

ПРОБЛЕМЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ТРАНСПОРТА ОСАДКОВ В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ МОРЯ

Косьян Р.Д., Дивинский Б.В.

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
Россия, 117997, Москва, Нахимовский проспект, д. 36,
e-mail: rkosyan@hotmail.com*

Статья поступила в редакцию 19.01.21, одобрена к печати 24.03.2021.

Благодаря развитию инструментальных средств измерения стал возможен более детальный анализ пространственно-временных характеристик волнового поля и поля взвешенных наносов.

Усилиями российских специалистов за последние десятилетия:

1. Собрана уникальная база данных наблюдений за перемещением наносов в штормовых ситуациях на прибрежных акваториях в разных физико-географических участках береговой зоны Черного, Балтийского, Северного, Средиземного, Южно-Китайского морей, дополненная обширным материалом данных лабораторных экспериментов в лучшей лаборатории Европы (Ганновер, Германия). Получен новый экспериментальный материал для определения физических особенностей транспорта наносов волновым потоком.
2. Рассмотрены основные механизмы, контролирующие амплитудные и фазовые соотношения флуктуаций концентрации и расхода взвешенных наносов на временных масштабах, меньших периода пика спектра ветровых волн. Отмечено наличие низкочастотных флуктуаций концентрации наносов с периодом порядка нескольких периодов ветровых волн и амплитудой, в несколько раз превышающей среднее значение концентрации.
3. Проанализирована ранее не исследованная проблема о влиянии частотного распределения волновой энергии в спектре поверхностных волн на транспорт донных осадков. Выявлены отличия в реакции размываемого дна на внешнее возмущение, представленное нерегулярным поверхностным волнением с постоянными интегральными характеристиками (значительная высота волн и период пика спектра) и переменным частотным распределением энергии волн.
4. Исследовано влияние волн зыби на перераспределение донных осадков в прибрежной зоне моря. Показано, что разделение волнового поля на отдельные компоненты позволяет более корректно описать пространственно-временную структуру поверхностного волнения, а также существенно уточнить схемы транспорта донных осадков в прибрежной зоне. На примере Анапской пересыпи показано, что возможны ситуации, при которых вдольбереговой поток донных отложений практически полностью определяется волнами зыби.

Результаты натурных и лабораторных экспериментов позволяют определить направления дальнейших исследований по созданию физически обоснованных моделей транспорта наносов волнами и волновыми течениями.

Ключевые слова: натурный эксперимент, взвешенные осадки, вдольбереговые потоки, математическое моделирование

Введение

Береговая зона является наиболее динамичной частью морей и океанов. Именно здесь гасится мощная энергия волн, переданная им ветром. Следствием диссипации энергии является образование сильных течений и сложных систем интенсивного водообмена, формирование и перемещение подводных валов, взвешивание и перенос громадных масс осадков и т.д., причем протекают все эти процессы комплексно и в самых различных комбинациях. Состояние берегов, особенно пляжей и прибрежного рельефа дна, во многом определяется характером перемещения наносов в береговой зоне под воздействием волн и течений, поэтому в условиях расширения хозяйственной деятельности на побережьях научные знания о гидро- и литодинамических процессах береговой зоны и переноса огромных масс прибрежных осадков чрезвычайно важны. Расчет потока наносов и деформаций подводного склона необходим для эксплуатации гидротехнических сооружений, создания проектов защиты берегов и обеспечения экологической безопасности.

В настоящее время тенденции штормового разрушения берегов могут усилиться в связи с ожидаемым подъемом уровня Мирового океана и дефицитом твердого материала в береговой зоне, образующимся из-за того, что при интенсивном гидродинамическом воздействии унос его превышает поступление. Знание закономерностей перемещения наносов во время шторма и особенностей их пространственного распределения необходимо для достоверных расчетов вдольберегового и поперечного потока наносов.

Целью настоящей работы является обобщение результатов исследований российскими специалистами механизмов взвешивания и перераспределения донных отложений в прибрежной зоне моря.

Основными методами являются теоретические и экспериментальные исследования, направленные на изучение физических закономерностей взвешивания донного вещества, и математическое моделирование, позволяющее, учитывая гидродинамические и литодинамические особенности прибрежной зоны, получать прогностические оценки величин потоков донного вещества и деформаций береговой линии.

Теоретические модели транспорта наносов

В середине *прошлого* века ведущие гидромеханики Советского Союза пытались создать теоретическую модель взвесенесущего (двухфазного) потока. Моделирование осуществлялось в виде системы взаимодействующих континуумов, где макропараметры фаз становятся непрерывными функциями координат и времени. Модели двухфазного потока основывались на уравнениях механики сплошной среды. Макроуравнения для континуумов либо постулировались, либо выводились осреднением локальных уравнений, справедливых внутри фаз (Анцыферов,

Косьян, 1986). Однако при этом подходе имелся ряд неразрешимых трудностей. Все созданные модели представляют собой незамкнутые системы уравнений. Возможны лишь приближенные способы замыкания систем, основанные на введении допущений, понижающих строгость системы и ограничивающих область их применения.

Полученные после замыкания уравнения имеют сложный вид и поддаются интегрированию только в самых простых частных случаях. Трудности решения этих уравнений усугубляются сложностью установления граничных условий, правильно отображающих особенности движения двухфазных потоков. Для замыкания и решения систем нужны новые аргументированные теоретические представления и физически обоснованные данные разнообразных натуральных наблюдений и лабораторных экспериментов (Косьян, Пыхов, 1991).

Схемы расчета транспорта наносов

Транспорт донных отложений наносов в прибрежной зоне является ключевым вопросом в исследованиях литодинамики придонной контактной зоны океана. Взаимодействие поверхностных волн и морских течений является основным фактором взвешивания, перераспределения, транспорта и осаждения донного материала.

В настоящее время реализованы и достаточно широко используется два подхода к расчету характеристик транспорта наносов.

В массовых моделях транспорта вдольбереговых и нормальных по отношению к берегу (поперечных) расходов наносов принимается так называемая энергетическая концепция, согласно которой расход наносов пропорционален диссипации волновой энергии. Такое представление принимается для расчета расхода наносов вдоль и поперек береговой линии.

Наиболее известной является модель Байларда (Bailard, 1981). Детальная проверка основных принципов модели Байларда проведена в работах (Kosyan et al., 1997a; Kuznetsov, Rykhov, 1998). Проверка показала, что модель, в лучшем случае, дает возможность оценить лишь порядок величины расхода. Гораздо чаще, на частотах ветровых и инфрагравитационных волн, она неправильно предсказывает даже направление переноса наносов по нормали к берегу. Вклад ветровых и инфрагравитационных волн в результирующий поперечный транспорт наносов особенно явно проявляется в зоне разрушения волн, где перемещается основная масса осадков и происходят основные морфодинамические изменения подводного склона и береговой линии (Kosyan et al., 1997a).

Энергетические модели, таким образом, не учитывают реально наблюдаемые в природе физические механизмы взвешивания осадков, в частности, перемежаемость процессов перемещения осадков, их существенную зависимость от групповой структуры волнения (Osborn, Greenwood, 1993; Hanes, Huntly, 1986), изменчивость спектрального состава индивидуальных волн. Кроме того, совершенно не принимаются во внимание фазовые сдвиги между скоростью воды, параметрами

турбулентности и концентрацией взвешенных наносов (Rykhov, Kosyan, Kuznetsov, 1997; Kosyan et al., 1997b).

В моделях, учитывающих мгновенные значения параметров взвешивания, пространственно-временная изменчивость концентрации взвешенных веществ рассматривается по аналогии с процессами турбулентной диффузии. Граничные условия на дне задаются в виде зависимости концентрации наносов от мгновенного значения параметра Шильдса (Davies, Li, 1997).

Указанные методы используются при анализе на практике различных морфодинамических задач. За последнее время реализовано множество моделей, направленных на исследования морфо- и литодинамики прибрежной зоны моря, использующих разные подходы к учету физических механизмов и применимых к различным участкам берегового склона (см., например, Roelvink, Stive, 1989; Larson, Kraus, 1989; Wang, Miao, 1992; Roelvink et al., 1995; Newe, Dette, 1995). Большинство из этих моделей разработаны для условий регулярного ветрового волнения и берегового склона, сложенного однородными по крупности песчаными отложениями. При этом компенсационное противотечение рассматривается в качестве главного механизма поперечного перемещения наносов, исследованию которого уделялось значительное внимание в работах (Okayasu, Katayama, 1992; Stive, Wind, 1986; Svendsen et al., 1987). В то же время некоторые важнейшие факторы, определяющие динамику периодически осушаемой части пляжа, изучены весьма слабо. К числу таких факторов относятся, к примеру, флуктуационный перенос инфрагравитационными и ветровыми волнами, а также поток в районе заплеска. В результате при моделировании эволюции подводного профиля используются различного рода аппроксимации, что сказывается на количественном описании динамики песка.

С другой стороны, естественно, при моделировании процессов взвешивания и перераспределения донных осадков, направленном на построение общей физической картины, не обойтись без некоторых упрощений, что связано с множеством факторов, среди которых можно выделить:

- чрезвычайно большую сложность и взаимосвязанность происходящих в прибрежной зоне динамических процессов;
- крайнюю ограниченность или полное отсутствие климатических данных по волновому климату и климату морских течений в интересующем районе, что необходимо для оценок долгопериодных тенденций динамики линии уреза;
- наличие определенных физических ограничений, накладываемых на возможности экспериментальных методов исследования процессов взвешивания. К примеру, оптические измерители крайне чувствительны к чрезмерной замутненности потока, использование акустических датчиков затруднено в зоне обрушения волн;
- несоответствие между экспериментальными и реальными натурными условиями. Эксперимент всегда является упрощенной моделью природы.

Таким образом, упрощение физической картины взвешивания, закладываемое при моделировании транспорта донных отложений, является неизбежным подходом. В конечном итоге все определяется требованиями конкретных задач.

Действительно, точный прогноз расхода наносов вблизи берегов, строго говоря, невозможен. В то же время огромный практический интерес к этой проблеме привел к появлению нескольких десятков формул для оценки транспорта наносов водными потоками (Косьян, Пыхов, 1991). Самую многочисленную группу составляют полуэмпирические модели, в которых значение расхода перемещающихся осадков, осредненного по поперечному сечению прибойной зоны, принимается пропорциональным, либо безразмерным, комбинациям из параметров волн, уклона дна, состава донных осадков, либо пропорциональным вдольбереговому потоку энергии волн, рассчитываемому по характеристикам волн на линии обрушения. Подобные модели сводятся к виду:

$$\overline{Q}_y = A_y F_{yp}, \quad (1)$$

$$F_{yp} = (Ec_g)_p \cos\alpha_p \sin\alpha_p,$$

где E – энергия волн; c_g – групповая скорость; α_p – угол между направлением подхода волн к нормали к берегу на линии обрушения волн; A_y – коэффициент.

Большое количество однотипных моделей – прямое свидетельство недостаточной изученности физической сути явления. Также очевидно отсутствие возможности построения универсального метода, пригодного для практических расчетов транспорта твердых частиц. Поэтому все известные решения, по существу, если и являются приемлемыми, то в весьма ограниченных пределах.

В последние годы относительно слабо развиваются фундаментальные исследования, позволяющие разобраться в физических механизмах природных явлений. В то же время резко увеличились возможности вычислительной техники и математического моделирования. Среди появившихся и широко используемых вычислительных моделей особенно популярны расчетные схемы в пакетах MIKE 21 ST, DELFT3D, XBeach.

MIKE 21 ST – это модуль в комплекте приложений MIKE 21 для расчета транспорта несвязных наносов (песка). Пользователь может сам выбирать базовую теоретическую модель перемещений донных осадков в условиях гидродинамического воздействия чисто морских течений или комбинированного воздействия течения и ветровых волн. Для расчета транспорта песчаных наносов в волновом потоке доступны пять различных теорий (Engelund, Hansen, 1979; Engelund, Fredsoe, 1979; Zyserman, Fredsoe, 1994; Meyer-Peter, Muller, 1948; Ackers, White, 1973).

В случае комбинированного воздействия течений и волн доступны две модели:

- интерполяция расходов песка на основании специальных расчетных таблиц (собственная разработка DHI);
- прямые вычисления суммарного потока взвешенных веществ на основании метода Байкера (Bijker, 1969).

Все приведенные модели разработаны более тридцати лет назад и основаны, как правило, на упрощенных представлениях о характеристиках поверхностного волнения и проверены на ограниченных экспериментальных сериях. Не ставя под сомнение квалификацию авторов моделей, следует отметить, что за прошедшее время значительное развитие получили средства инструментальных измерений, позволяющие получать мгновенные синхронные данные по профилям скоростей течений, параметрам поверхностного волнения, а также концентрации взвеси. Кроме того, значительный прогресс достигнут в области понимания физических механизмов взвешивания и перераспределения донных осадков.

DELFT3D является разработкой нидерландского независимого института Deltares. Программный продукт объединяет несколько модулей, ответственных за расчет течений, поверхностного волнения и транспорта осадков. Для несвязного осадка (песка) перенос наносов рассчитывается по транспортным формулам Engelund-Hansen and Ackers-White. Эти полуэмпирические соотношения описывают суммарный транспорт (донные и взвешенные наносы) в ситуации некоего локального равновесия. Реализация расчетной схемы предусматривает два варианта: неограниченное поступление песка через границы и наличие или отсутствие коренных пород.

XBeach – двумерная комбинированная модель распространения поверхностных волн с учетом основного течения, переноса наносов и морфологических изменений прибрежной зоны, пляжей и дюн во время штормов. Эта модель была разработана усилиями специалистов Инженерного корпуса США, а также университетов Дельфта и Майами. Транспорт песчаных осадков рассчитывается на основании трех моделей (Soulsby, 1997; Van Rijn, 1984; Van Thiel de Vries, 2009).

В любом случае, разработке и совершенствованию моделей должны предшествовать тщательные экспериментальные исследования.

Экспериментальные исследования

Инструментальные исследования могут проводиться или в натуральных условиях, при этом гидродинамический фон эксперимента носит, по сути, случайный характер, или в специализированных волновых каналах с известными (заранее заданными) параметрами волнового воздействия.

Натурные морские исследования

Благодаря развитию инструментальных средств измерения в последние 30 лет стал возможен более детальный анализ пространственно-временных характеристик волнового поля и поля взвеси.

Усилиями российских специалистов наиболее значимые результаты получены в следующих морских экспедициях (рис. 1):

- 1994 г. – о. Нордернай, Германия (Северное море);
- 1996 г. – коса Трубукадор, дельта реки Эбро, Испания (Средиземное море);



Рис. 1. География природных экспериментальных исследований

- 1993, 1999 гг. – п. Новомихайловка, Россия (Черное море);
- 2011 г. – дельта Красной реки, Вьетнам (Южно-Китайское море).

Основные задачи природных экспериментов:

- исследование трансформации нерегулярных волн и их групповой структуры в прибрежной зоне;
- анализ пространственно-временной структуры взвешивания наносов нерегулярными волнами;
- выявление механизмов взвешивания наносов нерегулярными волнами над плоским и рифельным дном;
- измерение вертикальной структуры вдольберегового и нормального к берегу потока взвешенных наносов в зонах трансформации и разрушения волн;
- измерение средних по времени вертикальных профилей концентрации и состава взвешенных наносов вдоль подводного профиля;
- исследование деформаций подводного склона во время шторма.

В экспериментах использовались следующие приборы: оптические турбидиметры, измеряющие мгновенные значения концентрации взвешенных осадков; электромагнитные двухкомпонентные датчики скорости водного потока; электромагнитные 2-х компонентные датчики скоростей DRUCKSONDE NSW-48; 3-х компонентный акустический измеритель скорости течения «Вектор»; датчики донных форм, наносонакопители; струнные волнографы для измерения мгновенных значений возвышений свободной поверхности воды; видеокамера для фиксации характера поверхностного волнения в местах измерений. Аппаратура для синхронных измерений размещалась на специально изготовленных мобильных носителях (Косьян и др., 2003).

Основные результаты природных экспериментов изложены в следующих публикациях: Kos'yan et al., 1996; Kos'yan et al., 1997; Kunz H., Kos'yan, 1997; Ко-

сьян и др., 1999; Kosyan, Krylenko, 2006; Kos'yan et al., 2007; Krylenko, 2008; Крыленко, 2008; Косьян и др., 2009; Косьян, Крыленко, 2009; Крыленко и др., 2009; Крыленко и др., 2012; Крыленко, Косьян, 2017; Kosyan et al., 1999; Nguen Manh Hung et al., 2011; Kos'yan et al., 1999.

При проведении натуральных экспериментов особый интерес вызывало исследование вклада различных частотных диапазонов спектра поверхностных волн в формирование поля концентрации. Многочисленные измерения в натуральных условиях поля концентрации с малым временем осреднения позволило говорить о наличии низкочастотных флуктуаций концентрации с периодом порядка нескольких периодов ветровых волн и амплитудой, в несколько раз превышающей среднее значение, которые и определяют в конечном счете среднее значение концентрации. В этих условиях попытки связать средние значения концентрации и состава взвешенных наносов со средними параметрами волнения приводят к значительному разбросу экспериментальных данных и относительно невысокой точности получаемых зависимостей.

Мористее зоны обрушения, в зоне слабдеформированных волн и рифельного дна, основным механизмом взвешивания песчаных наносов со дна являются вихри, формируемые за гребнями рифелей. Взвешивание наносов со дна происходит только при прохождении групп высоких волн. Для случая двумерных рифелей наносы взвешиваются только при прохождении волн с амплитудой скорости, превышающей ее среднеквадратичное значение. Пики концентрации приурочены к моментам смены знака скорости в фазы торможения и ускорения потока. При этом наибольшие значения концентрации наблюдаются в фазу торможения потока (рис. 2).

