

## ***Глава 6. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВЗВЕШЕННЫХ НАНОСОВ В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ МОРЯ ВО ВРЕМЯ ШТОРМОВ***

---

---

### **6. 1. Общая постановка задачи**

В этой главе рассматриваются, в основном, проблемы транспорта наносов в бесприливных морях. При этом, на основании всего опыта предшествующих исследований (Зенкович, 1962; Лонгинов, 1963), полагается, что основные очертания береговой зоны формируются штормами, а умеренное волнение выполняет лишь косметическую роль. При рассмотрении перемещения наносов в приливном море, оценивается действие лишь одного фактора – приливного течения. Очевидно, что этим не исчерпывается многообразие реальных природных динамических условий. Но позитивные итоги такого анализа позволяют высказывать суждения и о более сложных случаях. Динамическая обстановка в береговой зоне во время шторма существенно сложнее ситуации, возникающей при действии лишь приливного потока, потому большее внимание уделяется именно штормовой динамике.

Во время штормов и при действии интенсивного приливного течения основная часть наносов перемещается во взвешенном состоянии. Вместе с формированием поля взвеси поток формирует и рельеф дна. На нем может появиться целая иерархия аккумулятивных форм, возможно и одновременное существование наложенных друг на друга форм разных порядков. Изменяя шероховатость дна, эти формы могут заметно влиять и на условия взвешивания и распределения в потоке твердых частиц. Таким образом, процессы формирования донных форм и полей взвеси являются взаимозависимыми. Количественные оценки и прогноз распределения взвешенных наносов и их потоков и состояния дна являются приоритетными проблемами исследования береговой зоны.

Исследовать процессы движения наносов целесообразно на разных уровнях временно́го осреднения, начиная, например, с сезонного и заканчивая – соответствующим периоду волны. Выбор характерного времени осреднения по существу лимитирует круг задач, набор аргументов и прогностические возможности.

Задачи, связанные с сезонной и более долговременной изменчивостью, в монографии не рассматриваются. Для бесприливного моря верхний предел осреднения ограничен длительностью шторма, что в реальном времени составляет от 1 до 4 суток. Следующий уровень осреднения это стадия стабилизации шторма (если таковую удастся выделить), в которой сравнительно легко могут быть найдены надежные средние значения характеристик волнения. Последующие уровни определяются возможностью выделения в ходе шторма ступеней, в течение которых гидро- и литодинамический режимы можно считать квазистационарными. Вопрос о том соответствуют ли эти периоды минимальному времени осреднения, необходимому для получения надежных средних значений литодинамических характеристик является предметом специальных исследований.

## 6.2. Обобщение результатов исследований распределения взвешенных наносов в условиях шторма в бесприливном море

В течение последних 25 лет специалистами Института океанологии и его Южного отделения проведены детальные полевые исследования динамики наносов на специально оборудованных полигонах на Балтийском, Черном, Средиземном и Северном морях. Основной идеей этих экспериментов было создание возможно более полного банка данных, который мог бы служить надежной базой для разработки представлений, физических и математических моделей распределения взвешенных наносов, потоков наносов и деформации дна в разнообразных динамических ситуациях, возникающих в штормовых условиях.

При измерении характеристик поля взвешенных наносов во время шторма основное внимание было уделено:

- созданию и улучшению методик полевых измерений концентрации и состава взвешенных наносов для различных временных масштабов осреднения на обширной акватории;
- исследованию флуктуаций распределения концентрации и характеристик состава взвешенных наносов вдоль подводного склона от берега до глубин 15-20 метров для различных физико-географических условий;
- изучению характеристик профилей концентрации и состава взвешенных наносов в зоне разрушения и деформации волн при масштабах осреднения от нескольких минут до длительности шторма;
- проверке существующих моделей расчета концентрации и потоков взвешенных наносов на основе данных полевых экспериментов и созданию базы для разработки новых моделей.

При измерении характеристик рельефа основное внимание было направлено на то, чтобы четко разделить донные формы, образованные действующим волнением (т.н. активные) и сохранные от предшествующего режима.

Методические вопросы наблюдений достаточно полно освещены в опубликованных монографиях авторов этого раздела (Анцыферов, Косьян, 1986; Косьян, Пыхов, 1990; 1991; Antsyferov, Pykhov, Dachev, 1990 и др.).

**Распределение концентрации и характеристик состава взвешенных наносов с осреднением за шторм в целом.** Задачи, для решения которых необходимы сведения о поле средней концентрации взвешенных наносов и их составе, можно разделить на две группы. Одну из них составляют прикладные задачи. В частности, эти сведения позволяют обоснованно выбирать трассы подводного канала к порту, траншей для прокладки кабелей, водозаборов и водовыпусков АЭС и ТЭС.

Ко второй группе можно отнести задачи построения общих представлений, которые могут позволить оценить общую динамическую активность акватории и дать сравнительную энергетическую и геоэкологическую характеристику участка, прогнозировать тенденции его долговременного развития.

Кроме того, данные о средней концентрации взвеси фигурируют в качестве основного аргумента при решении весьма важных задач о вдольбереговом и поперечном транспорте наносов.

Из числа важных вопросов, по существу входящих в обе группы задач можно выделить следующие:

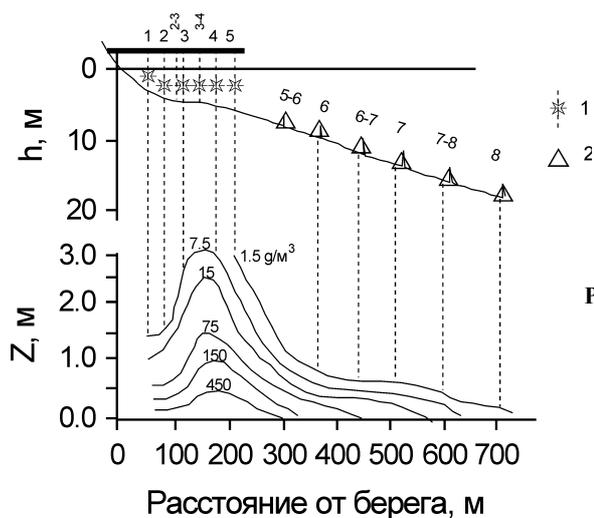
1) до каких глубин песчаные частицы взвешиваются в значимых количествах штормовым волнением;

2) удастся ли установить характерные особенности в распределении взвешенных частиц над определенными участками подводного склона, и можно ли среди них выделять участок, на котором перемещается основная часть вдольберегового потока наносов;

3) можно ли выделить какие-либо геоморфологические особенности исследуемой акватории, используя лишь сведения о распределении взвешенных наносов;

4) каковы особенности формирования потока взвешенных наносов при фронтальном и косом подходе волн к берегу.

На рисунках 6.1 – 6.3 показаны типичные распределения средней по времени шторма концентрации наносов для полигона на Черном море (Косьян, Пыхов, 1991). Эти результаты показывают, что даже в течение умеренных штормов, когда средние высоты волн на глубине 10-15 метров не превышают 1,1-1,6 метра, и период составляет 5,5-6,5 секунд, заметное взвешивание песка со дна происходит даже на глубинах порядка 15-20 метров. Эксперименты, осуществленные из подводной лаборатории “Черномор” позволили обнаружить вполне значимое взвешивание песка и на 30-метровой глубинах (Айбулатов, Косьян, Орвику, 1974). Очевидно, что эти глубины вовсе не предельные для взвешивания песка даже на внутренних морях.

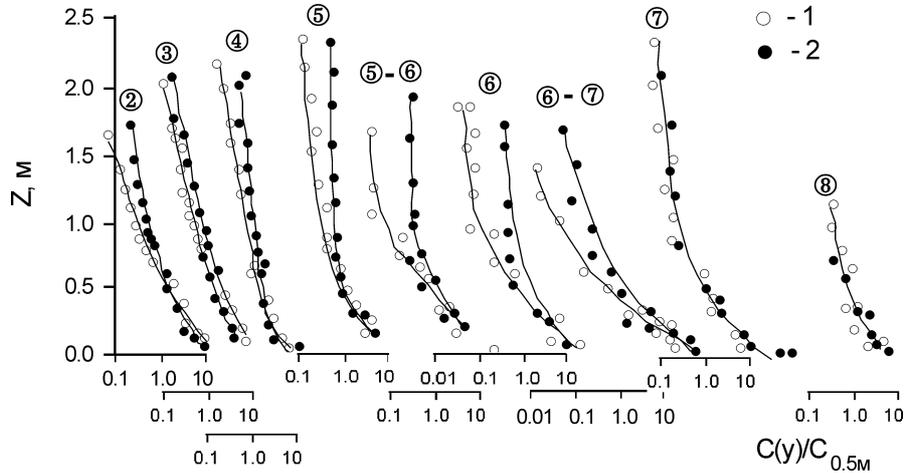


**Рис. 6.1.** Распределение осредненных за время шторма, продолжительностью 54 часа, значений концентрации взвешенных наносов береговой зоне полигона “Камчия”. 1-8 – пункты наблюдения, 1 – штанги с накопителями наносов, 2 – интегральные рамные посты, оснащенные накопителями

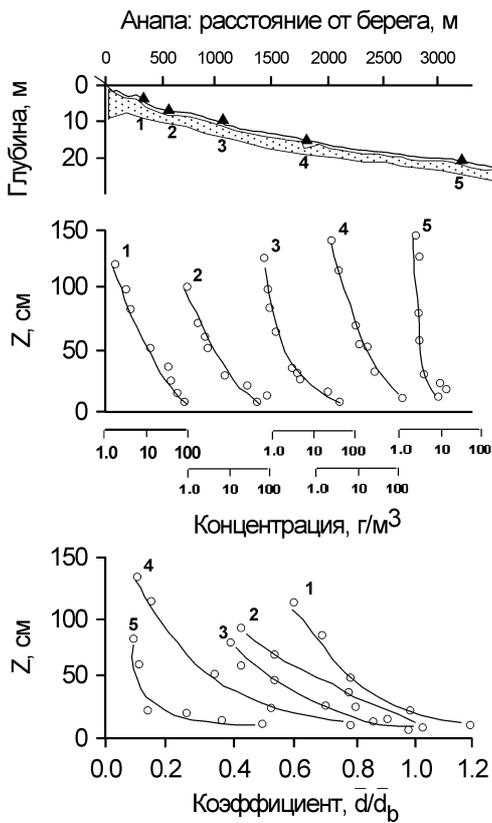
Отмечая характерные особенности вертикальных профилей концентрации взвешенных частиц, удобно выделить зоны слабой и сильной трансформации, а также зону диссипации волновой энергии, совпадающую с зоной разрушения. Особенности распределения взвеси в этих зонах сводятся к следующему:

1. В зоне слабой деформации волнения (пп. 8, 7, 6-7 на рис. 6.2, пп. 2-4 на рис. 6.3) вертикальное распределение концентрации песчаных частиц характеризуется заметным изменением величины  $C(z)$  в основной толще потока и весьма значительным – в придонной области, составляющей десятки сантиметров вблизи дна. При этом средний размер взвешенных частиц заметно меняется во всей рассматриваемой области (рис. 6.3).

