

УДК 551.46

РЕГИСТРАЦИЯ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ ДОННЫМ ДАТЧИКОМ ГИДРОСТАТИЧЕСКОГО ДАВЛЕНИЯ

© В.И. Иволгин, Д.П. Ковалев, П.Д. Ковалев, К.И. Кузнецов

Ключевые слова: ветровое волнение; спектр; датчик гидростатического давления; измерение.

В работе проведено исследование возможности восстановления и достоверности спектра ветрового волнения моря по данным цифровой регистрации донным датчиком гидростатического давления в зависимости от глубины размещения прибора и дискретности измерений. Как следует из результатов проведенного натурального эксперимента, квантование исходного процесса с дискретностью 1 с позволяет исключить алиасинг и с достаточной точностью восстановить спектр таких колебаний с помощью донных датчиков гидростатического давления.

ВВЕДЕНИЕ

Данные о колебаниях уровня моря – волнении, необходимы как для самой океанологической науки – изучения динамических процессов в морях и океанах и их воздействия на берега, так и для нужд практики. И в первую очередь для обеспечения безопасности населения прибрежных поселков, а также для рыбного промысла, добычи полезных ископаемых на морском шельфе и т. п.

Для регистрации колебаний уровня моря в настоящее время используется достаточно обширная номенклатура приборов, которые по принципу измерения можно подразделить на два типа. Первый из них – это приборы с датчиками, непосредственно измеряющими высоту волн, такие как струнные и поплавковые волнографы, акустические устройства, например, LOG_aLEVEL компании ATG [1] или других видов, первичные преобразователи которых устанавливаются на специальных рамах, закрепленных на причале или берегу. Они позволяют регистрировать короткие ветровые волны с периодами от нескольких секунд и длиннее без искажения формы волны, но установка таких приборов сложная и дорогостоящая.

Приборы другого типа устанавливаются на морское дно и измеряют или высоту границы вода – воздух над прибором акустическим методом по принципу обратного эхолота или придонное гидростатическое давление, которое согласно уравнению гидростатики является характеристикой длинноволновых колебаний уровня (ζ) [2]:

$$P = P_a + \rho g(h + \zeta), \quad (1)$$

где ρ – плотность морской воды, P_a – атмосферное давление, h – глубина постановки приборов.

В настоящее время в качестве измерителей колебаний уровня моря наиболее широко применяются именно приборы с гидростатическими преобразователями. Однако их применение при записи относительно высокочастотных длинных волн, таких как инфрагравита-

ционные (ИГ), а также ветрового волнения и зыби, которые сами не являются длинными, но служат источником ИГ волн, сопряжено с определенными сложностями. Это связано с тем, что для этих волн отклик придонного гидростатического давления на изменение уровня моря уже не описывается уравнением гидростатики (1), а зависит и от длины волны $\lambda = 2\pi/k$, где k – волновое число, и от глубины постановки прибора. Соответствующий коэффициент ослабления поверхностных волн имеет вид [3]:

$$R = 1/ch(kh), \quad (2)$$

в свою очередь, волновое число связано с частотой дисперсионным соотношением

$$\omega = [gk \operatorname{th}(kh)]^{1/2}. \quad (3)$$

В общем случае аналитическое решение дисперсионного уравнения (3) относительно k невозможно, обычно оно решается итерациями. Поэтому очевидно, что не существует простой алгебраической связи между флуктуациями придонного давления и колебаниями морской поверхности, как предполагалось ранее.

Имеется еще и другая проблема регистрации волнения в диапазоне ветровых волн. Поскольку в настоящее время запись проводится с использованием цифровой аппаратуры, то аналоговый физический процесс (колебания уровня моря) необходимо определенным образом квантовать. При этом согласно теореме Котельникова [4] функция с ограниченным спектром полностью определяется своими значениями, отсчитанными через интервалы $\Delta t = 1/2F$, где Δt – интервал дискретизации, F – максимальная частота в спектре функции. Таким образом, если надо записать в цифровом виде непрерывный процесс $f(t)$ – колебания уровня моря с ограниченным спектром при максимальной частоте процесса f_b , то необходимо измерять его с частотой не менее $2f_b$ (частота Найквиста). При нарушении этого условия возникает специфический вид искажений процедуры квантования – алиасинг, приводящий к по-

явлению в спектре цифрового сигнала разностных частот, не существующих в исходном аналоговом сигнале.