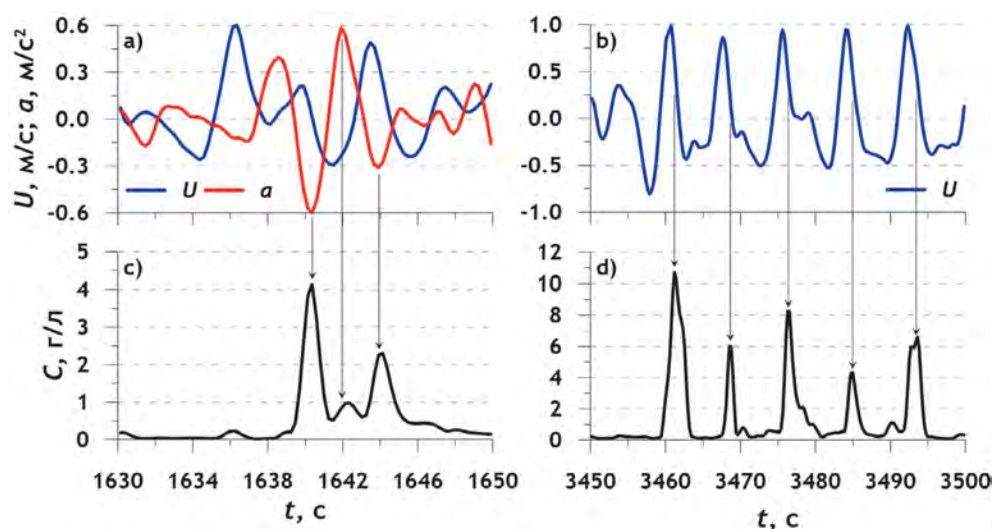


Рис. 2. Типичный пример временной изменчивости концентрации (C) взвешенных наносов (**c**, **d**), нормального к берегу компонента скорости воды (U) и ускорения (a) – (**a**, **b**), который наглядно иллюстрирует флуктуации концентрации: индивидуальных волн внутри широкой группы высоких волн рифельного (**a**, **c**) и гладкого (**b**, **d**) дна

Распределение спектральной плотности флуктуаций нормальной к берегу компоненты придонной скорости воды (S_u) характеризуется наличием статистически достоверного пика на частоте 0.2 Гц (рис. 3а). На низких частотах (менее 0.08 Гц) флуктуации скорости воды на порядок меньше. Флуктуации концентрации взвешенных наносов характеризуются двумя локальными пиками спектральной плотности на частотах 0.2 и 0.4 Гц, поскольку взвешивание наносов происходит дважды за период волны. Флуктуации концентрации взвеси когерентны флуктуациям скорости воды только в области пика спектра волн (0.2 Гц), где значения квадрата когерентности достигают значений 0.5 (рис. 3б). Низкие значения когерентности на частоте 0.4 Гц ($G_{cu} < 0.15$) объясняются отсутствием флуктуаций придонной

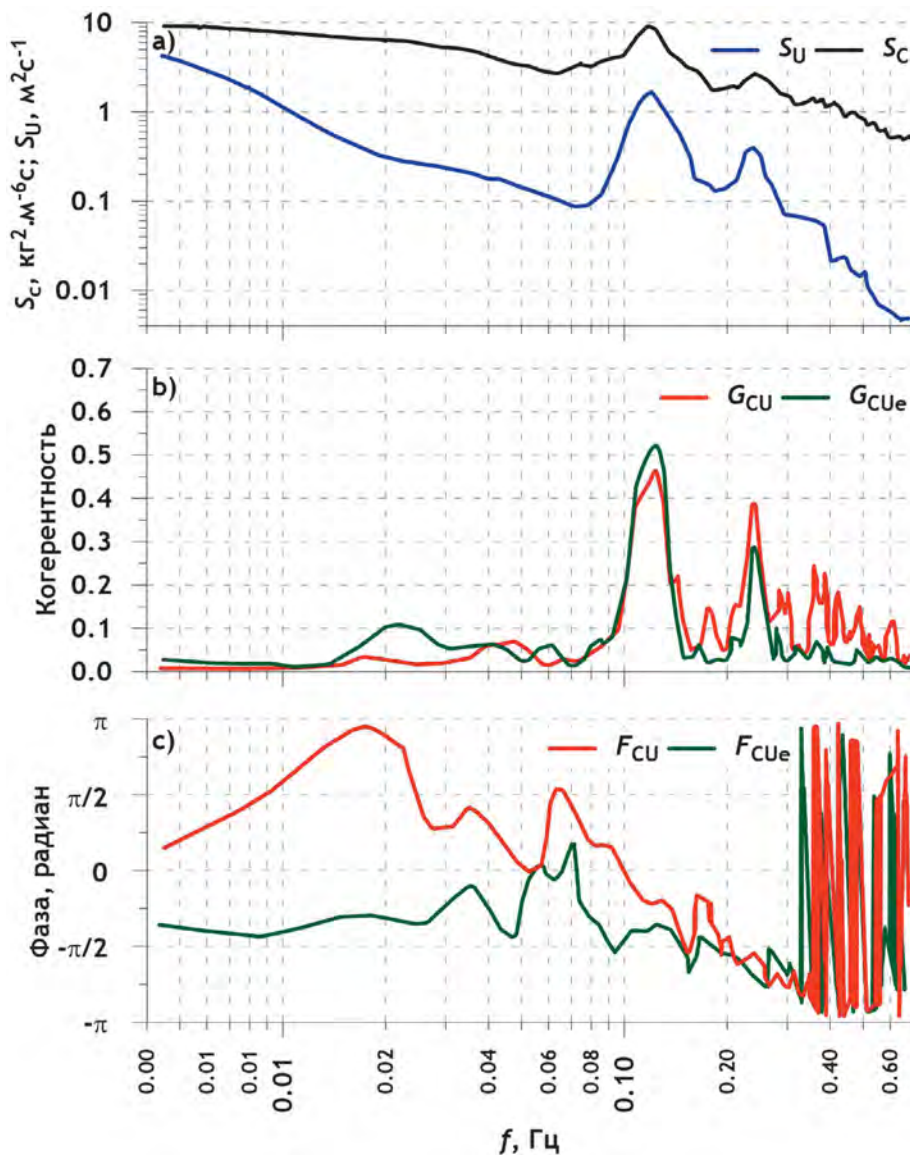


Рис. 3. (а) – спектры взвешенных наносов (S_c) и нормального к берегу компонента скорости воды (S_u) для рифельного дна; (б), (с) – соответственно, когерентность и фазовый сдвиг между флуктуациями концентрации и скоростью воды (G_{cu} , $\Delta\varphi_{cu}$) и между концентрацией и огибающей скорости воды (G_{cue} , $\Delta\varphi_{cue}$)

скорости воды на этой частоте. Высокие значения когерентности ($G_{cu} = 0.3-0.7$) между флуктуациями концентрации и огибающей нормального к берегу компонента скорости воды на частотах менее 0.08 Гц отражают влияние групп высоких волн на временные масштабы флуктуаций концентрации взвешенных наносов на этих частотах.

Сдвиг по фазе между концентрацией и нормальным к берегу компонентом скорости воды в области частоты пика спектральной плотности, равный примерно $-\pi/2$, показывает, что взвешивание песка происходит преимущественно в фазу торможения потока в моменты смены знака скорости воды, поскольку волны были слабдеформированными.

Фазовый сдвиг между концентрацией взвеси и огибающей скорости воды на низких частотах (< 0.08 Гц) изменяется от $-\pi/4$ до 0 с уменьшением частоты (рис. 3с). Результаты спектрального анализа статистически подтверждают основные закономерности взвешивания песчаных наносов, полученные при визуальном анализе записей, представленных на рис. 2.

С увеличением деформации волн и придонных скоростей воды двумерные рифели (с прямолинейными или синусоидальными гребнями) на поверхности дна трансформируются в трехмерные (с неупорядоченными гребнями). В этом случае взвешивание осадков происходит только после прохождения гребней волн в фазу торможения потока при смене знака придонной скорости (рис. 2). По сравнению со случаем двумерных рифелей на дне наблюдается уменьшение когерентности и фазового сдвига между флуктуациями концентрации и скорости воды на частоте максимума спектра волн, а также между концентрацией и огибающей скорости на низких частотах (рис. 4) (Kosyan et al., 1999).

Выброс песка вихрями, формируемыми вследствие сдвиговой неустойчивости донного пограничного слоя, является наиболее вероятным механизмом взвешивания песчаных наносов в зоне сильно деформированных волн перед их обрушением, где, вследствие больших волновых скоростей, происходит стирание рифелей и дно приблизительно плоское. Взвешивание наносов происходит в фазу торможения потока после прохождения гребней волн. Статистически это подтверждается значениями когерентности между флуктуациями концентрации и придонной скорости воды на частоте максимума спектра волн и так же наличием сдвига фаз между этими параметрами на этой частоте равным $-\pi/4$. На низких частотах корреляции между флуктуациями концентрации, скорости воды и ее огибающей не выявлено. Результаты спектрального и взаимоспектрального анализа рассматриваемой временной серии представлены на рис. 4.

Спектры концентрации взвешенных наносов и нормального к берегу компонента скорости воды характеризуются двумя локальными пиками на частотах 0.12 и 0.25 Гц (рис. 4а). На этих частотах наблюдаются статистически значимые величины когерентности между флуктуациями концентрации взвеси и придонной скорости воды (рис. 4б). На основной частоте пика спектра волн (0.12 Гц) сдвиг по фазе между этими параметрами составляет около $-\pi/4$ (рис. 4с).

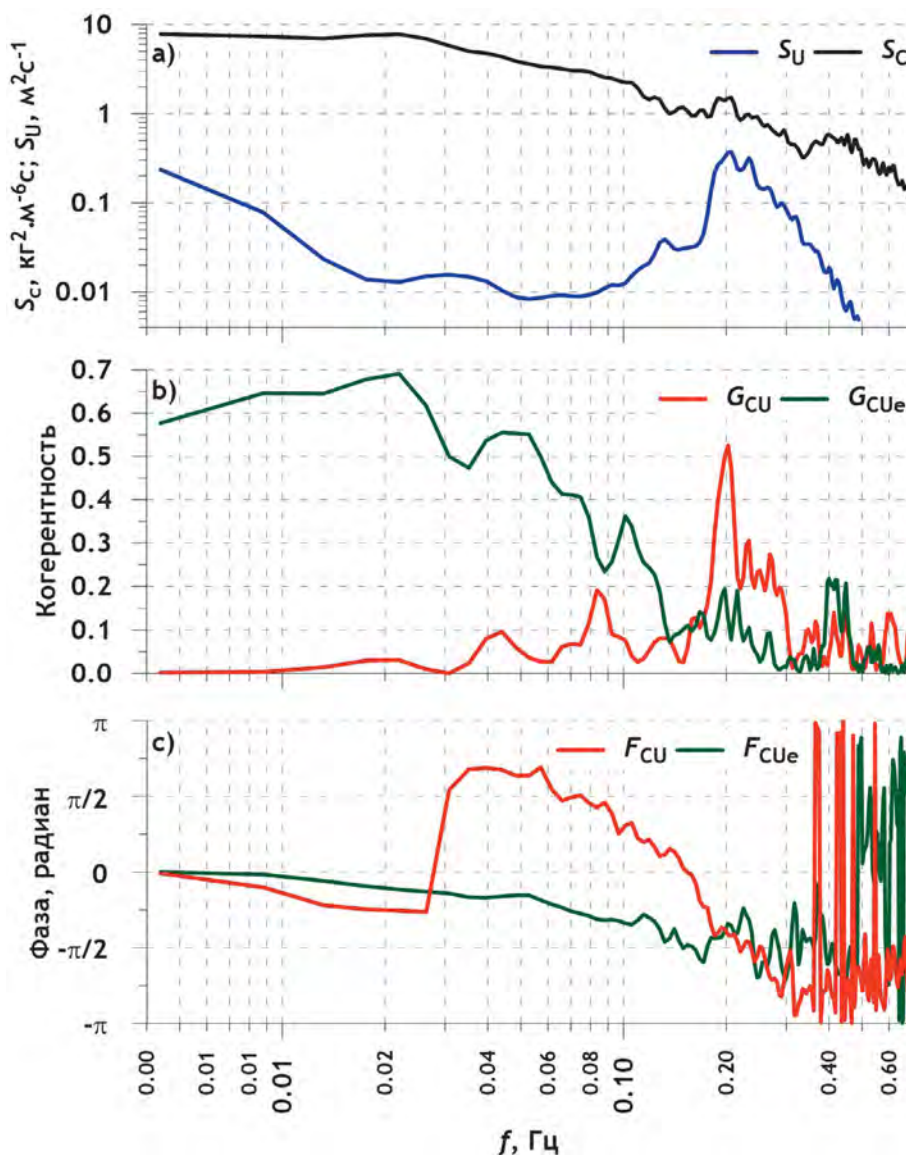


Рис. 4. (а) – спектры взвешенных наносов (S_c) и нормального к берегу компонента скорости воды (S_u) для плоского дна; (б), (с) – когерентность и фазовый сдвиг между флуктуациями концентрации и скоростью воды ($G_{cu}, \Delta\varphi_{cu}$) и между концентрацией и огибающей скорости воды ($G_{cue}, \Delta\varphi_{cue}$)

Наблюдаемые временные масштабы взвешивания наносов не могут формироваться за счет присоединенных вихрей, поскольку дно практически плоское. Качественно они согласуются с временными масштабами генерации турбулентной энергии вследствие гидродинамической неустойчивости донного пограничного слоя и результатами лабораторных измерений турбулентности в нем. Генерация турбулентной кинетической энергии происходит примерно в середине фазы торможения потока и уменьшается резко, сразу же после смены знака скорости воды. Поскольку скорость воды в донном пограничном слое опережает по фазе течение выше него, то это приводит к формированию точки перегиба на профиле скорости вблизи дна в моменты торможения потока и смены знака придонной скорости воды.

Наличие точки перегиба на вертикальном профиле скорости в донном пограничном слое приводит к его неустойчивости и взрывному процессу генерации турбулентности, ответственной за взвешивание наносов со дна.

Макротурбулентные вихри, формируемые под обрушающимися волнами, являются доминирующим механизмом взвешивания песчаных наносов в зоне разрушения волн. Наиболее интенсивные пики концентрации наблюдаются при обрушении гребня волн (plunging) и во времени приурочены к их переднему фронту (рис. 5). Поскольку в районе крутого переднего фронта волны вертикальный компонент волновой скорости направлен от дна, то поток взвешенных наносов также направлен от дна в толщу воды. Это подтверждается статистически значимыми показателями когерентности между флуктуациями концентрации вертикальной компонентой скорости воды, наблюдаемыми как на частоте максимума спектра волн, так и на низких частотах.

Во внутренней части зоны разрушения волн, где преобладает процесс распыления их гребня, значимые величины когерентности наблюдаются только между флуктуациями концентрации и турбулентной кинетической энергией (рис. 6). Поскольку турбулентность определяет взвешивание наносов и отсутствует зависимость между значениями турбулентной энергии и скоростью воды в зоне разрушения волн, то не удивительно, что когерентность между флуктуациями концентрации и скоростью воды очень низкая, как это было продемонстрировано выше.

В существующих моделях для прогноза пространственно-временной изменчивости концентрации и расхода взвешенных наносов граничное условие у дна, обычно, выражается в виде зависимости концентрации от параметра Шильдса, который пропорционален квадрату нормального к берегу компонента придонной скорости воды. Наши результаты натурных исследований показывают, что такой подход к заданию граничного условия для концентрации у дна физически недостоверен,

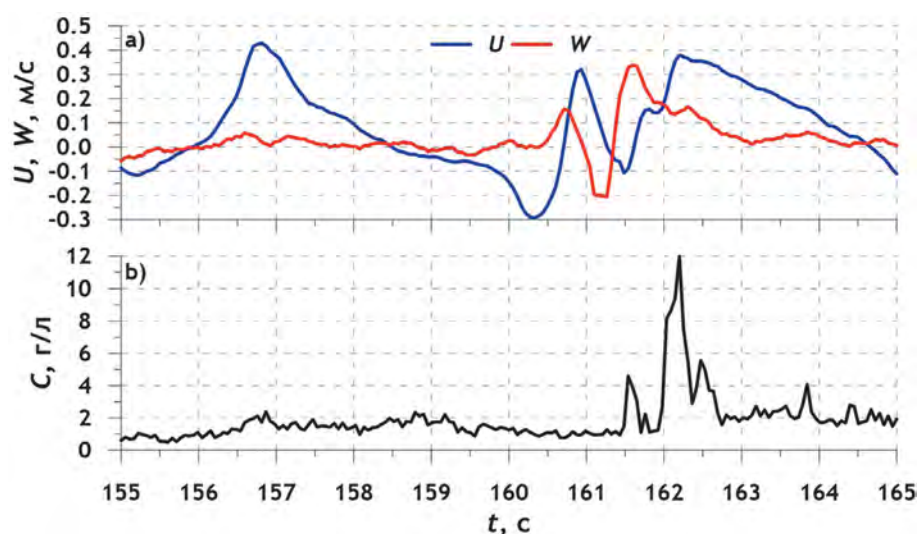


Рис. 5. Разрушение волн по типу опрокидывания гребня (plunging). Вертикальные и нормальные к берегу компоненты скорости воды (а), также концентрации взвешенных наносов (б)

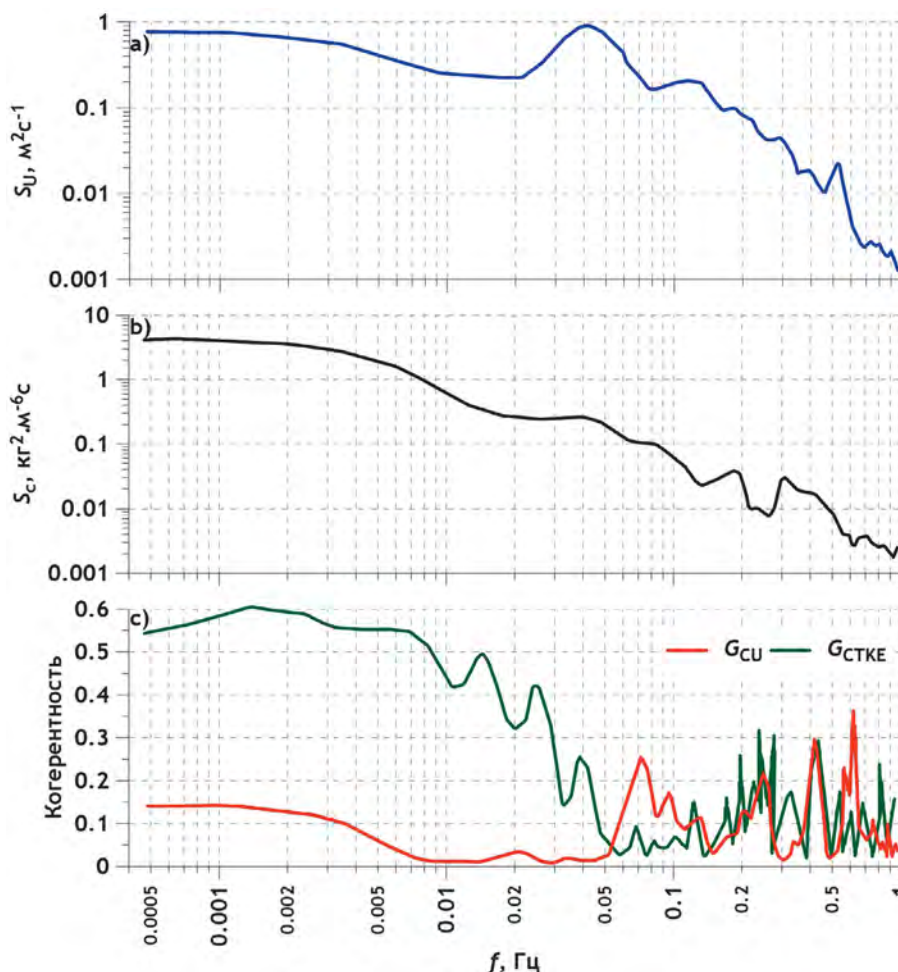


Рис. 6. Типичные спектры нормального к берегу компонента скорости воды (а), концентрации взвешенных наносов (б) и когерентность между концентрацией и скоростью воды и концентрацией и турбулентной кинетической энергией (с) для внутренней части зоны разрушения волн

поскольку корреляция между флуктуациями концентрации взвеси и придонной скоростью воды здесь статистически недостоверна. Этот подход можно использовать в зоне деформации волн, где наблюдается хорошая корреляция между концентрацией взвеси и квадратом скорости воды в придонном слое. Однако при моделировании пространственно-временной изменчивости необходимо учитывать конвективный характер взвешивания песчаных наносов и фазовый сдвиг между флуктуациями концентрации и скоростью воды, который на частоте максимума спектра волн изменяется от $-\pi/2$ для случая двумерных донных рифелей до $-\pi/4$ для плоского дна.

С физической точки зрения наиболее эффективным путем создания методов прогноза пространственно-временной изменчивости концентрации и расхода взвешенных наносов является установление количественных связей между параметрами турбулентности и концентрацией взвеси, а также между турбулентностью и локальной диссипацией волновой энергии в зоне разрушения нерегулярных волн (рис. 6). Для получения таких закономерностей существующих данных еще недостаточно и необходимы дальнейшие экспериментальные исследования.

Лабораторные исследования в волновом канале

Исключительными по важности и объему являются результаты комплексных экспериментов, проведенных в 2006–2008 гг. совместными усилиями российских и германских ученых в Большом волновом канале Прибрежного исследовательского центра университета г. Ганновера, Германия. Еще раз отметим, что, несмотря на некоторую условность, эксперименты, поставленные в лабораторных условиях, позволяют задавать, контролировать и воспроизводить параметры внешней гидродинамической среды.

Основной задачей исследований являлся анализ влияния частотного распределения волновой энергии на динамику взвешивания донного материала. В подобной формулировке задача ставилась впервые в мировой практике.

Результаты исследований изложены в следующих основных публикациях (Grüne et al., 2007; Kos'yan et al., 2010; Дивинский и др., 2014; Kos'yan et al., 2015; Kos'yan et al., 2016; Kosyan, Divinsky, 2016; Kosyan et al., 2016; Kos'yan et al., 2018; Divinsky, Kosyan, 2019; Дивинский, Косьян, 2019).

Постановка задачи исследований

Комплексный характер гидродинамического воздействия на морское дно приводит к необходимости рассмотрения дополнительных факторов и физических механизмов, отражающих как непосредственно гидродинамику водной толщи, так и характеристику донного материала. Определяющая роль в процессах взвешивания и перемещения донных осадков принадлежит морским течениям и ветровому волнению, при этом важным свойством реального волнения является его нерегулярность. Основными интегральными параметрами нерегулярного волнения являются значительная высота волн и период пика спектра. Спектр нерегулярного волнения описывается, как правило, так называемой JONSWAP аппроксимацией, наиболее употребляемой в инженерной практике. Спектр JONSWAP получен в 1973 г. по результатам экспериментальных наблюдений (Hasselmann et al., 1973) и записывается в виде:

$$S(f) = \frac{\alpha g^2}{(2\pi)^4} f^{-5} \exp\left(-\frac{5}{4}\left(\frac{f}{f_m}\right)^{-4}\right) \gamma^{\exp\left(-\frac{1}{2\sigma^2}\left(\frac{f}{f_m}-1\right)^2\right)}, \quad (2)$$

где α – постоянная Филлипса ($\alpha = 0.0081$); f – частота; f_m – частота максимума спектра; g – ускорение свободного падения.

