилографа «Аквалог» зарегистрированы колебания вертикальной плотностной стратификации (под сезонным пикноклином теплого периода года) на временных масштабах, соответствующих мезомасштабным, синоптическим и волновым динамическим структурам. Отсутствие взаимосвязей с изменчивостью касательного напряжения ветра в районе постановки Аквалога свидетельствует о нелокальном происхождении этих неоднородностей: они, вероятно, переносятся сюда Приморским течением.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гинзбург А.И. Нестационарные вихревые движения в океане // *Океанология*. 1992. Т. 32, № 6. С. 997–1004.
2. Дашко Н.А., Варламов С.М. Метеорология и климат // *Гидрометеорология и гидрохимия морей*. Т. 8. Японское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / ред. А.С. Васильев, Ф.С. Терзиев, А.Н. Косарев. СПб.: Гидрометеиздат, 2003. С. 19–103.
3. Ежемесячный гидрометеорологический бюллетень ДВНИГМИ. Владивосток: ДВНИГМИ, 2015. 240 с. – <http://www.ferhri.ru>.
4. Ефимов В.В., Куликов Е.А., Рабинович А.Б., Файн И.В. Волны в пограничных областях океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 280 с.
5. Жабин И.А., Дмитриева Е.В. Сезонная и синоптическая изменчивость ветрового апвеллинга у побережья южного Приморья (Японское море) // *Вестн. ДВО РАН*. 2014. № 5. С. 25–31.
6. Зуенко Ю.И. Элементы структуры вод северо-западной части Японского моря // *Изв. ТИНРО*. 1998. Т. 123. С. 262–290.
7. Каплуненко Д.Д., Островский А.Г., Лобанов В.Б., Трусенкова О.О., Ладыченко С.Ю., Лазарюк А.Ю., Швоев Д.А. Использование профилографа Аквалог в исследованиях синоптической циркуляции над склоном побережья Приморья в северо-западной части Японского моря // *Современные методы и средства океанологических исследований: материалы XV Всерос. науч.-техн. конф. «МСОИ-2017»*. Т. 1. М., 2017. С. 25–30.
8. Ладыченко С.Ю., Лобанов В.Б. Синоптические вихри в районе залива Петра Великого по спутниковым данным // *Исслед. Земли из космоса*. 2013. № 4. С. 315.
9. Лобанов В.Б., Семкин П.Ю., Сергеев А.Ф., Шлык Н.В., Лазарюк А.Ю., Тищенко П.П., Баннов В.А., Аксентов К.И., Васильева Л.Е., Калинин В.В., Суховеев Е.Н. Трехмерная структура каскадинга на склоне залива Петра Великого (по результатам экспедиции на НИС «Профессор Гагаринский». 10–24 марта 2016 г.) // *Океанография залива Петра Великого и прилегающей части Японского моря: тез. докл. III науч. конф., Владивосток, 26–28 апреля 2017 г.* Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2017. С. 21.
10. Лучин В.А., Рыков Н.А., Плотников В.В. Гидрология вод // *Гидрометеорология и гидрохимия морей*. Т. 8. Японское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / ред. А.С. Васильев, Ф.С. Терзиев, А.Н. Косарев. СПб.: Гидрометеиздат, 2003. С. 157–256.
11. 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.
12. 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.
13. Трусенкова О.О. Сезонные и межгодовые изменения циркуляции вод Японского моря // *Дальневосточные моря России: в 4 кн. / гл. ред. В.А. Акулиничев*. Кн. 1. Океанологические исследования / отв. ред. В.Б. Лобанов, В.А. Лучин. М.: Наука, 2007. С. 280–306.
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. Vol. 19, N 3. P. 18–31.
16. Huang N.E., Wu Z. A review on Hilbert-Huang transform: Method and its applications to geophysical studies // *Rev. Geophys*. 2008. Vol. 46, N 2. – doi:10.1029/2007RG000228.
17. Lobanov V., Sergeev A., Gorin I., Scherbinin P., Voronin A., Kaplunenko D., Gulenko T., Semkin P. New observations of cascading at the Peter the Great Bay slope // *Abstracts of the 18th Pacific-Asian Marginal Seas (PAMS) Meeting*. Naha, Japan, 21–23 Apr., 2015. Naha, 2015. P. 110.

18. Oceanography of the East Sea (Japan Sea) / eds K.-I. Chang, C.-I. Zhang, C. Park, D.-J. Kang, S.-J. Ju, S.-H. Lee, M. Wimbush. Heidelberg, New-York, Dordrecht, London: Springer, 2016. 460 p.
19. Park K.-A., Ullman D.S., Kim K., Chung J.Y., Kim K.-R. Spatial and temporal variability of satellite-observed Subpolar Front in the East/Japan Sea // Deep Sea Res. I. 2007. Vol. 54, N 4. P. 453–470.
20. Park Y.-G., Kim D.G., Seo S., Min H.S. Coastal water monitoring using a vertical profiler // Abstracts of the 19th Pacific-Asian Marginal Seas (PAMS) Meeting. Jeju Island, South Korea. 11–13 Apr., 2017. Seogwipo, South Korea, 2017. P. 156.

Новые книги

Гурвич И.А. Интенсивные мезомасштабные циклоны над дальневосточными морями. Часть I. Структура и характеристики мезомасштабных циклонов по мультисенсорным спутниковым измерениям.

Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2017. – С. 1–88. ISBN 978-5-9909943-5-5

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН

690041, г. Владивосток, Балтийская, 43

Факс: 8 (423) 231-19-05. E-mail: pacific@poi.dvo.ru

В первой части монографии представлены результаты исследования таких малоизученных экстремальных морских погодных систем над дальневосточными морями, как интенсивные мезомасштабные циклоны, которые являются продуктом интенсификации взаимодействия океана и атмосферы при вторжениях холодной воздушной массы на относительно теплую морскую поверхность. На основе мультисенсорных спутниковых измерений дан детальный анализ структуры и гидрометеорологических параметров 22 мезоциклонов над Охотским и Японским морями, западной частью Берингова моря и прилегающей к нему с юга акваторией Тихого океана. Проанализированы синоптические ситуации, способствующие региональному мезоциклогенезу. Выявлены особенности формы и структуры облачной системы мезоциклонов и исследованы их характеристики на разных стадиях развития над различными районами дальневосточных морей по данным спутниковых измерений в оптическом и микроволновом диапазонах длин волн. Получены количественные оценки изменчивости гидрометеорологических параметров в условиях мезоциклонической деятельности, для чего применялись разработанные в лаборатории спутниковой океанологии ТОИ ДВО РАН алгоритмы восстановления полей скорости приводного ветра, паросодержания атмосферы и водозапаса облаков из спутниковых пассивных (радиометры) микроволновых измерений. Для улучшения качества анализа структуры и эволюции мезоциклонов использованы имеющиеся данные активных спутниковых измерений (скаттерометры и радиолокаторы). Показана эффективность синергетического подхода, который состоит в комплексном анализе разнородных данных для детального изучения структуры и гидрометеорологических характеристик мезоциклонов.

Книга предназначена для специалистов в области метеорологии, океанологии и дистанционного зондирования Земли, преподавателей, аспирантов и студентов гидрометеорологических специальностей.