

Перенос крупной взвеси в прибойной зоне по нормали к берегу: моделирование и оценки на основе измерений с помощью аппаратного комплекса «Донная станция»

© 2017 В. З. Дыкман*, О. И. Ефремов, М. С. Воликов

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

**E-mail: zaharovich_41@mail.ru*

Поступила в редакцию 27.04.2016 г. После доработки 14.10.2016 г.

Представлена концептуальная модель возвратно-поступательных перемещений крупной взвеси по нормали к берегу при фронтальном направлении волн. Разработка модели осуществлялась на основе данных измерительного комплекса «Донная станция», полученных при размыве узкой части Бакальской косы во время экспедиции в конце августа – начале сентября 2010 г. Показано, что анизотропия волновой составляющей скорости течения приводит к зависимости интегрального переноса крупной придонной взвеси от частоты основной волны. Волны с периодами больше критического значения 2,6 с в прибойной зоне осуществляют размыв, при меньших периодах происходит аккумуляция. Соответствующая критическому периоду сила западного ветра составляет 4,7 м/с. Предлагается вариант использования разработанной модели применительно к ситуации на о. Коса Тузла.

Ключевые слова: аппаратный комплекс «Донная станция», прибойная зона, придонная турбулентность, размыв берегов.

DOI: 10.22449/0233-7584-2017-4-68-81

Введение. Ветровые волны являются основным источником поступления энергии в береговую зону моря. В конечном счете вся энергия, накопленная волнами в открытом море под действием ветра, диссипирует в прибрежной области. На мелководье происходит быстрая трансформация проходящих с глубокой воды волновых пакетов, в результате возбуждаются движения других типов и масштабов, к числу которых относятся придонная турбулентность и прибрежные течения. Наиболее заметными следствиями разрушения волн в береговой зоне являются взмучивание и перенос донных осадков, аккумуляция наносов и размыв берегов.

Изучение закономерностей переноса песчаных осадков под действием волн базируется в основном на построении различных физических моделей явления. В гидродинамических моделях потоков жидкости, содержащей взвешенные твердые частицы, взвесь обычно представляется как цельный объект, характеризуемый средними по гранулометрическому составу параметрами концентрации и скорости осаждения [1, 2]. В ряде работ взвесь рассматривается как совокупность дискретных частиц с определенными геометрическими размерами [3, 4].

В Морском гидрофизическом институте (МГИ) РАН разработана кинетическая модель переноса минеральной взвеси, в которой функции распределения взвешенных частиц тесно связываются с характеристиками придонной турбулентности [5].

Частицы взвеси при осаждении в турбулентных потоках благодаря собственной инерции приобретают неосциллирующую среднюю составляющую ускорения α_p , направленную против силы тяжести. В подповерхностном слое такого рода пульсационное торможение частиц взвеси составляет малую долю редуцированного ускорения силы тяжести g_p , а непосредственно у самого дна оно может возрасти более чем на порядок благодаря высокой частоте турбулентных флуктуаций скорости в этой области. Кинетическая модель переноса минеральной взвеси базируется на вероятностной функции распределения $\varphi(W)$ взвешенных твердых частиц по гидравлической крупности W (скорость осаждения в неподвижной воде),

$$\varphi(W) = \frac{2^{2-q} \sqrt{\pi} q}{\Gamma(q+0,5) \sigma^{2q}} \left[\frac{1}{2} - \Phi_0(W/\sigma) \right] W^{2q-1}. \text{ Здесь дисперсия турбулентных}$$

флуктуаций скорости σ определяет положение участка резкого спада функции распределения в диапазоне больших W , а входящий в показатель степени параметр $2q = \alpha_p / g_p$ – наклон степенного участка функции. При увеличении q относительный вклад крупных частиц возрастает.

Существует достаточно протяженная придонная область, где взвесь одновременно находится под воздействием двух видов турбулентности – придонной и подповерхностной. На рис. 1 представлены полученные в прибрежной зоне г. Евпатория с помощью измерительного комплекса «Донная станция» [6] обусловленная только воздействием подповерхностной турбулентности составляющая $q_3(z)$ (кривая 1) и суммарный параметр $q(z)$ (кривая 2). Видно, что влияние придонной турбулентности существенно только на расстоянии менее 20 см от дна, но ниже 5 см оно становится определяющим.

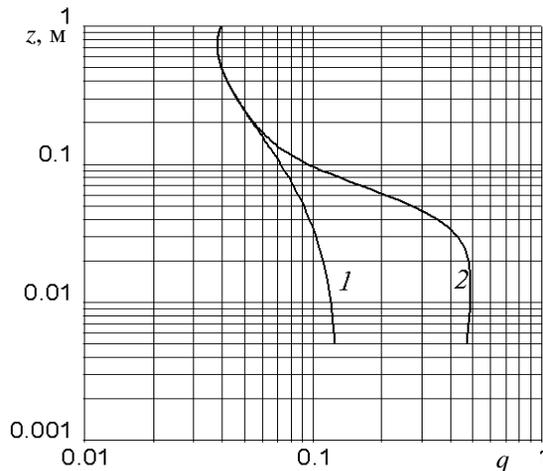


Рис. 1. Изменение с глубиной параметра q распределения $\varphi(W)$: 1 – $q_3(z)$; 2 – суммарный $q(z)$

Непосредственно около дна существует слой толщиной несколько сантиметров, в котором интенсивность придонной турбулентности зависит от фазы волны. Максимумы турбулентной энергии образуются дважды за пери-

од, за это время некоторое количество крупных частиц успевают перейти во взвешенное состояние и совершить возвратно-поступательное перемещение в направлении распространения волны. В фазе минимумов турбулентной энергии гидравлически крупные частицы опускаются на дно, поэтому они могут считаться влекомыми.