В параметризованной форме спектр JONSWAP выглядит следующим образом:

$$S(f) = \beta h_s^2 f_m^4 f^{-5} \exp\left(-\frac{5}{4}\left(\frac{f}{f_m}\right)^{-4}\right) \gamma^{\exp\left(-\frac{1}{2\sigma^2}\left(\frac{f}{f_m}-1\right)^2\right)}. \quad (3)$$

Здесь $\beta \approx \frac{0.0624}{0.230 + 0.0336\gamma - \left(\frac{0.185}{1.9 + \gamma}\right)}$; параметр σ принимает два значения:

$\sigma_l \approx 0.07$ при $f \leq f_m$, $\sigma_r \approx 0.09$ при $f > f_m$; γ – параметр формы или параметр пиковатости спектра; h_s – значительная высота волн.

Как следует из формулы (3), спектр JONSWAP определяется, по сути, тремя основными параметрами: значительной высотой волны h_s , частотой пика спектра f_m и параметром формы γ . Обычно параметр γ принимается равным 3.3, что, согласно (Hasselmann et al., 1973), соответствует средним условиям волнообразования, наблюдавшимся в момент эксперимента. Между тем, параметр γ задает форму спектра и определяет распределение волновой энергии по частотам. В качестве примера приведем экспериментальные спектры ветрового волнения, полученные на Черном море волнографом Datawell Waverider (Дивинский, 2003), и их JONSWAP-аппроксимации (рис. 7).

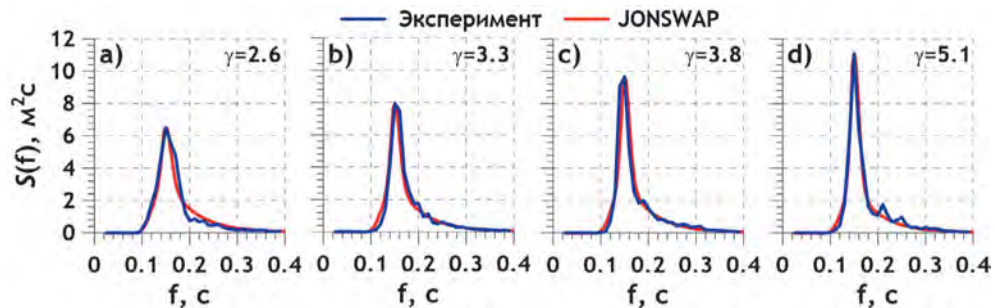


Рис. 7. Спектры ветрового волнения и их аппроксимации спектром JONSWAP

Все представленные спектры наблюдались при ветровом волнении со значительными высотами волн порядка 2.6 м и частотами пика спектра 0.15 Гц. Как следует из рис. 7, плотности спектральных энергий у них практически равны, тем не менее, существуют значимые различия в распределении спектральной энергии по частотам. В области основного максимума спектра с ростом параметра γ происходит концентрация волновой энергии. Возникает вопрос: отражаются ли указанные особенности на закономерностях взвешивания и перераспределения донного материала? Другими словами, исследуем процессы взвешивания и перераспределения донных осадков под воздействием нерегулярного поверхностного волнения с **постоянными** интегральными характеристиками (постоянные величины значительных высот волн и частоты пика спектра) и **переменным** распределением спектральной энергии волн по частотам (задаваемое значение параметра пиковатости спектра γ).

Условия экспериментов

Волновой канал Ганновского университета является одним из крупнейших в Европе. Размеры канала (длина – 307 м, ширина – 5 м, глубина – 7 м) позволяют проводить масштабные научные эксперименты, направленные на исследования ди-

намических процессов береговой зоны моря. Установленный волнопродуктор генерирует поверхностное волнение с определенными статистическими и спектральными свойствами. В условиях наших экспериментов дно представляло собой слой песка толщиной 0.82 м. Необходимая измерительная аппаратура располагалась на расстоянии 111.45 м от волнопродуктора, глубина при этом составила 3.18 м (рис. 8). Параметры поверхностного волнения фиксировались струнными волнографами с частотой опроса датчиков в 40 Гц. Акустические датчики обратного рассеивания (ABS) Aquascat 1000 располагались на расстоянии 0.75 м от начального положения твердого дна. В качестве рабочих использовались частоты 1, 2 и 3.84 МГц. Две горизонтальные компоненты скорости водного потока определялись с помощью электромагнитного измерителя, расположенного на расстоянии 0.2 м от дна.

В качестве исходного волнения задавались последовательности возвышений свободной поверхности, спектры которых соответствовали спектрам JONSWAP

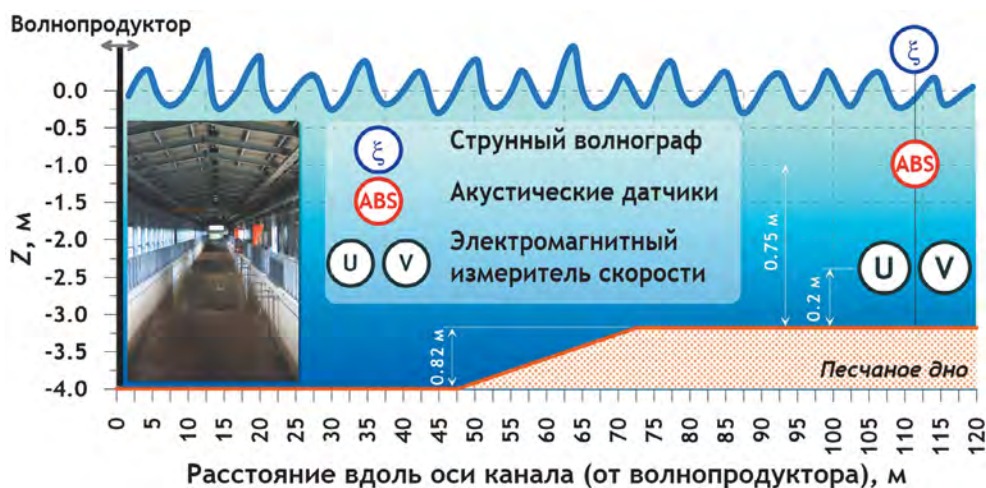


Рис. 8. Схема эксперимента в волновом канале

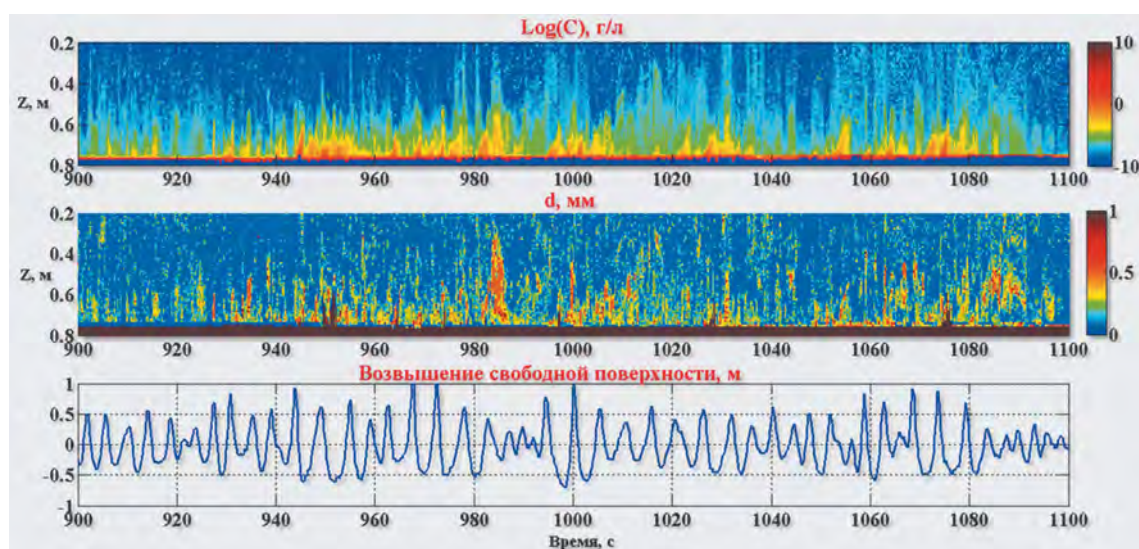


Рис. 9. Распределение средних диаметров частиц песка, концентраций взвешенных частиц и возвышение свободной поверхности при $h_s = 1.2$ м, $f_m = 0.2$ Гц, $\gamma = 2.5$

с частотой пика спектра $f_m = 0.2$ Гц, значительными высотами волн $h_s = 0.8, 1.0, 1.2$ м; параметрами пиковатости $\gamma = 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.3, 4.0, 6.0, 8.0, 9.9$. Всего было проведено 30 серий наблюдений. Отметим, что эксперимент с исходными параметрами ($\gamma = 3.0, h_s = 0.8$ м) признан неудачным и в дальнейшем не рассматривается. В результате обработки данных ABS получены массивы данных с информацией о концентрации взвешенных веществ и средних диаметрах частиц. В качестве иллюстрации приведем примеры обработки данных ABS. На рис. 9 представлено распределение средних диаметров частиц песка, концентраций взвешенных частиц и возвышений свободной поверхности. Дискретность по времени составляет 0.25 с, по глубине – 0.01 м. Рис. 9 наглядно демонстрирует моменты взвешивания и перераспределения фракционного состава донного материала на различных пространственных масштабах (одиночные волны, группы волн).

Важнейшие результаты

Детектирование дна

Акустические датчики обратного рассеивания позволяют оценивать расстояние от прибора до песчаного дна. Полагаем, что дно соответствует точке вертикального профиля концентрации взвешенных веществ с резким (на порядок) усилением эхо-сигнала. На рис. 10 показана трансформация дна за все время эксперимента. С целью демонстрации общей тенденции изменения глубины под акустическими датчиками данные, использованные при построении рис. 10, подвергнуты сглаживанию низкочастотным фильтром. По условиям эксперимента идущие подряд 30-минутные серии наблюдений соответствовали исходным спектральным параметрам поверхностного волнения ($\gamma = 1, h_s = 0.8$ м), ($\gamma = 1, h_s = 1.0$ м), ($\gamma = 1, h_s = 1.2$ м), ($\gamma = 1.5, h_s = 0.8$ м), ($\gamma = 1.5, h_s = 1.0$ м) ... ($\gamma = 9.9, h_s = 1.2$ м). За период каждого измерения флуктуации дна составляют, как правило, не более 2–3 см. Тем не менее, полученные данные позволяют говорить о довольно существенных вертикальных подвижках дна.

Рис. 10 построен на основе данных, полученных с 3.84 МГц датчика, и в связи с этим отметим следующее. Используемые рабочие частоты прибора (1, 2 и 3.84 МГц) по-разному взаимодействуют с препятствиями в виде неизбежных частиц органики, взвеси, пузырьков воздуха или донного слоя осадков. Условия каждого эксперимента по-своему уникальны, поэтому оптимальный результат для расчета профилей концентрации достигается сравнением данных, полученных с помощью одиночных частот или осредненных по нескольким частотам, скажем, в 2 и 3.84 МГц. Для получения профиля средних размеров частиц используются все три частоты, поскольку в этом случае важна минимальная дисперсия рассеянного сигнала. На рис. 11 приведены статистические оценки (медиана распределения, 25% и 75% квантили, минимум, максимум) значений положения песчаного дна в зависимости от исходных параметров.

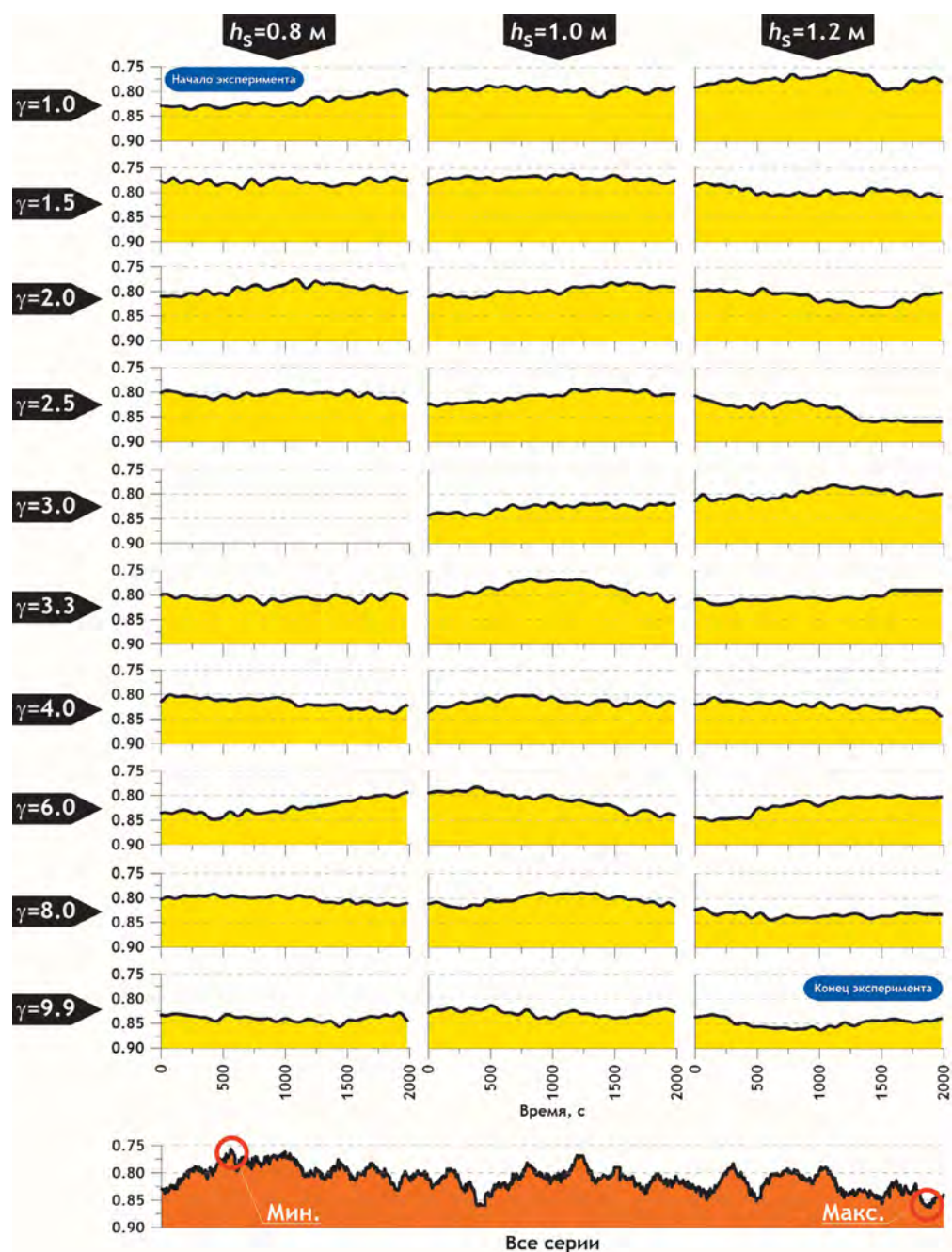


Рис. 10. Положение твердого дна по результатам отдельных последовательных серий наблюдений. На всех графиках по оси ординат – расстояние от излучателя (в метрах)

Как следует из рис. 10, при эксперименте с исходными параметрами [$h_s = 0.8 \text{ м}$, $\gamma = 6.0$] наблюдалось накопление песка в точке наблюдений, в серии с [$h_s = 1.2 \text{ м}$, $\gamma = 8.0$] стабильно доминирует размыв дна (эрозия), а в серии [$h_s = 0.8 \text{ м}$, $\gamma = 6.0$] происходит постоянная смена знака деформации дна. Статистическая обработка полученных данных позволила выявить некие общие закономерности процессов переформирования дна. Из рис. 11 следует, что с концентрацией волновой энергии в зоне основного максимума спектра (увеличением параметра γ) прослеживается явная тенденция к усилению локального размыва.

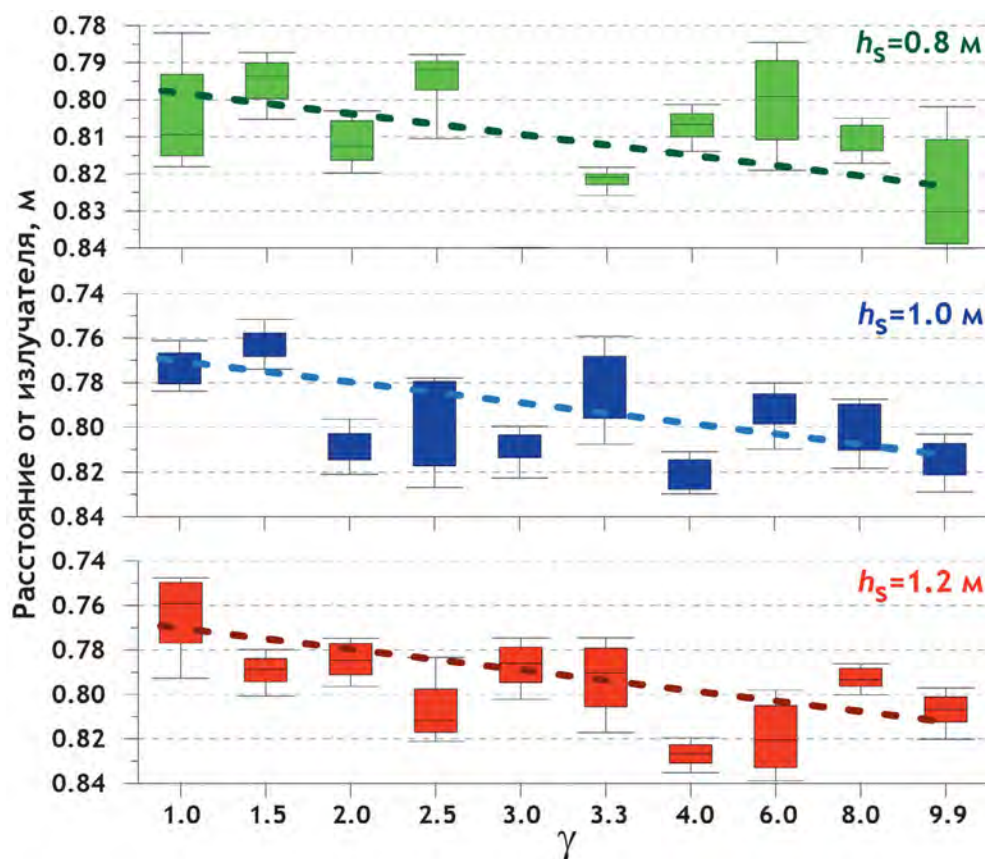


Рис. 11. Статистические характеристики положения твердого дна для разных серий наблюдений

Средние профили концентрации взвешенных веществ и размеров частиц

Оценим, насколько различаются вертикальные распределения взвешенного материала при прохождении поверхностного волнения. Здесь уместно уточнить, что продолжительность каждой записи – 2200 с. Поскольку записи охватывают период с момента запуска волнопродуктора до фактического затухания волновых процессов, рассматривались усеченные (с 50 по 2030 секунду) серии общей продолжительностью 1980 с. По этому промежутку производилось осреднение профилей концентрации взвешенных веществ и средних размеров частиц песка. На рис. 12 представлены средние профили для серий наблюдений с $h_s = 1.2$ м.

Рис. 12 наглядно демонстрирует, что с увеличением параметра γ поле взвешенных частиц по глубине становится более однородным как по концентрациям, так и по составу. Уменьшение по вертикали среднего диаметра частиц характерно для небольших значений γ , с ростом параметра пиковатости гранулометрический состав при удалении от дна практически не меняется. Большие значения среднего диаметра непосредственно у дна могут проявляться вследствие влияния физических факторов (к примеру, вымывания более легких фракций), так и в результате неопределенностей при интерпретации акустического сигнала.