В реальных условиях не всегда однозначно можно определить, какой максимальной частотой ограничен спектр измеряемого временного процесса. Принято считать, что для колебаний уровня моря такой частотой является максимальная частота ветрового волнения с периодом около 3 с. Обычно регистрирующие приборы имеют период дискретизации 1 с, которого, казалось бы, вполне достаточно для обеспечения необходимой точности. Однако в среде океанологов существуют мнение, что спектр колебаний уровня моря не имеет такого четкого ограничения. Например, периоды капиллярных волн, присутствующих в волнении поверхности, имеют величину меньше 1 с. И хотя их амплитуда достаточно мала, тем не менее, необходимо проверить, не будут ли они или достаточно медленно спадающий спектр ветровых волн вносить искажения в результаты измерений. Рассмотрению этих двух вопросов и посвящена настоящая статья.

ПЕРЕСЧЕТ ПУЛЬСАЦИЙ ГИДРОСТАТИЧЕСКОГО ДАВЛЕНИЯ В ПАРАМЕТРЫ ПОВЕРХНОСТНОГО ВОЛНЕНИЯ

Для пересчета пульсаций давления в параметры волнения обычно используют теорию волн малой амплитуды [3, 5], а также оценки поверхностного ветрового волнения и зыби по данным различных авторов [6–11]. Задача сводится к тому, чтобы связать частотный спектр $\Pi(\omega; z)$ пульсаций гидростатического давления $p_w(x, z, t)$ на заданной глубине z с частотным спектром $S(\omega)$ колебаний поверхности моря $\zeta(x, t)$. Основы методики такого пересчета подробно и с обоснованием изложены в работе [3]. Он осуществляется следующим образом. Сначала рассчитывается частотный спектр пульсаций гидростатического давления $\Pi(\omega; z)$ на заданной глубине z , а затем с использованием теоретической спектральной передаточной функции давления $r^2(\omega; h, z)$ [3, 5] данный спектр пересчитывается в энергетический спектр ветровых волн $S(\omega)$:

$$S(\omega) = r^2(\omega; h, z) \Pi(\omega; z). \quad (4)$$

Для приборов, расположенных на дне ($z = -h$) на небольшой глубине (до 15 м), передаточная функция имеет вид:

$$r^2(\omega; h, -h) = (k^2/\rho^2\omega^4)sh(kh). \quad (5)$$

Для прибора, расположенного в достаточно глубоководном районе ($kh \rightarrow \infty$), в толще воды передаточная функция имеет вид:

$$r^2(\omega; \infty, z) = (1/\rho^2g^2)\exp(-2\omega^2z/g). \quad (6)$$

В работе [3] предложено более удобное выражение передаточной функции для расчета на компьютере. Вводя глубину погружения датчика давления $d = -h$ и безразмерную частоту $\omega_d = (d/g)^{1/2}\omega$, спектральную передаточную функцию давления можно записать:

$$r^2(\omega; h, -d) = (1/\rho^2g^2) q(\omega_h, \omega_d), \quad (7)$$

где $q(\omega_h, \omega_d)$ универсальная функция двух переменных ω_h и ω_d . Для наиболее частого случая, когда регистратор волнения расположен на дне ($\omega_h = \omega_d$),

$$q(\omega_h, \omega_d) = f^2(\omega_h)sh^2[\omega_h^2f(\omega_h)]. \quad (8)$$

В этом выражении $f(\omega_h)$ – универсальная функция [4] в удобном для расчета на компьютере виде записывается:

$$f(\omega_h) = [1 + 1/\alpha G]^{1/2}, \quad (9)$$

где $\alpha = \omega_h^2$, $G = 1 + 0,6522\alpha + 0,4622\alpha^2 + 0,0864\alpha^4 + 0,0675\alpha^5$.

И для случая глубокой воды ($\omega_h \rightarrow \infty$)

$$q(\infty, \omega_d) = \exp(2\omega_d^2). \quad (10)$$

С использованием приведенных выше выражений была рассчитана передаточная функция для различной глубины постановки гидростатического датчика. Результаты расчета приведены на рис. 1, на котором также построены спектры колебаний уровня, измеренных в 2010 г. в районе пос. Взморье для различных состояний моря.

Видно, что реальное поверхностное волнение будет существенно отличаться от измеренных флуктуаций давления датчиком гидростатического давления, установленного на глубине более 15 м, и волн с периодами от 1 до 10 с, т. е. ветровых волн и зыби. Для более длинных волн – инфрагравитационных и сейш, передаточная функция близка к 1.

