

Ю.С. ДОЛОТОВ

**ПРОЦЕССЫ
РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ
И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ
НА ПРИЛИВНЫХ ПОБЕРЕЖЬЯХ
МИРОВОГО ОКЕАНА**

НАУЧНЫЙ МИР

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ВОДНЫХ ПРОБЛЕМ

RUSSIAN ACADEMIA OF SCIENCES
INSTITUTE OF WATER PROBLEMS

Yu.S. DOLOTOV

**PROCESSES OF RELIEF FORMATION
AND SEDIMENTATION ON THE TIDAL
COASTS OF THE WORLD OCEAN**

Editor-in-Chief
Doctor of Geography
G.A. Saf'yanov

Moscow
Scientific World
2010

Ю.С. ДОЛОТОВ

**ПРОЦЕССЫ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ И
ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА ПРИЛИВНЫХ
ПОБЕРЕЖЬЯХ МИРОВОГО ОКЕАНА**

Ответственный редактор
доктор географических наук
Г.А. Сафьянов

Москва
Научный мир
2010

УДК 551.46

ББК 26.823

Д 64

Долотов Ю.С.

Д 64 ПРОЦЕССЫ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА ПРИЛИВНЫХ ПОБЕРЕЖЬЯХ МИРОВОГО ОКЕАНА. – М.: Научный мир, 2010. – 180 с., 9 с. цв. вкл.

ISBN 978-5-91522-235-8

Рассматриваются общие особенности воздействия приливов и отливов в прибрежной зоне Мирового океана, физические факторы, обуславливающие характер процессов рельефообразования и осадконакопления на расчлененных и открытых побережьях, процессы рельефо- и осадкообразования в различных зонах приливо-отливной полосы приливных побережий. Выполнено детальное обобщение зарубежных публикаций (около 250 работ) и 70 отечественных работ по приливному побережью морей и океанов специалистов по территориям 21 страны: США, Канады, Франции, Великобритании, Австралии, Кореи, Бразилии и др. Используются результаты комплексных исследований автора (с соавторами) на Белом море в 2000–2009 гг. Работы выполнялись по проектам Российского Фонда фундаментальных исследований (проекты № 00-05-64070, 03-05-64079, 06-05-64760).

Книга рассчитана на специалистов, изучающих рельеф и осадки прибрежных областей современных и древних морей и океанов – морских геологов, литологов, геоморфологов, палеогеографов.



Публикуется при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 10-05-07094-д)

Dolotov Yu.S.

PROCESSES OF RELIEF FORMATION AND SEDIMENTATION ON THE TIDAL COASTS OF THE WORLD OCEAN. – М.: Scientific World 2010. – 180 p., col. il. 9 p.

Consideration is given to the common features of the high/low tide impacts in the coastal zone of the World Ocean, the physical factors governing the character of relief formation and sedimentation processes on the dissected and open coasts, relief formation and sedimentation processes in different areas of the tidal zone of the tidal seas. A detailed generalization has been made of about 250 foreign publications and 70 Russian papers dealing with the tidal coasts of the seas and oceans within the territories of 21 countries: USA, Canada, France, Great Britain, Australia, Korea, Brazil etc. Use is made of the complex studies carried out by the author and his colleagues in the White Sea in 2000–2009. The investigations were supported by the Russian Foundation for Basic Research (grants № 00-05-64070, 03-05-64079, 06-05-64760).

The book is meant for those who are engaged in the studies of bottom relief and sediments in the coastal regions of the modern and ancient seas and oceans – marine geologists, lithologists, geomorphologists, paleogeographers.