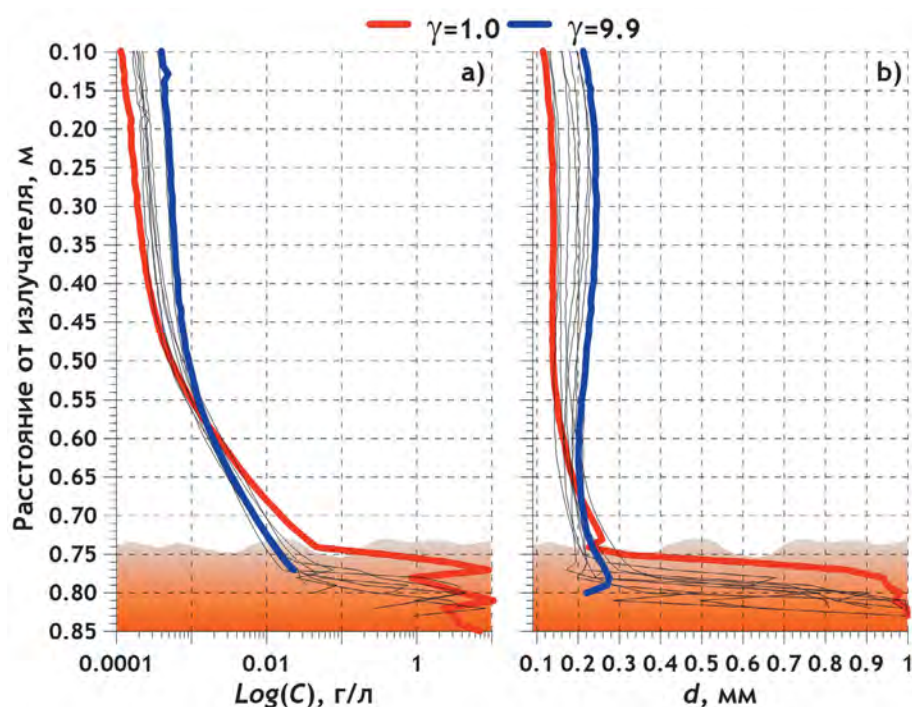


Рис. 12. Вертикальные профили концентрации (а) и средних диаметров взвешенных частиц (б)

Характеристика рифелей

В зависимости от гранулометрического строения и состояния дна, а также гидродинамических характеристик водного потока, формируются особые микроформы рельефа (рифели), влияющие на процессы вовлечения и транспорта донного материала. С ростом линейных размеров рифелей происходит укрупнение вихревых образований, способствующих перераспределению песка по вертикали. Таким образом, геометрические характеристики рифелей, а именно их высоты и длины, существенно влияют на общую картину взвешивания. Оценим размеры донных рифелей, образующихся в нашем эксперименте. Динамический отклик поверхности дна на внешнее возмущение выражается в терминах параметра мобильности (Coastal Engineering Manual, 2002):

$$\Psi = \frac{U^2}{(s-1)gd_{50}}, \quad (4)$$

где U – придонная орбитальная волновая скорость; $s = \rho_s/\rho$ – относительная плотность осадков; g – ускорение свободного падения; d_{50} – медианный диаметр частиц.

В качестве статистической характеристики используем придонную волновую скорость $U_{1/3}$, определенную из экспериментальных волнограмм как среднее значение из трети наибольших величин скоростей потока. На рис. 13 приведены значения параметра мобильности $\Psi_{1/3}$, при расчетах которых использовались величины орбитальных скоростей $U_{1/3}$.

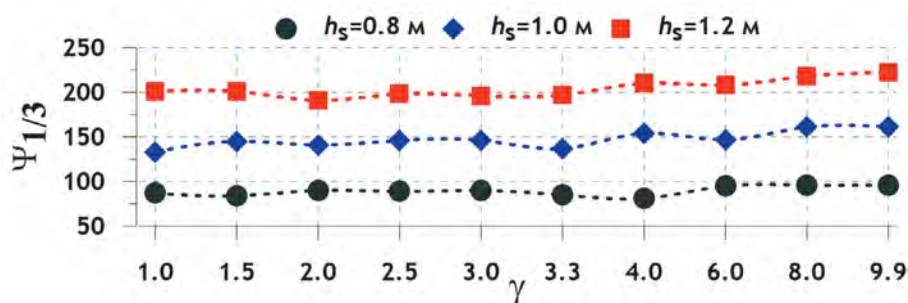


Рис. 13. Параметр мобильности $\Psi_{1/3}$ для всех серий наблюдений

Согласно O’Donoghue et al. (2006), образование рифелей наблюдается при $\Psi < 190$, при $\Psi > 300$ образуется плоское дно, при этом рифели стираются, диапазон $190 < \Psi < 300$ соответствует переходной области.

Отметим, что в монографии (Косьян, Пыхов, 1991) также описываются некоторые критерии формирования донных рифелей, основанные на соотношениях амплитуд придонных волновых колебаний A к медианному диаметру песка d_{50} , а также хорошо известном параметре Шильдса. Параметры Шильдса и мобильности связаны соотношением:

$$\theta = 0.5f_w\Psi, \tag{5}$$

где $f_w = \exp\left[5.5\left(\frac{2.5d_{50}}{A}\right)^{0.2} - 6.3\right]$ – коэффициент волнового трения;

$A = Ut/2\pi$ – амплитуда придонных колебаний (t – период волны). Обобщение результатов многочисленных экспериментов позволило авторам указанной монографии определить условия формирования рифелей: рифели образуются при $0.04 < \theta < 1.0$ и $200 < A < 10000$.

Как показал анализ всех серий наблюдений, при воздействии поверхностного волнения со значительными высотами волн в 0.8, 1.0, 1.2 м и при данной глубине (3.18 м), режим дна, в целом, соответствует рифельному. При этом наблюдаются отдельные промежутки времени порядка 60–70 секунд с выходом на режим плоского дна.

Разработано достаточное количество моделей рифельного дна, из которых можно выделить две как наиболее используемые:

Grant and Madsen (1982) разработали метод определения параметров донных рифелей, основанный на рассмотрении балансовых соотношений между внешними силами, воздействующими на частицы:

$$\frac{\eta}{\lambda} = 0.16\left(\frac{\theta_w}{\theta_{cr}}\right)^{-0.04}, \tag{6}$$

$$\frac{2\eta}{A} = 0.22\left(\frac{\theta_w}{\theta_{cr}}\right)^{-0.16}, \tag{7}$$

где λ , η – длина и высота рифелей, соответственно; $A = Ut/2\pi$ – амплитуда придонных колебаний (t – период волны); $\theta_w = \frac{0.5f_w U^2}{(s-1)gd_{50}}$ – волновой параметр Шильдса;

$f_w = \exp\left[5.5\left(\frac{2.5d_{50}}{A}\right)^{0.2} - 6.3\right]$ – коэффициент волнового трения;

$\theta_{cr} = \frac{0.3}{1+1.2D_*} + 0.55[1 - \exp(-0.022D_*)]$ – критическое значение параметра Шильдса;

$D_* = \left(\frac{g(s-1)}{v^2}\right)^{1/3} d_{50}$ – безразмерный параметр; v – кинематический коэффициент вязкости; s – отношение плотности осадка к плотности воды.

Wiberg and Harris (1994), основываясь на многочисленных наблюдениях, вывели соотношения для параметров рифелей (длин и высот):

$$\frac{\lambda}{A} = \left[1 + 1.87 \cdot 10^{-3} \Delta \left(1 - \exp\left\{-\left(2.0 \cdot 10^{-4} \Delta\right)^{1.5}\right\}\right)\right]^{-1}, \quad (8)$$

$$\frac{\eta}{\lambda} = 0.15 \left[1 - \exp\left\{-\left(5000 / \Delta\right)^{3.5}\right\}\right], \quad (9)$$

где $\Delta = A/d_{50}$ – кинематическое соотношение.

На рисунках 14 и 15 приведены осредненные за серии параметры волновых рифелей. Абсолютные значения, рассчитанные по двум моделям, несколько различны, тем не менее, общая тенденция такова, что с ростом параметра пиковатости γ геометрические размеры донных рифелей заметно увеличиваются.

Этот вывод качественно согласуется с результатами работы (Nielsen, 1981), в которой исследуются вопросы влияния нерегулярности поверхностного

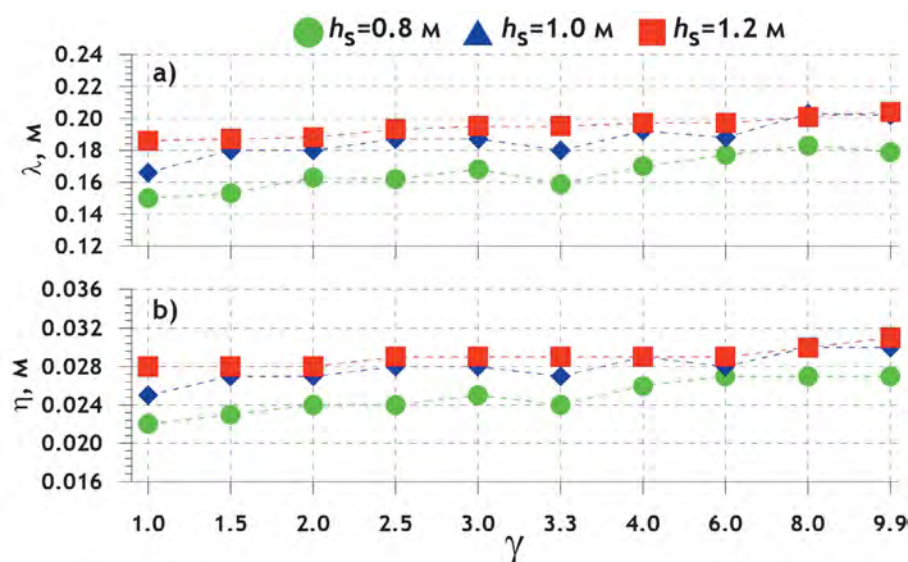


Рис. 14. Длины (а) и высоты (б) волновых рифелей, рассчитанные по модели Wiberg and Harris (1994)

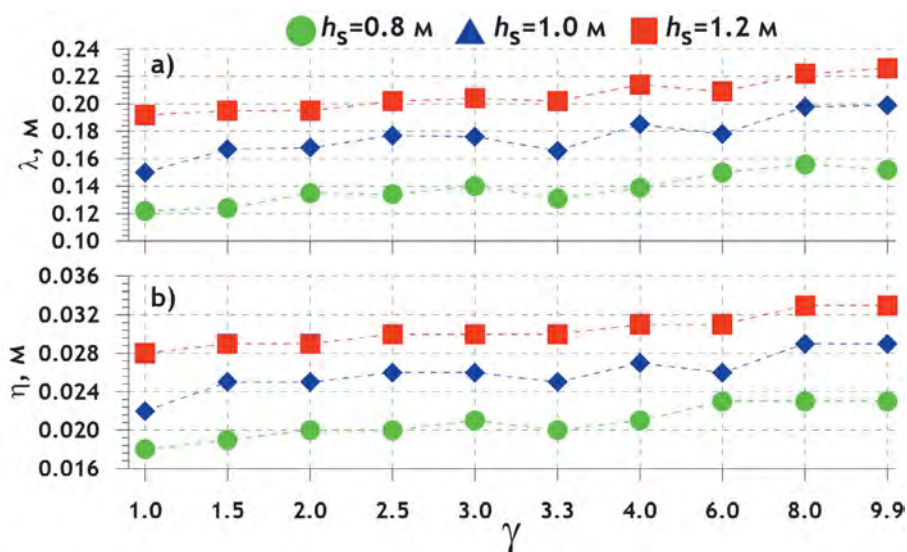


Рис. 15. Длины (а) и высоты (б) волновых рифелей, рассчитанные по модели Grant and Madsen (1982)

волнения на размер и форму волновых рифелей. В указанной статье отмечено, что рифели, возникающие под воздействием нерегулярного волнения, уступают в размерах рифелям, образованным регулярными волнами. В нашем случае показателем регулярности волнения выступает параметр пиковатости спектра γ . Заметим, что в реальных океанических условиях при распространении волн зыби значения γ могут достигать 20–30, а сами волны зыби становятся практически двумерными (монокроматическими). Другими словами, с ростом параметра пиковатости волнение становится более упорядоченным, следствием чего является рост линейных размеров донных рифелей.

Суммируем полученные результаты:

1. В проведенных в волновом канале экспериментах воздействие внешних гидродинамических условий на твердое дно выражается в формировании донных рифелей, которые и определяют общую картину взвешивания. Концентрация волновой энергии в зоне основного максимума спектра, показателем чего является рост параметра пиковатости спектра γ , способствует росту геометрических размеров донных микроформ.

2. При увеличении параметра γ со значения 1.0 до 9.9 длины рифелей увеличиваются, в среднем, на 10–15%, что способствует более активному вовлечению донного материала в верхние слои и росту концентрации взвешенных частиц, а также увеличению глубины эрозии донных отложений, способствующей переходу во взвешенное состояние большому количеству донного материала.

3. С удалением от дна при небольших значениях γ наблюдается уменьшение величины среднего диаметра частиц. С ростом параметра пиковатости гранулометрический состав взвеси по вертикали практически не меняется.

Таким образом, заключаем, что, в случае постоянства интегральных характеристик волнения ($h_s, f_m = \text{const}$), специфику волнового воздействия на песчаное

дно определяют особенности частотного распределения волновой энергии, показателем чего служит переменный параметр пиковатости спектра γ . Концентрация волновой энергии в области частоты максимума спектра способствует, в целом, переходу от нерегулярного к регулярному волнению, что физически приводит к реализации более устойчивых внешних условий для развития донных микроформ рельефа.

Некоторые закономерности взвешивания донного материала в частотной области

В результате проведенных экспериментов получены синхронные записи концентраций взвешенного материала и скорости водного потока. Это дает возможность оценить взаимосвязь колебаний указанных параметров в частотной области. Для анализа используются ряды придонных концентраций взвешенных наносов, измеренных на уровне 0.03 м от текущего дна. Датчик скорости был установлен на расстоянии 0.20 м от дна.

Взаимосвязь колебаний скорости и концентрации взвешенных наносов в частотной области характеризуется функцией взаимной спектральной плотности $Co(f)$, или коспектром. Коспектр описывает распределение энергии синхронных колебаний по частотам и являет собой меру взаимосвязи находящихся в одинаковой фазе частотных компонентов двух временных рядов. Пример обработки рядов скорости и концентраций приведен на рис. 16.

Распределение спектральной плотности флуктуаций нормального к берегу компонента придонной скорости потока S_U характеризуется двумя пиками: основным (на частоте 0.20 Гц) и низкочастотным (0.031 Гц), связанным с групповой структурой волнения (рис. 16а). Спектр концентрации взвешенных твердых частиц S_{SSC} (рис. 16б) характеризуется тремя максимумами, соответствующими основной и удвоенной частотам пика спектра волн (0.2 и 0.4 Гц), а также низкочастотным пиком на частоте 0.031 Гц. Происхождение пиков на основной и удвоенной частотах объясняется тем обстоятельством, что взвешивание наносов происходит дважды за период волны (Kosyan et al., 1999). Максимальная энергия синхронных колебаний

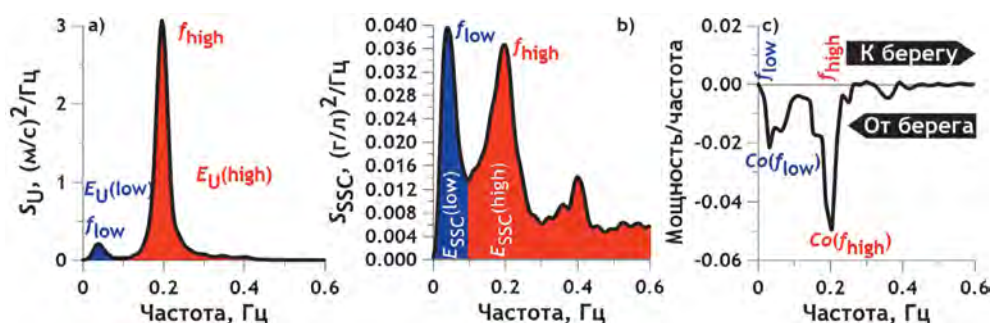


Рис. 16. Автоспектры U -компонента скорости (а) и концентрации взвешенных наносов (б), а также их коспектр (с).

Параметры исходного волнения: $h_s = 1.2$ м, $f_m = 0.2$ Hz, $\gamma = 8.0$

скорости водного потока и концентрации взвешенных веществ (рис. 16с) приходится на две частоты в 0.2 и 0.031 Гц. В нашем случае практически во всем частотном диапазоне песок перемещается от берега, поскольку знак коспектра соответствует направлению переноса донного вещества.

Уточним принятые на рис. 16 обозначения:

- $E_U(\text{low}, E_U(\text{high}))$, $E_{SSC}(\text{low}), E_{SSC}(\text{high})$ – энергии, соответственно, низко- и высокочастотных колебаний скорости воды и концентраций взвешенных наносов (рис. 16а, б);

- величины коспектров (рис. 16с) соответствуют двум частотам: основному $Co(f_{\text{high}})$ и низкочастотному $Co(f_{\text{low}})$ максимумам.

Разделение спектра на низко- и высокочастотные составляющие выполнено по спектру скорости (0.1 Гц для рис. 16). Энергия высокочастотных флуктуаций концентрации $E_{SSC}(\text{high})$ включает в себя весь диапазон от частоты разделения и выше, поскольку спектральный пик на удвоенной частоте максимума отчетливо проявляется не в каждом эксперименте.

Результаты обработки всех экспериментальных серий приведены на рис. 17. Результаты включают в себя зависимости некоторых отношений от параметра пиковатости:

- энергий низко- и высокочастотных колебаний скорости потока (рис. 17а);
- энергий низко- и высокочастотных колебаний придонной концентрации взвешенных веществ (рис. 17б);
- абсолютных значений коспектров на низких и высоких частотах (рис. 17с).

Кроме этого, на рис. 17d приведены значения коспектров на высоких частотах. Заметим, что параметр пиковатости γ_{Calc} на рис. 17 – не исходный, задаваемый на волнопродукторе, а реально наблюдаемый и определенный в точке измерений на основании анализа реальных спектров.

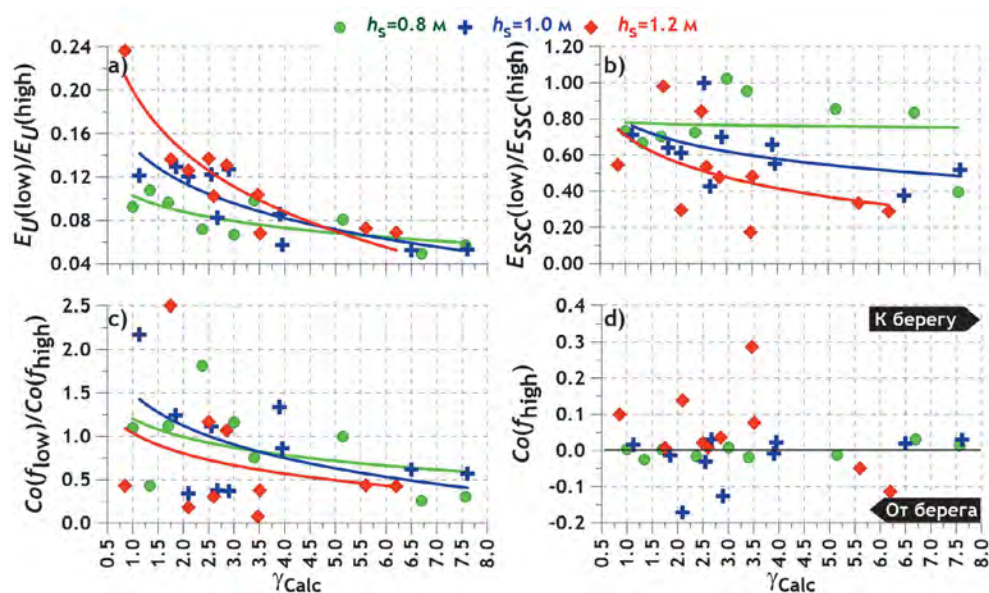


Рис. 17. Спектральные характеристики синхронных рядов скорости и концентраций

Как следует из рис. 17а, с увеличением параметра γ наблюдается уменьшение отношения $E_v(\text{low})/E_v(\text{high})$, причем с ростом значительной высоты волнения это уменьшение несколько заметнее. В случае узкого спектра, что соответствует большим значениям параметра пиковатости γ , энергия низкочастотных колебаний скорости $E_v(\text{low})$ составляет порядка 5–6% от энергии высокочастотных составляющих $E_v(\text{high})$. Данное соотношение практически не зависит от характеристик волнения. Как показывают данные рис. 17, с увеличением параметра пиковатости спектра γ основная энергия колебаний скорости потока сосредотачивается в диапазоне высоких частот.