На Бакальской косе в 2010 – 2012 гг. была выполнена серия натуральных экспериментов с использованием разработанного в МГИ измерительного комплекса «Донная станция». Его главной особенностью является возможность получения трех координатных составляющих придонного потока в волновом и турбулентном участках спектра с помощью измерителя пульсаций вектора скорости течения (ИПВСТ) [5, 6].

Измерения комплексом «Донная станция» фиксируют анизотропию волновых скоростей при фронтальном распространении волн, когда в полупериоде при направлении к берегу амплитуда скорости несколько меньше при большей ширине импульса, а направленный от берега полупериод оказывается более узким при большей амплитуде. Оказалось возможным на основе обнаруженного явления построить новую физическую модель перемещения крупных частиц наносов по нормали к береговой линии и сопоставить характеристики модельного переноса с реальными событиями размыва Бакальской косы.

Размыв узкой части Бакальской косы, зафиксированный во время экспедиции в конце августа – начале сентября 2010 г. Основной комплекс аппаратуры «Донная станция» с модулем измерителей динамических параметров и отдельный блок измерения средней скорости придонного течения на основе модернизированной гидрометрической вертушки (ВГ-1-120/70) были размещены 30 августа с морской стороны косы, как это показано на рис. 2.



Рис. 2. Места проведения экспериментов. На врезке: *а* – Бакальская коса, *б* – о. Коса Тузла

Аппаратура «Донная станция» с модулем измерителей динамических параметров и отдельный блок измерения средней скорости придонного течения на основе модернизированной гидрометрической вертушки (ВГ-1-120/70) были размещены 30 августа с морской стороны косы, как это показано на рис. 2. Аппаратура устанавливалась на глубине 1,5 м, флуктуации скорости потока измерялись на горизонте 0,25 м от дна. Общую последовательность событий можно отследить по графикам изменчивости скорости и направления ветра, а также скорости и направления придонного течения на протяжении 2,5 сут (рис. 3).

Устойчивый северо-восточный ветер силой 7 м/с сформировал 31 августа на восточной стороне Бакальской косы достаточно интенсивные волны, движущиеся вдоль береговой линии. На это время основной комплекс аппаратуры был переставлен с морской стороны на сторону залива (рис. 2). До

вечера 31 августа было получено 14 записей динамических параметров продолжительностью 20 – 25 мин каждая. Блок регистрации средней скорости придонного течения был оставлен на морской стороне косы, и измерения вдольбереговых течений не прерывались.

За ночь ветер перестроился на западный, а прибрежное течение к утру приобрело северное направление. Комплекс аппаратуры «Донная станция» с модулем измерителей динамических параметров был к этому моменту возвращен на морскую сторону косы. Здесь за период с 11:00 до 20:00 1 сентября было получено 17 записей динамических параметров. К 15:00 сила западного ветра уже достигла 9 м/с, и через некоторое время узкая перемычка не выдержала ударов волн. Промоина была обнаружена во время снятия аппаратуры ранним утром 2 сентября, когда шторм прекратился.

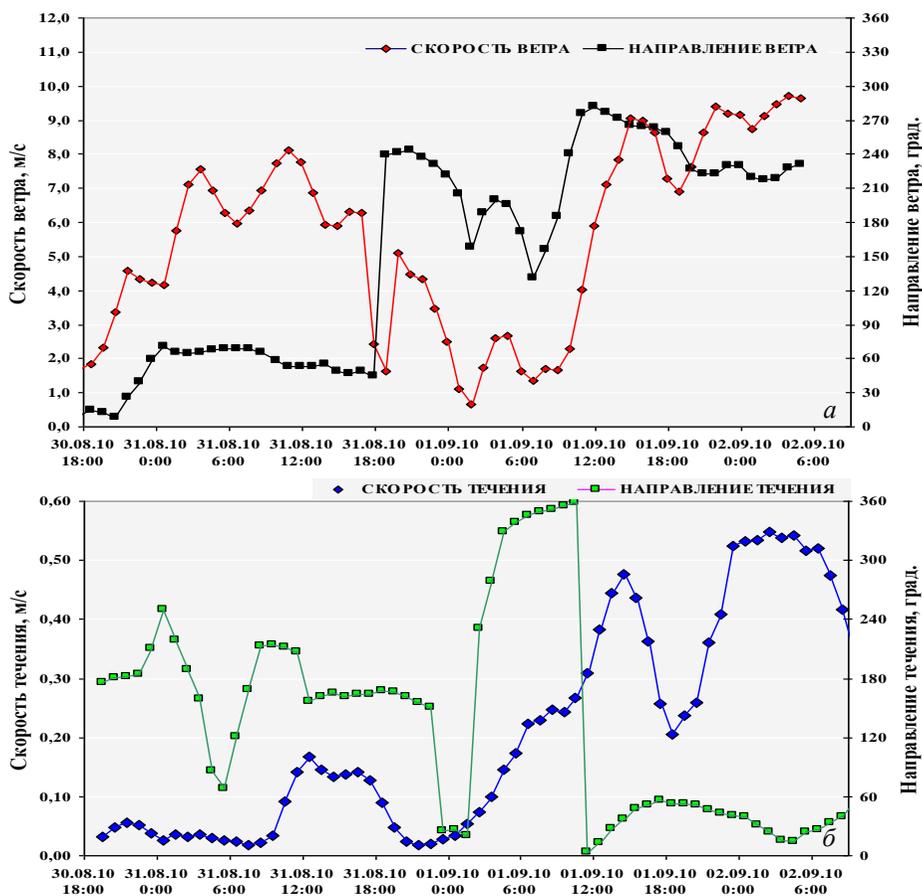


Рис. 3. Изменение летом 2010 г.: скорости ветра ($H = 2$ м) и его направления – *a*; скорости и направления придонного течения (горизонт 0,25 м) – *б*

