

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФИНСКОГО ЗАЛИВА ПО ДАННЫМ ИЗМЕРЕНИЙ НА АВТОМАТИЧЕСКОЙ ДОННОЙ СТАНЦИИ СПО ГОИН

*аспирант В.Н. СУХАЧЕВ^{1,2}, д-р геогр. наук Е.А. ЗАХАРЧУК^{1,2},
зав. лабораторией Ю.П. КЛЕВАНЦОВ¹, канд. геогр. наук Н.А. ТИХОНОВА¹*

¹ — Санкт-Петербургское отделение ФГБУ «Государственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова», e-mail: spbsoi@rambler.ru

² — Санкт-Петербургский государственный университет

ВВЕДЕНИЕ

Для исследования изменений океанологических характеристик в восточной части Финского залива Санкт-Петербургским отделением Государственного океанографического института им. Н.Н. Зубова (СПО ГОИН) осенью 2008 г. были проведены работы по установке и опытным испытаниям автоматизированной системы получения оперативной океанологической информации в районе к северо-западу от гидрометеорологической станции (ГМС) «Шепелево». С этой целью с 16 по 18 сентября 2008 г. во время экспедиции на судне «Лапландия» сотрудниками СПО ГОИН была осуществлена постановка на расстояние 1,5 км от берега и глубину 10 м автоматической донной станции, оснащенной акустическим доплеровским профилографом течений (ADCP WorkHorse Sentinel 300 кГц) с датчиками гидростатического давления, температуры воды и программным модулем для измерения ветрового волнения. Профилограф течений был установлен на треногу из нержавеющей стали с карданом, имеющую форму пирамиды (рис. 1). Расстояние между излучателями ADCP и морским дном равнялось 1,2 м.

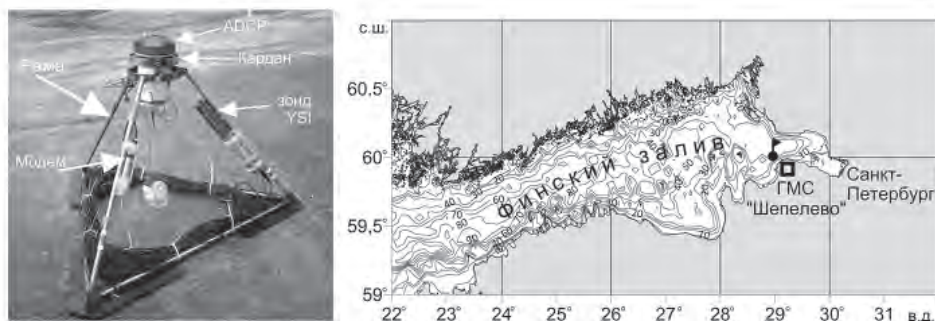


Рис.1. Автоматическая придонная станция СПО ГОИН (слева) и ее местоположение, обозначенное флажком (справа).

Полученная информация с прибора передавалась в оперативном режиме по кабель-тросу через модем на компьютер, установленный на ГМС «Шепелево». Изначально предполагалось, что станция будет работать 1 год, однако полученные в 2008–2009 гг. результаты способствовали продолжению эксперимента.

Осенью 2009 г. станция была переустановлена мористее, на расстояние 3 км к северо-северо-востоку от м. Каменный (ГМС «Шепелево») на глубину 20 м (рис. 1).

Измерения течений с помощью ADCP производились с временным интервалом 1 минута на 11 горизонтах с погрешностью $\pm 0,5$ см/с по модулю и $\pm 2^\circ$ по направлению.

В сентябре 2010 г. донная станция была дооснащена зондом YSI 6600 (США) с датчиками для измерения температуры, электрической проводимости, растворенного кислорода, а также мутности и хлорофилла «а». Технические характеристики датчиков зондирующего устройства YSI 6600 подробно описаны на http://www.enr.gov.nt.ca/sites/default/files/ysi_6600_sonde_manual.pdf. Прибор YSI 6600 был укреплен на треноге таким образом, что все его датчики располагались на расстоянии 60 см от дна (см. рис. 1). Для передачи потенциальному потребителю получаемой в оперативном режиме гидрометеорологической информации была отлажена работа соответствующего комплекса программного обеспечения.

На случай длительных отключений электричества приборный комплекс был подключен к источнику бесперебойного питания (ИБП), рассчитанному на автономную работу в течение 9 ч. Однако в некоторых случаях отключения света на ГМС «Шепелево» были более продолжительными, из-за чего в полученных рядах наблюдений имелись пропуски. В целом полученные ряды гидрологических характеристик позволяли исследовать процессы в диапазоне от мелкомасштабной до сезонной изменчивости. В августе 2012 г. эксперимент был завершен.

В данной статье представлены некоторые результаты наблюдений и статистического анализа гидрологических характеристик, полученные на основе инструментальных измерений на автоматической донной станции СПО ГОИН.

МЕЛКОМАСШТАБНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ

Мелкомасштабные неоднородности в океане, согласно классификации, предложенной в работе (Каменкович и др., 1987), имеют пространственные масштабы от долей миллиметра до сотен метров, а временные — в основном от долей секунды до десятков минут, иногда до часов. Изменения океанологических характеристик в этом диапазоне масштабов связаны с мелкомасштабной турбулентностью; гравитационными поверхностными волнами, вертикальной микроструктурой; высокочастотными внутренними гравитационными волнами.

На рис. 2 представлены двухчасовые отрезки рядов ежеминутных измерений температуры и солёности в придонном слое 16 сентября 2010 г, из которых с помощью фильтра Баттерворта были исключены низкочастотные колебания с периодами $>0,5$ часа.

В остаточных рядах отчетливо выражены мелкомасштабные флюктуации в виде пакетов. Периоды колебаний внутри таких пакетов равны нескольким минутам, а их размах достигает 4°C и 1 ‰. Временные интервалы между пакетами варьируют от 0,5 до 5 сут. Можно предположить, что эти мелкомасштабные колебания связаны с высокочастотными внутренними гравитационными волнами, генерирующимися на частотах, близких к частоте Ваясяля–Брента (N). Для проверки этой гипотезы в сентябре 2011 г. в районе работы придонной станции с борта маломерного судна с помощью зонда YSI 6600 были проведены в течение одних суток учащенные (через каждые 30 мин) вертикальные

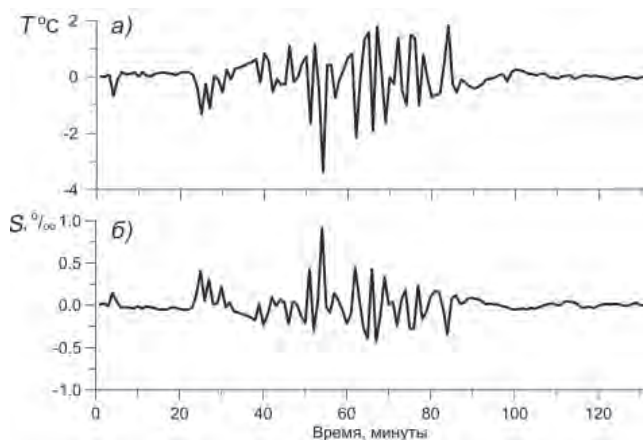


Рис. 2. Отрезки рядов ежеминутных измерений температуры (а) и солёности (б) в придонном слое 16.09.2010 г., из которых исключены низкочастотные колебания с периодами $>0,5$ часа. измерения температуры и солёности. На основе полученных данных по приведенной ниже известной формуле (1) были оценены значения частоты плавучести N :

$$N = \sqrt{\frac{g}{\bar{\rho}} \frac{\partial \rho_0}{\partial z}}, \quad (1)$$

где ρ_0 — плотность морской воды, $\bar{\rho}$ — средняя плотность, g — ускорение силы тяжести.

На рис. 3 показаны изменения периода T_N , соответствующего частоте плавучести N ($T_N = 1/N$). Видно, что средние значения этого периода в зависимости от слоя меняются от 0,5 до 7 мин, а максимальные достигают 15 мин. Подобные циклич-

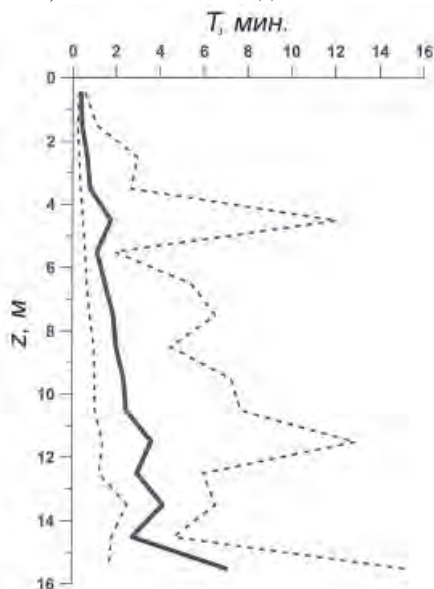


Рис. 3. Минимальные (левый пунктир), средние (жирная линия) и максимальные (правый пунктир) значения периода T_N , оцененные по результатам учащенных зондирований в районе постановки придонной станции СПО ГОИН в сентябре 2011 г.

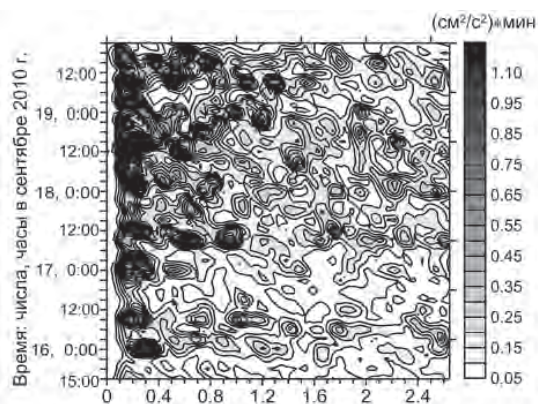


Рис. 4. Частотно-временной спектр $S_w(\omega, t)$ вертикальной составляющей скорости течений на глубине 15 м.