ISBN 978-5-91522-235-8

© Долотов Ю.С., 2010

© Научный мир, 2010

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	11
<i>Глава 1.</i> ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ВОЗДЕЙСТВИЯ ПРИЛИВОВ И ОТЛИВОВ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ	15
1.1. Взаимодействие приливов и отливов с волновым режимом	15
1.2. Особенности процессов в фазы прилива и отлива	24
1.3. Особенности процессов на открытых побережьях	26
1.4. Процессы, происходящие при разной амплитуде приливов	27
<i>Глава 2.</i> ФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ НА РАСЧЛЕНЕННЫХ ПОБЕРЕЖЬЯХ, ОБУСЛОВЛИВАЮЩИЕ ХАРАКТЕР ПРОЦЕССОВ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ	29
2.1. Определение, типы и зоны эстуариев	29
2.2. Перемешивание и стратификация вод в разных эстуарных зонах	31
2.3. Относительная роль речного стока в распреснении водной толщи в разных зонах эстуариев	44

2.4. Скорости приливных и отливных течений и их относительная роль в разных эстуарных зонах	48
2.5. Направление общего переноса вод и осадочного материала в разных зонах	56
2.6. Распределение взвешенного материала в разных эстуарных зонах	61
Глава 3. РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ НА РАСЧЛЕНЕННОМ ПОБЕРЕЖЬЕ	75
3.1. Характер донного рельефа и рельеф пляжей в эстуариях	75
3.2. Процессы осадкообразования в эстуарных зонах	88
3.3. Влияние конфигурации побережий и других региональных факторов	99
Глава 4. ФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ПРОЦЕССЫ РЕЛЬЕФО- И ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В РАЗЛИЧНЫХ ЗОНАХ ПРИЛИВО-ОТЛИВНОЙ ПОЛОСЫ ПРИЛИВНЫХ ПОБЕРЕЖИЙ	103
4.1. Особенности осадкообразования в условиях воздействия приливных и отливных течений и волнений	103
Супралиторальная зона	106
Приливо-отливные равнины	114
Межприливная зона	121
Сублиторальная зона и пляж	125
4.2. Некоторые особенности рельефообразования в условиях воздействия приливов, отливов и волнения	128
Супралиторальная зона	128

Приливо-отливные равнины	138
Межприливная зона	141
Сублиторальная зона и осушки	142
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	148
ЛИТЕРАТУРА	150

CONTENTS

INTRODUCTION	11
<i>Chapter 1. COMMON FEATURES OF THE HIGH/LOW TIDE IMPACTS IN THE COASTAL ZONE OF THE SEAS AND OCEANS</i>	15
1.1. Interaction of the tides and wave mode	15
1.2. Peculiarities of the processes in the phases of high/low tide	24
1.3. Peculiarities of the processes on the open coasts	26
1.4. Processes under the different tide amplitude	27
<i>Chapter 2. PHYSICAL PROCESSES ON THE DISSECTED COASTS GOVERNING THE CHARACTER OF THE RELIEF FORMATION AND SEDIMENTATION PROCESSES</i>	29
2.1. Definition, estuarine types and zones	29
2.2. Intermixing and water stratification in different estuarine zones	31
2.3. Relative role of the river discharge in water freshening in different estuarine zones	44
2.4. Speeds of high/low tidal currents and their relative role in different estuarine zones	48
2.5. Direction of general transfer of water and particulate matter in different zones	56

2.6. Distribution of suspended particle matter in different estuarine zones	61
<i>Chapter 3. RELIEF FORMATION AND SEDIMENTATION PROCESSES ON THE DISSECTED COASTS</i>	<i>75</i>
3.1. Character of bottom relief and relief of the beaches in estuaries	75
3.2. Sedimentation processes in estuarine zones	88
3.3. Influence of coastal configuration and other regional factors	99
<i>Chapter 4. PHYSICAL PROCESSES AND PROCESSE OF RELIF FORMATION AND SEDIMENTATION IN DIFFERENT ZONES OF TIDAL COASTAL AREA</i>	<i>103</i>
4.1. Peculiarities of sedimentation in condition of tide currents and waves action	103
Supralittoral zone	106
Tidal plains	114
Intertidal zone	121
Sublittoral zone and beach	125
4.2. Some peculiarities of relief formation in condition of tide currents and waves action ...	128
Supralittoral zone	128
Tidal plains	138
Intertidal zone	141
Sublittoral zone and beach	142
CONCLUSIONS	148
REFERENCES	150

ВВЕДЕНИЕ

Приливы и отливы обуславливают периодичность и прерывистость рельефообразования, а, по мнению В.П. Зенковича [1962], приливо-отливные течения являются важным моделирующим фактором, и, к тому же, в условиях расчлененного побережья очень велик диапазон создаваемых ими форм, причем они тем более специфичны, чем выше амплитуда приливов по сравнению с параметрами штормовых волн того или иного района.