На рис. 4, *a* приведены типичные спектры придонных скоростей в заливе справа от Бакальской косы за день до размыва, на рис. 4, *б* – аналогичные спектры, полученные уже со стороны Черного моря примерно через сутки, в момент локального размыва косы.

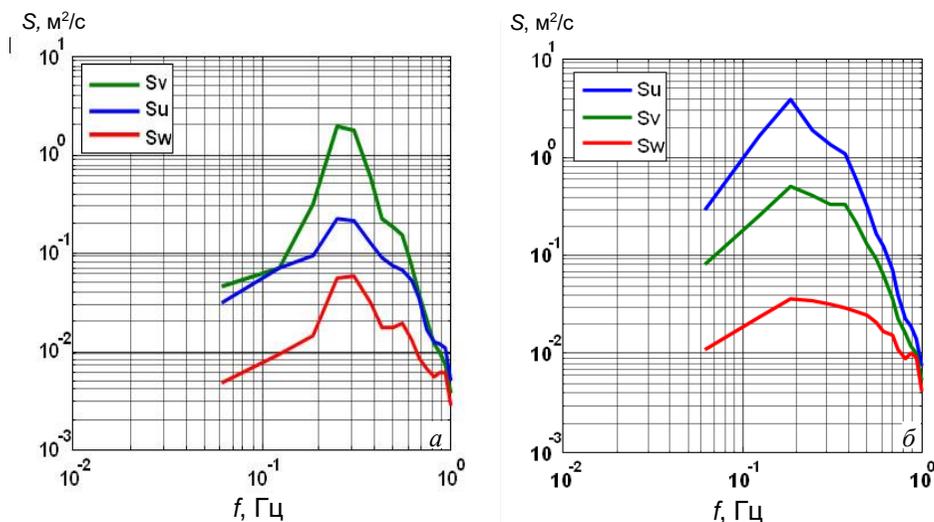


Рис. 4. Спектры придонных компонент скорости: *a* – справа от Бакальской косы 31.08.2010 г., вдольбереговая компонента волновой скорости доминирует; *б* – слева от косы 01.09.2010 г., нормальная к берегу компонента волновой скорости доминирует

Энергия вдольбереговой компоненты волновой скорости примерно на порядок больше направленной по нормали (рис. 4, *a*). При таком направлении волн в активном придонном слое формируется гравитационный поток, перемещающий крупную взвесь от берега на глубину. Со стороны Черного моря при западном ветре доминирует уже нормальная компонента волновой скорости, что соответствует фронтальному распространению волн (рис. 4, *б*).

Изложенный сценарий размыва косы позволяет считать главной причиной разрушения интенсивные возвратно-поступательные перемещения крупной взвеси по нормали к берегу при фронтальном направлении волн.

Перенос крупной взвеси в прибойной зоне по нормали к берегу изучен слабо. Возможной причиной могут быть технические сложности, возникающие при натурных исследованиях быстропеременных и нерегулярных процессов в этой области шельфа.

Моделирование таких перемещений требует детального изучения свойств придонной турбулентности, которая фактически формирует поле взвеси на расстоянии первых сантиметров от дна и является, таким образом, важнейшей составляющей кинетических моделей движения наносов. Придонная турбулентность как часть теории пограничного слоя у твердой стенки содержит ряд усложняющих теоретическое описание элементов, к числу которых относятся пульсирующий характер движения и многообразная шероховатость дна. В силу этих обстоятельств исследование придонной турбулентности в большой степени основывается на эмпирических данных, в частности на результатах лабораторных экспериментов.

Лабораторная модель придонной турбулентности. В работе [7] представлены результаты измерений пульсаций продольной u и вертикальной v компонент скорости течения с помощью лазерного доплеровского анемо-

метра в раскачивающемся водном туннеле с контролируемой шероховатостью дна. В итоговой таблице приведены основные параметры каждой из 19 серий измерений: средний диаметр элементов шероховатости D , амплитуда скорости колебаний воды U_0 , молекулярная вязкость воды ν , амплитуда скорости трения $u_* = (-\overline{u'v'})^{1/2}$, отношение $u_*/\overline{u_*}$, толщина пограничного слоя δ .

Некоторый общий результат измерений заключается в том, что интенсивность турбулентности подвержена значительным вариациям с удвоенной частотой в течение цикла, причем амплитуда вариаций уменьшается с высотой, а сдвиг фазы линейно растет. Вместе с тем распределение по высоте средней по времени интенсивности турбулентных флуктуаций скорости качественно совпадает с тем, которое наблюдается при устойчивых потоках. Этот факт послужил основанием для построения осредненной модели пульсирующего придонного пограничного слоя для прибрежной зоны с песчаным дном. В этой модели фазовые сдвиги не учитываются, а все соотношения выводятся для амплитуд и средних значений рассматриваемых величин [8].