2. Ближе к берегу, в зоне сильной деформации волнения (пп. 5, 4 на рис. 6.2) распределение концентрации оказывается близким к равномерному в основной толще потока и



**Рис. 6.2.** Распределение относительной концентрации взвешенных наносов во время шторма в береговой зоне полигона “Камчия”. Номера точек наблюдения (в кружках) соответствуют рис. 6.1. 1 - нормально подходящие волны.  $H = 1.1$  м,  $T = 6.5$  с, 2 - косопадающие волны.  $H = 1.1$  м,  $T = 6.0$  с (здесь и на рис. 6.3 указаны параметры волн на глубокой воде при развитом волнении)



также имеет заметный градиент в придонной области. Отметим также, что за счет преимущественного вымыва мелких фракций из дна и перемещения их в верхние слои потока средний размер частиц взвешенных вблизи дна может оказаться больше такового для донных отложений при штиле (см. рис. 6.3). Тот же эффект обнаружен и при действии стационарного течения (Анцыферов, Косьян, 1981).

3. Изменение концентрации взвешенного песка в зоне деформации волн происходит монотонно и достигает максимальных величин в зоне обрушения (точки 3 и 4 рис. 6.1). И основная часть наносов взвешивается в полосе разрушения наиболее крупных волн в фазу развитого волнения (участок между пп. 3 и 5 на рис. 6.2). Если учесть, что и скорости вдольберегового течения достигают максимума вблизи зоны разрушения, очевидно, что

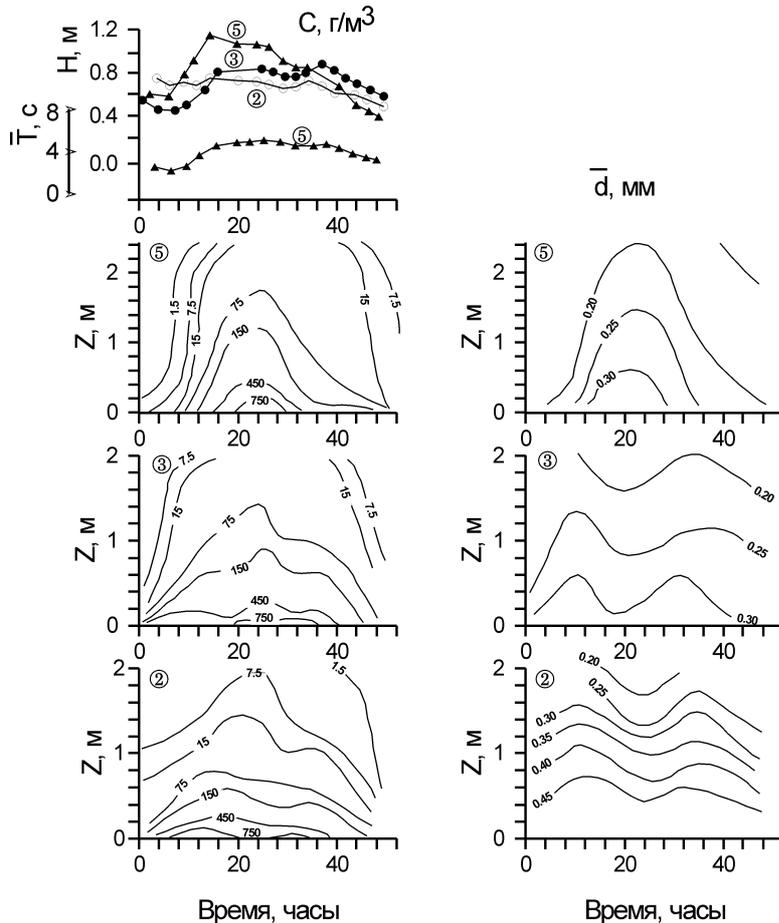
**Рис. 6.3.** Вертикальное распределение осредненных за шторм значений концентрации взвешенного песка и его среднего диаметра для полигона “Анапа”.  $h=1.6$  м,  $T=5.6$  с. 1-5 – пункты наблюдения.

именно здесь сконцентрирована основная часть вдольберегового перемещения наносов.

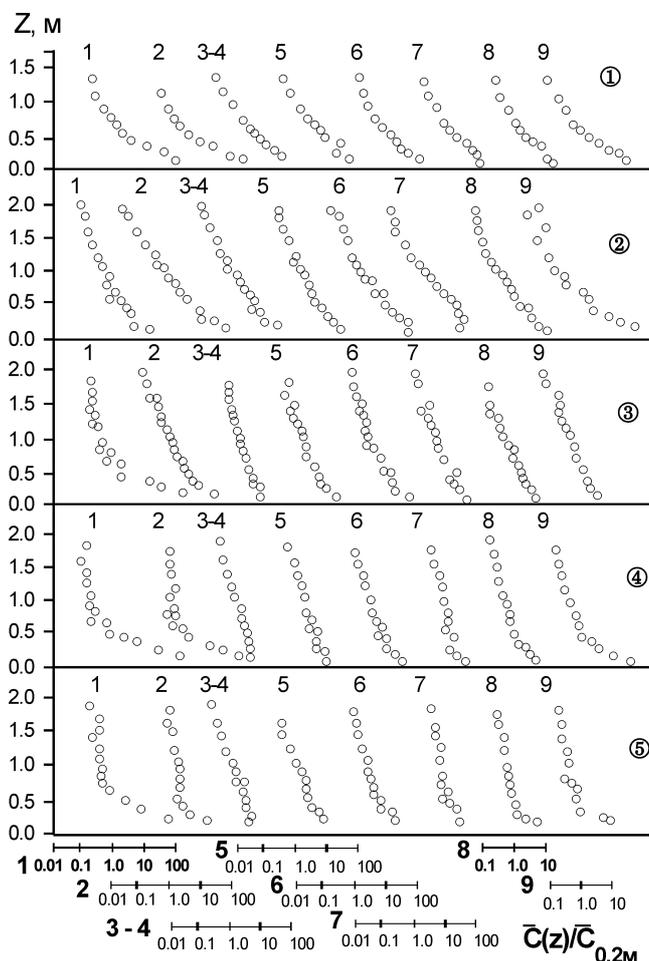
4. В прибойной зоне концентрация снова уменьшается. Вертикальные профили концентрации (см. рис. 6.2 и 6.3) характеризуются значительными градиентами вблизи дна в зоне деформации волн и затем становятся примерно экспоненциальными в прибойной зоне.

5. Основное различие в распределении концентрации для случаев действия фронтально и косоподходящих волн (см. рис. 6.2) связано с приносом материала с соседних участков течения, формируемым косоподходящими волнами. В приведенном примере это появление мелких частиц стока реки Камчия. По этим данным легко установить границы интенсивного течения (в зоне деформации волн, между пп. 5-6 и 6-7; у п. 7 течение, по-видимому, вообще затухает).

**Изменчивость характеристик концентрации и состава взвешенных наносов в ходе шторма.** Данные, иллюстрирующие изменение концентрации и среднего диаметра взвешенных наносов в течение шторма длительностью 52 часа с пятичасовым осреднением (рис. 6.4 – 6.6) получены на Камчийском полигоне (Пыхов и др., 1980).



**Рис. 6.4.** Изменения концентрации взвешенного песка (слева) и его среднего диаметра (справа) в течение шторма на полигоне “Камчия”. Цифры в кружках обозначают положение точек измерения.



**Рис. 6.5.** Вертикальные профили концентрации взвешенных наносов, полученные в течение шторма (полигон “Камчия”). Здесь и на рис 6.6 цифры в кружках определяют положение пункта наблюдения (см. рис.6.1), цифры 1-9 над профилями являются номерами последовательных экспозиций от начала шторма со временем осреднения около 5 часов.

разрушения не были жестко привязаны. При нерегулярном волнении зона разрушения “размазывается”, но определенно выделяется участок, где разрушаются наиболее часто встречающиеся волны. Так и в п. 2 четко выражены два максимума, соответствующие разрушению здесь волн во время развития и затухания шторма, а также минимум, совпадающий с фазой развитого волнения. В этот период сюда доходят лишь мелкие волны, сформировавшиеся после разрушения на мористых участках. В п. 3, в фазу развитого волнения, разрушаются волны средних параметров, миновавшие “фильтр” в окрестности п. 4, “задержавший” крупные волны. По времени этот максимум совпадает с таковым зоны действия неразрушенных волн.

Рассматривая изменения поля концентрации и характеристик состава взвешенных наносов в ходе шторма, целесообразно разделить зоны слабой и сильной деформации волн. В первой, которая располагается мористее начала разрушения наиболее крупных волн, изменения характеристик поля взвеси прямо следует за изменением характеристик волнения на глубокой воде. Это хорошо видно по данным, полученным в п. 5, бережнее которого происходило разрушение фронтально подходящих волн в течение всего шторма.