ности отмечаются и по результатам анализа вертикальной составляющей скорости течений (w). На рис. 4 представлен частотно-временной спектр $S_w(\omega, t)$ реализации вертикальной составляющей скорости течений на глубине 15 м за период с 15 по 19 сентября 2010 г. Предварительно из временного ряда $w(t)$ с помощью тангенциального фильтра Баттерворта были исключены все цикличности с периодом более 1 часа. Период квазистационарности для расчета $S_w(\omega, t)$ принимался равным 3 часам. В начале реализации (15–17.09.2010 г.) в спектре видны в основном пики более длинных цикличностей, от 6–8 до 30 мин. Начиная примерно с 12 часов 17.09 на графике появляются энергонесущие максимумы, соответствующие колебаниям с периодами 3–4 мин. Характерной особенностью колебаний вертикальной составляющей скорости течения является их перемежаемость, как во времени, так и по частоте. Это связано с тем, что из-за процессов адвекции и турбулентной диффузии тепла и соли происходят постоянные изменения стратификации, что в свою очередь приводит к изменениям характеристик высокочастотных гравитационных внутренних волн.

Таким образом, приведенные результаты могут, на наш взгляд, свидетельствовать о том, что наблюдающиеся в исследуемом регионе Финского залива высокочастотные флуктуации температуры, солености, течений и других характеристик могут быть связаны с динамикой высокочастотных гравитационных внутренних волн, генерирующихся в диапазоне частот, близких к частоте Вэйсяля–Брента. Хорошо известно, что эти волны играют важную роль в процессах перемешивания и переноса субстанции в океанах и морях (Коняев, Сабинин, 1992), а также в перемещении осадочного материала у дна, что может приводить к образованию песчаных волн (Океанографическая энциклопедия, 1974).

МЕЗОМАСШТАБНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ

Мезомасштабным неоднородностям в морях и океанах присущи пространственные масштабы от сотен метров до тысяч километров, а временные — от часов до суток (Каменкович и др., 1987). Они связаны с такими процессами, как суточные и полусуточные баротропные и бароклинные приливные волны; инерционные колебания; штормовые нагоны (являющиеся следствием суммарного действия ветрового течения и длинной волны анемобарического происхождения); колебания температуры, вызываемые суточными изменениями солнечной радиации.

Наиболее известным и интенсивно изучаемым уже на протяжении сотен лет представителем мезомасштабных процессов в восточной части Финского залива являются невисские наводнения. Согласно статистическим данным периоды волн наводнений в устье Невы варьируют от 10 до 75 ч, составляя в среднем 24 ч. Остаются плохо изученными особенности изменчивости течений при распространении волны наводнений. В отличие от данных по уровню моря, являющегося интегральной характеристикой, измерения течений на нескольких горизонтах несут намного больше информации о процессах, определяющих опасные подъемы уровня в Невской губе.