На основе лабораторных данных работы [7] для песчаного покрытия дна лотка получена эмпирическая зависимость толщины придонного пограничного слоя δ от амплитуды скорости колебаний воды U_0 :

$$\delta = \theta U_0. \quad (1)$$

Здесь $\theta = 38 \cdot 10^{-3}$ с, если δ выражена в метрах.

Другое важное эмпирическое соотношение можно получить, построив зависимость, связывающую амплитуды скорости колебаний воды U_0 и скорости трения u_* . В этом случае линейная аппроксимация лабораторных измерений имеет вид

$$U_0 = 30u_* . \quad (2)$$

Подставляя выражение (2) в (1), получим $\delta = 30u_*\theta = u_*\phi$, $\phi = 30\theta$.

На базе введенной в (1) эмпирической константы θ можно сформировать вихревой масштаб z_2 :

$$z_2 = \theta u_* . \quad (3)$$

Профиль амплитуды скорости обтекания в той его части, которая называется логарифмическим пограничным слоем, представляется в виде

$$U(z) = A_2 u_* \ln \left(\frac{z}{z_2} \right) + B_2 u_* , \quad (4)$$

здесь $A_2 = 1/\kappa_1 = 2,172$, $\kappa_1 = 0,46$; $B_2 = 21,107$.

В модели полагается, что пристеночная турбулентность генерируется в тонком слое, прилегающем к уровню $z=0$, и затем диффундирует вверх, образуя пульсирующий придонный пограничный слой толщиной δ в соответствии с эмпирическим соотношением (1). В результате формируется экспоненциальное распределение турбулентной энергии $E_T(z)$ [5], интегрируя

которое, можно получить оценку турбулентной энергии в пограничном слое на единицу площади E_T [9, 10]:

$$E_T = \int_0^{\infty} E_T(z) dz = (3/2) \rho \sigma^2 \delta, \quad (5)$$

где ρ – плотность воды; σ – среднеквадратическое отклонение любой из компонент пульсаций скорости на уровне $z = 0$.

В модели полагается, что уровень этой энергии поддерживается за счет потерь импульса в слое $0 \leq z \leq z_2$. Поток импульса P_2 в указанном слое при отсутствии потерь представляется в виде $P_2 = \rho[U(z_2)]^2 z_2$ [11]. Считается, что половина потока P_2 расходуется на поддержание уровня турбулентности во всем пограничном слое E_T . В результате с учетом $U(z_2) = B_2 u_*$ получим

$$\sigma^2 = \frac{z_2 B_2^2 u_*^2}{3\delta}. \quad (6)$$

Модельные расчеты согласуются с лабораторными измерениями интенсивности турбулентных пульсаций горизонтальной компоненты скорости для различных амплитуд скорости обтекания [8].

Оценки перемещения крупной придонной взвеси при фронтальном распространении волн. На рис. 5 показаны флуктуации продольной компон

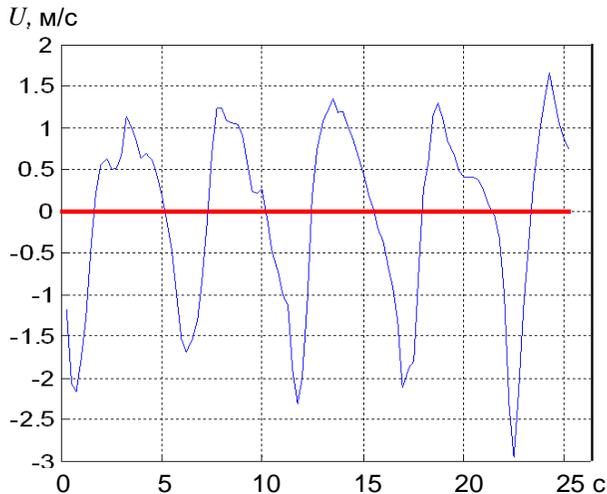


Рис. 5. Анизотропия нормальной к берегу компоненты скорости U на горизонте 0,25 м по измерениям на Бакальской косе 01.09.2010 г. в 18:00

ненты скорости течения при нормальном к береговой линии направлении волн. Данные получены на Бакальской косе во время упомянутой выше экспедиции в конце августа – начале сентября 2010 г. при западном ветре 9 м/с. Для построения графика данные с исходной частотой дискретизации 100 Гц были осреднены до частоты 4 отсчета в секунду. Отрицательные значения скорости соответствуют направлению от берега.

Наблюдается устойчивая анизотропия волновых скоростей вблизи дна, когда при направлении к берегу амплитуда скорости течения значительно меньше при большей ширине импульса, а направленный от берега полупериод оказывается более узким при большей амплитуде. Можно ожидать, что в таких условиях пульсирующие потоки крупной

Наблюдается устойчивая анизотропия волновых

придонной взвеси также будут зависеть от направления. Представленный на рис. 5 короткий фрагмент характерен для всего ряда вечерних записей и является оптимальным для иллюстрации и обработки.