Взвешивание донных осадков находится под влиянием совокупности лито- и гидродинамических факторов, из чего следует, что зависимость отношения $E_{SSC}(\text{low})/E_{SSC}(\text{high})$ от параметра пиковатости не может быть абсолютно однозначной. В случаях относительно слабого волнения ($h_s = 0.8$ м) отношение $E_{SSC}(\text{low})/E_{SSC}(\text{high})$ является довольно устойчивым независимо от параметра пиковатости спектра (рис. 17б). С ростом как параметра пиковатости, так и значительных высот волн, уменьшается вклад низкочастотных колебаний, связанных с групповой структурой волнения. При высоких значениях параметра пиковатости ($\gamma > 5$) энергия низкочастотных колебаний концентрации взвеси составляет порядка 30–50% от энергии колебаний высокочастотного диапазона. При относительно низких значениях параметра пиковатости ($\gamma < 3.5$) энергии колебаний флуктуаций концентрации на низких и высоких частотах могут быть сопоставимы (отношение $E_{SSC}(\text{low})/E_{SSC}(\text{high}) \sim 1$), что происходит независимо от величин значительных высот волн. При $\gamma < 5$ максимальная взаимная энергия синхронных колебаний рядов концентраций взвешенных веществ и скорости потока может наблюдаться и на низких, и на высоких частотах (рис. 17с), о чем свидетельствует соотношение $Co(f_{\text{low}})/Co(f_{\text{high}})$, которое может быть как меньше, так и больше единицы. При $\gamma > 5$ весьма заметно доминирование синхронных колебаний в области основного максимума спектра, при этом $Co(f_{\text{low}})/Co(f_{\text{high}}) \sim 0.5$.

Как уже было отмечено, знак коспектра рядов скорости потока и концентраций взвешенных наносов указывает на направление переноса донного материала. Для всех экспериментальных серий низкочастотные колебания, связанные с групповой структурой волнения, имеют отрицательный знак коспектра, другими словами, на низких частотах осуществляется перемещение донного материала от берега. Для синхронных колебаний скорости потока и концентраций однозначных зависимостей знака коспектра от параметра пиковатости в районе основного максимума спектра не обнаружено (рис. 17д), что может быть связано с некоторыми особенностями формирования локального микрорельефа донной поверхности в каждом конкретном эксперименте.

Таким образом, особенности спектрального строения поверхностного волнения определяют преобладание тех или иных физических масштабов взвешивания донных осадков, соответствующих одиночным волнам или группам волн.

Группы волн

Формирование поля концентрации взвешенных осадков под влиянием групповой структуры поверхностного волнения исследовалось рядом авторов (Dohmen-Janssen, Hanes, 2005; Vincent, Hanes, 2002; Williams et al., 2002; Murray et al., 2012). К сожалению, результаты, полученные авторами, базируются на весьма ограниченных по условиям или же крайне выборочных данных. В условиях реального нерегулярного волнения более полную (обобщающую) картину можно получить в результате статистической обработки большого числа групп волн и характеристик взвешенных твердых частиц.

Основными параметрами групп волн являются: высоты индивидуальных волн, образующих группу; пространственное положение наибольшей волны в пределах группы; количество волн в группе; длина группы. Кроме того, исследование закономерностей взвешивания под воздействием групп разных типов сталкивается с проблемой корректности прямого сравнения групп, поскольку, кроме пространственной асимметрии, группы могут обладать разными характеристиками (количеством волн в группах, длинами и др.) По этой причине к указанным параметрам групп волн добавим энергетическую волновую мощность группы как сумму мощностей отдельных волн, входящих в данную группу:

$$E = \frac{\rho g^2}{64\pi} \sum_i h_i^2 t_i \text{ (Вт/м)}, \quad (10)$$

где ρ – плотность воды; g – ускорение свободного падения; h_i , t_i – высота и период индивидуальных волн, входящих в группу; i – число волн в группе. Также определим поток взвешенных наносов как произведение концентрации взвешенного материала и горизонтальной компоненты скорости водного потока.

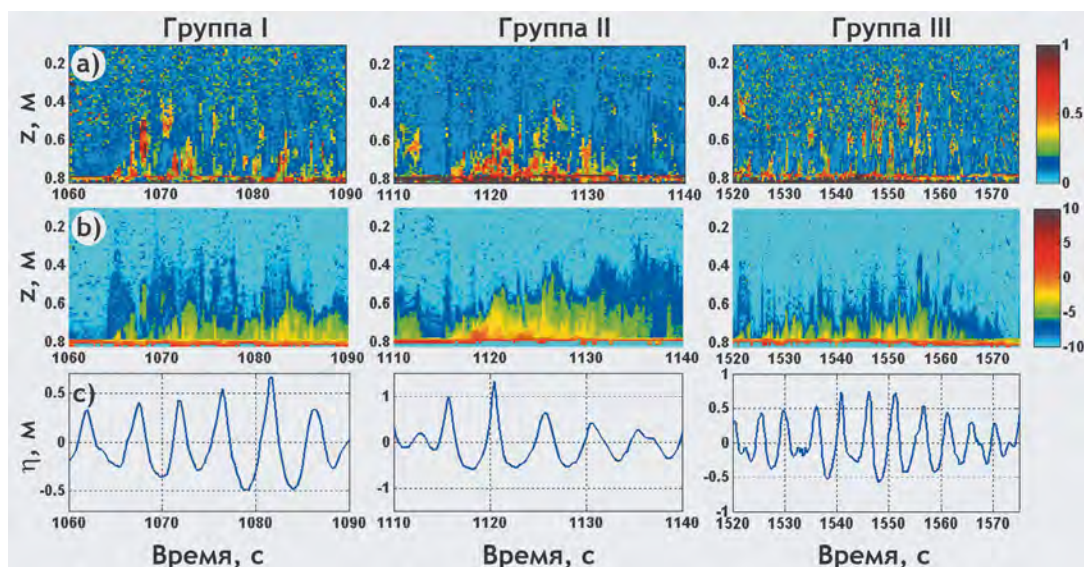


Рис. 18. Типы групп волн

(a) – средние диаметры частиц, мм; (b) – логарифм концентрации взвешенных наносов, г/л; (c) – возвышение уровня, м

Пространственное положение наибольшей волны в группе определяет асимметрию группы, исходя из чего выделим три типа групп: I – максимальная волна находится в начале группы (положительная асимметрия); II – максимальная волна в конце группы (отрицательная асимметрия); III – максимальная волна находится в середине группы (симметричная).

Характерные для выделенных типов профили возвышений свободной поверхности групп волн, а также вертикальные распределения концентраций взвешенных частиц и их средних диаметров представлены на рис. 18.

Статистические характеристики выделенных типов групп волн приведены в табл. 1.

Таблица 1. Статистические характеристики типов групп волн

Тип группы волн	Количество групп волн за все время эксперимента	Среднее число волн в группе	Средняя длина группы, с	Средняя макс. высота волн в группе, м	Средняя волновая мощность группы, кВт/м	Средняя суммарная волновая мощность за группу, кВт/м	Средний поток взвешенных наносов в группе, кг/м ² с	Средний суммарный поток взвешенных наносов за группу, кг/м ²
I	265	5.5	24.6	1.16	1.49	8.08	0.00712	0.176
II	81	5.5	23.7	1.13	1.26	6.90	0.00683	0.166
III	663	6.8	30.5	1.18	1.58	10.56	0.00773	0.235
Все группы	1009	6.3	28.4	1.17	1.53	9.61	0.00749	0.214

На основании анализа экспериментальных волнограмм выделено 1009 групп волн. Группа III с максимальной высотой в центре группы является наиболее распространенным типом (66% случаев). Далее по повторяемости следуют группа I (26%) и группа II (8%). В среднем, суммарный поток взвешенных осадков в группе третьего типа на 30% больше, чем во второй, и на 25% больше, чем в первой. Группы волн с симметричным расположением волн, составляющих группу (тип III), превосходят другие типы по длинам, мощностям и потокам взвешенных веществ. На рис. 19 представлены суммарные мощности волн (рис. 19а), а также вклад в суммарную мощность поверхностного волнения групп волн (рис. 19б).

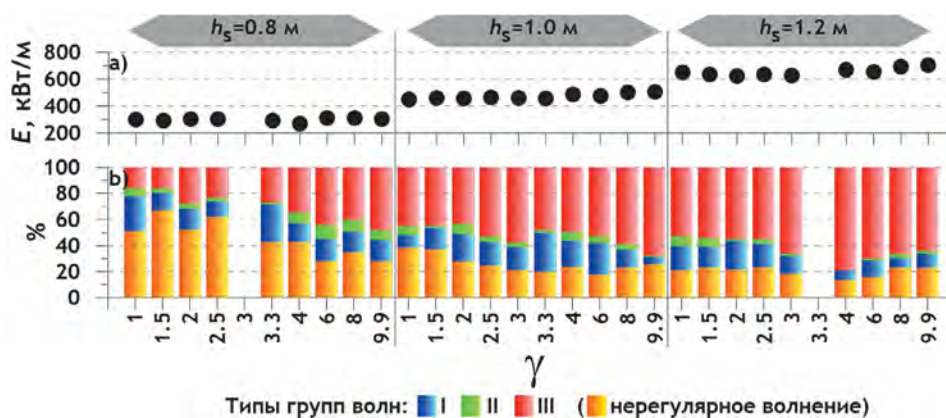


Рис. 19. Энергетические характеристики серий наблюдений

Отметим два момента, связанные с рис. 19: (1) интервалы между группами волн внутри одной серии понимаются просто как нерегулярное волнение; (2) пропуски, соответствующие сериям ($h_s = 0.8$ м; $\gamma = 3.0$) и ($h_s = 1.2$ м; $\gamma = 3.3$), определяются неудовлетворительным (для наших целей) качеством исходных данных. Как следует из рис. 19, с ростом параметра пиковатости увеличивается повторяемость групп волн III типа. Практически неизменна суммарная мощность волнения для серий с одинаковой исходной значительной высотой волн. К примеру, для ($h_s = 0.8$ м; $\gamma = 1.0 \dots 9.9$) суммарная мощность волнения каждой экспериментальной серии составляет порядка 300 кВт/м. При этом для серии ($h_s = 0.8$ м; $\gamma = 1.0$) лишь порядка половины из всех волн объединены в группы, а для серии ($h_s = 0.8$ м; $\gamma = 9.9$) этот показатель доходит до 70%.

Используемые модели транспорта донных отложений учитывают, как правило, осредненные потоки взвешенных наносов, которые показывают объем взвешенных осадков, переносящихся за единицу времени. Оценим влияние энергетических характеристик групп волн на мгновенный поток взвешенных осадков. На рис. 20 представлены осредненные за группу мгновенных потоков взвешенных наносов в зависимости от суммарных волновых мощностей групп волн.

Рис. 20 демонстрирует, что при относительно слабом волнении ($h_s = 0.8$ м), средние мгновенные потоки взвешенных наносов практически независимы от волновой мощности групп. Кроме того, различия между типами групп

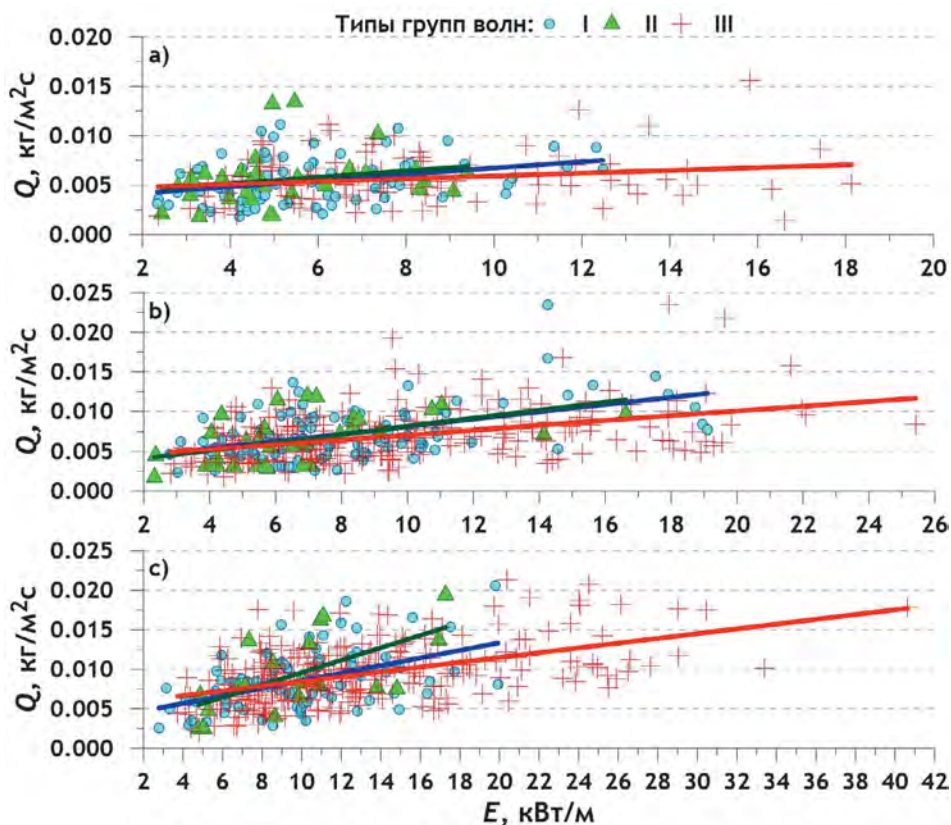


Рис. 20. Средние мгновенные потоки взвешенных наносов в зависимости от суммарной мощности групп волн: (а) $h_s = 0.8$ м, (б) $h_s = 1.0$ м, (с) $h_s = 1.2$ м

минимальны. С увеличением высот волн ($h_s = 1.2$ м) средние потоки частиц увеличиваются с ростом мощности групп. Из рис. 20(с) можно сделать вывод о возможных различиях между типами групп волн, но при этом стоит учитывать неодинаковую статистическую обеспеченность процедур осреднения, поскольку группы волн II типа практически не встречаются среди групп, обладающих суммарной мощностью 16 и более кВт/м. Очевидно, что корректное сравнение закономерностей взвешивания между типами групп волн возможно лишь при полной идентичности сравниваемых групп, недостижимой в реальных условиях. Тем не менее, будем полагать группы идентичными, если они обладают равной продолжительностью L , в них одинаково число волн N и приблизительно одинакова суммарная волновая мощность E . Кроме того, число этих идентичных групп должно быть достаточным для корректных статистических оценок. Среди 1009 групп волн обнаружено 20 групп волн с одинаковыми параметрами: $N = 4-5$, $L = 18-19$ с, $E = 5$ кВт/м. 6 из этих 20 групп относятся к группе I, 5 – к группе II, 9 – к группе III. Добавим еще несколько идентичных по этим показателям групп волн. Затем осредним по времени вертикальные профили потоков взвешенных наносов по каждой группе (рис. 21).

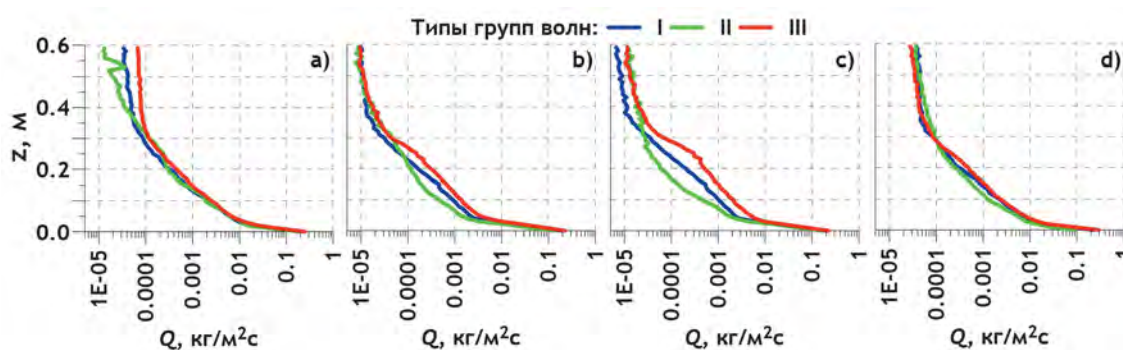


Рис. 21. Вертикальные профили потоков взвешенных наносов для разных типов групп волн

Параметры групп: (а) $N = 4-5$, $L = 18-19$ с, $E = 5$ кВт/м; (б) $N = 6-7$, $L = 25-26$ с, $E = 5$ кВт/м; (с) $N = 7$, $L = 26-27$ с, $E = 5$ кВт/м; (д) $N = 4-5$, $L = 21-22$ с, $E = 6$ кВт/м

Как следует из рис. 21, в группах волн с симметричным профилем (группа III) взвешивание донных отложений происходит более интенсивно по сравнению с группами с выраженной пространственной асимметрией (группы I и II). Поток взвешенных наносов (в абсолютных величинах) внутри групп III-го типа может на порядок превосходить поток в группах I или II.

Отметим также, что возможны ситуации, когда следствием прохождения группы волн будет уменьшение концентрации взвешенных наносов в волновом пограничном слое. Этот механизм реализуется, как правило, в случае перестройки донных микроформ, а именно при стирании крутых рифелей и, как следствие, уменьшении эффекта вихреобразования в подветренной части рифелей (Косьян, Пыхов, 1991).

Вдольбереговой транспорт донных осадков

Исследования в волновом лотке, а также проведенные натурные эксперименты, направленные на анализ механизмов взвешивания и перераспределения донного материала, позволили уточнить модель транспорта песчаных отложений в прибрежной зоне моря под воздействием поверхностного нерегулярного волнения. Модель может использоваться для расчетов вдольбереговых потоков донного вещества на временных масштабах от отдельного шторма до климатической изменчивости.

Рассмотрим климатические особенности вдольбереговых потоков донных отложений в прибрежной зоне моря на примере Анапской пересыпи. Общей тенденцией динамики пляжей Анапской пересыпи является практически повсеместное сокращение их ширины, вызванное целым рядом факторов как природного, так и антропогенного происхождения (Kosyan et al., 2011). К факторам природного характера относятся, в первую очередь, климатические колебания параметров ветрового волнения, определяющие силу и продолжительность гидродинамического воздействия. При описании ветрового волнения обычной практикой является представление волновых характеристик в виде набора интегральных параметров (значительная высота волн, средний период, генеральное направление распространения). Подобный подход оправдан в условиях однородного волнового поля. В реальности волновой спектр формируется как результат взаимодействия нескольких волновых систем (чисто ветровое волнение и зыбь), поэтому представляется вполне естественным получить отдельные волновые статистики для каждой из них. Разделение волнового поля на отдельные компоненты позволяет более корректно описать пространственно-временную структуру поверхностного волнения, а также существенно уточнить схемы перераспределения и транспорта донных осадков в шельфовой зоне.

Для моделирования трансформации волнового поля используется современная спектральная модель DHI MIKE SW (DHI, 2007), с успехом применяемая как для открытых акваторий, так и в прибрежной зоне. Модель успешно верифицирована для условий Черного моря (Divinsky, Kosyan, 2017) и настроена для автоматического разделения компонентов поверхностного волнения (Divinsky, Kosyan, 2018). В результате проведенных расчетов получены временные ряды основных параметров ветрового волнения и зыби в прибрежной зоне Анапской пересыпи (значительных высот волн, периодов пика спектра, направлений распространения) за период с января 1979 по декабрь 2017 гг. (дискретность по времени – 1 ч.)

Исследования транспорта наносов в прибрежной зоне ведутся с помощью математической модели, позволяющей рассчитывать поток несвязного материала под воздействием течений и ветрового волнения.

Поток донных отложений представляется в виде:

$$Q = \frac{l}{\rho} \int_0^h U_{mean} C(z) dz, \quad (11)$$

где l – длина рассматриваемого профиля; ρ – плотность осадков; U_{mean} – осред-

ненная по глубине скорость вдольберегового течения; C – концентрация взвешенных веществ; h – глубина.

Скорость вдольберегового течения оценивается по формуле (Longuet-Higgins, 1970):

$$U_{mean} = 0.25k_v\sqrt{\gamma_b g H_b \sin 2a_b}, \quad (12)$$

где k_v – константа; γ_b – параметр обрушения; H_b – высота волн в точке обрушения; a_b – угол между нормалью к берегу и фронтом волны в точке обрушения. Параметры волн в точке обрушения рассчитываются на основании метода, предложенного в (Larson et al., 2009).

Вертикальный профиль концентрации взвешенных веществ описывается формулой:

$$C(z) = C(z_0) \exp\left(-w_s \int_{z_0}^h \frac{dz}{\varepsilon(z)}\right), \quad (13)$$

где $C(z_0)$ – концентрация взвешенных веществ на уровне z_0 ; z_0 – параметр шероховатости, $z_0 = z_N/30$; z_N – эффективная шероховатость дна; w_s – гидравлическая крупность частиц; $\varepsilon(z)$ – обобщенный коэффициент диффузии. Вертикальный профиль определяется в точке обрушения волн, расположенной, как правило, над подводным валом.