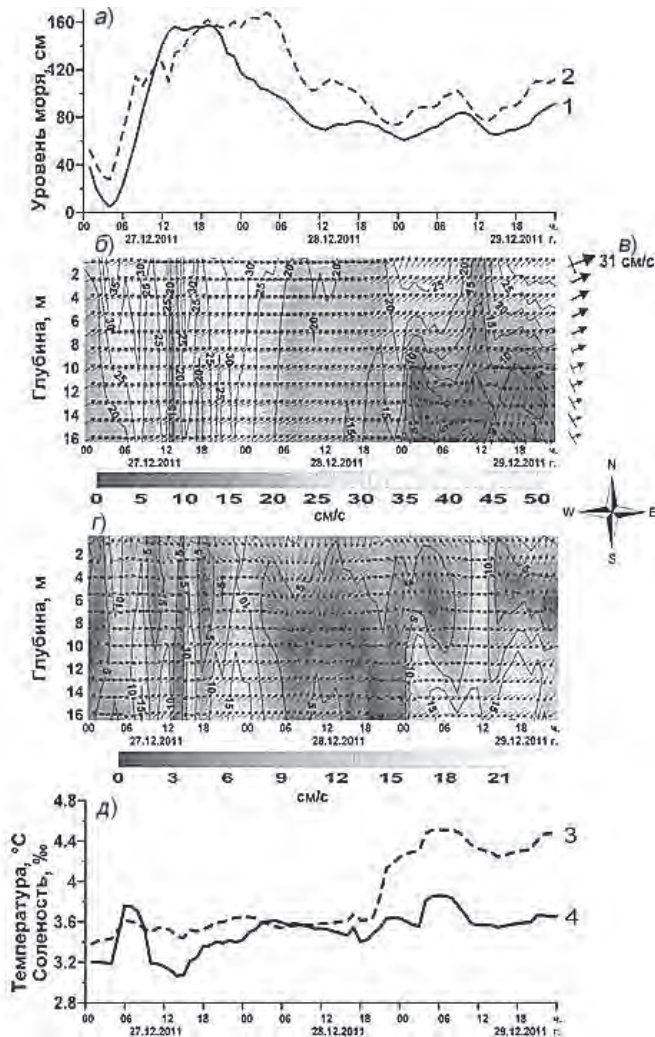


Рис. 5. Временной ход ежечасных значений уровня моря в пунктах Шепелево (1) и Горный институт (2) (а); изменения во времени вертикальных профилей скорости суммарных (б) и остаточных (в) течений, солености (3) и температуры (4) в придонном слое (д), полученные по измерениям на придонной автоматической станции СПО ГОИН с 26 по 28 декабря 2011 г.; оценки математического ожидания и характеристики эллипса СКО течений (в).

Попытки исследования вертикальной структуры течений при штормовых нагонах в Финском заливе производились в 1960-х гг. Ю. Д. Михайловым на основе результатов анализа инструментальных измерений течений на автономных буйковых станциях (АБС) (Михайлов, 1966). Эти исследования дали возможность автору сделать выводы об однородности вертикальной структуры течений в заливе при опасных подъемах уровня в Невской губе и об оправданности применения уравнений теории мелкой воды для гидродинамического прогноза невских наводнений. Однако оценка вертикальной структуры течений в восточной части Финского залива производилась Ю.Д. Михайловым по данным измерений всего на 2 горизонтах, причем верхний измеритель на АБС ставился на горизонте 14 м от поверхности моря. Понятно, что столь грубое разрешение измерений течений по вертикали не дает возможности достаточно точно оценить их вертикальную структуру.

На рис. 5 представлены: временной ход ежечасных значений уровня моря в пунктах Шепелево и Горный институт; изменения во времени осредненных за 1 час вертикальных профилей скорости течений, придонной температуры и солёности 27–29.12.2011 г., во время последнего наводнения в Санкт-Петербурге; а также значения математического ожидания и характеристик эллипса среднего квадратического отклонения (СКО) течений, рассчитанные по методике, изложенной в работе (Методическое письмо..., 1984). Измеренная в эти дни на ГМС «Шепелево» скорость ветра западных и северо-западных направлений достигала 20–24 м/с, а максимальный подъем уровня здесь составил 156 см (рис. 5а). При распространении волны наводнений отмечались заметные изменения температуры (на 0,8 °С) и солёности (на 1 ‰) в придонном слое (см. рис. 5д) с тенденцией к их увеличению.

Несмотря на то, что пропускные ворота комплекса защитных сооружений Санкт-Петербурга от наводнений (КЗС) были закрыты, максимальный подъем уровня в устье Невы (п. Горный институт) составил 169 см (рис. 5а), превысив критическую отметку в 160 см, выше которой подъемы уровня принято относить к наводнениям. Согласно гидродинамическому прогнозу Санкт-Петербургского ЦГМС-Р, сделанному с заблаговременностью 6 часов, максимальный подъем уровня при открытых воротах КЗС должен был достигнуть отметки 220 см, то есть в Санкт-Петербурге произошло бы особо опасное наводнение.

Из результатов, представленных на рис. 5б, видно, что максимальные значения модуля скорости суммарных течений отмечаются у поверхности моря при прохождении ложбины (51 см/с) и гребня (44 см/с) волны наводнений. С глубиной в эти периоды модуль скорости течений уменьшается до значений 17–22 см/с в придонном слое. В приповерхностном слое течение в гребне волны направлено на восток, а с глубиной его направление меняется на северо-восточное.

На рис. 5в для каждого горизонта совмещены вектор среднего за трое суток фонового течения с большой и малой осями эллипса СКО колебаний течений. Направление фонового течения почти не меняется с глубиной, в то время как модуль скорости уменьшается от поверхности ко дну в 3 раза (с 31 до 11 см/с). При увеличении глубины не отмечается разворота вектора среднего течения по спирали Экмана, что свидетельствует о незначительном вкладе чисто дрейфовой составляющей в фоновый перенос, который формируется, по-видимому, главным образом за счет градиентного течения.

Анализ результатов, представленных на рис. 5г, показывает, что при исключении фонового течения в остаточных рядах хорошо выражена волновая структура

поля вертикальных профилей течений: векторы течения на горизонтах со временем квазипериодически вращаются. Направления векторов течений от поверхности ко дну меняются на обратные, как у волны первой бароклинной моды.

Направления большой оси эллипсов СКО (рис. 5в) ориентированы не вдоль изобат, как это должно быть у длинных гравитационных волн, являющихся продольными волнами, а вытянуты поперек изолиний рельефа дна, что характерно для градиентно-вихревых волн, которые относятся к классу горизонтально-поперечных волн (Тареев, 1971; Белоненко и др., 2004). Эти результаты подтверждают предложенную нами ранее идентификацию волн невских наводнений как бароклинных топографических волн (Захарчук, Тихонова, 2011).