В статье В.П. Зенковича [1954] сделана оценка влияния приливов на элементы профиля морского берега. Подчеркивается, что наибольшее динамическое воздействие моря отмечается в узкой зоне литорали. Зона аккумуляции илистых песков (обнажается лишь в сизигийные приливы) располагается несколько ниже уровня квадратурных отливов. Подчеркнуто, что воздействие приливов ощутимо, если их амплитуда больше высоты штормовых волн. Характерным элементом профиля берегов приливных морей является самая нижняя зона преимущественно неволновой аккумуляции илисто-песчаных осадков.

Строение приливо-отливной зоны разнообразно в зависимости от типа берега, стадии его развития и целого комплекса внешних условия [Зенкович, 1962].

Воздействие приливов и отливов обуславливает регулярные периодические изменения динамических обстановок в прибрежных областях морей и океанов; районы, подверженные влиянию приливо-отливных колебаний уровня, получили даже особое название – «околоприливных областей» – peritidal areas [Friedman, Sanders, 1978].

Четкая периодичность, устойчивость, значительная, в общем, амплитуда и сравнительно большая повторяемость этих колеба-

ний обуславливают постоянство направленности и интенсивности процесса перемещения водных масс и осадочного материала в приливных морях [Медведев, 1978; Ионин и др., 1980], причем эта интенсивность признается гораздо большей, чем в неприливных морях [Медведев, 1976].

В монографии Г.А. Сафьянова [1987] «Эстуарии» содержится очень обстоятельная суммированная характеристика разнообразных эстуарных процессов: особенности циркуляции вод, характера перемещения взвешенных и влекомых наносов, гранулометрической и минералогической дифференциации донных осадков, процессов взвешивания, коагуляции и осаждения взвеси, характера химических процессов; выполнено обобщение имеющихся результатов об условиях среды обитания разнообразной биоты и ее продуктивности, о различных видах антропогенной деятельности в эстуариях.

В крупной сводной работе К.Р. Диера [Dyer, 1986] «Coastal and estuarine sediment dynamics» широко рассмотрены такие вопросы, как влияние твердого стока рек, особенности воздействия приливов и отливов на перенос осадков, а также волнения, способы перемещения осадочного материала и создаваемые ими формы рельефа, специфика процессов рельефообразования в эстуариях в целом, охарактеризованы различные типы эстуариев в соответствии с различным режимом седиментации (с соленым клином, с частичным смешением вод, с интенсивным смешением вод), особенности циркуляции водных масс и зоны, для которых характерно максимальное содержание взвешенных наносов, особенности их гранулометрического состава, источники и общий бюджет осадков, показана зависимость размера и асимметрии разнообразных донных форм от скоростей приливо-отливных течений.

Необходимо отметить и крупные обобщающие работы, посвященные не специально приливному побережью, но содержащие детальные обстоятельные разделы, освещающие особенности воздействия приливов и отливов на ход природных процессов. К ним относятся: монография В.П. Зенковича «Основы учения о развитии морских берегов» [1962], монографии Г.А. Сафьянова «Бе-

реговая зона океана в XX веке» [1978], «Геоморфология морских берегов» [1996] и «Геоэкология береговой зоны океана» [2000], монография Ю.С. Долотова «Динамические обстановки прибрежно-морского рельефообразования и осадконакопления» [1989], крупные обобщающие работы Дж.М. Фридмана и Дж.Е. Сандерса «Principles of sedimentology» [Friedman G.M., Sanders J.E., 1978], Г.Э. Рейнека и И.Б. Сингха «Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных кластических осадков)» [1981], Дж.Р.Л. Аллена «Sedimentary structures. Their character and physical basis» [Allen, 1982], Б.В. Флемминга и А. Партоломы «Tidal signatures in modern and ancient sediments» [Flemming, Partoloma, 1995], К.Дж.М. Крамера «Biomonitoring of coastal waters and estuaries» [Kramer, 1995], Р. Градзиньского, А. Костецкой, А. Радомского «Седиментология» [1980], О.К. Леонтьева, Л.Г. Никифорова, Г.А. Сафьянова «Геоморфология морских берегов» [1975].