По результатам обработки средняя положительная амплитуда составила $U_{01} = 1,33$ м/с, средняя отрицательная амплитуда $U_{02} = 2,25$ м/с. Их отношение $U_{02}/U_{01} = 1,71$. Соответственно средний положительный полупериод получился равным $T_1 = 3,25$ с, средний отрицательный полупериод составил $T_2 = 2,19$ с, отношение $T_1/T_2 = 1,49$. Средний период наблюдаемых колебаний $T = T_1 + T_2 = 5,43$ с. Заменяя реальную форму положительных и отрицательных колебаний половинками синусоид с полупериодами T_1 и T_2 , можно построить регулярную анизотропную синусоидальную модель с целью использования ее для анализа разнонаправленных потоков крупной придонной взвеси. При этом появляется возможность применить результаты лабораторных экспериментов работы [7], учитывая дополнительно по сравнению с моделью из работы [8] фазовые сдвиги между волновыми колебаниями скорости потока и интенсивностью генерируемой придонной турбулентности.

По данным работы [7], отставание по фазе между колебаниями волновой скорости с частотой ω и максимумом интенсивности генерируемых за счет шероховатости дна турбулентных пульсаций линейно нарастает с увеличением нормированного расстояния от дна z/δ , так что соответствующая производная представляется выражением $d(\omega t)/d(z/\delta) = 2,27$ рад.

Вертикальная скорость V_{turb} смещения максимума образующихся в слое шероховатости турбулентных флуктуаций оказывается пропорциональной толщине пограничного слоя δ , и, поскольку максимумы турбулентной энергии формируются с двойной частотой, $V_{\text{turb}} = 2\omega\delta/2,27 = \omega\delta/1,135$.

В соответствии с (1) скорость V_{turb} возрастает пропорционально волновой амплитуде U_0 , поэтому можно считать, что на горизонте δ максимум турбулентных пульсаций появляется с постоянной задержкой τ , не зависящей от волновой амплитуды, $\tau = \delta/V_{\text{turb}}$. Учитывая, что $\omega = 2\pi/T$ и что в работе [7] период $T = 4,6$ с, получим не зависящее от амплитуды значение задержки $\tau = 0,18T = 0,83$ с.

Наличие запаздывания «наполнения» придонного пограничного слоя генерируемой в слое шероховатости высокочастотной турбулентностью позволяет построить упрощенную модель возвратно-поступательного переноса крупной взвеси по нормали к берегу. Модель описывает перемещение частиц, которые в соответствии с W_K (гидравлическая крупность) поднимаются вверх в пограничном слое до высоты δ только при достаточно больших уровнях турбулентных пульсаций вертикальной скорости и быстро опускаются на дно за время $t_k = \delta/W_K$, когда интенсивность турбулентности спадает. Для минеральных частиц диаметром 1 мм W равна 0,1 м/с и время осаждения составляет доли секунды [12].

В соответствии с (5) энергия турбулентных флуктуаций в пограничном слое толщиной δ равна $E_T = (3/2)\rho\sigma^2\delta$ и с учетом (1) – (3), (6) может быть выражена через амплитуду волновых колебаний U_0 :

$$E_T = 0,312U_0^3 \text{ Дж/м}^2. \quad (7)$$

Здесь и далее под U_0 (м/с) понимается числовое значение амплитуды. За счет энергии турбулентных флуктуаций над песчаным дном во взвешенном состоянии удерживается определенное количество твердых частиц, концентрация которых равна C [13]. Потенциальная энергия частиц P_δ в пограничном слое имеет вид

$$P_\delta = \int_0^\delta Cg_p z dz = \frac{1}{2} Cg_p \delta^2, \quad (8)$$

где g_p – редуцированное ускорение минеральной частицы с плотностью $\rho_1 = 2650 \text{ кг/м}^3$ при падении в неподвижной воде, $g_p = 2(\rho_1 - \rho)g / (2\rho_1 + \rho) = 5,133 \text{ м/с}^2$, ρ – плотность воды [12].

Поскольку для поддержания во взвешенном состоянии крупных частиц используется лишь часть энергии турбулентности, примем для модельных оценок соотношение $P_\delta = E_T / 2$. Тогда для концентрации крупных частиц в пограничном слое получим $C = 44U_0 \text{ кг/м}^3$, соответственно масса взвешенных крупных частиц в пограничном слое будет равна

$$M = C\delta = 1,65U_0^2 \text{ кг/м}^2. \quad (9)$$

Поток крупной взвеси к берегу Π_1 по условиям модели представляется выражением

$$\Pi_1 = \frac{2}{\pi} M_1 U_{01} \frac{T_1 - \tau}{T} = 1,16 \frac{\text{кг}}{\text{м} \cdot \text{с}}. \quad (10)$$

Здесь множитель $2/\pi$ появляется в результате осреднения полусинусоиды с положительной амплитудой U_{01} , масса M_1 находится из (9) при том же значении амплитуды. Поток от берега Π_2 определяется выражением

$$\Pi_2 = \frac{2}{\pi} M_2 U_{2M} \frac{T_2 - \tau}{T} = 2,23 \frac{\text{кг}}{\text{м} \cdot \text{с}}. \quad (11)$$

Здесь вместо отрицательной амплитуды $U_{02} = 2,25 \text{ м/с}$ используется модельное значение $U_{2M} = U_{01}(T_1/T_2) = 1,49U_{01} = 1,99 \text{ м/с}$, масса M_2 находится из (9) при амплитуде U_{2M} . Разность $\Pi_2 - \Pi_1 = 1,07 \text{ кг/(м} \cdot \text{с)}$, что приводит к размыву со скоростью 3,8 т песка в час на один метр береговой линии.