В конце календарной весны в придонном слое исследуемого нами района наблюдаются значительные мезомасштабные колебания температуры и солёности, размах которых достигает $5,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $3\text{ }‰$, а периоды 3–6 ч (см. рис. 6). В это время сезонный

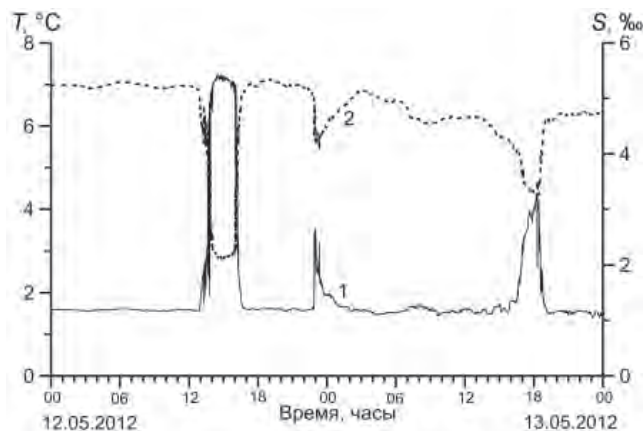


Рис. 6. Отрезки реализаций придонных температуры (1) и солёности (2) в мае 2012 г.

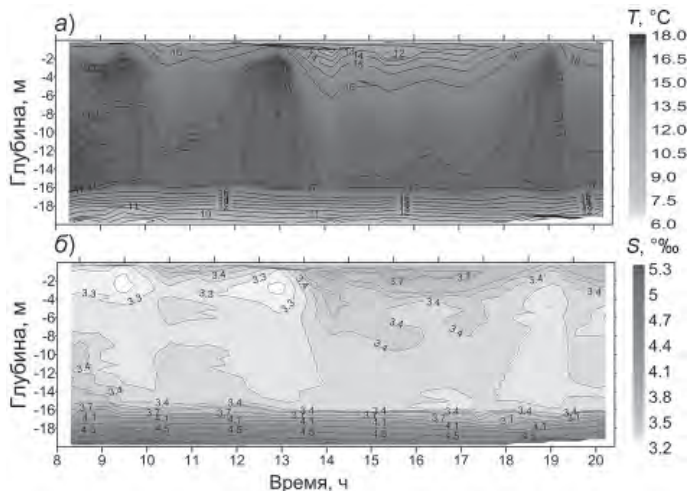


Рис. 7. Пространственно-временная изменчивость температуры и солёности по данным учащенных зондирований в районе работы донной станции 16 сентября 2011 г.

пикноклин только начинает формироваться и располагается близко к поверхности. Анализ скорости ветра показывает, что выявленные интенсивные мезомасштабные колебания T и S в придонном слое генерируются при усилении восточного ветра до 15 м/с. По-видимому, возрастание ветро-волнового перемешивания в таких случаях способствует разрушению на несколько часов сезонного пикноклина и перемешиванию до самого дна водных масс в этом районе. После ослабления ветра до 5–6 м/с стратификация восстанавливается.

Осенью 2011 г., как показали учащенные (через каждые 30 мин) зондирования в районе постановки донной станции, сезонный пикноклин в данном районе залива прижат ко дну (см. рис. 7), а в приповерхностном слое появляются имеющие временные масштабы около 1 ч температурные и соленостные неоднородности, морские воды в которых отличаются от фоновых по температуре на 4 °С, а по солености — на 0,5 ‰. Механизм этих неоднородностей может быть связан с апвеллингом более холодных и соленых вод, произошедшим в соседнем регионе залива, и их последующей адвекцией в район измерений.

Кроме этого на рис. 7 видны менее интенсивные колебания температуры и солености с ядром на глубине около 4 м и разницей порядка 0,5 °С и 0,5 ‰ соответственно. Эти колебания могут быть связаны с мезомасштабными вихревыми образованиями, которые переносят водные массы из Копорской губы.

СИНОПТИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ

Под синоптической изменчивостью принято понимать неоднородности в океанологических полях, имеющие характерные временные масштабы от нескольких суток до месяцев и пространственные — от десятков до тысяч километров (Монин, 1972; Каменкович и др., 1987).

На рис. 8 показан временной ход среднесуточных значений скорости течений в поверхностном слое моря в районе работы ADCP. Отмечается близкий к реверсивному характер синоптических колебаний течений с преобладанием северо-восточных и юго-западных направлений. Доминируют возмущения течений с циклическостями несколько десятков суток. Максимальные значения модуля скорости среднесуточных течений достигают 20 см/с. В зимний период, при становлении припая (февраль–апрель), интенсивность течений заметно падает.