С использованием описанной выше методики для полученных в натурных экспериментах записей гидростатического давления рассчитывались энергетические спектры, которые домножались на передаточную функцию. Полученный энергетический спектр флуктуаций уровня (волнения) с помощью обратного преобразования Фурье пересчитывается в гармоники, которые и составляют физический процесс с реальными амплитудами ветрового волнения.

К сожалению, проверить на реальном эксперименте правильность теоретической передаточной функции не удалось, поскольку для этого необходимо устанавливать датчик поверхностного волнения на глубине не менее

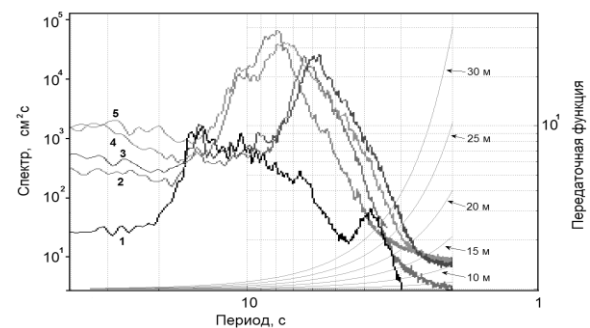


Рис. 1. Типичные спектры колебаний придонного гидростатического давления и передаточные функции для различных глубин установки датчиков гидростатического давления. 1 – спокойная погода 7 августа, датчик № 38; 2, 3 – шторм 18 сентября, датчики № 24 и 38; 4, 5 – шторм 15 августа, датчики № 38 и 24

10 м, что в активных Дальневосточных морях затруднительно. Вблизи же причалов форма волнения будет сильно искажена, что, в конечном счете, не позволит с необходимой точностью рассчитать передаточную функцию по натурным данным.

ДИСКРЕТИЗАЦИЯ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ

Спектр колебаний поверхности моря может быть достаточно сложным, что является следствием влияния на него различных океанологических процессов. Так, например, цунами имеют характерные периоды от 2 мин. до 2 часов. И для их изучения в соответствии с теоремой Котельникова [4] достаточной оказывается дискретность измерений 1 мин. Но поскольку спектр колебаний уровня моря содержит и более короткие колебания, то во избежание алиасинга при регистрации, например, волн цунами с такой дискретностью, ранее применялись цифровые фильтры низких частот, «обрезавшие» ветровое волнение и зыбь. В настоящее время в большинстве гидрофизических приборов, предназначенных для регистрации колебаний уровня (давления), используется дискретность 1 с, которой вполне достаточно для записи ветровых волн с периодами от 3 с и длиннее [12], и которые, как показывают результаты наших наблюдений в прибрежной зоне Тихого океана, присутствуют в спектрах волнения. Тем не менее, ряд авторов [5, 13] показали в их записях наличие волн и с меньшими периодами. Это обстоятельство, в принципе, может приводить к возникновению алиасинга, искажающего спектр длиннопериодных волн.

Для выяснения вопроса о достоверности измерений в подобных условиях 18 мая 2011 г. в с. Охотское был проведен специальный эксперимент. Два различных датчика – кабельный датчик гидростатического давления и струнный датчик, регистрирующий непосредственно

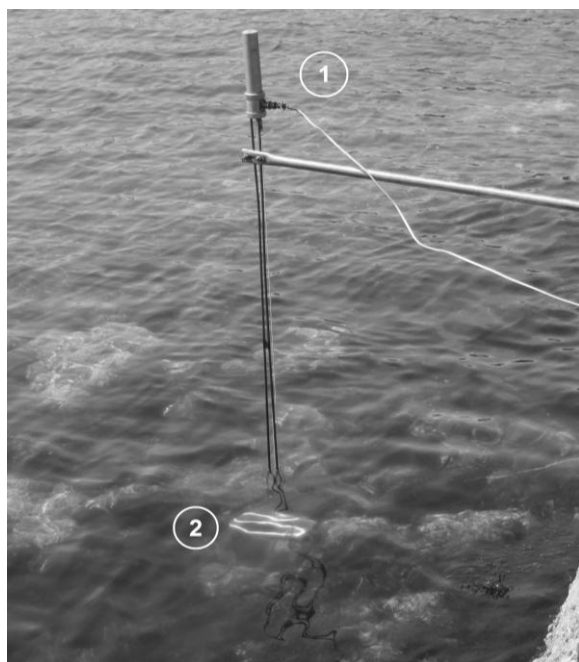


Рис. 2. Установка струнного датчика волнения (1) и гидростатического давления (2)

колебания морской поверхности, устанавливались в одной точке (рис. 2), и велась синхронная запись колебаний уровня моря с регистрацией на ноутбук.