Во второй зоне, включающей участок разрушения волн, эта связь значительно сложнее. Здесь сказывается влияние миграции в ходе шторма самого участка разрушения и то, что этот участок играет роль волнового фильтра. В пп. 2 и 3 волны разрушались при развитии и при затухании шторма. Участок же максимального насыщения заметно мигрировал. Ввиду того, что изменение профиля подводного склона имеет плавный характер и не имеет четко выраженных подводных валов, участки

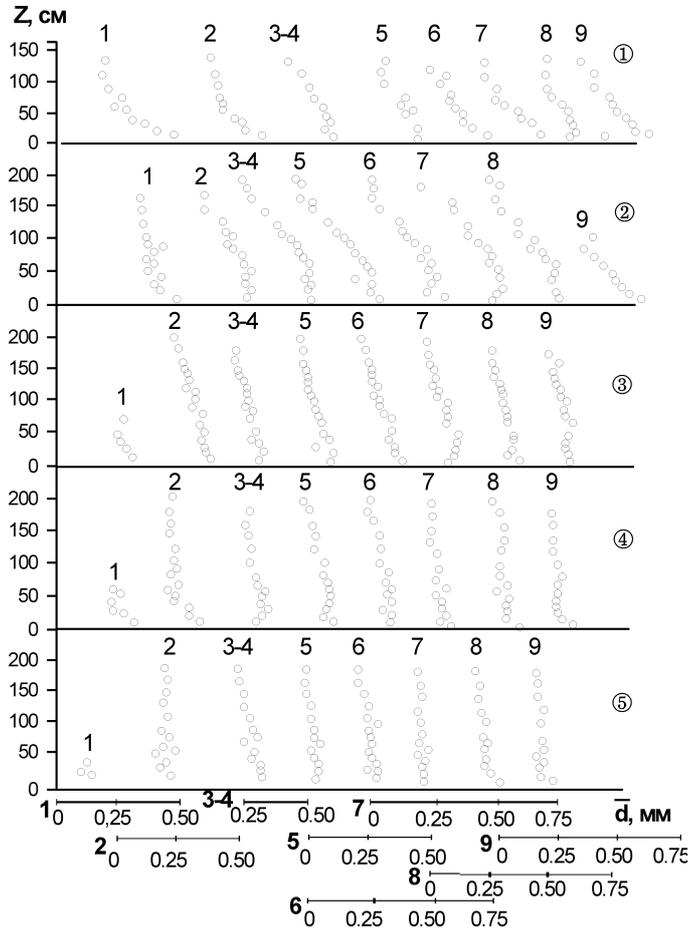


Рис. 6.6. Вертикальные профили среднего диаметра взвешенных наносов, полученные в ходе того же шторма

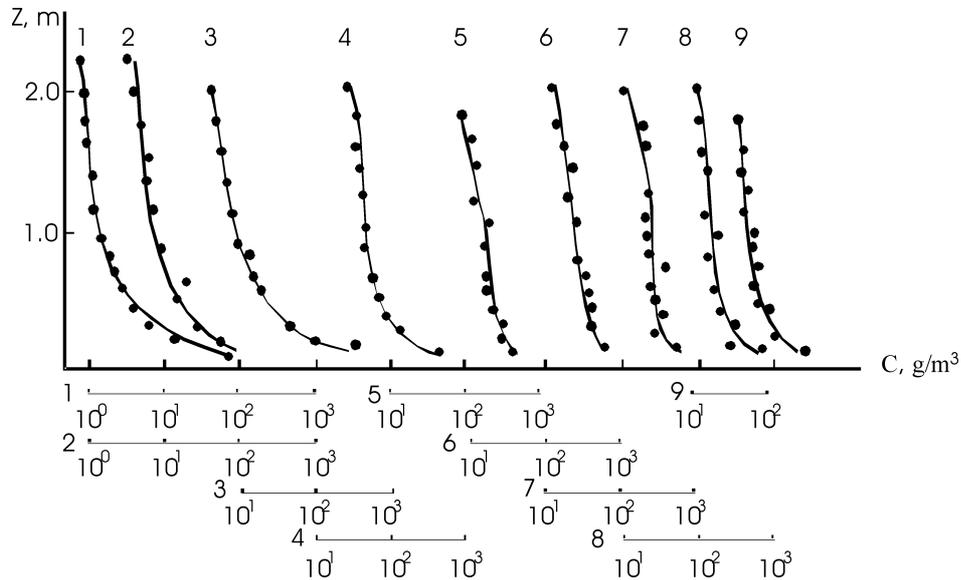
тается подобным во всех точках измерения, несмотря на различные его абсолютные величины. Только в точках 1, 2 придонный градиент  $\bar{d}$  несколько выше. Во всех точках измерения и во время всех экспозиций величина  $\bar{d}$  уменьшается с увеличением расстояния от дна: в 2 раза в точках 1, 2 рядом с берегом, где в донных отложениях превалирует крупнозернистый песок и на 10-20 % в других точках внутри придонного слоя толщиной 2 метра.

На рисунке 6.7 даны примеры изменения профилей концентрации в течение шторма в одной точке подводного склона при миграции границы зоны разрушения волн (Косьян, Дачев, Пыхов, 1980). Профиль 1 был получен, когда на дно воздействовали слабо деформированные волны. Профили 2, 3, 9 были построены по данным, собранным в ситуациях, когда через точку измерения проходили сильно деформированные, но не разрушающиеся волны. Профили 4, 8 были получены, когда точка наблюдения находилась в зоне разрушения. Профили 5, 7 относятся к середине зоны разрушения. Точка 6 во время этого эксперимента находилась в конце зоны разрушения. Здесь отчетливо видно, что градиент концентрации наносов уменьшается с увеличением степени деформации волн.

Вертикальное распределение концентрации и среднего диаметра в течение шторма в точках 1-5 показано на рис. 6.5 и 6.6. Представлены результаты наблюдений при развитии (экспозиция 1, 9, 10), затухающем (экспозиции 2-5) и вновь развивающемся (экспозиции 6-8) волнении.

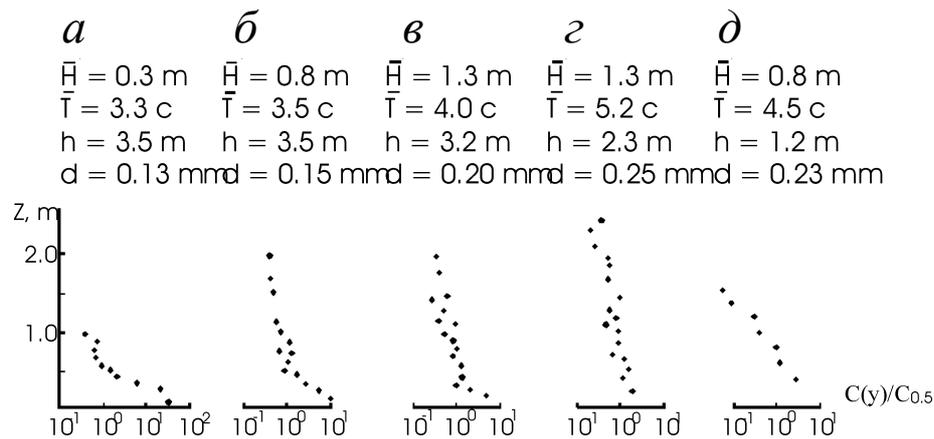
Вертикальный градиент концентрации уменьшается на всех уровнях с ростом высоты волны во всех точках измерения. В начале и конце шторма внутри слоя толщиной 2 метра концентрация изменяется на 2-3 порядка, а наибольший ее градиент наблюдается в придонном слое толщиной 0,5 метра. В фазу стабилизации шторма (экспозиции 3-7) градиент концентрации уменьшается на всех горизонтах вследствие турбулентности водной толщи за счет обрушения волн.

Вертикальное распределение среднего диаметра взвешенного песка ( $\bar{d}$ ) оста-



**Рис. 6.7.** Изменчивость профиля концентрации в одной и той же точке подводного берегового склона во время шторма: 1 - слабодеформированные волны; 2, 3, 9 - сильнодеформированные, но неразрушенные волны; 4, 8 - пункт наблюдения в начале; 5, 7 - в середине; 6 - в конце зоны разрушения волн.

По результатам наблюдений достаточно четко удается определить типы вертикальных профилей концентрации (рис. 6.8.) соответствующие случаям воздействия на дно слабо деформированных волн (а), сильно деформированных, но не разрушающихся волн (б), волн, разрушающихся по типу рассыпающегося буруна (в), по типу ныряющего буруна (г) и для зоны бора (внутренняя часть прибойной зоны) – (д).



**Рис. 6.8.** Типы вертикальных профилей концентрации взвешенных наносов: а) для слабо деформированных волн; б) для сильно деформированных не обрушающихся волн; в) для волн, обрушающихся по типу рассыпающегося буруна; г) для ныряющего буруна; д) для зоны бора (внутренняя часть прибойной зоны).

В зоне слабо деформированных волн наибольшая часть песка взвешивается в придонном слое. По мере увеличения высоты волны взвешенный песок распределяется по всей толще воды, сохраняя большой градиент концентрации в придонной области. В зоне, где волны разрушались рассыпанием их гребня, концентрация распределена почти однородно, с небольшим увеличением градиента в придонном слое. В зоне разрушения волн по типу ныряющего буруна распределения концентрации почти однородно по всей толще воды. В зоне бора концентрация распределяется по вертикали с постоянным градиентом в полулогарифмических координатах.

Отметим еще один важный результат эксперимента: на участке разрушения масса материала, взвешенного на нижних горизонтах, возрастает почти на порядок по сравнению с участком, где действуют неразрушенные волны. Максимальные значения концентрации достигаются в 2-3 м бережее точки, соответствующей началу опрокидывания гребня волн, и затем она быстро, но менее резко уменьшается до самой границы зоны.