В последние годы в зарубежных изданиях вышел целый ряд сборников по прошедшим различным международным конгрессам, конференциям, симпозиумам и т.д.

К таковым зарубежным публикациям относятся: «Coastal sedimentary environments» [1978], «Estuarine cohesive sediment dynamics» [1986], «Physical processes in estuaries» [1988], «Tide-influenced sedimentary environments and facies» [1988], «Estuarine and coastal modeling» [1990], «Coastal and estuarine studies» [1990], «Geomorphology and sedimentology of estuaries» [1995], «Estuarine shores. Evolution, environments and human alterations» [1996].

В 1981 г. вышел специальный отдельный номер журнала «Marine geology» под названием «Estuary – shelf interrelationships» по материалам симпозиума на острове Джекилл (штат Джорджия, США), с предисловием М.М. Никольса и Дж.П. Аллена.

Некоторый обзор зарубежных исследований сделан Г.А. Сафьяновым и А.Т. Кондриным [1982].

На приливном побережье Белого моря были выполнены исследования в районе губы Чупа [Howland et al., 1999; Лукашин и др., 2003]. Под руководством автора в 2000–2010 гг. проведены комплексные исследования физических, химических, геологических и

биологических процессов в эстуариях и на прибрежных участках в прилив и отлив [Долотов, Лукашин, 2001; Dolotov et al., 2002; Долотов и др., 2002, 2004, 2005а, б, 2007, 2008]. Работы выполнялись по проектам Российского Фонда фундаментальных исследований (гранты № 00-05-64070, 03-05-64079, 06-05-64760) на НИС «Эколог» Института водных проблем Севера Карельского Научного Центра РАН (НИС «Эколог», вклейка).

В экспедиционных исследованиях участвовали сотрудники шести академических институтов: Института водных проблем, Института водных проблем Севера Карельского Научного Центра, Института океанологии им. П.П. Ширшова, Зоологического института, Института биологии Карельского Научного Центра, Мурманского морского биологического института Кольского Научного Центра, а также Географического и Геологического факультетов Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова (фиг. 1, вклейка).

Считаю своей приятной обязанностью выразить искреннюю признательность экипажу НИС «Эколог» и его капитану С.В. Прошкину, во многом содействовавшему экспедиционным работам, и всем принимавшим участие в многолетних работах: Н.Н. Филатову, В.П. Шевченко, Н.А. Римскому-Корсакову, Н.Н. Немовой, В.Н. Коваленко, И.П. Кутчевой, Н.В. Денисенко, А.С. Филиппову, Н.В. Политовой, Р.Э. Здоровенному, М.П. Петрову, А.В. Толстикову, А.В. Платонову, А.А. Пронину, Л.К. Бушуеву, А.Н. Новигатскому, А.Н. Митрохову, В.Х. Лифшицу, В.И. Кухареву, А.С. Дунчевскому, С.А. Такшееву, И.В. Садовниковой.

Ссылки в тексте на особенности приливных побережий 21 страны: Великобритания, Испания, Португалия, Франция, Нидерланды, Италия, Бельгия, Дания; Корея, Индия, Вьетнам, Бангладеш, Япония; Канада, США, Бразилия, Аргентина; Южно-Африканская Республика; Австралия, Новая Зеландия, Папуа-Новая Гвинея.



Глава 1

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ВОЗДЕЙСТВИЯ ПРИЛИВОВ И ОТЛИВОВ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

1.1. Взаимодействие приливов и отливов с волновым режимом

Для приливных морей, по сравнению с бесприливными [Медведев, 1964], характерны иные условия проявления волновых процессов, что выражается, например, в расширении (или сужении) зоны воздействия волн при изменении положения береговой линии [Медведев, 1978], в периодическом смещении зон максимального волнового воздействия на поверхности профиля; главная же особенность гидродинамического режима приливных морей – это существующее здесь единое «волно-приливное поле» – мощный энергетический фактор прибрежной области [Медведев, 1964, 1976].