Для исследования спектральной структуры течений в рамках векторно-алгебраического метода анализа векторных случайных процессов рассчитывались два инварианта спектральной тензор-функции $S_v(\omega)$ — $I_1(\omega)$ и $\Omega(\omega)$:

$$S_v(\omega) = \begin{pmatrix} S(\omega)_{uu}, & S(\omega)_{uv} \\ S(\omega)_{vu}, & S(\omega)_{vv} \end{pmatrix}, \quad (2)$$

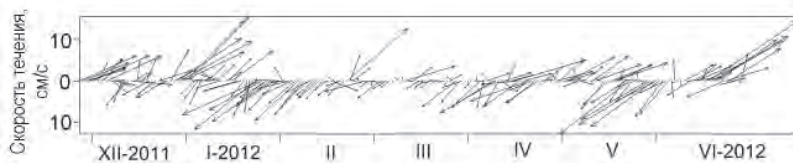


Рис. 8. Временной ход среднесуточных векторов течений в поверхностном слое моря, полученных по данным измерений ADCP.

(где ω — частота, V — векторный процесс, u, v — его широтная и меридиональная составляющие).

Первый — это линейный инвариант $I_1(\omega)$ тензора спектральной плотности, равный следу матрицы спектральной тензор-функции $S_V(\omega)$ и, согласно (Методическое письмо..., 1984), характеризующий распределение по частотам модуля интенсивности колебаний коллинеарных составляющих скорости течения в любых направлениях; доверительные интервалы оценок спектральной плотности для $I_1(\omega)$ рассчитывались в виде суммы доверительных интервалов спектров составляющих скорости течений по осям X и Y , которые оценивались по методике, изложенной в (Дженкинс, Ваттс, 1971). Второй — это инвариант $\Omega(\omega)$ тензора $S_V(\omega)$, определяемый как разность недиагональных компонентов его матрицы и характеризующий распределение по частотам интенсивности колебаний ортогональных составляющих скорости течения в любых направлениях; он является индикатором вращения скорости течения на заданной частоте, а его знак определяет преимущественное направление вращения («+» — по часовой стрелке, «-» — против).

На рис. 9 на цв. вклейке представлены результаты спектрального анализа течений синоптического масштаба. Наибольшие пики спектральной плотности наблюдаются у колебаний с циклическостями около 49 сут. Менее выражены энергонесущие максимумы на циклическостях 16 и 8 сут.

Значения оценок спектральной плотности на энергонесущих максимумах синоптического диапазона для линейного инварианта $I_1(\omega)$ на порядок выше, чем у индикатора вращения $\Omega(\omega)$, что свидетельствует о преобладающем вкладе в синоптическую изменчивость течений коллинеарных изменений скорости по сравнению с их ортогональными колебаниями.

Для оценки особенностей генерации колебаний течений синоптического масштаба под действием силы тангенциального напряжения ветра $\vec{\tau}(t)$, согласно методике, изложенной в работах (Бельшев и др., 1983; Методическое письмо..., 1984), был проведен взаимный корреляционный анализ между возмущениями течений синоптического масштаба $\vec{V}(t)$ и $\vec{\tau}(t)$. Для этого по среднесуточным значениям ветра, измеренного на ГМС «Шепелево», по известной формуле $\vec{\tau} = c\rho_0 \vec{W} | \vec{W} |$ (где c — безразмерный коэффициент, ρ_0 — плотность воздуха) рассчитывалось касательное трение ветра. Затем, с учетом нестационарности процессов, рассчитывались два инварианта взаимной корреляционной тензор-функции $K_{VU}(\theta, t)$ (3): линейный инвариант $I_1^{VU}(\theta, t)$ и индикатор вращения $\Omega^{VU}(\theta, t)$, где $\vec{V}(t)$ и $\vec{U}(t)$ — векторные процессы (в нашем случае $\vec{V}(t)$ и $\vec{\tau}(t)$); θ — временной сдвиг; v_1 — составляющая векторного процесса $\vec{V}(t)$ на параллель; v_2 — его составляющая на меридиан; u_1 — составляющая векторного процесса на параллель; u_2 — его составляющая на меридиан.

$$K_{VU}(\theta, t) = \begin{pmatrix} K_{v_1 u_1}(\theta, t), & K_{v_1 u_2}(\theta, t) \\ K_{v_2 u_1}(\theta, t), & K_{v_2 u_2}(\theta, t) \end{pmatrix}. \quad (3)$$

Линейный инвариант $I_1^{VU}(\theta, t)$ равен следу матрицы корреляционной тензор-функции $K_{VU}(\theta, t)$ и характеризует общность интенсивностей коллинеарных изменений векторных процессов $\vec{V}(t)$ и $\vec{U}(t)$. Индикатор вращения $\Omega^{VU}(\theta, t)$ равен разности

недиагональных компонентов матрицы корреляционной тензор-функции $K_{vu}(\theta, t)$ и характеризует общность ортогональных изменений в процессах $\vec{V}(t)$ и $\vec{U}(t)$, причем если $\Omega^{vu}(\theta, t) > 0$, то процесс развернут в среднем относительно процесса на заданном промежутке времени по часовой стрелке, если $\Omega^{vu}(\theta, t) < 0$ — то против часовой стрелки.