**Распределение взвешенных наносов в зоне разрушения волн.** В предыдущем разделе были затронуты некоторые вопросы, касающиеся распределения взвешенных наносов в зоне разрушения. Но ввиду важной роли зоны разрушения волн в образовании потоков наносов, целесообразно специально рассмотреть особенности формирования здесь поля взвеси.

Наиболее детальные измерения вертикального распределения концентрации и характеристик состава взвешенного песка были выполнены Р.Д.Косьяном (1985).

На рисунке 6.9 показано распределение концентрации для случая действия сравнительно стабильных волн зыби. Волны разрушались по типу ныряющего буруна на расстоянии 32 метра от уреза (точка 9). Выполнена серия наблюдений из 4 экспозиций, длительностью по 1-1,5 часа. В течение этого эксперимента пп. 1-5 находились в

зоне бора, пп. 6-9 – в зоне опрокидывания гребня, п. 10 – мористее разрушающихся волн. Измерение концентрации проводились во всех 10 точках, расположение которых показано на рис. 6.9, одновременно.

Максимальное количество песка взвешивалось в 2-3 метрах в сторону берега от точки обрушения волн опрокидыванием их гребня. На участке разрушения волн масса материала, взвешенного на нижних горизонтах, возрастает почти на порядок по сравнению с участком неразрушенных волн. От точки максимума концентрация монотонно снижается в обе стороны. Причем, более резко она уменьшается в мористой части, а верхние горизонты прибойного потока освещаются интенсивнее нижних.

Вертикальное распределение основных параметров состава песка

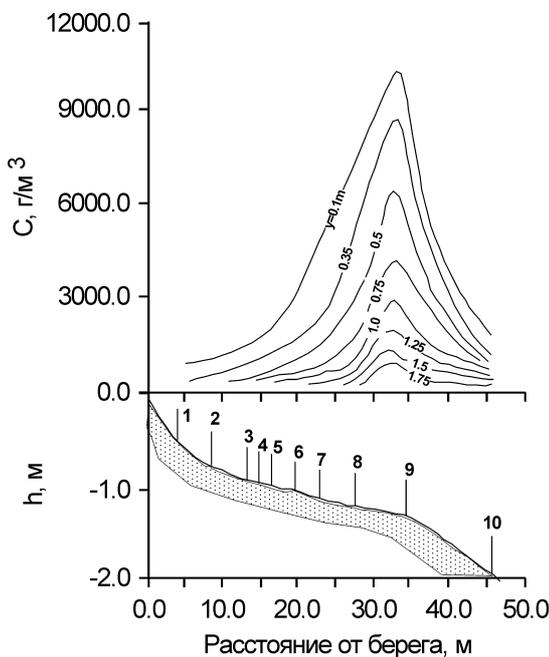


Рис. 6.9. Пространственные вариации концентрации взвешенных наносов в прибойной зоне (полигон "Камчия")

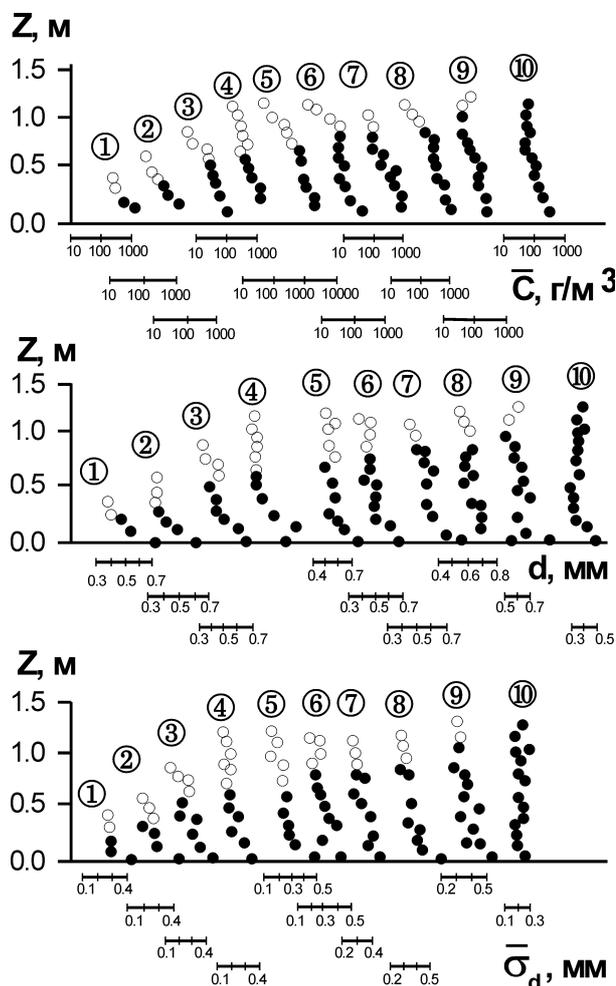


Рис. 6.10. Вертикальное распределение концентрации взвешенного песка (а), его среднего диаметра (б) и среднеквадратичных отклонений от среднего диаметра (в) на полигоне “Камчия”. Цифры в кружках обозначают положение точек измерения. Светлые кружки соответствуют случаям, когда измерители – батометры-накопители обнажались при прохождении впадины волны, темные – означают, что накопители всегда находились под водой.

почти однородно, тогда как в соседних точках их вариации значительны (рис. 6.10). Можно утверждать, что после штормовой состав донных наносов в этой зоне будет более однороден, чем вне её.

Необходимо отметить, что при часовой экспозиции несомненно сказывается эффект размазывания зоны обрушения. Степень его проявления зависит и от структуры волнения. Если бы измерения проводились с меньшим временем осреднения, или даже в индивидуальной волне, то отмеченные эффекты проявились бы еще более ярко. Кроме того, здесь был рассмотрен только случай разрушения волн опрокидыванием их гребня. При обрушении рассыпанием гребня следует ожидать значимых количественных различий во взвешивании наносов, что и подтверждается опытами Т. Кана (Kana, 1978), П. Нильсена (Nielsen, 1992) и др.

### 6.3. Теоретические модели движения взвешенных наносов

Теоретические подходы к описанию движения взвешенных частиц опубликованы в ряде монографий (Асауленко

и др. 1981; Анцыферов, Косьян, 1986; Косьян, Пыхов, 1991; Фидман, 1991; Bogardi, 1974; Nogikawa, 1988; Van Rijn, 1993 и др.). В данном разделе кратко рассматриваются их основные положения и перспективы решения задач литодинамического прогноза с их использованием.

Все модели разделены на группы в соответствии с физическими предположениями, положенными в их основу.

**Движение твердой одиночной частицы.** В большинстве теоретических схем этой группы рассматривается поведение одиночной частицы, находящейся в данном объеме жидкости, который достаточно мал, чтобы позволить выделить его турбулентные движения.

Подобные модели обычно рассматривают движение очень мелких частиц, характеризующихся линейной зависимостью коэффициента сопротивления от относительной скорости частиц и окружающей жидкости. Вычислительные методы для квадратичного закона сопротивления, который практически более важен, очень сложны и даже в первом приближении приводят к сложным формулам, непригодным для практического использования.

Следующий шаг – применение закономерностей поведения одиночной частицы к групповому движению частиц – вызывает значительные сложности.

В этой группе можно выделить несколько важных результатов для обоснования приведенных ниже, более простых моделей. Н.Л. Гранат (1968), рассматривая поля скорости, давления и диссипации энергии вокруг колеблющейся сферы, установила, что в значительной области частот взаимодействие твердых частиц становится пренебрежимо малым при их удалении на расстояние одного-двух диаметров. Это дает основание считать, что при построении модели распределения концентрации взвешенных песчаных и алевритовых частиц для условий прибрежной зоны моря, где фиксируются гораздо меньшие значения концентрации, этим фактором можно пренебречь. Также важны результаты С. Су и К. Тьена (Soo, Tien, 1960), которые показали, что транспортируемые потоком сравнительно тяжелые частицы, будучи перемещенными горизонтальными пульсациями в сторону стенки канала, т.е. в зону меньших скоростей, в турбулентных движениях могут обгонять переносщую среду и тем значительнее, чем ближе их положение к стенке. При отсутствии стенки тяжелые частицы отстают от жидкости. Это заключение соответствует и выводу А.А. Шрайбера (1973) о том, что величина коэффициента турбулентной диффузии твердых частиц меньше соответствующего коэффициента для жидкости.

**Модели, описывающие движение взвешенного потока, как системы многих тел.** Они представляют теоретический интерес из-за принципиальной возможности физически строгого описания движения наночастиц и частиц воды. Основные аспекты построения таких моделей детально рассмотрены С.И. Крилем (Асауленко и др., 1981), который продемонстрировал возможность построения замкнутой системы общих дифференциальных уравнений, детально описывающих совместное движение жидкости с твердыми частицами при заданных начальных и граничных условиях. Но вместе с тем он показал, что такая постановка задачи является настолько сложной, что решение ее в общем случае не представляется возможным. Это обусловлено многими причинами, в частности сложностью и большим количеством самих уравнений, описывающих движение жидкой и твердой фаз, отсутствием общего выражения для силы взаимодействия между жидкостью и твердыми частицами, а также сложностью процессов взаимодействия частиц с твердыми границами потока. Добавим к этому, еще сложнее процессы взаимодействия между потоком, движущимися частицами и размываемым дном.

**Модели, представляющие взвешенный поток в форме сплошной среды.** Более перспективным для решения задач литодинамического прогноза представляется описание взвешенного потока системой взаимодействующих континуумов, в которых макропараметры фаз становятся непрерывными функциями координат и времени. Модели двухфазного потока основаны на уравнениях механики сплошной среды. Макроуравнения для континуумов либо постулируются, либо выводятся осреднением локальных урав-

нений, справедливых внутри отдельных фаз. Однако и при этом подходе имеется ряд трудностей.