На нижней границе z_0 концентрация взвеси определяется функцией локального выброса взвеси (Zou et al., 2005):

$$C(z_0) = 3.3 \left(\frac{\theta - \theta_{cr}}{\theta_{cr}}\right)^{1.5} \frac{(s-1)^{0.6} g^{0.6} d_{50}}{\nu^{0.2}}, \quad (14)$$

где $s = \rho_s/\rho$ – относительная плотность наносов; g – ускорение свободного падения; ν – кинематическая вязкость воды; θ – параметр Шильдса; θ_{cr} – критическое значение параметра Шильдса; ε_z – обобщенный коэффициент диффузии. Значение параметра Шильдса отражает баланс сдвигающих и удерживающих сил:

$$\theta = \frac{u_*^2}{((\rho_s - \rho/\rho))gd_{50}}, \quad (15)$$

где u_* – максимальная сдвиговая скорость, рассчитываемая по методике, изложенной в (Walton, 2005).

Обобщенный коэффициент диффузии осадков рассматривается переменным по вертикали и представлен в виде (Kos'yan, 1985):

$$\varepsilon(z) = \varepsilon_1(z) + \varepsilon_2(z). \quad (16)$$

Составляющие правую часть уравнения (16) определяют вклад: $\varepsilon_1(z)$ – орбитального волнового движения, $\varepsilon_2(z)$ – диффузии в придонном слое. Вклад орбитального волнового движения находится из соотношения:

$$\varepsilon_1(z) = \frac{\pi H^2 \sinh^2 kz}{2\sqrt{2T} \sinh^2 kh}, \quad (17)$$

где H , T – высота и период волн; k – волновое число.

Диффузия в придонном слое определяется следующим образом:

$$\varepsilon_2(z) = \frac{b(u_g - w_s) \frac{z}{\sigma}}{1 + 0.06 \frac{z}{\sigma} \exp\left(\frac{z}{\sigma}\right)}, \quad (18)$$

где $b = 116 \left(\frac{\rho}{\rho_s - \rho}\right) \left(\frac{V^2}{g}\right)^{\frac{1}{3}}$; u_g – максимальное значение донной орбитальной скорости; δ – толщина пограничного слоя, определяемая из уравнения Джонсона (Jonsson, 1966):

$$\frac{\delta}{z_0} \lg\left(\frac{\delta}{z_0}\right) = 0.6 \frac{H}{z_N \sinh(kh)}. \quad (19)$$

Основным результатом расчетов являются объемы вдольбереговых потоков наносов как в пределах выбранного штормового события, так и интегрированные за интересующий интервал времени. Отметим также, что приведенная модель успешно применена для условий песчаного побережья на Черном море (Divinsky, Kosyan, 2020).

Расчеты выполнены отдельно для двух основных составляющих поверхностного волнения: ветровых волн и зыби.

Отметим основные допущения, принятые при моделировании вдольберегового перемещения осадков:

1. Особенностью строения дна является наличие системы подводных валов. Предполагается, что положение подводных валов стабильно и не меняется со временем. Используемые профили являются отражением средних положений.

2. Песчаное дно простирается до глубин 11 м.

3. Медианный диаметр песчаного материала на всем протяжении профилей составляет 0.15 мм, в приурезовой части – 0.20 мм.

4. Взвешивание и перемещение осадков осуществляется только под воздействием ветрового волнения. При этом не учитываются фоновые морские течения, связанные с общей циркуляцией вод в Черном море.

Положение нормальных к берегу профилей, для которых осуществляется расчет вдольбереговых потоков, точка расчета волновых параметров, а также локальные профили дна для профилей 1, 5, 9 приведены на рис. 22.

В качестве начальных волновых условий для модели транспорта донных осадков служат ряды значительных высот волн, средних периодов и направлений распространения волн (отдельно для ветровых волн и зыби).

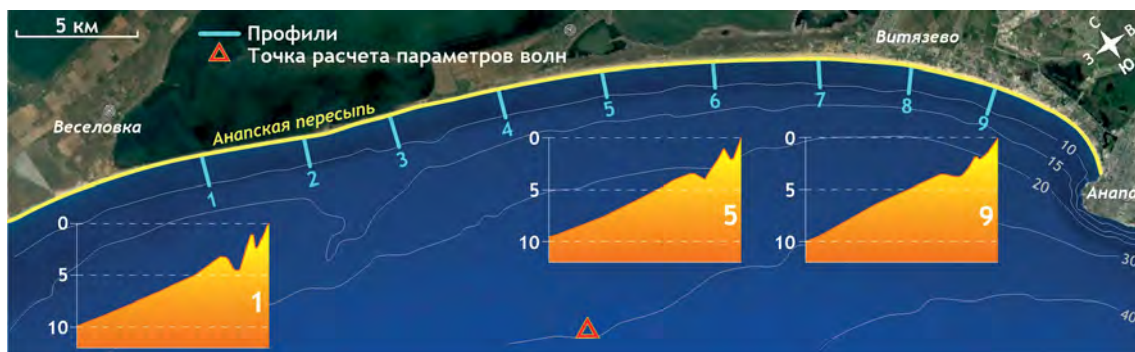


Рис. 22. Положение нормальных к берегу профилей, точки расчета волновых параметров и примеры локальных профилей дна на контрольных разрезах

Итогом проведенного моделирования стали интегральные годовые оценки вдольбереговых потоков песчаных наносов в прибрежной зоне Анапской пересыпи за период с 1979 по 2017 гг.:

- среднегодовые потоки под воздействием ветрового волнения (Q_{w-}) и зыби (Q_{s-}), направленные с СЗ на ЮВ – рис. 23а, 23б;
- среднегодовые потоки под воздействием ветрового волнения (Q_{w+}) и зыби (Q_{s+}), направленные с ЮВ на СЗ – рис. 23с, 23д.

Наиболее сильные вдольбереговые потоки, вызванные воздействием как ветрового волнения, так и зыби, наблюдались в 1981, 1992, 2000, 2001, 2007 и 2016 гг. При этом в формировании значительных потоков существенную роль играет

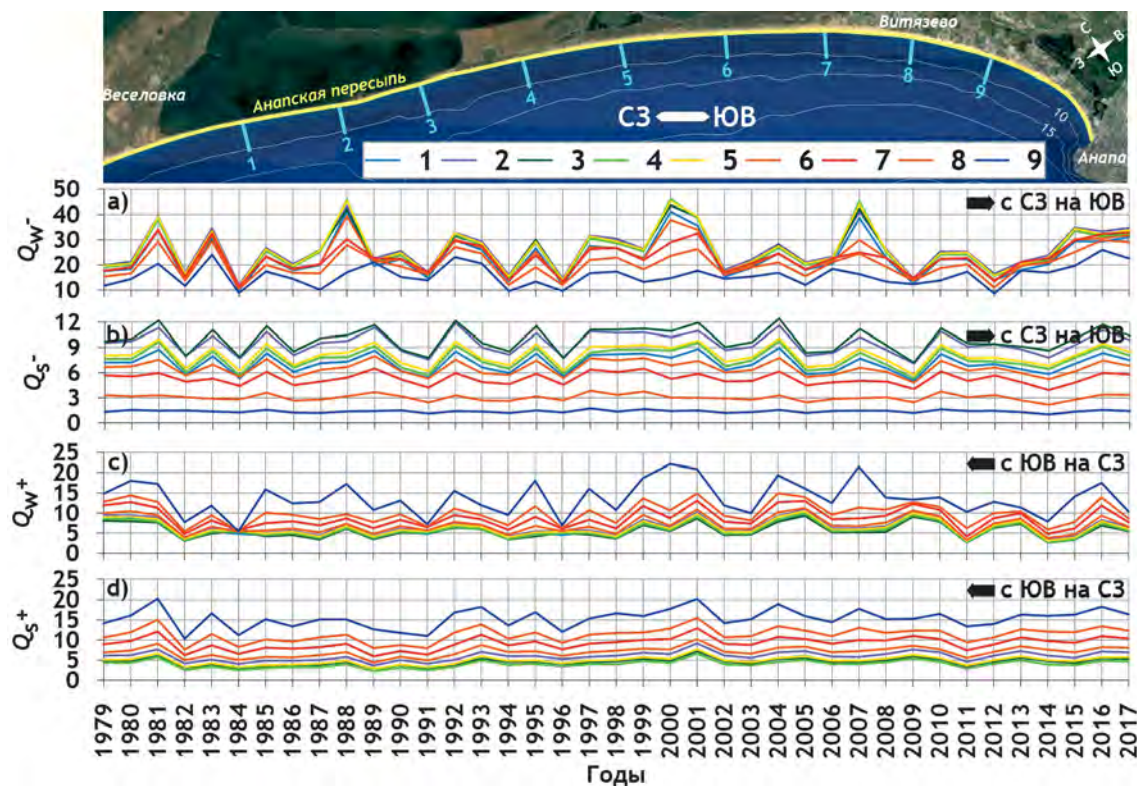


Рис. 23. Вдольбереговые потоки ($\text{м}^3/\text{год}, *10^3$) под воздействием ветрового волнения и зыби, направленные с СЗ на ЮВ (а, б) и с ЮВ на СЗ (с, д)

не только мощность штормового волнения, но также и продолжительность (повторяемость) штормовых условий. К примеру, потоки 1981, 1992, 2000 и 2017 гг. определялись экстремальными штормами, поток 2001 г. – их повторяемостью, поток 2016 г. – повторяемостью штормов умеренной мощности. Заметим также, что вклад отдельных штормов (как, например, в январе 2000 и ноябре 2007 гг.) может составлять четвертую часть общего среднегодового потока наносов. В результате одного январского шторма 2000 г. сформировалась зыбь, которая перенесла практически треть донного материала из общего баланса 2000 года.

Средние (т.е. характеризующие порядок величин) объемы материала, перемещающиеся вдоль берега: с СЗ на ЮВ – 30000 м³/год, с ЮВ на СЗ – 12000 м³/год. В отдельные годы потоки могут увеличиваться (или уменьшаться) в 2–2.5 раза. Практически по всей протяженности пересыпи наблюдается преобладание потока наносов, направленных с СЗ на ЮВ. Исключением является южная часть пересыпи, примыкающая к Анапе, для которой характерно, в среднем, превалирование потока с ЮВ на СЗ. Смена знака генерального переноса отмечается южнее п. Витязево. Наблюдается сильная межгодовая изменчивость потоков. В северной части пересыпи размах межгодовых вариаций потоков, направленных с СЗ на ЮВ, может достигать порядка 30000 м³/год. С продвижением в южном направлении амплитуда межгодовых колебаний этих потоков существенно снижается. Для потоков, направленных с ЮВ на СЗ, картина обратная: максимальные межгодовые колебания проявляются в южной части пересыпи и уменьшаются с продвижением на север.

Оценим вклад волн зыби в формирование вдольбереговых потоков наносов. На рис. 24 представлены статистические характеристики отношений потоков, вызванных волнами зыби (Q_{swell}), к общим потокам (Q_{total}).

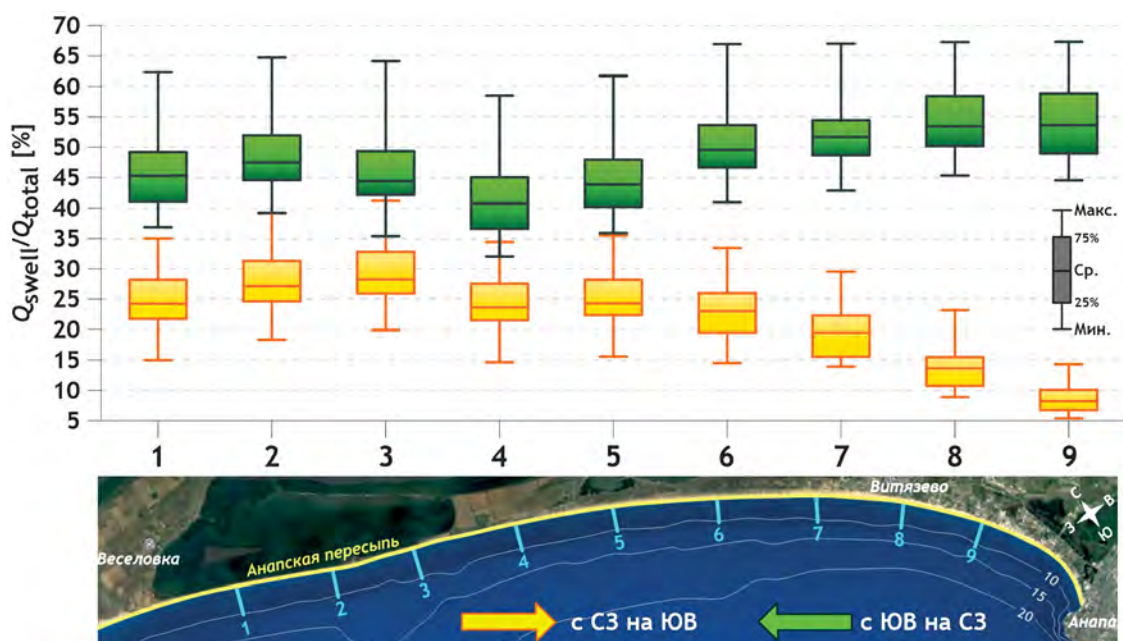


Рис. 24. Вклад волн зыби в формирование вдольбереговых потоков

Как следует из рис. 24, в потоках, направленных с СЗ на ЮВ, доминирует влияние ветрового волнения. Вклад зыби составляет ~25% в СЗ части рассматриваемого побережья и уменьшается до 6–7% в ЮВ части. Для потоков, направленных с ЮВ на СЗ, ситуация обратная. В ЮВ части вклад зыби, в среднем, превышает 50% и лишь незначительно уменьшается в СЗ направлении. В отдельные годы вдольбереговые потоки, направленные с ЮВ на СЗ, могут практически полностью определяться воздействием зыби (до 67%).

Оценим возможные трендовые составляющие в межгодовых колебаниях вклада зыби во вдольбереговой транспорт, для чего воспользуемся методикой, изложенной в работе (Aziz, 2003). Следуя указанной работе, процедура оценки значимости линейных трендов реализует непараметрический тест Манна-Кендалла, преимущество которого заключается в том, что он не требует знания закона распределения исходных величин, а также может учитывать неравномерность временной шкалы и пропуски в имеющихся данных.

Метод рассматривает три основные статистические оценки:

- статистика Манна-Кендалла (S). Являет собой сумму разностей между последовательными величинами;
- доверительный уровень (CF);
- коэффициент вариации (COV).

Сочетание указанных трех метрик позволяет выявить трендовые составляющие в исходных данных, а также оценить знак и статистическую значимость тенденций. Интерпретация результатов представляет собой вероятностную оценку положительного (отрицательного) тренда в колебаниях исследуемого параметра:

- увеличение – $S > 0$ and $CF > 95\%$;
- вероятное увеличение – $S > 0$ and $90\% < CF < 95\%$;
- отсутствие тренда – ($S > 0$ and $CF < 90\%$) or ($S \leq 0$ and $CF < 90\%$ and $COV \geq 1$);
- устойчивое состояние – $S \leq 0$ and $CF < 90\%$ and $COV < 1$;
- вероятное уменьшение – $S < 0$ and $90\% < CF < 95\%$;
- уменьшение – $S < 0$ and $CF > 95\%$.

Использование терминов «Отсутствие тренда» и «Устойчивое состояние» является авторским из работы (Aziz, 2003). Будем иметь в виду, что выработка единых критериев оценок с необходимостью требует принятия неких фиксированных значений параметров S и CF . Однако бывают ситуации, при которых исследуемый параметр очень близок к своему граничному значению; при этом общий анализ (в том числе визуальный) в неоднозначных случаях дает возможность уловить общую тенденцию. По этой причине оценку «Отсутствие тренда» будем относить к категории «Слабый положительный тренд», «Устойчивое состояние» – «Слабый отрицательный тренд».

С помощью описанного выше теста Манна-Кендалла оценим, изменилась ли доля зыби во вдольбереговом транспорте донных отложений за период с 1979 по 2017 гг. Результаты теста приведены в табл. 2.

Таблица 2. Анализ линейных трендов в доле зыби во вдольбереговом транспорте донных осадков за период 1979–2017 гг.

Напр. потоков	Профили								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
С СЗ на ЮВ	Вер. уменьш.	Слабый отриц.	Слабый отриц.	Слабый отриц.	Слабый отриц.	Уменьш.	Уменьш.	Уменьш.	Вер. уменьш.
С ЮВ на СЗ	Вер. увелич.	Вер. увелич.	Увелич.	Увелич.	Увелич.	Слабый положит.	Слабый положит.	Слабый положит.	Слабый положит.

Как следует из табл. 2, в южной части пересыпи наблюдается уменьшение доли зыби во вдольбереговом транспорте, направленном с СЗ на ЮВ, в центральной – увеличение вклада зыби в общий поток наносов, направленных с ЮВ на СЗ, в северной – вероятное усиление потоков на СЗ и ослабление на ЮВ.

Используя данные из работы (Крыленко, 2015), обобщающую аэрофотосъемку Анапской пересыпи и спутниковые данные, приведем осредненную картину деформации береговой линии пересыпи за последние 50 лет (рис. 25).

Рис. 25 отражает процессы размыва и аккумуляции береговой линии, происшедшие со середины 1960-х по 2010-е годы. Как следует из рис. 25, за этот период южная часть пересыпи потеряла до 80 м пляжа, северная – несколько меньше, порядка 20 м. Сравнивая рис. 25 и данные табл. 2 (и учитывая неизбежные неопределенности как в обработке карт поверхности, так и результатов моделирования) можно заметить, что в области максимального размыва берега в южной части, происходит уменьшение доли зыби во вдольбереговом транспорте. Центральная часть пересыпи подвержена усиливающемуся влиянию зыби, что, возможно, и является фактором некоторой стабилизации. Линейные климатические тренды (разных знаков) для северного района пересыпи (разрезы 1, 2) присутствуют, хотя и выражены не столь отчетливо. Однозначная интерпретация результатов вряд ли возможна, но заметим, что размывы пляжей в северном районе не столь катастрофичны, как в южном. Также отметим, что в условиях прибрежной зоны Анапской пересыпи несколько различно воздействие на подводный размываемый склон ветрового

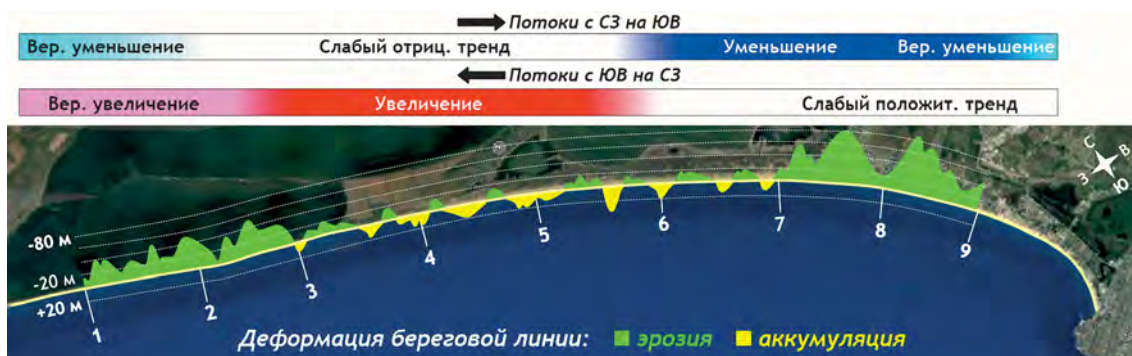


Рис. 25. Деформация береговой линии Анапской пересыпи за период с 1964–1966 гг. по 2012–2015 гг. по данным работы (Krylenko, 2015)

волнения и зыби. Как правило, высоты ветровых волн в 2–3 раза превосходят высоты волн зыби. Обрушение ветровых волн приводит к усилению поперечного транспорта донного материала с образованием (трансформацией) подводных баров и выносу материала в сторону моря. Зыбь диссипирует в приурезовой зоне и способствует аккумуляции осадков.

Итак, основные результаты исследований:

1. В районе Анапской пересыпи среднегодовые мощности ветрового волнения и зыби испытывают довольно значительную межгодовую изменчивость. При этом средние значения мощности ветрового волнения составляют 3–4 кВт/м, зыби – порядка 0.6–0.8 кВт/м.

2. За последние 39 лет увеличилась роль зыби. Существуют устойчивые тенденции к увеличению повторяемости зыби ЮЮВ направления и уменьшению ее повторяемости ЗЮЗ румбов. Также за период с 1979 по 2017 гг. увеличилась средняя мощность зыби ЮЮВ направлений.