Для сравнения обрабатывался аналогичный рис. 5 фрагмент изменчивости продольной компоненты волновой скорости на Бакальской косе, полученный примерно на три часа раньше при меньшем развитии волн и ветре того же направления. Здесь также наблюдалась анизотропия волновых скоростей, и для этих данных средняя положительная амплитуда составила $U_{01} = 1,14$ м/с, средняя отрицательная амплитуда $U_{02} = 2,12$ м/с. Их отношение $U_{02}/U_{01} = 1,85$. Соответственно средний положительный полупериод получился равным $T_1 = 2,7$ с, средний отрицательный полупериод составил $T_2 = 1,75$ с, отношение $T_1/T_2 = 1,54$. Средний период наблюдаемых колебаний $T = T_1 + T_2 = 4,45$ с. Модельная амплитуда $U_{2M} = U_{01}(T_1/T_2) = 1,54U_{01} = 1,76$ м/с. Далее в соответствии с (10) поток к берегу $\Pi_1 = 0,69$ кг/(м·с), в соответствии с (11) поток от берега $\Pi_2 = 1,31$ кг/(м·с). Разность $\Pi_2 - \Pi_1 = 0,62$ кг/(м·с), что приводит к размыву со скоростью 2 т песка в час на один метр береговой линии. Таким образом, при уменьшении волнового периода от 5,43 с до 4,45 с поток от берега уменьшается почти в 2 раза.

Схема регулярной анизотропной синусоидальной модели представлена на рис. 6. Отношение T_1/T_2 изменяется мало, и для модельных расчетов устанавливается постоянное значение $T_1/T_2 = 1,5$. При этом фиксируется также

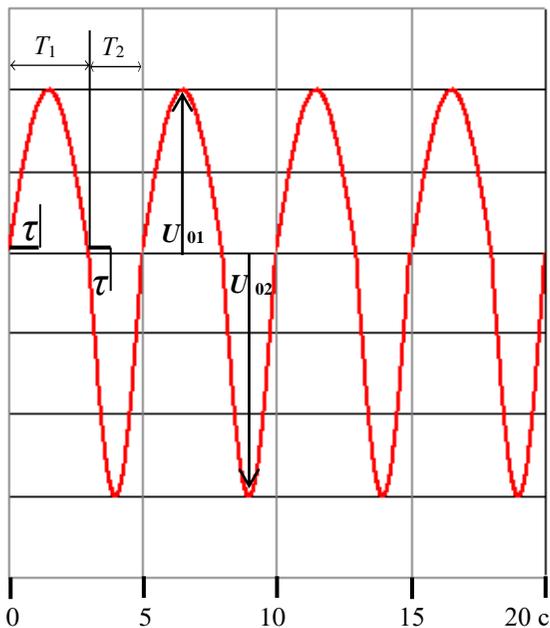


Рис. 6. Форма нормальной к берегу волновой компоненты скорости для анизотропной модели

отношение отрицательной и положительной амплитуд предлагаемой анизотропной синусоидальной модели, что позволяет найти критическое значение волнового периода, при котором потоки крупной взвеси к берегу и от берега равны. Из условия $\Pi_1 = \Pi_2$ получаем $T_{кр} = 3,17\tau = 2,6$ с. Для волновых периодов меньше критического абразия меняется на аккумуляцию.

Результаты статистического оценивания зависимости периода частоты спектрального максимума T_{max} от скорости ветра V на основе массива данных, полученных в экспедициях на Бакальскую косу (август – сентябрь 2010 г., июнь 2011 г., июнь 2012 г.), приводятся на рис. 7. Представленный линейный тренд $y = 0,561x$ рассчитан с учетом данных для устойчивых западных ветров.

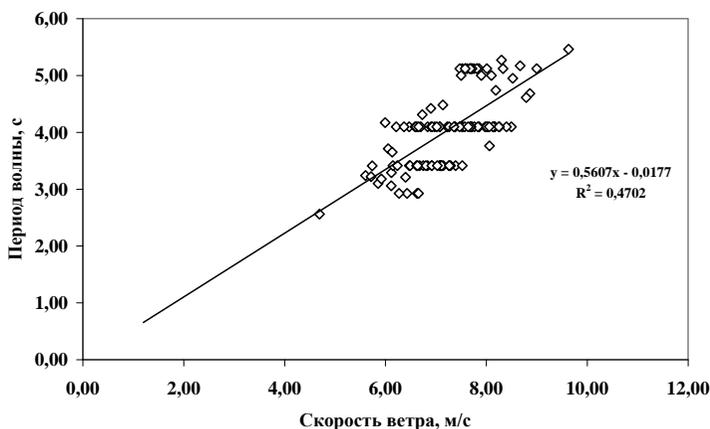


Рис. 7. Результаты статистического оценивания зависимости периода T_{\max} от скорости ветра V на основе данных трех экспедиций 2010, 2011 и 2012 гг.

Невысокий уровень коэффициента детерминации (определенности) R^2 может быть вызван тем обстоятельством, что скорость ветра измеряется на берегу, в то время как характеристики поля ветра на линии разгона, определяющие условия формирования спектра волн в открытом море, могут не совпадать с измеренными в точке наблюдений.

Используя зависимость $V = 0,561T_{\max}$, для критического периода 2,6 с получим силу нейтрального ветра 4,7 м/с. При таком ветре суммарный перенос крупной взвеси по нормали к берегу отсутствует.