1. Проблема описания турбулентности, далекая от завершения даже для чистой воды, усложняется присутствием тяжелых взвешенных частиц. Полное теоретическое описание таких потоков отсутствует, экспериментальные данные о транспорте тяжелых частиц недостаточны.

2. Полное описание движения твердой одиночной частицы в вязкой жидкости, предполагающее одновременное воздействие поля скорости на частицу и обратное воздействие, в настоящий момент далеко от завершения.

3. Отсутствует общепринятая теория взаимодействия частиц между собой и с жидкостью.

4. Воздействие вертикальных компонент скорости на турбулизацию волнового потока не оценено количественно.

5. Начальные и граничные условия являются произвольными и приближительными. Только некоторые вероятностные характеристики временной и пространственной изменчивости этих процессов обсуждаются в настоящее время.

6. Непрерывный водный поток размывает дно, состоящее из твердых дискретных частиц. Недостаточное развитие механики твердых дискретных сред не позволяет ввести эти реальные условия в модель.

7. При взаимодействии с дном поток воды самостоятельно регулирует количество и состав наносов, переносимых во взвешенном состоянии, но принципы этой регуляции выяснены не полностью.

Из числа моделей этой группы наиболее приемлемыми для решения задач прогноза, оказываются диффузионные. Основу диффузионных моделей составляет положение о том, что при переносе в турбулентном потоке какой-либо субстанции существует пропорциональность между средним количеством переноса субстанции и градиентом содержания ее в потоке. Обычно предполагается, что присутствие частиц не нарушает кинематики потока в просветах между ними, что справедливо для малых концентраций и сравнительно мелких частиц. Для стационарных условий, при условии отсутствия потока через верхнюю границу в рамках плоской задачи и при граничном условии  $C=C_b$  при  $z=b$

$$\frac{C(z)}{C_b} = \exp \left\{ - \int_b^z \frac{w}{k_s} dz \right\}, \quad (6.1)$$

где  $w$  – гидравлическая крупность частиц,  $k_s$  – коэффициент диффузии частиц.

По существу в такой постановке эта задача разделяется на две: определение нормирующей концентрации  $C_b$  и описание относительного распределения  $C(z)/C_b$ .

#### **6.4. Расчет вертикального профиля концентрации наносов, взвешенных волнами**

Из сказанного очевидно, что пока еще нет физически строгой теории, пригодной для описания движения взвешенных частиц в потоке, тем более в волновом потоке. Все известные решения по существу если и являются приемлемыми, то в ограниченных пределах.

Для практических расчетов необходимо выбирать сравнительно простую модель взвешивания наносов волнами и определить способ оценки нормирующей концентрации  $C_b$ .

Нормирующий горизонт следует выбирать вблизи дна – источника наносов. Наиболее обоснованным с физической точки зрения является его выбор на поверхности дна или на верхней границе придонной области. Однако по ряду причин сколько-нибудь надежно определить эту границу и измерить концентрацию там удастся лишь в редких прецизионных лабораторных экспериментах. Другим подходом является выбор фиксированного, например, 0,3 или 1,0 м (Clarke et al., 1982; Косьян, 1985б) или относительного, например,  $0,1h$  горизонтов, где надежные измерения выполнимы и построение по их итогам эмпирических связей для  $C_b$ , могут быть оправданы потребностью построения решения в сравнительно небольшом диапазоне глубин. В связи с этим появилось и предложение отыскивать положение нормирующего горизонта в зависимости от характеристик потока (Анцыферов, Дебольский, 1997), что позволило расширить массив обобщаемых данных и предложить зависимость для  $C_b$  для потоков разного масштаба (Анцыферов, Кантаржи, 2000). Такой подход также является эмпирическим и не имеет достаточного физического обоснования. Поэтому вопрос о методе расчета этой величины по-прежнему остается открытым.

Наиболее известные формулы для описания относительного распределения концентрации приведены в обобщающей монографии Л. Ван Рийна (Van Rijn, 1993) и представлены в таблице 6.1.

В выражениях приведенных в этой таблице:  $a = 116 \cdot \rho_*^{-1} \cdot (\eta^2 g^{-1})^{1/3}$ ;  $k = 2\pi/\lambda$ ;  $U_m$  – амплитуда придонной скорости частиц воды;  $A_\delta$  – орбитальный радиус движения частиц жидкости у дна,  $K_s$  – линейный размер элементов донной шероховатости.  $h_r$  – высота рифеля,  $\omega = 2\pi/T$ ,  $\delta$  – толщина придонного пограничного слоя, определяемая из зависимости:

$$\frac{30\delta}{K_s} \cdot \log\left(\frac{30\delta}{K_s}\right) = 1.2 \frac{A_\delta}{K_s}, \quad (6.2)$$

Сравнение этих формул с данными лабораторного эксперимента самого Л. Ван Рийна показали, что решение Р.Д. Косьяна (1985) лучше других соответствует экспериментальным данным, как по значениям  $C(z)/C_b$ , так и по градиенту этой величины в основной толще потока (Анцыферов, 2001). Результаты ряда других экспериментов дают также лучшее совпадение с этой моделью, чем с другими (Анцыферов, Косьян, 1986). Все это позволяет считать эту модель наиболее приемлемой, конечно, при достаточно аккуратном выборе нормирующей концентрации.

### 6.5. Задачи динамики песчаных микроформ, образованных волнением

В настоящем разделе рассматриваются задачи, связанные с формированием микро рельефа песчаного дна поверхностным волнением. Основное внимание уделяется определению условий их существования и вопросам прогноза их параметров.

Образование микроформ рельефа объясняется действием вихрей, возникающих за локальными неоднородностями рельефа, которые, в свою очередь, могут возникнуть как результат случайных подвижек частиц и других причин. В свою очередь, вихри поддерживают существование рифелей, и в результате выстраивается устойчивая система вих-

Таблица 6.1.

Основные выражения для расчета относительного распределения концентрации

Авторы	Формула $C(z)/C_b =$
Homma, Horikawa, 1962	$\exp\left\{-\frac{wT \operatorname{sh}^3(kh)}{\alpha H^3 k^2} \left[ \ln \frac{\operatorname{th}(kz/z) + \operatorname{ch}(kz)}{\operatorname{th}(kb/z) + \operatorname{sh}^2(kz)} - \frac{\operatorname{ch}(kb)}{\operatorname{sh}^2(kb)} \right]\right\}, \alpha \approx 10^2$
Bijker, 1967	$\left(\frac{b-h+z}{h-b-z}\right)^\varphi, \quad \varphi = \frac{w}{\kappa u_*}$
Lungren, 1973	$\exp\left\{-\frac{w}{0.4u_*} \left[ \ln \frac{z}{b} + 1.34 \left(\frac{f_w}{2}\right)^{1/4} \left( e^{\frac{z}{\delta}} - e^{\frac{b}{\delta}} \right) \right]\right\}$
Nielsen, 1979	$\exp\left[-\frac{w}{\varepsilon}(z-b)\right], \quad \varepsilon = \begin{cases} 1.46 \cdot 10^{-3} gT \left(\frac{A_\delta \omega}{w}\right)^{-0.32} & \text{для } \frac{A_\delta \omega}{w} \geq 25 \\ 3.5 \cdot 10^{-4} gT \left(\frac{A_\delta \omega}{w}\right)^{0.68} & \text{для } \frac{A_\delta \omega}{w} < 25 \end{cases}$
Van Rijn, 1993	$\exp\left[-(z-b) / \left(\frac{hu_*}{15w}\right)\right]$
Skafel, Krishnappan, 1984	$\exp\left\{- (z-b) / \left[ 8.7 A_\delta \frac{u_*}{w} / \left(\frac{u_* d_{50}}{\eta}\right)^{2.2} \right]\right\}$
Косьян, 1983, Kos'yan, 1985	$\exp\left\{-w \int_b^z \left[ \frac{\pi H^2}{2\sqrt{2}} \frac{\operatorname{sh}^2 kz}{T \operatorname{sh}^2 kh} + \frac{a(U_m - w)(z/\delta)}{1 + 0.06(z/\delta)\exp(z/\delta)} \right]^{-1} dz\right\}$

рей и рифелей с определенными параметрами. При этом формируется специфическая кинематическая структура придонной области с большими значениями касательного напряжения трения на дне.

Рифели могут существовать и при довольно интенсивном режиме взаимодействия потока с дном, сопровождаемом активным взвешиванием частиц. При увеличении интенсивности основного потока система местных вихрей может быть подавлена, а рифели стерты.

Методы оценки условий существования рифелей, образованных неразрушенными волнами, можно разделить на несколько групп. Одну из них составляют зависимости, в которых условия появления и стирания рифелей определяются по значению максимальной донной орбитальной скорости  $U_m$ , т.е. выражаются зависимостями вида  $U_{\text{появл./стир}}^m = k_{\text{появл./стир}} \sqrt{g\bar{d}}$ , ( $k_{\text{появл./стир}}$  – постоянные или мало меняющиеся коэффициенты). Зависимости второй группы устанавливают границы лишь по одному параметру:  $\bar{D} = A_\delta / \bar{d}$  ( $A_\delta$  – орбитальный радиус движения частиц жидкости у дна), параметру подвижности  $f_p = U_m^2 / g\bar{d}\rho_*$  или параметру Шильдса  $\psi = 0.5 f_w U_m^2 / g\bar{d}\rho_* = 0.5 f_w f_p$  ( $f_w$  – коэффи-

циент донного трения). К третьей группе, связи которой, как показал анализ, являются наиболее обоснованными, относятся зависимости, связывающие  $\tilde{D}$  с  $f_p$  или с  $\lambda_r$ . Все эти зависимости для условий существования рифелей носят чисто эмпирический характер. Подробное описание этих эмпирических зависимостей можно найти в работах Р.Д. Косьяна (1987) и С.М. Анцыферова, А.С. Ефремова (1996).