В результате были получены цифровые записи ветрового волнения с дискретностью 6 отсчетов в секунду, приведенные на рис. 3. На записи струнного датчика присутствуют колебания с периодами около 0,8 с, обусловленные короткопериодными капиллярными волнами. Во временном ходе гидростатического датчика, несмотря на малую глубину его постановки – около 45 см, такие колебания отсутствуют, что связано с сильным затуханием этих волн с глубиной.

Для ветрового волнения записи обоих датчиков имеют схожий вид, что также подтвердила выполненная нами низкочастотная фильтрация данных струнного датчика простым «треугольным» фильтром.

Для полученных рядов наблюдения были рассчитаны энергетические спектры, приведенные на рис. 4. Видно, также как и из временного хода колебаний уровня, что в спектре струнного датчика, в отличие от гидростатического, присутствует значимый подъем энергии на периодах от 1,3 до 0,3 с, связанный с короткопериодными капиллярными волнами.

Поскольку спектр датчика гидростатического давления на периодах короче 2,7 с не имеет сколь угодно значимых пиков и спадает в среднем около 8 дБ на октаву, что примерно соответствует фильтрации исходного процесса однозвенным низкочастотным фильтром, то для него можно говорить о естественном ограничении спектра волнения и возможности дискретизации физического аналогового процесса волнения с дискретностью 1 с без наличия эффекта алиасинга.

В спектрах струнного датчика содержатся значимые составляющие с периодами меньше 1 с. Для ограничения их спектра была проверена возможность исполь-

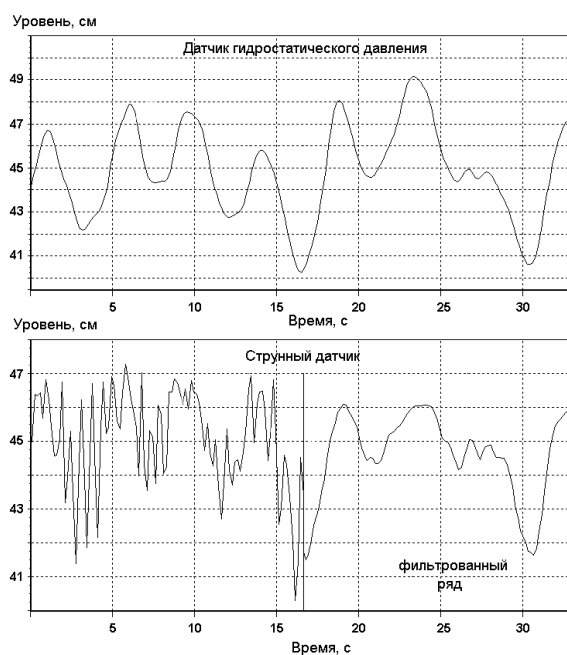


Рис. 3. Временной ход колебаний уровня моря, записанный синхронно датчиком гидростатического давления и струнным (емкостным) датчиком

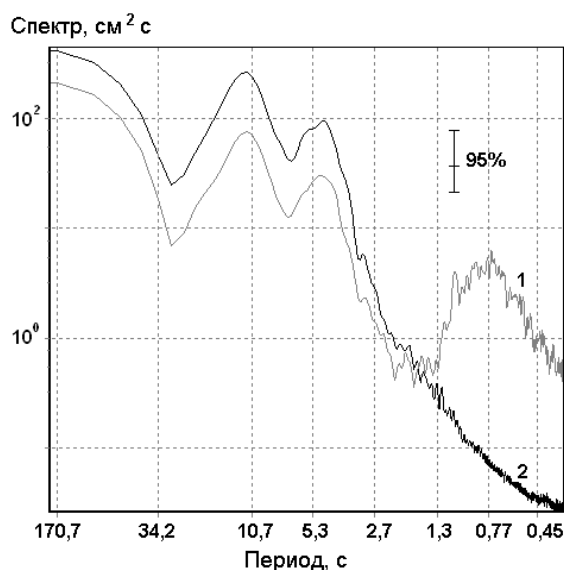


Рис. 4. Энергетические спектры колебаний уровня моря. 1 – струнный датчик, 2 – датчик гидростатического давления

зования простого интегрирующего, за время измерения (шаг дискретности), фильтра, который может быть просто организован в цифровых схемах измерения. Эта процедура эквивалентна пропусканию входного процесса через фильтр с частотной характеристикой $F(\omega) = [\sin(\omega T/2)]/(\omega T/2)$, где T – время интегрирования. Эквивалентная шумовая полоса такого фильтра равна π/T и будет уменьшаться при увеличении времени интегрирования.