Обсуждение и выводы. Представленная модель перемещения крупной взвеси по нормали к берегу позволяет объяснить быстрый размыв Бакальской косы в соответствии с изложенным выше сценарием. На рис. 8 показан момент разрушения Бакальской косы в конце августа – начале сентября 2010 г. с образованием большой промоины, которая в дальнейшем постепенно увеличивалась.

В обсуждаемой ситуации произошло окончательное отделение дистальной части с образованием промоины шириной более 600 м, максимальная глубина в которой к лету 2011 г. достигла 3 м.

Более детально хронология событий изложена в работах [14, 15]. Процессы обособления и соединения дистальной части с телом косы неоднократно наблюдались ранее, в 2007 – 2009 гг. После очередного отделения перешейка образовывался вновь, однако с каждым разом его ширина уменьшалась. К лету 2010 г. ширина перешейка составляла всего 10 – 12 м, а сам он принял S-образную форму.

Можно рассчитать, что для ликвидации столь узкой перемычки потребовалось переместить на глубину 20 м³ песка на один метр береговой линии, или чуть больше 50 т. При условиях, показанных на рис. 5, когда поток крупной песчаной взвеси по модели оценивается как 3,8 т в час на один метр береговой линии, этот процесс может занять около 13 ч, а при условиях, существовавших на 3 ч раньше, – примерно 25 ч. В реальности момент возникно-

вения промоины точно не был зафиксирован, но в соответствии с рис. 3 продолжительность размыва (с 14:00 до 6:00) не превысила 16 ч.

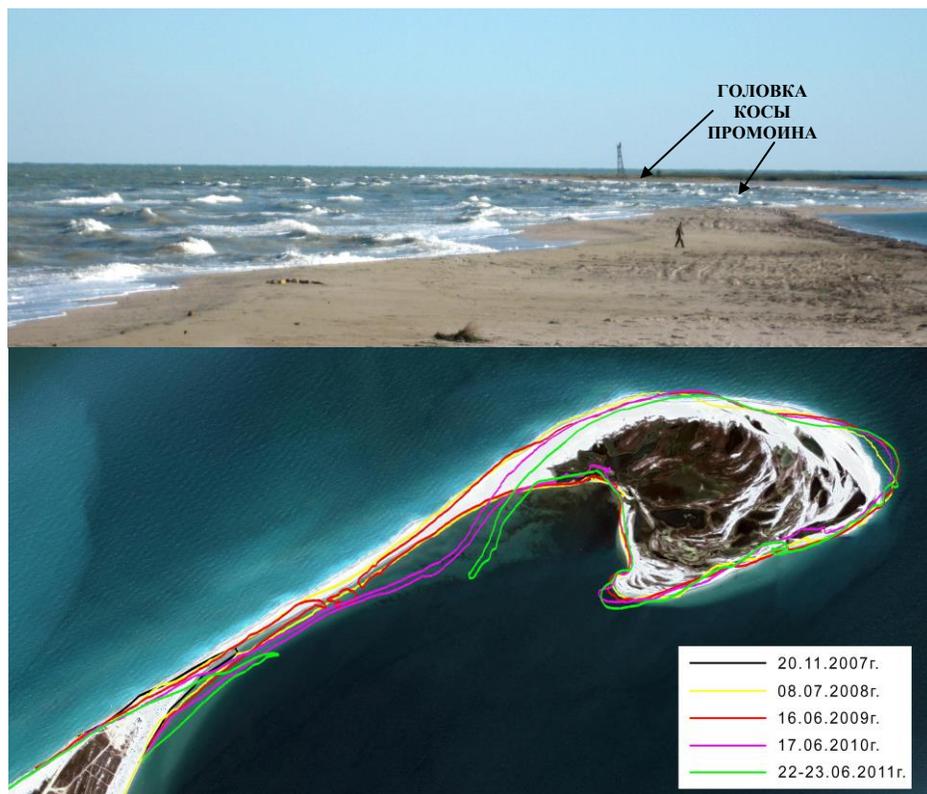


Рис. 8. Разрушение Бакальской косы в конце августа – начале сентября 2010 г. (вверху) с образованием промоины, которая со временем постепенно увеличивалась

Можно считать, что модельные расчеты скорости перемещения крупной взвеси по нормали к берегу в рассматриваемом случае дают результаты, сопоставимые с реальным ходом событий. Временное повышение уровня моря, по данным канала давления комплекса «Донная станция», при западном ветре в момент размыва составляло 25 – 30 см.

Изложенная физическая модель возвратно-поступательных перемещений крупной взвеси по нормали к берегу при фронтальном направлении волн носит в значительной мере предварительный, пилотный характер, поскольку она базируется на измерениях, выполненных в одном районе. Необходимо провести дополнительные исследования в различных по структуре местах побережья с использованием имеющейся аппаратуры измерительного комплекса «Донная станция», чтобы проверить степень универсальности основных параметров модели.

Между тем даже в таком пилотном варианте модель может быть применена к анализу похожих ситуаций. Существует определенное сходство драматических событий на Бакальской косе и косе Тузла в Керченском проливе.

Как известно, до 1925 г. она существовала как единое целое с Таманским п-овом. В ноябре 1925 г. во время сильного шторма юго-западного румба произошел прорыв в корневой части косы. Образовалась промоина шириной до 300 м, которая уже к 1926 г. увеличилась до 960 м. Размыв косы продолжался вплоть до 2003 г., до начала строительства на материковой части косы защитной дамбы [14].