Общая энергия волно-приливного поля находится в зависимости от относительной роли волнения и приливо-отливных течений: общая тенденция – к уменьшению воздействия волн и некоторому увеличению скоростей течений по мере удаления от берега и возрастания глубин [Медведев, 1978].

Ведущий фактор развития приливных побережий – колебания уровня моря периодического характера и различной амплитуды.

Непрерывные изменения уровня приводят к смещению области наиболее интенсивного воздействия волн, и как следствие

такого постоянного смещения – распределение волновой энергии происходит на гораздо более широкой поверхности, что снижает уровень волнового воздействия на единицу длины берега [Сафьянов, 1996].

К названным видам движений добавляется еще действие ветровой волны и течений волновой природы [Сафьянов, 2000].

Соотношений воздействий приливов–отливов и волнения можно охарактеризовать тремя основными формулами: $H > h > A$, $H > A > h$, $A > H > h$, где A – величина сизигийного прилива, h – высота средней штормовой волны, H – глубина основания подводного берегового склона при волнах данного размера. Наблюдающиеся различия лучше всего прослеживаются на расчлененных берегах [Зенкович, 1962].

В отличие от волнений, которые в значительной степени связаны с сезонной цикличностью, литодинамические процессы действия приливов и отливов в течение года непрерывно 2 раза в сутки обуславливают однонаправленное перемещение наносов в сторону суши. Эффект воздействия приливо-отливных течений должен намного превосходить эффект поступления осадков с подводного склона за счет асимметрии волнового потока [Сафьянов, 1996].

При входе приливной волны в длинный воронкообразный залив отмечается увеличение ее высоты и асимметрии на мелководье. Сужение залива также ведет к возрастанию высоты волны в связи с увеличением количества воды на единицу фронта волны. И при благоприятных условиях (соотношении конфигурации залива и параметров волн) прослеживается явление резонанса, когда волна по типу приближается к стоячей, и высота волн может увеличиваться в несколько раз по сравнению с открытым морем [Зенкович, 1962].

Только на относительно приглубых аккумулятивных берегах при грубом составе наносов (крупнозернистый песок, гравий, ракуша, галька) основным фактором формирования осушки становятся волны. В таких случаях осушка не обособляется от пляжа и как бы растягивается мористый его склон [Леонтьев и др., 1975].

Преимущественно волнами осуществляется взмучивание ила (при скоростях течений 7–12 см/с), хотя в отлив воздействие волн имеет подчиненное значение, а взмучивание тонкозернистого материала осуществляется течениями [Зенкович, 1962].

Воздействие ураганных штормов приводит к размыву берега до 20–50 м за шторм [Сафьянов, 1996].

В некоторых случаях в условиях очень большой отмелости берега роль волнового фактора сильно снижается, и тогда профиль приобретает растянутые очертания [Леонтьев и др., 1975].

Действие приливов и отливов обуславливает существенное изменение в ходе процессов, происходящих в зоне разрушения волн и потока их заплеска, отражая диссипацию волновой энергии [Jago, Hardisty, 1984].

По мнению П.Д. Комара [Комар, 1976], наибольшее влияние приливов и отливов – в наиболее спокойных (в отношении волнения) периодах, тогда как в других их влияние «замаскировано» волновой деятельностью.

По наблюдениям на Канадском побережье Британской Колумбии [Hale, McCann, 1982], в некоторых случаях довольно слабые приливные течения (около 35 см/с) имеют ограниченное значение, а основную роль в рельефо- и осадкообразовании играет волнение. В целом же скорости приливо-отливных течений могут достигать значительных величин, причем максимально их значения уменьшаются в сторону суши [Evans, 1975; Straaten Van, 1961].

М.М. Никольсом с соавторами [Nicols et al., 1991] на основании результатов исследований в эстуарии реки Джеймс (штат Вирджиния, Чезапикский залив, США) выделены 3 участка, отличающиеся разным участием воздействия волнения, прилива и отлива, а также речного стока: устье залива, эстуарная воронка и зона меандрирования.