Такая фильтрация с временным окном 0,5 с использовалась для сглаживания данных струнного датчика с частотным выходным сигналом и показала хорошие результаты (рис. 3). При этом условии, т. е. при установке в его схеме интегрирующего счетчика, он также может использоваться для регистрации колебаний уровня моря с дискретностью 1 с.

ВЫВОДЫ

Расчеты передаточной функция для различных глубин установки датчиков и типичных спектров изменения придонного гидростатического давления, выполненных по записям гидростатического датчика в районе пос. Взморье, показали, что реальное поверхностное волнение будет отличаться от измеренного гидростатическим датчиком для периодов короче 10 с и глубины его установки более 10 м, а также зависеть от диапазона исследуемого ветрового волнения, что необ-

ходимо учитывать при изучении короткопериодного волнения.

Спектр колебаний уровня моря для датчика гидростатического давления можно считать ограниченным, и его выходной сигнал дискретизировать с периодом 1 с без искажений, связанных с алиасинг-эффектом. Для струнного датчика колебаний уровня моря с частотным выходным сигналом также возможна регистрация с дискретностью 1 с при условии установки в его схеме интегрирующего счетчика.

ЛИТЕРАТУРА

1. URL: <http://www.GeneralAcoustics.com>
2. Рабинович А.Б. Длинные гравитационные волны в океане: захват, резонанс, излучение. СПб.: Гидрометеоздат, 1993. 325 с.
3. Заславский М.М., Красницкий В.П. О пересчете данных волнографа с датчиком давления на спектр поверхностных волн // Океанология. 2001. Т. 41. № 2. С. 195-200.
4. Котельников В.А. Теория потенциальной помехоустойчивости. Москва; Ленинград: Госэнергоиздат, 1956. 276 с.
5. Абрисимов С.А. Инструментальные наблюдения за полем волнения в центральной части Каспийского моря с притопленных буйковых станций: автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М.: ИОРАН, 2008. 16 с.
6. Заславский М.М., Захаров В.Е. К теории прогноза ветровых волн // ДАН СССР. 1982. Т. 265. № 3. С. 567-571.
7. Лавренов И.В. Математическое моделирование ветрового волнения в пространственно-неоднородном океане. СПб.: Гидрометеоздат, 1998. 499 с.
8. Лопатухин Л.И., Рожков В.А., Трапезников Ю.А. Спектральная структура волнения // Результаты океанологических исследований в восточной части тропической зоны Тихого океана. Л.: Гидрометеоздат, 1990. С. 128-135.
9. Лопатухин Л.И. Анализ распределений элементов волн // Труды ВНИИГМИ. 1974. Вып. 1. С. 116-142.
10. Давидан И.Н., Лопатухин Л.И., Рожков В.А. Ветровое волнение как вероятностный гидродинамический процесс. Л.: Гидрометеоздат, 1978. 287 с.
11. Давидан И.Н., Лопатухин Л.И. Методы расчета экстремальных волн в океанах и морях // Труды ГОИН. 1983. Вып. 169. С. 3-15.
12. Ковалев П.Д., Ковалев Д.П. Техника исследования опасных морских явлений в прибрежной зоне океана. Владивосток: Дальнаука, 2011. 152 с.
13. Кабатченко И.М., Косьян Р.Д., Красницкий В.П., Серых В.Я., Шехватов Б.В. Опыт эксплуатации волнографа-мареографа ВМ-04 // Океанология. 2007. Т. 47. № 1. С. 150-155.

Поступила в редакцию 30 сентября 2011 г.

Ivolgin V.I., Kovalev D.P., Kovalev P.D., Kuznetsov K.I. REGISTRATION OF WIND WAVES BY THE BOTTOM TRANSDUCER OF HYDROSTATIC PRESSURE

Paper is carried out research of a recovery possibility and reliability of a marine wind wave's spectrum according to digital registration by the bottom gauge of hydrostatic pressure depending on installations depth and discreteness of measurements. As follows from results of the performed natural experiment, quantization of initial process with discreteness 1 s allows excluding aliasing and with sufficient accuracy to recovery a spectrum of such fluctuations by means of bottom gauges of hydrostatic pressure.

Key words: wind waves; spectrum; sensor of hydrostatic pressure; measurements.