Спектры волнения, по данным измерительного комплекса «Донная станция», показывают, что при северных ветрах различной интенсивности период основной волны в Таманском заливе обычно не превышает $T = 2$ с, что, согласно разработанной модели, соответствует режиму аккумуляции. Волны со стороны Черного моря могут развиваться до больших периодов, соответствующих, согласно модели, ситуации размыва. Таким образом, в современных геологических условиях при аккумуляции в заливе и размыве со стороны моря о. Коса Тузла должен в целом перемещаться в северном направлении. По косвенным оценкам, базирующимся на данных о смещении остаточного подводного вала в 1950 – 2000 гг., скорость такого перемещения составляет 1,5 м в год.

Указанное явление имеет важное значение в связи со строительством моста через Керченский пролив на базе о. Коса Тузла. В соответствии с изложенной моделью уже в ближайшие 50 лет о. Коса Тузла может переместиться к северу на 75 м, что изменит расположение мостовых опор относительно береговой линии. Желательно провести специальные натурные исследования с использованием измерительного комплекса «Донная станция» для уточнения конкретных характеристик «перемыка» косы и выработки соответствующих рекомендаций.

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме №0827-2014-0010 «Комплексные междисциплинарные исследования океанологических процессов, определяющих функционирование и эволюцию экосистем Черного и Азовского морей, на основе современных методов контроля состояния морской среды и грид-технологий» (Шифр «Фундаментальная океанология»).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Иванов В.А., Михинов А.Е.* Прогноз динамики наносов в прибрежной зоне (практические рекомендации и параметры расчетов). – Севастополь, 1991. – 52 с. (Препринт/ АН УССР. МГИ).
2. *Lee T.H., Hanes D.M.* Comparison of field observations of the vertical distribution of suspended sand and its prediction by models // *J. Geophys. Res.* – 1996. – 101, Iss. C 2. – P. 3561 – 3572. – doi:10.1029/95JC03283
3. *Murray S.P.* Settling velocities and vertical diffusion of particles in turbulent water // *Ibid.* – 1970. – 75, Iss. 9. – P. 1647 – 1654. – doi:10.1029/JC075i009p01647
4. *Dynamical Processes in Coastal Regions: Results of the Kamchiya International Project.* – Sofia: Publ. house of the Bulg. acad. of sciences, 1990. – 190 p.
5. *Современные методы и средства контроля морской среды /* Под ред. В.А. Иванова. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2006. – 113 с.

6. Дыкман В.З., Ефремов О.И., Маньковская Е.В. Натурные исследования движения наносов в прибрежной зоне моря // Морской гидрофизический журнал. – 2010. – № 5. – С. 65 – 80.
7. Sleath J.F.A. Turbulent oscillatory flow over rough beds // J. Fluid Mech. – 1987. – 182. – P. 369 – 409. – doi:10.1017/S0022112087002374
8. Дыкман В.З., Ефремов О.И., Иванов В.А. Модель придонного турбулентного слоя для мелководья // Морской гидрофизический журнал. – 2010. – № 2. – С. 49 – 62.
9. Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидромеханика. Ч. 2. – М.: Наука, 1967. – 720 с.
10. Филлипс О.М. Динамика верхнего слоя океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 319 с.
11. Ле Меоте Б. Введение в гидродинамику и теорию волн на воде. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 323 с.
12. Ефремов О.И. Гидравлическая крупность различных компонент взвеси в морской воде // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2013. – С. 148 – 155.
13. Иванов В.А., Дыкман В.З., Ефремов О.И. Кинетика движения взвесей в береговой зоне // Литодинамика донной контактной зоны океана: материалы Международной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения профессора В.В. Лонгинова (14 – 17 сентября 2009 г., Москва). – М: ГЕОС, 2009. – С. 89 – 92. – URL: <http://search.rsl.ru/en/record/01004389858> (дата обращения: 27.03.2016).
14. Горячкин Ю.Н., Долотов В.В. Изменение береговой линии аккумулятивных берегов Западного Крыма // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011. – Вып. 25, т. 1. – С. 8 – 18.
15. Иванов В.А., Горячкин Ю.Н., Удовик В.Ф. и др. Современное состояние и эволюция Бакальской косы // Там же. – 2012. – Вып. 26, т. 1. – С. 8 – 15.

Normal-to-coast transfer of coarse suspension in a surf area: modeling and assessments based on the measurements by the instrumental complex “Donnaya stantsiya”

V. Z. Dykman*, O. I. Efremov, M. S. Volikov

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia
*e-mail: zaharovich_41@mail.ru

Conceptual model of the coarse suspension back-and-forth motion normal to the coastline is represented for the waves of frontal direction. The model is developed based on the data derived by the instrumental complex “Donnaya stantsiya” (the expedition in late August – early September, 2010) during washing out of the Bakal’skaya spit narrow part. Anisotropy of the current velocity wave component results in dependence of integral transfer of the coarse near-bottom suspension upon the waves’ period. In the surf area, when the waves’ periods exceed the critical value 2.6 s the suspension washing out is observed; if the periods are shorter accumulation takes place. The west wind speed corresponding to the critical period makes 4.7 m/s. The variant of the developed model is proposed to be applied to the situation on the Kosa Tuzla Island.

Keywords: instrument complex “Donnaya stantsiya”, surf area, near-bottom turbulence, coast washing out.