3. Во вдольбереговых потоках донного материала, направленных с СЗ на ЮВ, доминирует влияние ветровых волн. Вклад зыби составляет ~25% в СЗ части рассматриваемого побережья и существенно уменьшается в ЮВ части (до 6–7%). Для потоков, направленных с ЮВ на СЗ, вклад зыби довольно стабилен. В ЮВ части вклад зыби, в среднем, превышает 50% и несколько уменьшается в СЗ направлении. Отметим, что в отдельные годы вдольбереговые потоки, направленные с ЮВ на СЗ, могут практически полностью определяться воздействием волн зыби (до 67%).

4. За период с 1979 по 2017 гг. в южной части пересыпи наблюдается статистически достоверное уменьшение доли зыби во вдольбереговом транспорте, направленном с СЗ на ЮВ, в центральной – увеличение вклада зыби в общий поток наносов, направленных с ЮВ на СЗ, в северной – вероятное усиление потоков на СЗ и ослабление на ЮВ. Подобная динамика согласуется, в целом, с экспериментальными наблюдениями за процессами размыва и аккумуляции пляжеобразующего материала вдоль береговой линии Анапской пересыпи.

В общем балансе наносов существенную роль играют множество природных и антропогенных факторов (истощение естественных источников донного материала, изъятие песка, освоение донного пространства). Тем не менее, полученные результаты позволили оценить климатические изменения **структуры** поверхностного волнения, а также влияние этих изменений на характеристики вдольберегового транспорта донных осадков.

Выводы

Развитие инструментальных средств измерений характеристик водного потока и параметров взвешенных осадков, а также методов их анализа, позволили вывести на новый уровень исследования пространственно-временных характеристик волнового поля и поля взвешенных наносов.

Благодаря усилиям российских специалистов за последние десятилетия:

1. Собрана уникальная база данных наблюдений за перемещением наносов в штормовых ситуациях на прибрежных акваториях в разных физико-географических участках береговой зоны Черного, Балтийского, Северного, Средиземного, Южно-Китайского морей, дополненная обширным материалом данных лабораторных экспериментов в лучшей лаборатории Европы (Ганновер, Германия). Получен новый экспериментальный материал для определения физических особенностей транспорта наносов волновым потоком.

2. Рассмотрены основные механизмы, контролирующие амплитудные и фазовые соотношения флуктуаций концентрации и расхода взвешенных наносов на временных масштабах, меньших периода пика спектра ветровых волн. Отмечено наличие низкочастотных флуктуаций концентрации наносов с промежутком порядка нескольких периодов ветровых волн и амплитудой, в несколько раз превышающей среднее значение концентрации.

3. Проанализирована ранее не исследованная проблема о влиянии частотного распределения волновой энергии в спектре поверхностных волн на транспорт донных осадков. Выявлены отличия в реакции размываемого дна на внешнее возмущение, представленное нерегулярным поверхностным волнением с постоянными интегральными характеристиками (значительная высота волн и период пика спектра) и переменным частотным распределением энергии волн.

4. Исследовано влияние волн зыби на перераспределение донных осадков в прибрежной зоне моря. Показано, что разделение волнового поля на отдельные компоненты позволяет более корректно описать пространственно-временную структуру поверхностного волнения, а также существенно уточнить схемы транспорта донных осадков в прибрежной зоне. На примере Анапской пересыпи показано, что возможны ситуации, при которых вдольбереговой поток донных отложений практически полностью определяется волнами зыби.

Результаты натурных и лабораторных экспериментов позволяют определить направления дальнейших исследований по созданию физически обоснованных моделей транспорта наносов волнами и волновыми течениями.

Благодарности. Постановка задачи исследования, описанного в этой статье, выполнена в рамках проекта РФФИ № 20-15-50009, анализ экспериментальных данных проведен при поддержке гранта РФФИ № 20-05-00009, математическое моделирование – при поддержке грантов РФФИ № 18-05-80035 и 19-05-00041, а также проекта РФФИ № 20-17-00060.

Анализ результатов выполнен в соответствии с темой госзадания № 0128-2021-0013.

Литература

- Анциферов С.М., Косьян Р.Д.* Взвешенные наносы в верхней части шельфа. М.: Наука, 1986. 224 с.
- Дивинский Б.В., Косьян Р.Д., Грюне И.* Влияние формы спектра поверхностного волнения на динамику донных осадков // *Океанология*. 2014. Т. 54. № 2. С. 149–160.
- Дивинский Б.В., Косьян Р.Д.* Взвешивание донных осадков в условиях нерегулярного поверхностного волнения // *Океанология*. 2019. 59(4). С. 533–543. DOI: 10.31857/S0030-1574594533-543.
- Дивинский Б.В.* Результаты измерений параметров поверхностных волн с помощью буя в районе г. Геленджика. // *Динамические процессы береговой зоны моря*. М.: Научный мир, 2003. С. 70–91.
- Косьян Р.Д., Крыленко М.В., Винсент С.* Высоочастотная изменчивость вертикального распределения концентрации взвеси в береговой зоне // *Материалы международной конференции «Литодинамика донной контактной зоны океана»*. Москва: ГЕОС, 2009. ISSN 978-5-89118-469-5. С. 103–105.
- Косьян Р.Д., Крыленко М.В.* Характеристика мелкомасштабных турбулентных вихрей, формирующихся во внешней береговой зоне // *Материалы международной конференции «Геология, география и экология океана»*. Ростов-на-Дону: ЮНЦ РАН, 2009. ISSN 978-902982-44-9. С. 181–183.
- Косьян Р.Д., Кунц Г., Кузнецов С.Ю., Пыхов Н.В., Крыленко М.В.* Перемежаемость турбулентности в прибойной зоне и ее влияние на взвешивание песка // *Океанология*. Т. 39. № 2. 1999. С. 298–305.
- Косьян Р.Д., Подымов И.С., Пыхов Н.В.* (Ред.) *Динамические процессы береговой зоны моря* // М.: Научный мир, 2003. 326 с.
- Косьян Р.Д., Пыхов Н.В.* Гидрогенное перемещение осадков в береговой зоне моря // Москва: Наука, 1991. 280 с.
- Крыленко М.В.* Влияние мелкомасштабной турбулентности на вертикальное распределение взвешенных наносов в береговой зоне // *Материалы международной конференции «Динамика прибрежной зоны бесприливных морей»*. Калининград: Терра Балтика, 2008. С. 74–78.
- Крыленко М.В., Грюне Й., Косьян Р.Д., Подымов И.С.* Особенности взвешивания песчаных частиц под воздействием регулярного волнения // *Материалы XXIV Международной конференции «Морские берега – эволюция, экология, экономика»*. Краснодар: Из-во «Юг», 2012. С. 224–228.
- Крыленко М.В., Косьян Р.Д.* Возможность оптимизации измерений концентрации взвешенных наносов в береговой зоне моря // *Синергия наук*. 2017. № 16. С. 1108–1113. URL: <http://synergy-journal.ru/archive/article1034>.
- Крыленко М.В., Косьян Р.Д., Крыленко В.В., Бондарева Е.В.* Влияние мелкомасштабной турбулентности на распределение взвешенных наносов в береговой зоне // *Вклад фундаментальных исследований в развитие современной инновационной экономики Краснодарского края: Сборник тезисов*. Краснодар, 2009. С. 49–50.
- Крыленко В.В.* Динамика морского берега Анапской пересыпи // *Океанология*. 2015. Т. 55, № 5. С. 821–828. DOI: 10.7868/S0030157415050081.
- Ackers P., White W.R.* Sediment Transport: New Approach and Analysis // *Journal of the Hydro. Div.* 1973. ASCE. Vol. 99. No. HY11.
- Aziz J.J., Ling M., Rifai H.S., Newell C.J., Gonzales J.R.* MAROS: A Decision Support System for Optimizing Monitoring Plans // *Ground Water*. 2003. 41(3). P. 355–367.

- Bailard J.A.* An energetic total load sediment transport model for a plane sloping beach // *J. Geophys. Research.* 86(C11). 10938–10954. 1981.
- Bijker E.W.* Littoral Drift as a Function of Waves and Current // Delft Hydraulics Laboratory. Delft, The Netherlands. 1969. Publication No. 58.
- Coastal Engineering Manual. Engineer Manual 1110-2-1100, U.S. Army Corps of Engineers, Washington, D.C. (in 6 volumes). 2002.
- Davies A.G., Li Z.* Modelling sediment transport beneath regular symmetrical and asymmetrical waves above a plane bed // *Continental Shelf Research.* 1997. 17(5). P. 555.
- DHI Water & Environment. MIKE 21. Spectral Wave Module. 2007.
- Divinsky B.V., Kosyan R.D.* Bottom Sediment Suspension under Irregular Surface Wave Conditions // *Oceanology.* 2019. Vol. 59. No. 4. P. 482–490. DOI: 10.1134/S0001437019040039.
- Divinsky B.V., Kosyan R.D.* Influence of the climatic variations in the wind waves parameters on the alongshore sediment transport // *Oceanologia.* 2020. Vol. 62. Iss. 2. P. 190–199. DOI: 10.1016/j.oceano.2019.11.002.
- Divinsky B., Kosyan R.* Parameters of wind seas and swell in the Black Sea based on numerical modeling // *Oceanologia.* 2018. 60. P. 277–287. <https://doi.org/10.1016/j.oceano.2017.11.006>.
- Divinsky B.V., Kosyan R.D.* Spatiotemporal variability of the Black Sea wave climate in the last 37 years // *Continental Shelf Research.* 2017. 136. P. 1–19. IF 2.369. <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2017.01.008>.
- Dohmen-Janssen C., Hanes D.* Sheet flow and suspended sediment due to wave groups in a large wave flume // *Continental Shelf Research.* 2005. 25. P. 333–347. DOI: 10.1016/j.csr.2004.10.009.
- Engelund F., Fredsøe J.A.* Sediment transport model for straight alluvial channels // *Nordic Hydrology.* 1979. P. 296–306.
- Engelund F., Hansen E.A.* Monograph on Sediment Transport in Alluvial Channels // *Nordic Hydrology.* 1979.
- Grant W.D., Madsen O.S.* Movable bed roughness in unsteady oscillatory flow // *Journal of Geophysical Research.* 1982. 87(C1). P. 469–481.
- Grüne J., Kos'yan R., Oumeraci H., Podymov I., Schmidt-Koppenhagen R., Vincent C.E.* Large-Scale Laboratory Modeling of Suspended Sand Concentration Fluctuations under Irregular Waves // *Coastal Sediments 07.* ASCE. New Orleans, 2007.
- Hanes D.M., Huntley D.A.* Continuous measurements of suspended sand concentration in a wave dominated nearshore environment // *Continental Shelf Res.* 1986. Vol. 6. No. 4. P. 585–596.
- Hasselmann K. et al.* Measurements of Wind-Wave Growth and Swell Decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP) // *Erganzungsheft zur Deutschen Hydrographischen Zeitschrift Reihe. Deutsches Hydrographisches Institut, Hamburg.* 1973. A (8⁰). No. 12.
- Jonsson J.G.* On the existence of universal velocity distributions in an oscillatory, turbulent boundary layer // *Report No. 12. Coast. Eng. Lab/Hydraul. Lab., Tech. Univ. Denmark.* 1966. P. 2–10.
- Kos'yan R., Grune J., Divinskiy B., Podymov I.* Nowadays Problems of Sediment Transport Modelling in the coastal zone // *Proceedings of 34th Conference on Coastal Engineering, Seoul, South Korea.* 2015. No. 34. Sediment. 19. ISSN: 2156-1028; ISBN: 978-0-9896611-2-6.
- Kos'yan R., Grüne J., Divinskiy B., Podymov I., Vincent C., Ahmari A., Oumeraci H.* The dependence of suspended sand concentration on the degree of storm development // *32nd International Conference on Coastal Engineering ICCE2010, 30 June–5 July, 2010. Shanghai, China.*

- Kosyan R.D., Divinskiy B.V., Krylenko M.V.* Peculiarities of the suspended sediment concentration measurement in the coastal zone // International Conference on Coasts, Ports and Marine Structures (ICOPMAS). 31 Oct.–2 Nov. 2016. Tehran, Iran.
- Kosyan R.D., Divinskiy B.V., Krylenko V.V., Krylenko M.V., Kuklev S.B., Kosyan A.R.* The forecast of Anapa bay-bar coast evolution and sand body thickness change // Coastal Engineering Practice. Proceedings of the 2011 Conference on Coastal Engineering Practice. San Diego, CA, 21–24.08. 2011. P. 42–55. DOI: 10.1061/41190(422)5.
- Kosyan R.D., Divinsky B.V., Krylenko M.V.* Laboratory research of peculiarities of the suspended sediment concentration in the coastal zone // Proceedings of the 7th International Conference on the Application of Physical Modelling in Coastal and Port Engineering and Science (Coastlab18). Santander, Spain. May 22–26. 2018.
- Kosyan R., Divinsky B.* Variability of the suspended sediment dynamics under irregular waves // EMECS'11 SeaCoasts XXVI Joint Conference. Managing risks to coastal regions and communities in a changing world. August 22–27, 2016. St. Petersburg, Russia.
- Kos'yan R.D., Kunz H., Kuznetsov S.Yu., Pykhov N.V., Krylenko M.V.* Sand Suspension and Intermittence of Turbulence in the Surf Zone // Proc. of the 25th International Conference on Coastal Engineering, “COASTAL ENGINEERING' 96”. American Society of Civil Engineering. 4111–4119. New York, 1997.
- Kos'yan R., Kunz H., Kuznetsov S., Pykhov N., Krlenko M.* Intermittence of turbulence and sand suspending events during storm. // Abstr. of the 25th Intern. Conf. "Coastal Engineering 96". Orlando, USA, 1996.
- Kos'yan R., Kunz H., Kuznetsov S.Yu., Pykhov N.V., Krylenko M.V.* Sand suspension and intermittence of turbulence in the surf zone. // Proc. of the 25 Int. Conference on Coastal Engineering, “COASTAL ENGINEERING'96”, American Society of Civil engineering. New York. 1997. P. 4111–4119.
- Kos'yan R., Kunz H., Kuznetsov S., Pykhov N., Podymov I., Vorobyev P.* Physical regularities of suspended sand concentration and transport under irregular waves based on field data // Die Küste. 1999. 64. P. 161–200.
- Kosyan R., Krylenko M.* Peculiarities of instantaneous vertical distribution of suspended sediment in the surf zone // Abstr. of 30th International Conference on Coastal Engineering (ICCE). San Diego, 2006. P. 106.
- Kos'yan R.D., Krylenko M.V., Vincent C.E.* Fluctuations of instantaneous vertical distribution of suspended sediment in the surf zone // Proc. of the 30th International Conference on Coastal Engineering (ICCE). 2007. P. 2524–2536.
- Kos'yan, I. Podymov N. Pykhov.* Investigations of Suspended Sediment Dynamics in the Course of the Nearshore Experiment in the Ob Sea // MEDCOAST'99 – EMECS'99 Joint Conference, 1999. Land- Ocean Interactions: Managing Coastal Ecosystems. Antalya, Turkey.
- Kos'yan R.* Vertical distribution of suspended sediment concentrations seawards of the breaking zone // Coastal Engineering. 1985. Vol. 9. P. 171–187.
- Krylenko M.V.* Peculiarities of the small-scale turbulence in the coastal zone // Proc. Of the 3rd International Short Course and Workshop on APPLIED COASTAL RESEARCH. Lecce, Italy, 2008. P. 134–140.
- Kunz H., Kos'yan R.* German-Russian nearshore dynamics experiment on Norderney island // Proc. of the Third International Conference on the Mediterranean Coastal Environment, “MEDCOAST' 97”. Malta, 1997. 1301–1315.
- Kuznetsov S.Yu., Pykhov N.V.* Spectral Test of the Energetic Approach for Suspended sand Transport in the Surf Zone // Proceedings of the International Conference on Coastal

- Research in Terms of Large Scale Experiments, “Coastal Dynamics’ 97”. Plimouth, 1998. 227–234.
- Larson M., Kraus N.C. SBEACH: numerical model for simulating storm-induced beach change // Tech. Rep. CERC-89-9. 1989. US Army Eng. Waterw. Exp. Station. Coastal Eng. Res. Center. 1989.
- Larson M., Hoan L.X., Hanson H. Direct formula to compute wave height and angle at incipient breaking // J. Waterway, Port, Coast, Ocean Eng. 2009. 136 (2). 119–122.
- Longuet-Higgins M.S. Alongshore currents generated by obliquely incident sea waves // Jour. Geophys. Res. 1970. 75. 6788–6801.
- Meyer-Peter E., Müller R. Formulas for Bed-Load Transport. Proceedings // Second Congress IAHR, 1948. Stockholm, Sweden.
- Murray R., Hodgson D., Thorne P. Wave groups and sediment resuspension processes over evolving sandy bedforms // Continental Shelf Research. 2012. 46. P. 16–30. DOI: 10.1016/j.csr.2012.02.011.
- Neuwe J., Dette H. Simulation of dune and nourished berm erosion during storm surges // Int. Conf. “Coastal Dynamics’95”. Gdansk, 1995. P. 850–861.
- Nguyen Manh Hung, Kos’yan R.D., Podymov I.S., Sokolov V.A. A Vietnam-Russia field survey for studying of the near shore dynamic and sediment processes at the Red river delta // In book “International cooperation on investigation and research of marine natural resource and environment”. Publishing house for science and technology. Hanoi, 2011. P. 152–162.
- Nielsen P. Dynamics and geometry of wave-generated ripples // Journal of geophysical research. 1981. Vol. 86. Iss. C7. P. 6467–6472. doi.org/10.1029/JC086iC07p06467.
- O’Donoghue T., Doucette J.S., van der Werf J.J., Ribberink J.S. The dimensions of sand ripples in fullscale oscillatory flows // Coastal Engineering. 2006. 53. 997–1012.
- Okayasu A., Katayama H. Distribution of undertow and long-wave component velocity due to random waves // 23rd Int. Conf. on Coastal Eng. 1992. Venice. P. 883–893.
- Osborn Ph.D., Greenwood B. Sediment suspension under waves and currents time scales and vertical structure // Sedimentology. 1993. Vol. 40. P. 599.
- Pykhov N.V., Kos’yan R.D., Kuznetsov S.Yu. Field research of time scales and mechanisms of sandy sediment suspending by irregular waves // Oceanologiya. 1997. Vol. 37. No. 2. P. 202.
- Roelvink J.A., Reniers A.J.H.M., Walstra D.J.R. Medium-term morphodynamic modelling // MAST 68-M Final Workshop. Gdansk, 1995. P. 7-3 – 7-6.
- Roelvink J.A., Stive M.J.F. Bar-generating cross-shore flow mechanisms on a beach // J. of Geophys. Res. 1989. Vol. 94. No. C4. P. 4785–4800.
- Soulsby R.L. Dynamics of Marine Sands // Thomas Telford Publications. London, 1997. ISBN 07272584X.
- Stive M.J.F., Wind H.G. Cross-shore mean flow in the surf-zone // Coastal Eng. 1986. Vol. 10. P. 325–340.
- Svendsen I.A., Schaffer H.A., Buhr Hansen J. The interaction between the undertow and the boundary layer flow on a beach // J. of Geophys. Res. 1987. Vol. 92. No. C 11. P. 11845–11856.
- Van Rijn L.C. Sediment transport, part II: suspended load transport // Journal of Hydraulic Engineering. 110:1613–1641, 1984.
- Van Thiel de Vries J.S.M. Dune erosion during storm surges // PhD thesis, PhD thesis, Delft University of Technology. Delft, 2009.
- Vincent C.E., Hanes D. The accumulation and decay of near-bed suspended sand concentration due to waves and wave groups // Continental Shelf Research. 2002. Vol. 22. P. 1987–2000.

- Walton T.* Coastal Engineering Manual, Part III, Coastal Sediment Processes, Chapter III-6, Engineer Manual 1110-2-1100. 2002. U.S. Army Corps of Engineers. Washington, DC. P. 72.
- Wang H., Miao G., Lin L.-H.* A time-dependent nearshore morphological response model // 23rd Int. Conf. on Coastal Eng. 1992. Venice. P. 2513–2527.
- Wiberg P.L., Harris C.K.* Ripple geometry in wave-dominated environments // Journal of Geophysical Research. 1994. 99 (C1). 775–789.
- Williams J.J., Rose C.P., Thorne P.D.* Role of wave groups in resuspension of sandy sediments // Marine Geology. 2002. Vol. 183. P. 17–29.
- Zou S., Dalrymple R., Asce F., Rogers B.* Smoothed particle hydrodynamics simulation on sediment suspension under breaking waves // Ocean waves measurement and analysis, Fifth Inter. Symposium Waves-2005, Madrid, Spain. 2005. P. 186–192.
- Zyserman J., Fredsøe F.* Data Analysis of Bed Concentration of Suspended Sediment // J. of Hydr. Eng. 1994. ASCE. Vol. 120. No. 9.