После нормирования $I_1^{vu}(\theta, t)$ и $\Omega^{vu}(\theta, t)$ на линейный инвариант тензора дисперсии, согласно (Бельшев и др., 1983), рассчитывались их нормированные значения: $r_{I_1}^{vu}(\theta, t)$ и $r_{\Omega}^{vu}(\theta, t)$. Период квазистационарности для расчета $r_{I_1}^{vu}(\theta, t)$ и $r_{\Omega}^{vu}(\theta, t)$ принимался равным 90 суткам, а интервал скольжения — 30 суткам.

Рис. 10 иллюстрирует результаты взаимного корреляционного анализа $\vec{V}(t)$ и $\vec{\tau}(t)$. Коэффициенты корреляции между этими процессами в основном низкие, и только в конце весны и в начале лета в поверхностном слое они достигают высоких значений (до 0,65).

Этот результат можно объяснить следующим образом. Еще Н.Н. Зубов при описании теории ветровых течений (Зубов, 1947) отмечал, ссылаясь на Экмана, что на расстоянии до 100 км от берега и на глубинах менее 500 м ветровое течение, при принятых Экманом допущениях (ветер постоянный, океан однороден по плотности и вязкости и не ограничен по пространству и глубине), устанавливается в продолжение нескольких дней, а поверхностное — нескольких часов. Время, нужное для того, чтобы ветровое течение установилось на больших глубинах и при большой ширине течения, возрастает до нескольких месяцев.

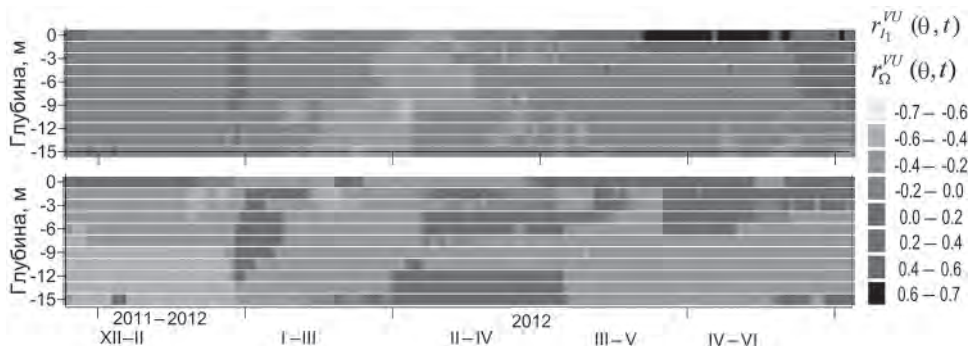


Рис. 10. Максимальные значения нормированных инвариантов взаимной корреляционной тензор-функции между синоптическими течениями и касательным трением ветра: $r_{I_1}^{vu}(\theta, t)$ (вверху) и $r_{\Omega}^{vu}(\theta, t)$ (внизу).

В реальных природных условиях Финского залива, из-за сложной морфометрии его береговой линии, больших изменений донной топографии, выраженной стратификации моря и значительной пространственно-временной изменчивости скорости ветра, время формирования сравнительно устойчивых ветровых течений может существенно увеличиться.

По-видимому, наблюдающиеся нами возмущения течений синоптического масштаба (см. рис. 8) генерируются под воздействием анемобарических сил в других районах Балтийского моря и распространяются затем в восточную часть Финского залива в основном в виде свободных градиентно-вихревых волн.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ измерений температуры, солености и течений на автоматической донной станции СПО ГОИН в 2010–2012 гг. позволил выявить следующие особенности их разномасштабной изменчивости:

1. В диапазоне мелкомасштабной изменчивости в рядах T °C и S ‰ отчетливо выражены высокочастотные флюктуации в виде пакетов. Периоды колебаний внутри таких пакетов равны нескольким минутам, а их размах достигает 4 °C и 1 ‰. Временные интервалы между пакетами варьируют от 0,5 до 5 суток. Подобные флюктуации отмечаются и в частотно-временных спектрах вертикальной составляющей скорости течений. Подтверждено, что выделенные мелкомасштабные колебания термодинамических характеристик генерируются в диапазоне частот, близких к частоте Вайсяля–Брента. Можно предполагать, что в исследуемом регионе Финского залива высокочастотные флюктуации T °C, S ‰ и течений связаны с динамикой высокочастотных гравитационных внутренних волн.

2. В диапазоне мезомасштабной изменчивости особенности кинематики течений, измеренных на придонной автоматической станции СПО ГОИН с помощью ADCP в периоды формирования невских наводнений, не показывают их изменений по спирали Экмана, что свидетельствует о незначительном вкладе чисто дрейфовых течений в формирование невских наводнений. Большие оси эллипса дисперсии скорости течений в период опасного подъема уровня моря на всех горизонтах ориентированы перпендикулярно изобатам, а сама дисперсия заметно меняется с глубиной, что подтверждает принятую ранее идентификацию волн невских наводнений как бароклиных топографических волн (Захарчук, Тихонова, 2011), которые в отличие от длинных гравитационных волн являются преимущественно горизонтально-поперечными волнами.