По наблюдениям в эстуариях юга Великобритании, под влиянием совместного воздействия волн и временной асимметрии приливных течений возможно изменение в направлении скоростей переноса осадков, и такая система, прослеживаемая в спокойные периоды, может сменить направление на проти-

воположное в период действия штормовых волнений [Gao, Collins, 1997].

Результаты исследований в заливе Монифит (Шотландия) показали, что волновой размыв зависит от уровня отлива и направления волн. Волны испытывают рефракцию и создают расходящиеся пути переноса осадков, определяя зону потенциального размыва [Al-Mansi, 1990].

По наблюдениям на побережье Нового Южного Уэльса (Австралия), штормовые волнения рассматриваются как существенные факторы в переносе осадков с изменением морфологии береговых образований, вызывающие современные размывы пляжей. Штормы контролируют высокое положение прилива [Bryant, 1988].

В статье Б.А. Попова [1961] рассматривается вопрос о взаимодействии волн с приливными течениями. Предложены уравнения для расчета параметров волно-приливного поля. На основе результатов анализируется процесс формирования аккумулятивного профиля, развивающегося под действием волно-приливного поля.

В статье Р.А. Дэвиса и В.Т. Фокса [Davis, Fox, 1981] на основе исследования в эстуарии реки Матанзас (Флорида) рассматривается зона перехода между участками с доминированием волнения на открытых побережьях и участками с доминированием приливов и отливов в устье эстуария. Измерены параметры волн, вдольбереговых течений и приливные параметры у устья эстуария. Сделан вывод о том, что влияние приливов и отливов на береговые процессы умеренно и локально. Приливные течения фиксируются менее чем в 0.5 км от устья вдоль открытого берега. Боковые приливные каналы, примыкающие к устью, характеризуются приливными течениями значительной силы, а доминируют вдольбереговые течения близ низкого уровня, а их скорости уменьшаются близ высокого уровня. Погодные условия могут оказывать значительное влияние на приливные процессы у устья, так как они контролируют волновой режим. А вдольбереговые течения могут усиливать или сдерживать приливные течения, особенно в боковых приливных каналах.

В статье Дж.Г. Пендона с соавторами [Pendon et al., 1998] по результатам исследований на побережье Хуэльва (юго-западная Испания) зафиксирован переход от доминирования приливов и отливов к доминированию волн, связанный с уменьшением приливной призмы. Выделены 6 литофаций, включая соленый марш, активный край приливного канала, сам приливный канал и эстуарный канал. Процесс заполнения приливного канала осадками происходит благодаря взаимодействию волн и приливов. Современная система эстуариев прошла 3 стадии: 1) с доминированием приливов в открытой морской среде с сильными приливными течениями; 2) с доминированием волн с переносом песка внутрь эстуария и вдоль приустьевой косы; 3) вторая стадия с доминированием приливов с более слабыми приливными течениями, распределяющими осадки. Четыре фактора, управляющие переходом от доминирования приливов к доминированию волн: 1) рельеф, образованный в ходе аккумуляции осадков; 2) уменьшение приливной призмы; 3) распределение фаций; 4) удлинение устьевой косы в сторону моря.

Статья М.О. Грина, К.П. Блэка, С.Л. Амоса [Green et al., 1997] посвящена результатам исследований влияния взаимодействия приливных течений и волнения на динамику и перенос осадков в Манукан Харбор (Новая Зеландия). Исследования охватывали эстуарный канал и межприливные песчаные равнины. Концентрация взвеси связана с появлением и исчезновением волн. Волны и волновые процессы значительно изменяются в ходе приливного цикла. Это связано с изменением глубин по отношению к длине волны. Перенос осадков приливными течениями в канале постоянный.

Статья С.Е. Винсента, А. Столка, С.Ф.С. Портера [Vincent et al., 1998] содержит анализ результатов исследования песчаной взвеси, ее переноса на отмели Мидделькерке в южной части Северного моря. Ресуспензия песчаной взвеси в основном происходила благодаря действию волн, тогда как ее перенос доминировал в течение нескольких часов, когда действие крупных волн совпадало с максимальными приливными течениями. Вверх по крутому склону

перенос во время штормов свидетельствует о важной роли волн в поддержании отмели.