В работе (Анцыферов, Ефремов, 1996) предложены удобные для практического использования эмпирически найденные границы области, внутри которой дно всегда имеет рифельную форму:

$$\exp(5.3 + 217\tilde{D}^{0.75}) > f_p > \exp(1.8 + 10^{-2}\tilde{D}^{0.6}) - 4.6, \quad (6.3)$$

а также зон, за пределами которых рифели еще не возникают:

$$f_p < \exp(1.0 + 1.8 \cdot 10^{-3}\tilde{D}^{0.8}) \quad (6.4)$$

или уже стертые

$$f_p > \exp(5.5 - 120\tilde{D}^{-0.7}) . \quad (6.5)$$

Жесткие границы появления/стирания рифелей целесообразно определять лишь для лабораторных условий. Для натуральных условий возможно существование переходных зон, внутри которых форма дна будет определяться рядом факторов, не включенных в состав выбранных параметров.

Ввиду отсутствия надежного теоретического фундамента почти все известные методы прогноза параметров рифелей построены по данным лабораторных и натуральных наблюдений. Так, например, П. Нильсен (Nielsen, 1992), предлагает разные решения по связям параметров форм с характеристиками волнения для лабораторных и натуральных условий.

Принципиально важным при интерпретации результатов натуральных измерений параметров рифелей является вопрос об их соответствии определенному гидродинамическому режиму. Иначе говоря, должно быть ясно установлено являются ли формы активными – сформированными действующим режимом, или пассивными – унаследованными от предшествующего. Наиболее надежный метод проверки соответствия характеристик рифелей режиму потока сводится к контролю способности потока восстанавливать зафиксированные параметры форм после существенного искажения рельефа, которое может внести наблюдатель. Но для проникновения в зону активных форм наблюдателю нужно пройти зону разрушения волн, что обычно не удается. Поэтому основная часть опубликованных и анализируемых данных о параметрах рифелей получена по итогам послештормовых наблюдений, в которых зафиксированные размеры форм не могут быть однозначно связаны с характеристиками режима.

В серии натуральных экспериментов, проведенных Р.Д. Косьяном (Kos'yan, 1988) проводилась проверка соответствия параметров форм действующему режиму. По этим данным предложены зависимости для определения высоты ( $h_r$ ) и длины ( $\lambda_r$ ) рифелей (Анцыферов, Ефремов, 1996):

$$h_r = 0.36a \exp(-2.2 \cdot 10^{-2} f_p), \quad (6.6)$$

$$\lambda_r = 2a \exp(-7 \cdot 10^{-3} \ln^{3.8} f_p). \quad (6.7)$$

Вместе с тем, также очевидно, что для натуральных условий следует говорить не о жестких границах, а о зонах, внутри которых параметры рифелей будет определяться не только названными параметрами, но и целым арсеналом факторов, не включенных в их состав. Для этого найдены следующие “коридоры” значений:

$$0.42 \exp(-2.2 \cdot 10^{-2} \psi) < (h_r/a) < 2.1 \psi^{-1.45}, \quad (6.8)$$

$$3 - 0.54 \ln \psi < (\lambda_r/a) < 3 \cdot \ln^{-3} \psi. \quad (6.9)$$

Приведенные зависимости относятся лишь к одному, хотя и довольно распространенному типу активных форм – рифелям, образованным под действием неразрушенных волн. Существуют и иные типы рифелей волнового генезиса (Kaneko, 1981), для которых еще предстоит разработать методы прогноза. Известно также небольшое количество наблюдений, в которых установлено существование микроформ и в зоне обрушения волн (Айбулатов, 1966; Косьян, 1987). Их форма – узкие, вытянутые ложбины – и генезис, связанный, по-видимому, с ударным воздействием разрушающихся волн, отличны от таковых на других участках дна. Однако следует ожидать, что характер деформаций дна будет зависеть от типа обрушения.

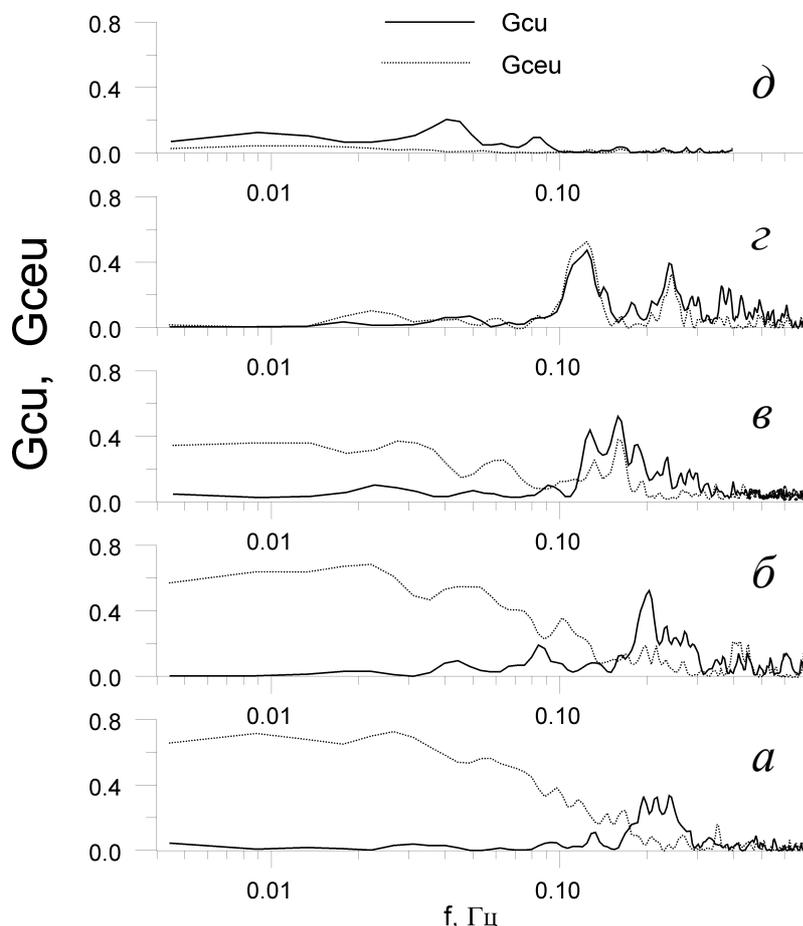
#### 6.6. Взвешивание песчаных наносов на временных масштабах поверхностных волн

В разделе 6.4 были представлены методы расчета концентрации взвешенных наносов, с осреднением за временные интервалы значительно большие по сравнению с периодом волны, что позволяет решать некоторые практические задачи. Такой подход следует рассматривать как первое приближение, не исключающее необходимости ясного понимания механизмов взвешивания и транспорта наносов и построения на этой основе более строгих и обоснованных моделей. Это особенно относится к случаю воздействия на дно нерегулярных волн. Измерения с дискретностью менее чем период волн необходимы для выяснения физической природы обсуждающихся процессов. Это долгий, но, по-видимому, единственный путь построения физически обоснованных моделей для расчета транспорта наносов и деформаций дна в прибойной зоне.

Натурные исследования механизмов и временных масштабов взвешивания песка нерегулярными волнами были проведены во время экспериментов на Черном и Северном морях, детальный анализ результатов которых для разных режимов волнения дается в главе 7. В данном же разделе приведены лишь краткие обобщенные результаты статистических закономерностей между флуктуациями концентрации и придонной скоростью воды.

На рисунках 6.11 и 6.12 представлены функции когерентности и фазовый сдвиг между флуктуациями концентрации взвешенных наносов, нормальным к берегу компонентом скорости и ее огибающей для разных условий: от двумерных рифелей на дне под слабо деформированными волнами до плоского дна в прибойной зоне.

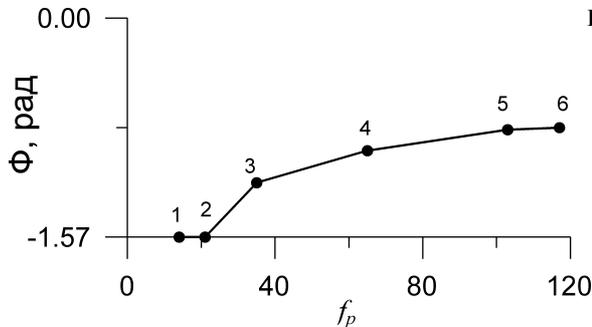
При слабых режимах волнения, когда волны практически не деформированы и на дне присутствуют двумерные рифели (см. рис. 6.11а и 6.12а), взвешивание наносов происходит на временных масштабах индивидуальных волн и групп волн, на которых значение когерентности достигает 0,8. Сдвиг по фазе на частоте пика спектра волн для этого режима составляет  $-\pi/2$ . С увеличением степени деформации волн и преобразованием рифелей в трехмерные и их последующем стиранием, наблюдается постепенное уменьше-



**Рис. 6.11.** Функции когерентности между концентрацией взвешенного песка и нормальным к берегу компонентом скорости ( $G_{cu}$ ) и ее огибающей ( $G_{ceu}$ ) для: а) не деформированных волн, б) слабо деформированных волн, в) сильно деформированных волн, г) случая, когда 20-30% волн обрушается по типу рассыпающегося буруна, д) внутренней части прибойной зоны.

ние когерентности на частотах групп волн (частоты менее 0,1 Гц) и ее некоторое увеличение на частотах индивидуальных волн (рис. 6.11 б-г). При этом сдвиг по фазе между флуктуациями концентрации взвеси и придонной скоростью воды на частоте максимума пика спектра волн уменьшается до  $-\pi/4$  (см. рис. 6.12). Внутри прибойной зоны когерентность не является статистически достоверной на всех частотах, но заметно некоторое влияние инфрагравитационных волн на концентрацию (см. рис. 6.11 д). Влияние подходящих волн увеличивается с приближением волн к прибойной зоне и затем опять уменьшается.