В конце календарной весны при увеличении скорости восточного ветра до 15 м/с за счет ветро-волнового перемешивания отмечалось разрушение на несколько часов расположенного близко к поверхности сезонного пикноклина и перемешивание водных масс до самого дна, в результате чего в придонном слое исследуемого нами района наблюдались очень значительные мезомасштабные колебания температуры и солености, размах которых достигает 5,5 °C и 3 ‰, а цикличности — 3–6 ч. После ослабления скорости ветра до 5–6 м/с стратификация восстанавливалась.

3. В диапазоне синоптической изменчивости отмечается близкий к реверсивному характер колебаний течений с преобладанием северо-восточных и юго-западных направлений. Максимальные значения модуля скорости среднесуточных течений достигают 20 см/с. В зимний период, при становлении припая (февраль–апрель) интенсивность синоптических течений заметно падает. Наибольшие пики спектральной плотности наблюдаются у колебаний течений с цикличностями около 50 сут. Менее выражены энергонесущие максимумы на цикличностях 16 и 8 сут.

Коэффициенты корреляции между возмущениями течений синоптического масштаба и касательным трением ветра в основном низкие, и только в конце весны и в начале лета в поверхностном слое они достигают высоких значений (до 0,65). По-видимому, возмущения течений синоптического масштаба генерируются под воздействием анемобарических сил в других районах Балтийского моря и распространяются затем в восточную часть Финского залива в основном в виде свободных градиентно-вихревых волн.

*Работа выполнена при поддержке грантов СПбГУ № 18.37.140.2014,
№ 18.50.2101.2013*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бельшев А.П., Клеванцов Ю.П., Рожков В.А.* Вероятностный анализ морских течений. Л.: Гидрометеоздат, 1983. 264 с.
- Белоненко Т.В., Захарчук Е.А., Фукс В.Р.* Градиентно-вихревые волны в океане. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2004. 214 с.
- Внутренние волны // *Океанографическая энциклопедия*. Л.: Гидрометеоздат, 1974. С. 109–113.
- Дженкинс Г., Ваттс Д.* Спектральный анализ и его приложения. Вып. 1. М.: Мир, 1971. 318 с.
- Захарчук Е.А., Тихонова Н.А.* О пространственно-временной структуре и механизмах формирования невских наводнений // *Метеорология и гидрология*. 2011. № 8. С. 54–64.
- Зубов Н.Н.* Динамическая океанология. М.; Л.: Гидрометеоздат, 1947. 430 с.
- Каменкович В.М., Кошляков М.Н., Монин А.С.* Синоптические вихри в океане. Л.: Гидрометеоздат, 1987. 512 с.
- Коняев К.В., Сабинин К.Д.* Волны внутри океана. СПб.: Гидрометеоздат, 1992. 271 с.
- Методическое письмо по вероятностному анализу векторных временных рядов скорости течений и ветра. Л.: Гидрометеоздат, 1984. 62 с.
- Михайлов Ю.Д.* Связь между течением и уровнем в Финском заливе во время наводнений в Ленинграде // *Труды ГОИН*. 1966. Вып. 79. С. 80–105.
- Монин А.С.* Классификация нестационарных процессов в океане // *Изв. АН СССР*. 1972. № 7. С. 26–30.
- Тареев Б.А.* Градиентно-вихревые волны на материковом склоне океана // *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана*. 1971. Т. VII. № 4. С. 431–442.

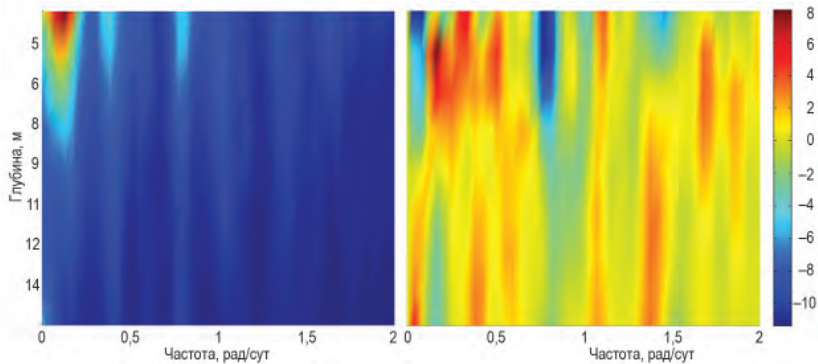


Рис. 9. Линейный инвариант $I_1(\omega)$ (слева) и индикатор вращения $\Omega(\omega)$ (справа) спектральной тензор-функции $S_V(\omega)$ колебаний течений синоптического масштаба. Размерность шкалы спектральной плотности $(\text{см}^2/\text{с}^2)\cdot\text{сут}$.