PROBLEMS OF SEDIMENTS TRANSPORT MODELING IN THE COASTAL AREA

Kosyan R.D., Divinsky B.V.

*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences,
36, Nakhimovskiy prospekt, Moscow, 117997, Russia,
e-mail: rkosyan@hotmail.com*

Submitted 19.01.2021, accepted 24.03.2021.

Due to the development of measuring instruments, a more detailed analysis of the wave field and the field of suspended sediments spatio-temporal characteristics has become possible.

Through the efforts of Russian specialists over the past decades:

1. A unique database of observations of the sediment movement in storm situations in different physical and geographical areas of the coastal zone of the Black, Baltic, North, Mediterranean, South China Seas has been collected, supplemented by extensive data of laboratory experiments in the best laboratory in Europe (Hannover, Germany). New experimental material has been obtained to determine the physical features of sediment transport by wave flow.
2. The main mechanisms controlling the amplitude and phase relationships of the concentration fluctuations and discharge of suspended sediment on time scales less than the period of the peak of the wind wave spectrum are considered. The presence of low-frequency fluctuations in sediment concentration with a period of the order of several periods of wind waves and an amplitude several times higher than the average value of concentration is noted.
3. The previously unexplored problem of the wave energy frequency distribution in the spectrum of surface waves influence on the sediment transport has been analyzed. Differences in the response of the washed-out bottom to an external disturbance, represented by irregular surface waves with constant integral characteristics (significant wave height and period of the spectrum peak) and variable wave energy frequency distribution, were revealed.
4. The influence of swell waves on the redistribution of bottom sediments in the sea coastal zone was investigated. It is shown that dividing the wave field into separate components allows a more correct description of the spatiotemporal structure of

surface waves, as well as a significant refinement of the bottom sediment transport schemes in the coastal zone. Using the example of the Anapa bay bar, it is shown that situations are possible in which the alongshore flow of bottom sediments is almost completely determined by swell waves.

The results of field and laboratory experiments make it possible to determine the directions for further research on the creation of physically based models of sediment transport by waves and wave currents.

Keywords: full-scale experiment, suspended sediments, alongshore flows, mathematical modeling

Acknowledgments: The problem was formulated in accordance with the RFBR project № 20-15-50009, analysis of experimental data – with the support of RFBR grant 20-05-00009, mathematical modelling – with the support of RFBR grants 18-05-80035 and 19-05-00041 and the Russian Science Foundation project № 20-17-00060.

The analysis of the results was carried out in accordance with the theme of state program No 0128-2021-0013.

References

- Ackers, P. and W.R. White, 1973: Sediment Transport: New Approach and Analysis. *Journal of the Hydro. Div. ASCE*, **99** (HY11).
- Antsyferov, S.M. and R.D. Kos'yan, 1986: *Vzveshennyye nanosy v verkhney chasti shel'fa*, Moscow, Nauka, 224 p.
- Aziz, J.J., M. Ling, H.S. Rifai, C.J. Newell, and J.R. Gonzales, 2003: MAROS: A Decision Support System for Optimizing Monitoring Plans. *Ground Water*, **41**(3), 355–367.
- Bailard, J.A., 1981: An energetic total load sediment transport model for a plane sloping beach. *J. Geophys. Research*, **86**(C11), 10938–10954.
- Bijker, E.W., 1969: Littoral Drift as a Function of Waves and Current. *Publication Delft Hydraulics Laboratory*, Delft, The Netherlands, (58).
- Coastal Engineering Manual*, 2002: Engineer Manual 1110-2-1100, U.S. Army Corps of Engineers, Washington, D.C. (in 6 volumes).
- Davies, A.G. and Z. Li, 1997: Modelling sediment transport beneath regular symmetrical and asymmetrical waves above a plane bed. *Continental Shelf Research*, **17**(5), pp. 555.
- DHI Water & Environment, 2007: *MIKE 21, Spectral Wave Module*.
- Divinskiy, B.V., R.D. Kos'yan, and I. Gryune, 2014: Vliyaniye formy spektra poverkhnostnogo volneniya na dinamiku donnykh osadkov. *Okeanologiya*, **54**(2), 149–160.
- Divinskiy, B.V. and R.D. Kos'yan, 2019: Vzveshivaniye donnykh osadkov v usloviyakh neregulyarnogo poverkhnostnogo volneniya. *Okeanologiya*, **59**(4), 533–543, doi: 10.31857/S0030-1574594533-543.
- Divinskiy, B.V., 2003: Rezul'taty izmereniy parametrov poverkhnostnykh voln s pomoshch'yu buya v rayone g. Gelendzhika. *Dinamicheskkiye protsessy beregovoy zony moray*, Moscow, Nauchnyy mir, 70–91.
- Divinsky, B.V. and R.D. Kosyan, 2019: Bottom Sediment Suspension under Irregular Surface Wave Conditions. *Oceanology*, **59**(4), 482–490, doi: 10.1134/S0001437019040039.
- Divinsky, B.V. and R.D. Kosyan, 2020: Influence of the climatic variations in the wind

- waves parameters on the alongshore sediment transport. *Oceanologia*, **62**(2), 190–199, doi: 10.1016/j.oceano.2019.11.002.
- Divinsky, B. and R. Kosyan, 2018: Parameters of wind seas and swell in the Black Sea based on numerical modeling. *Oceanologia*, **60**, 277–287, <https://doi.org/10.1016/j.oceano.2017.11.006>.
- Divinsky, B.V. and R.D. Kosyan, 2017: Spatiotemporal variability of the Black Sea wave climate in the last 37 years. *Continental Shelf Research*, **136**, 1–19, IF 2.369, <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2017.01.008>.
- Dohmen-Janssen, C. and D. Hanes, 2005: Sheet flow and suspended sediment due to wave groups in a large wave flume. *Continental Shelf Research*, **25**, 333–347, doi: 10.1016/j.csr.2004.10.009.
- Engelund, F. and J.A. Fredsøe, 1979: Sediment transport model for straight alluvial channels. *Nordic Hydrology*, 296–306.
- Engelund, F. and E.A. Hansen, 1979: Monograph on Sediment Transport in Alluvial Channels. *Nordic Hydrology*.
- Grant, W.D. and O.S. Madsen, 1982: Movable bed roughness in unsteady oscillatory flow. *Journal of Geophysical Research*, **87**(C1), 469–481.
- Grüne, J., R. Kos'yan, H. Oumeraci, I. Podymov, R. Schmidt-Koppenhagen, and C.E. Vincent, 2007: Large-Scale Laboratory Modeling of Suspended Sand Concentration Fluctuations under Irregular Waves. *Coastal Sediments 07*, ASCE, New Orleans.
- Hanes, D.M. and D.A. Huntley, 1986: Continuous measurements of suspended sand concentration in a wave dominated nearshore environment. *Continental Shelf Res.*, **6**(4), 585–596.
- Hasselmann, K. et al., 1973: Measurements of Wind-Wave Growth and Swell Decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP). *Erganzungsheft zur Deutschen Hydrographischen Zeitschrift Reihe, A* (8⁰), 12, Deutsches Hydrographisches Institut, Hamburg.
- Jonsson, J.G., 1966: On the existence of universal velocity distributions in an oscillatory, turbulent boundary layer. *Report Coast. Eng. Lab/Hydraul. Lab., Tech. Univ. Denmark*, **12**, 2–10.
- Kos'yan, R.D., M.V. Krylenko, and S. Vinsent, 2009: Vysokochastotnaya izmenchivost' vertikal'nogo raspredeleniya kontsentratsii vzvesi v beregovoy zone. *Materialy mezhdunarodnoy konferentsii «Litodinamika donnoy kontaktnoy zony okeana»*, Moscow, GEOS, 103–105, ISSN 978-5-89118-469-5.
- Kos'yan, R.D. and M.V. Krylenko, 2009: Kharakteristika melkomasshtabnykh turbulentnykh vikhrey, formiruyushchikhsya vo vneshney beregovoy zone. *Materialy mezhdunarodnoy konferentsii «Geologiya, geografiya i ekologiya okeana»*, Rostov-na-Donu, YUNTS RAN, 181–183, ISSN 978-902982-44-9.
- Kos'yan, R.D., G. Kunts, S.Yu. Kuznetsov, N.V. Pykhov, and M.V. Krylenko, 1999: Peremeshchayemost' turbulentnosti v priboynoy zone i yeye vliyaniye na vzveshivaniye peska. *Okeanologiya*, **39**(2), 298–305.
- Kos'yan, R.D., I.S. Podymov, and N.V. Pykhov (Ed.), 2003: *Dinamicheskiye protsessy beregovoy zony moray*, Moscow, Nauchnyy mir, 326 p.
- Kos'yan, R.D. and N.V. Pykhov, 1991: *Gidrogennoye peremeshcheniye osadkov v beregovoy zone moray*, Moscow, Nauka, 280 p.
- Kos'yan, R., J. Grune, B. Divinskiy, and I. Podymov, 2015: Nowadays Problems of Sediment Transport Modelling in the coastal zone. *Proceedings of 34th Conference on Coastal Engineering*, Seoul, South Korea, 34, 19, ISSN: 2156-1028 ISBN: 978-0-9896611-2-6.
- Kos'yan, R., J. Grüne, B. Divinskiy, I. Podymov, C. Vincent, A. Ahmari, and H. Oumeraci, 2010: The dependence of suspended sand concentration on the degree of storm development.

- 32nd International Conference on Coastal Engineering ICCE2010, 30 June – 5 July 2010, Shanghai, China.*
- Kosyan, R.D., B.V. Divinskiy, and M.V. Krylenko, 2016: Peculiarities of the suspended sediment concentration measurement in the coastal zone. *International Conference on Coasts, Ports and Marine Structures (ICOPMAS). 31 Oct – 2 Nov. 2016*, Tehran, Iran.
- Kosyan, R.D., B.V. Divinskiy, V.V. Krylenko, M.V. Krylenko, S.B. Kuklev, and A.R. Kosyan, 2011: The forecast of Anapa bay-bar coast evolution and sand body thickness change. *Coastal Engineering Practice – Proceedings of the 2011 Conference on Coastal Engineering Practice*. San Diego, CA, 21-24.08, 20112011, 42–55, doi: 10.1061/41190(422)5.
- Kosyan, R.D., B.V. Divinsky, and M.V. Krylenko, 2018: Laboratory research of peculiarities of the suspended sediment concentration in the coastal zone. *Proceedings of the 7th International Conference on the Application of Physical Modelling in Coastal and Port Engineering and Science (Coastlab18)*, Santander, Spain, May 22–26.
- Kosyan, R. and B. Divinsky, 2016: Variability of the suspended sediment dynamics under irregular waves. *EMEC'S'11 SeaCoasts XXVI Joint Conference. Managing risks to coastal regions and communities in a changing world. August 22–27, 2016*, St. Petersburg, Russia.
- Kos'yan, R.D., H. Kunz, S.Yu. Kuznetsov, N.V. Pykhov, and M.V. Krylenko, 1997: Sand Suspension and Intermittence of Turbulence in the Surf Zone. *Proc. of the 25th International Conference on Coastal Engineering, "COASTAL ENGINEERING' 96"*. American Society of Civil Engineering, New York, 4111–4119.
- Kos'yan, R., H. Kunz, S. Kuznetsov, N. Pykhov, and M. Krlenko, 1996: Intermittence of turbulence and sand suspending events during storm. *Abstr. of the 25th Intern. Conf. "Coastal Engineering 96"*, Orlando, USA.
- Kos'yan, R., H. Kunz, S.Yu. Kuznetsov, N.V. Pykhov, and M.V. Krylenko, 1997: Sand suspension and intermittence of turbulence in the surf zone. *Proc. of the 25 Int. Conference on Coastal Engineering, "COASTAL ENGINEERING"96*, American Society of Civil engineering, New York, 4111–4119.
- Kos'yan, R., H. Kunz, S. Kuznetsov, N. Pykhov, I. Podymov, and P. Vorobyev, 1999: Physical regularities of suspended sand concentration and transport under irregular waves based on field data. *Die Küste*, **64**, 161–200.
- Kosyan, R. and M. Krylenko, 2006: Peculiarities of instantaneous vertical distribution of suspended sediment in the surf zone. *Abstr. of 30th International Conference on Coastal Engineering (ICCE)*, San Diego, pp. 106.
- Kos'yan, R.D., M.V. Krylenko, and C.E. Vincent, 2007: Fluctuations of instantaneous vertical distribution of suspended sediment in the surf zone. *Proc. of the 30th International Conference on Coastal Engineering (ICCE)*, 2524–2536.
- Kos'yan, R., I. Podymov, and N. Pykhov, 1999: Investigations of Suspended Sediment Dynamics in the Course of the Nearshore Experiment in the Ob Sea. *MEDCOAST'99 – EMECS'99 Joint Conference, Land- Ocean Interactions: Managing Coastal Ecosystems*; Antalya, Turkey.
- Kos'yan, R., 1985: Vertical distribution of suspended sediment concentrations seawards of the breaking zone. *Coastal Engineering*, **9**, 171–187.
- Krylenko, M.V., 2008: Vliyaniye melkomasshtabnoy turbulentnosti na vertikal'noye raspredeleniye vzveshennykh nanosov v beregovoy zone. *Materialy mezhdunarodnoy konferentsii «Dinamika pribrezhnoy zony besprilivnykh morey»*, Kaliningrad, Terra Baltika, 74–78.
- Krylenko, M.V., Y. Gryune, R.D. Kos'yan, and I.S. Podymov, 2012: Osobennosti vzveshivaniya peschanykh chastits pod vozdeystviyem regul'yarnogo volneniya. *Materialy XXIV*

- Mezhdunarodnoy konferentsii «Morskiye berega – evolyutsiya, ekologiya, ekonomika»*, Krasnodar, Iz-vo «Yug», 224–228.
- Krylenko, M.V. and R.D. Kos'yan, 2017: Vozmozhnost' optimizatsii izmereniy kontsentratsii vzveshennykh nanosov v beregovoy zone moray. *Sinergiya nauk*, **16**, 1108–1113, URL: <http://synergy-journal.ru/archive/article1034>.
- Krylenko, M.V., R.D. Kos'yan, V.V. Krylenko, and Ye.V. Bondareva, 2009: Vliyaniye melkomasshtabnoy turbulentnosti na raspredeleniye vzveshennykh nanosov v beregovoy zone. *Vklad fundamental'nykh issledovaniy v razvitiye sovremennoy innovatsionnoy ekonomiki Krasnodarskogo kraya, sbornik tezisov*, Krasnodar, 49–50.
- Krylenko, V.V., 2015: Dinamika morskogo berega Anapskoy peresypi. *Okeanologiya*, **55**(5), 821–828, doi: 10.7868/S0030157415050081.
- Krylenko, M.V., 2008: Peculiarities of the small-scale turbulence in the coastal zone. *Proc. Of the 3rd International Short Course and Workshop on APPLIED COASTAL RESEARCH*, Lecce, Italy, 134–140.
- Kunz, H. and R. Kos'yan, 1997: German-Russian nearshore dynamics experiment on Norderney island. *Proc. of the Third International Conference on the Mediterranean Coastal Environment, "MEDCOAST' 97"*, Malta, 1301–1315.
- Kuznetsov, S.Yu. and N.V. Pykhov, 1998: Spectral Test of the Energetic Approach for Suspended sand Transport in the Surf Zone. *Proceedings of the International Conference on Coastal Research in Terms of Large Scale Experiments, "Coastal Dynamics '97"*, Plymouth, 227–234.
- Larson, M. and N.C. Kraus, 1989: SBEACH: numerical model for simulating storm-induced beach change. *Tech. Rep. CERC-89-9. US Army Eng. Waterw. Exp. Station. Coastal Eng. Res. Center*.
- Larson, M., L.X. Hoan, and H. Hanson, 2009: Direct formula to compute wave height and angle at incipient breaking. *J. Waterway, Port, Coast, Ocean Eng.*, **136** (2), 119–122.
- Longuet-Higgins, M.S., 1970: Alongshore currents generated by obliquely incident sea waves. *Jour. Geophys. Res.*, **75**, 6788–6801.
- Meyer-Peter, E. and R. Müller, 1948: Formulas for Bed-Load Transport. *Proceedings Second Congress IAHR*, Stockholm, Sweden.
- Murray, R., D. Hodgson, and P. Thorne, 2012: Wave groups and sediment resuspension processes over evolving sandy bedforms. *Continental Shelf Research*, **46**, 16–30, doi: 10.1016/j.csr.2012.02.011.
- Newe, J. and H. Dette, 1995: Simulation of dune and nourished berm erosion during storm surges. *Int. Conf. "Coastal Dynamics '95"*, Gdansk, 850–861.
- Nguyen, Manh Hung, R.D. Kos'an, I.S. Podymov, and V.A. Sokolov, 2011: A Vietnam-Russia field survey for studying of the near shore dynamic and sediment processes at the Red river delta. In: *"International cooperation on investigation and research of marine natural resource and environment"*. Hanoi, Publishing house for science and technology, 152–162.
- Nielsen, P., 1981: Dynamics and geometry of wave-generated ripples. *Journal of geophysical research*, **86**(C7), 6467–6472, doi.org/10.1029/JC086iC07p06467.
- O'Donoghue, T., J.S. Doucette, J.J. van der Werf, and J.S. Ribberink, 2006: The dimensions of sand ripples in fullscale oscillatory flows. *Coastal Engineering*, **53**, 997–1012.
- Okayasu, A. and H. Katayama, 1992: Distribution of undertow and long-wave component velocity due to random waves. *23rd Int. Conf. on Coastal Eng. Venice*, 883–893.
- Osborn, Ph.D. and B. Greenwood, 1993: Sediment suspension under waves and currents time scales and vertical structure. *Sedimentology*, **40**, pp. 599.
- Pykhov, N.V., R.D. Kos'yan, and S.Yu. Kuznetsov, 1997: Field research of time scales and

- mechanisms of sandy sediment suspending by irregular waves. *Oceanologiya*, **37**(2), pp. 202.
- Roelvink, J.A., A.J.H.M. Reniers, and D.J.R. Walstra, 1995: Medium-term morphodynamic modelling. *MAST 68-M Final Workshop*, Gdansk, 7-3-7-6 pp.
- Roelvink, J.A. and M.J.F. Stive, 1989: Bar-generating cross-shore flow mechanisms on a beach. *J. of Geophys. Res.*, **94**(C40), 4785–4800.
- Soulsby, R.L., 1997: Dynamics of Marine Sands. *Thomas Telford Publications*, London, ISBN 07272584X.
- Stive, M.J.F. and H.G. Wind, 1986: Cross-shore mean flow in the surf-zone. *Coastal Eng.*, **10**, 325–340.
- Svendsen, I.A., H.A. Schaffer, and J. Buhr Hansen, 1987: The interaction between the undertow and the boundary layer flow on a beach. *J. of Geophys. Res.*, **92**(C 11), 11845–11856.
- Van Rijn, L.C., 1984: Sediment transport, part II: suspended load transport. *Journal of Hydraulic Engineering*, 110:1613–1641.
- Van Thiel de Vries, J.S.M., 2009: Dune erosion during storm surges. *PhD thesis, PhD thesis*, Delft, Delft University of Technology.
- Vincent, C.E. and D. Hanes, 2002: The accumulation and decay of near-bed suspended sand concentration due to waves and wave groups. *Continental Shelf Research*, **22**, 1987-2000.
- Walton, T., 2002: Coastal Engineering Manual, Part III, *Coastal Sediment Processes, Chapter III-6, Engineer Manual 1110-2-1100.. U.S. Army Corps of Engineers*. Washington, DC, 72.
- Wang, H., G. Miao, and L.-H. Lin, 1992: A time-dependent nearshore morphological response model. *23rd Int. Conf. on Coastal Eng.*, Venice, 2513–2527.
- Wiberg, P.L. and C.K. Harris, 1994: Ripple geometry in wave-dominated environments. *Journal of Geophysical Research*, **99**(C1), 775–789.
- Williams, J.J., C.P. Rose, and P.D. Thorne, 2002: Role of wave groups in resuspension of sandy sediments. *Marine Geology*, **183**, 17–29.
- Zou, S., R. Dalrymple, F. Asce, and B. Rogers, 2005: Smoothed particle hydrodynamics simulation on sediment suspension under breaking waves. *Ocean waves measurement and analysis, Fifth Inter. Symposium Waves-2005*, Madrid, Spain, 186–192.
- Zyserman, J. and F. Fredsøe, 1994: Data Analysis of Bed Concentration of Suspended Sediment. *J. of Hydr. Eng. ASCE*, **120**(9).