Рисунок 6.12 демонстрирует зависимость сдвига фаз между концентрацией и нормальным к берегу компонентом скорости на частоте максимума спектра подходящих волн от параметра подвижности, который характеризует тип и размеры донных песчаных рифелей. Сдвиг фаз изменяется от  $-\pi/2$  для двумерных прямолинейных рифелей до  $-\pi/4$  для трехмерных рифелей в фазе их стирания.



**Рис. 6.12.** Сдвиг фаз ( $\Delta\phi$ ) между концентрацией взвешенного песка и нормальным к берегу компонентом скорости частиц воды на частоте максимума спектра подходящих волн. (Точки 1, 2 - двумерные рифели с прямолинейными гребнями, 3- двумерные рифели с синусоидальными гребнями, 4-5 - трехмерные рифели, 6- трехмерные рифели в стадии их стирания).

Анализ данных натуральных экспериментов, описанных выше, позволяет выявить основные черты пространственно-временной изменчивости концентрации взвешенных наносов в прибрежной зоне.

Картина взвешивания песка над рифельным дном, которое обычно образуется при действии неразрушенных волн, представляет собой ряд крутых пиков концентрации на частотах поверхностных волн и групп волн. Это подтверждается значительными величинами когерентности между концентрацией, нормальной к берегу компонентой скорости и ее огибающей.

Основным механизмом взвешивания наносов обрушающимися волнами являются крупномасштабные вихри, формирующиеся рядом с поверхностью воды в моменты обрушения. Проникая к дну, такие вихри вызывают равномерное перемешивание водной толщи. Подобно торнадо они захватывают песок со дна и перераспределяют его в толще воды по экспоненциальному закону. В существующих простых моделях, используемых для практических приложений, придонная концентрация определяется через степенную зависимость от придонной скорости воды. Такая зависимость не обоснована для прибойной зоны, где, как уже было показано, флуктуации концентрации не когерентны флуктуациям скорости. Более эффективный путь - это определение связи между концентрацией взвешенных наносов и кинетической энергии турбулентности, между которыми наблюдаются значительные величины когерентности. Анализ этих связей будет посвящена 7-я глава настоящей монографии.

### 6.7. Результаты исследования процессов взвешивания наносов в приливном море

В настоящем разделе рассмотрены процессы перемещения взвешенных песчаных наносов под действие приливного потока.

Наиболее мощным источником питания приливного потока наносами в прибрежной зоне является размываемое дно, однозначно определяемые характеристики которого должны входить в качестве аргументов в соответствующие решения. Во взвеси могут также находиться и частицы из других источников: вынос рек, размыв островов и т.п. Обычно это медленно оседающие мелкие частицы, прогноз транспорта которых является уже региональной задачей, т.к. требует знания расположения и мощности источников и путей миграции материала. Этот компонент взвесенесущего потока здесь не рассматривается. Целью этой части работы является изложение результатов исследования распределения и перемещения взвешенного песчаного и алевроитового материала, взвешенного со дна.

В зависимости от целей прогноза поставленная задача может решаться на разных уровнях осреднения. При определении перемещения массы наносов через створ, участок и т.п., что в первую очередь необходимо для выявления тенденций долговременной изменчивости рельефа, задач экологии, заносимости и размывов у гидротехнических сооружений, допустимо решать ее с временным осреднением, сравнимым с длительностью приливного цикла. Весьма важно, что решение с таким осреднением может быть достаточно полно проверено по данным обширного ряда наблюдений, проведенных с применением методики, успешно использованной для решения задач, описанных в предыдущих разделах. Исходя из этого рассматривается метод прогноза вертикального распределения концентрации песчаных и алевритовых наносов, поднятых со дна приливным течением, с осреднением за половину приливного цикла, целый цикл или несколько приливных циклов. Описание ее решения предложены в работах С.М. Анцыферова и Т.М. Акивис (1998), В.К. Дебольского, С.М. Анцыферова и Т.М. Акивис (1999).

Для описания распределения средней концентрации взвешенных наносов используются методы, разработанные для стационарного потока, в частности, диффузионные модели, а также принцип суперпозиции для описания закономерностей движения отдельных фракций частиц. При установлении связи между концентрацией и гидродинамическими параметрами потока основным является вопрос о выборе характеристик течения. Как и ранее, в качестве динамической характеристики используется скорость донного трения. Ввиду того, что связь концентрации с этой величиной сильнее линейной, то принимаемое в качестве аргумента значение скорости донного трения (эффективное значение) должно быть выше осредненного за рассматриваемый период.

Данные наблюдений, приведенные в работе Г.И. Марчука и Б.А. Кагана (1991), показывают, что на протяжении почти всего приливного цикла распределение средней скорости имеет четко выраженный логарифмический характер, кроме случаев движения над донными формами, длины которых соизмеримы с глубиной потока. Тогда можно полагать, что хотя бы для тех случаев, когда значения коэффициента турбулентной диффузии частиц  $\mathcal{E}$  и турбулентной кинематической вязкости  $\eta$  близки,  $C(z)/C_b$  достаточно хорошо описывается известным решением Рауза:

$$\frac{C_i(z)}{C_{i,b}} = R_i(z) = \left( \frac{h-z}{z} \frac{b}{h-b} \right)^{\frac{w_i}{\kappa u_{*ef}}}, \quad (6.10)$$

где  $\kappa$  – константа Кармана.

Основной проблемой при разработке решения для реальных условий является его корректировка, позволяющая учесть особенности поведения сравнительно тяжелых частиц. Решение для этого случая предложено, в цитированных выше работах. Оно сводится к дополнению формулы Рауза, описывающей распределение частиц, следующих за всеми движениями окружающих их объемов жидкости, эмпирическим множителем  $F^{Q(z)}$ , с помощью которого учитываются инерционные свойства частиц. Он обладает следующими свойствами: при  $z=b$   $F^{Q(z)} = 1$  ( $Q=0$ ), при  $z < b$   $F^{Q(z)} > 1$ , выше горизонта  $z=b$   $F^{Q(z)}$  уменьшается до значения  $F$ , остающегося постоянным во всей основной толще потока. В итоге для диапазона  $0.03 < w_i/u_{*ef} < 0.59$  получено для частиц  $i$ -й фракции:

$$C_i(z) = C_{bi} R_i(z) F_i^{Q(z)}, \quad (6.11)$$

для всего набора частиц, содержащего  $n$  фракций:

$$C(z) = \sum_{i=1}^n C_{bi} R_i(z) F_i^{Q(z)} p_i. \quad (6.12)$$

Здесь  $F_i = -0.36 \cdot \ln[1.7(w_i/u_{*ef})]$ ,  $Q = \text{th} \left[ 5.7 \left( \frac{z}{h} - \frac{b}{h} \right) \right]$ . Положение горизонта

$b$  и значение  $C_{bi}$ , трактуемое как весовая концентрация, определяемая по весу частиц в воде, находятся следующим образом:

$$b = 5.2 (u_{*ef} \eta h^2 / g)^{0.25}, \quad (6.13)$$

$$C_{bi} = A_c \cdot 10^{-5} (u_{*ef})^3 (\eta g)^{-2/3} [(\rho_s / \rho) - 1]^{-1/2} w_i^{-1} p_i, \quad (6.14)$$

Для связи между скоростью донного трения со скоростью приливного потока используется зависимость, полученная по данным лабораторных и натуральных наблюдений для случая плоского дна:

$$u_* = \alpha \kappa \bar{u} \quad (6.15)$$

( $\bar{u}$  – средняя по глубине скорость приливного потока).

Значение  $\alpha$  может быть найдено из эмпирической зависимости, которая, как установили Дж. Ю и Д. Фанг (Yu, Fang, 1995), при среднем размере донных отложений  $d < 5$  мм пригодна и для лабораторных, и для натуральных условий:

$$\alpha = 0.21 (d/h)^{0.06}. \quad (6.16)$$

Значения  $u_{*ef}$  для рассматриваемых условий с учетом того, что  $C_b \sim u_*^3$ , следует принимать в виде:

$$u_{*ef} = \left( \frac{1}{T} \int_0^T u_*^3 dt \right)^{1/3}.$$

Режим гладкого дна в приливном море встречается довольно редко, и данных наблюдений в таких условиях нам не известно. В ситуации, когда дно покрыто рифелями, случаю гораздо более распространенному в условиях приливного мелководья, можно воспользоваться надежными связями Гранта и Мадсена (Grant, Madsen, 1982):

$$\frac{u(z)}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln \frac{z}{h_r \beta} + 0.2 \quad (6.17)$$

( $h_r$  и  $\beta$  – высота и крутизна рифелей), Н.С. Знаменской (1992) и В.К. Дебольского (1994). В соответствии с предложением последнего, высота рифеля находится по формуле:

$$h_r = 1.25h \left[ \frac{\bar{u}}{\bar{u}_{cr}} \frac{d}{h} \frac{w}{(gh)^{0.5}} \right], \quad (6.18)$$

где  $\bar{u}_{cr}$  – средняя по глубине скорость потока, соответствующая началу массового трогания наносов, которая определяется следующим образом:

$$\bar{u}_{cr} = 1.4\bar{w} \left\{ \left[ \frac{(g\bar{d})^{1/2}}{\bar{w}} + 1 \right] \frac{\lg(h/\bar{d})}{((\rho_s - \rho)/\rho)^{1/2} + 1} \right\}^{7/6} \quad (6.19)$$

Значения  $\beta$  могут быть найдены по зависимостям Н.С. Знаменской (1992), выраженным в графической форме. Их аргументами являются величины  $\bar{u}/\bar{u}_{cr}$  и  $Fr = \bar{u}^2/g\bar{h}$ .

При заданных  $\bar{d}$ ,  $\bar{w}$ ,  $\rho$ ,  $\rho_s$ ,  $h$ , и  $u_c$  – скорости потока в точке с координатой  $z=c$ , а также начальных оценочных приближений для  $u_*$ ,  $h_r$ , и  $\beta$  искомая величина скорости донного трения определяется методом итераций.

Таким образом, и для случая дна, покрытого рифелями, решением остается группа зависимостей (6.11) - (6.14), в которых аргумент  $u_{*lf}$  определяется из (6.17) - (6.19) и упомянутых графических связей. Пользуясь этими же зависимостями легко определить и среднюю гидравлическую крупность взвешенных частиц:

$$\bar{w}(z) = \frac{1}{C(z)} \sum_{i=1}^n C_i(z) w_i = \frac{\sum_{i=1}^n R_i(z) F_i^{Q(z)} p_i}{\sum_{i=1}^n R_i(z) F_i^{Q(z)} w_i^{-1} p_i} \quad (6.20)$$

и другие статистические характеристики состава взвешенных наносов.

Открытым пока остается лишь вопрос о величине коэффициента  $A_c$  в формуле (6.12). Это связано с тем, что предложенное ранее для стационарного течения значение  $A_c = 2.0$ , получено по массиву, в который вошли лишь данные опытов с гладким дном. Но механизм взвешивания частиц при рифельном дне отличен от такового при гладкой форме последнего. В частности, при появлении рифелей существенным фактором взвешивания становится действие струй, сходящих с их гребней и приводящих к интенсификации взвешивания и перемешивания вблизи дна. Поэтому при движении потока над рифелями происходят не только большие потери энергии, чем над гладким дном, что может быть адекватно отражено в изменении значения  $u_*$ , но и растет доля энергии, расходуемая на перенос твердого материала (Bogárdi, 1974; Raichland, Kennedy, 1965).

В связи с отсутствием данных наблюдений, когда на протяжении хотя бы части приливного цикла рифели стирались, и наступала бы гладкая фаза движения наносов, мы будем проверять более сложную модель распределения концентрации наносов, взвешенных над рифельным дном. Наблюдения, позволяющие это сделать, проведены в 1989-90 гг. специалистами Минморфлота и АН СССР в заливе Байя-Бланка (Западная Атлантика) на трех заметно различающихся по гидродинамическим и литологическим условиям участках. Основные характеристики участков приведены в таблице 6.2.

На этих участках проведен годичный цикл наблюдений, включающий измерение уровня, скорости и направления течений и поверхностного волнения. Датчики регистрировали по 120 сигналов в течение 2 минут через каждые 10 минут.

Информация сохранялась на жестком носителе встроенной памяти, съем информации осуществлялся ежемесячно. Измерение вертикального распределения взвешенных

Таблица 6.2.

Основные характеристики участков наблюдения

№ участка	Средняя глубина, м	Макс. амплитуда приливной волны, м	Макс. скорость потока (средняя по глубине), м/с	Средний размер донных отложений, мм	Коэф. сортировки $So = d_{85}/d_{15}$
1	5.5	2.5	1.2	0.13	1.75
2	9.0	1.8	1.0	0.35	2.65
3	12.0	1.0	0.7	0.11	1.55

наносов осуществлялось кассетными накопителями, которые крепились на рамные посты, высотой до 3,5 м. С их помощью собран значительный объем данных с экспозициями от половины приливного цикла до 30 циклов. Репрезентативными признаны данные с первого и второго участков, на третьем существенным оказалось влияние региональных факторов. Для анализа привлекались наблюдения за сроки, в которых роль волнения была пренебрежимо мала. Сопоставление проводилось как по отдельным фракциям, так и по общей массе наносов. Методика интерпретации проб, собранных в поступательном потоке, несущем частицы, часть которых вымывается из накопителей, описана в работе С.М. Анцыферова (1998). Во всех случаях совпадение измеренных и расчетных величин концентрации оказывается наилучшим при значении  $A_c = 4.0$ , что соответствует выказанным соображениям. Типичные результаты приведены на рис. 6.13 и 6.14.

Как и следовало ожидать совпадение расчетных и измеренных значений, как правило, оказываются лучшим для общей концентрации, чем для отдельных фракций. Отмеченные большие расхождения измеренных значений концентрации отдельных фракций с соответствующими решениями в значительной степени обусловлены статистическими

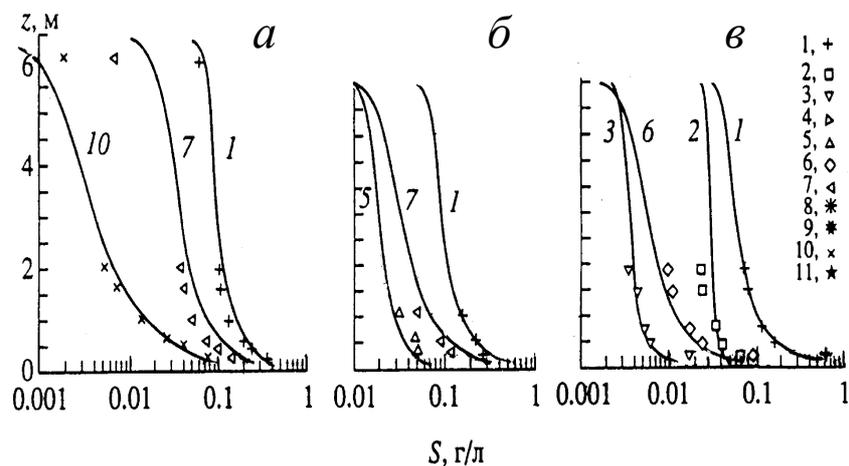
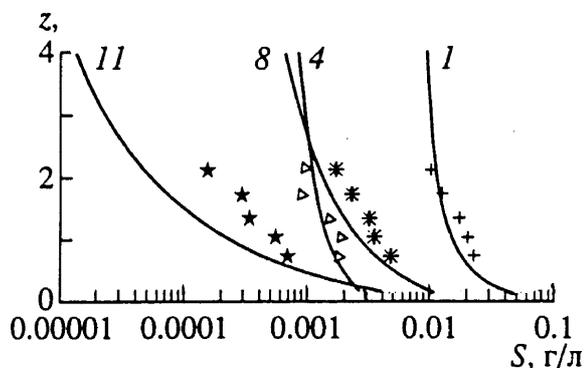


Рис 6.13. Сопоставление результатов расчета по предложенной модели с данными наблюдений на первом участке: а - осреднение за половину приливного цикла (фаза прилива), б - за 2 цикла, в - 8 циклов. 1 – суммарная концентрация. Фракции: 2 - <0.050, 3 – 0.050-0.063, 4 – 0.063-0.080, 5 – 0.080-0.100, 6 – 0.100-0.125, 7 – 0.125-0.160, 8 – 0.160-0.200, 9 – 0.200-0.250, 10 – 0.250-0.315, 11 – 0.315-0.500 мм. На этой и следующей иллюстрации представлены только те фракции, которые позволяют не загромождать графики



**Рис. 6.14.** Сопоставление результатов расчета с данными наблюдений на втором участке, осреднение за 32 цикла. Обозначения на рис. 6.13

погрешностями, которых трудно избежать при столь дробном анализе. Важно, что достаточно хорошее совпадение прослеживается не только на мелких фракциях, относительное распределение которых может быть описано моделью Рауза, но и на тех, для которых поправка, учитывающая инерционные свойства частиц, дает не менее значимый вклад. Вместе с тем, заметные превышения измеренных значений концентрации над расчетными обнаруживаются для наиболее тяжелых фракций. Этот недостаток модели понятен: при действовавших режимах основная масса частиц этих фракций взвешивалась при скоростях больших, чем расчетные эффективные значения, и эта характеристика уже не являлась адекватной процессу. Однако в общей массе взвешенных частиц эти составляющие оказываются пренебрежимо малыми.

Таким образом, разработанный метод можно применять для прогноза распределения средних значений концентрации и гидравлической крупности песчаных и алевритовых частиц, взвешенных со дна интенсивным приливным течением. Можно ожидать удовлетворительных результатов и от его применения в эстуариях и устьевых участках, где на приливное течение накладывается речное.

Используя тот же подход, то есть, результаты, полученные для стационарного потока, можно построить решение, которое по отношению к изложенному будет моделью второго порядка. Имеется в виду разработка решений для последовательных частей приливного цикла (ступеней  $j=1 \dots k$ ), в течение которых гидро- и литодинамические условия допустимо считать квазистационарными. Для выделения таких частей принимаются во внимание два фактора. С одной стороны, гидродинамические характеристики, осредненные за выбранное время, можно использовать, если оно много больше характерного периода энергосодержащих турбулентных образований, но значительно меньше приливного цикла. С другой, – длительность ступени должна быть сопоставимой с минимальным временем необходимым для формирования микрорельефа дна, соответствующего этим характеристикам потока. Существует и третий фактор – характерное время релаксации распределения взеси, но оно для наших условий сравнительно мало и его можно не учитывать. Структура такой модели описана в работе В.К. Дебольского, С.М. Анцыферова и Т.М. Акивис (1999). Однако ее проверку пока не удастся реализовать ввиду ряда принципиальных трудностей постановки эксперимента, что не позволяет оценить значимость модели.

Рассмотренная в этом разделе модель имеет ряд недостатков, влияние которых в дальнейшем может быть уменьшено, либо вовсе устранено. Она содержит целый ряд эмпирических элементов. Очевидным следствием этого является ограничение ее применения теми

диапазонами данных, которые были заложены в основу решения и в которых проверка дала удовлетворительные результаты. По этим критериям диапазон глубин составляет 5 – 10 м. Учитывая метод проверки решений, следует ввести ограничение по нижнему пределу динамических характеристик  $\bar{w}/u_{*ef} < 0.6$ . Верхний предел можно определять по условию стирания донных форм (Знаменская, 1992). Можно ожидать, что модель будет достаточно надежно работать и при меньших глубинах, ввиду того, что она построена на базе результатов лабораторного диапазона глубин. Поскольку базовые эксперименты проведены при гладкой фазе движения наносов, то можно надеяться на удовлетворительные результаты моделирования для стадии приливного цикла с интенсивным течением и при  $\bar{w}/v_{*ef} > 0.6$ , а также и после стирания донных форм. Однако определенно утверждать все это без проверки не следует.

---