В статье Г.М. Куртисса, П.Д. Осборна и А.Р. Хорнер-Девина [Curtiss et al., 2009] исследован перенос гравийного материала из смешанного песчано-гравийного пляжа острова Байнбридж, расположенного в Пюджет-проливе, подверженного воздействию ветровых волн и приливных течений. Определена относительная роль различных механизмов этого воздействия и соответствующих временных масштабов отклика со стороны рельефа. Выявлен доминирующий сезонный перенос осадков. Зимой штормы определяют вдольбереговую перенос, тогда как приливы имеют незначительное влияние. Однако приливные течения совместно с волнами обуславливают послештормовые изменения.

Статья Л.С.С. Перейры с соавторами [Pereira et al., 2009] посвящена результатам исследования на макроприливном песчаном пляже Вийя Дос Пескадорес, Пара (Бразилия) в двух секторах – мелководном в заливе и открытом морском. Ветры сильнее во втором секторе, а наиболее значительные изменения морфологии пляжа (размыв) отмечаются во время действия сизигийного прилива с максимальной интенсивностью приливных течений при общей тенденции к стабильности. Осадки – в основном мелкозернистый и очень тонкий песок наряду с илом. Результаты свидетельствуют о сложном взаимодействии ветров, приливов, волн и приливных течений и их влиянии на морфодинамику, с заметными сезонными особенностями.

В статье А. Вила-Консехо с соавторами [Vila-Concejo et al., 2009] проанализированы результаты исследований пляжей в эстуарии Порта Стефанса (Австралия) с доминированием действия приливов, но расположенных на побережье с доминированием воздействия волн. Ориентировка устья эстуария совпадает с направлением доминирования энергии волн, допускающим распространение волн с юга внутрь эстуария. Во время прошедших штормов с высокой волновой энергией на ряде участков отмечалась аккумуляция осадков, а на других участках пляжа – размыв.

Статья Л.Д. Райта с соавторами [Wright et al., 1982] посвящена результатам исследований на пляже близ Брума (Северо-Западная Австралия), где сизигийный прилив – 9.5 м, а волны имеют высоту 0.5–1.2 м. Существует примерный баланс между мелководной средой и диссипацией неразрушенных волн с сохранением постоянства их высот. Выявлено однородное распределение энергии, но с максимумом в середине низкой приливной зоны и нижней части высокой приливной зоны. Хорошо развиты второстепенные стоячие волны, наблюдающиеся в высокой приливной зоне в сизигийный период, а в средней приливной зоне – в квадратурный прилив. В сублиторальной зоне максимальные скорости приливных течений – 0.5 м/с сразу после высокой воды. Содержание взвеси, очевидно, в основном связано с волновым режимом.

Статья П. Сиаволы с соавторами [Ciavola et al., 1997] посвящена результатам исследований на мезоприливном Кулатра-пляже в Альгарве (Южная Португалия) с крутым профилем (уклон 0.11). Средняя высота волн – 0.34–0.37 м, а средние скорости вдольбереговых течений в зоне забурунивания – 0.02–0.28 м/с. Зафиксировано увеличение скоростей течений благодаря действию умеренного ветра. Максимальная глубина смещения песка на пляже в зоне забурунивания – 15 см. Основная морфодинамическая особенность крутых пляжей – относительно высокие значения скоростей перемещения осадков даже при относительно низком энергетическом волновом режиме.

В статье А.Д. Шорта [Short, 2003] содержатся результаты исследования побережья Австралии: подчеркивается, что северный участок характеризуется доминированием ветров и, в общем, более слабыми волнами и приливами, чем южный участок, отличающийся приливом в 2 м с разной экспозицией по отношению к доминирующим южным и западным ветрам значительной силы, связанным с циклонами средних широт. В целом, побережье отличается широким разнообразием от доминирования волнения с высокой энергией до доминирования воздействия приливов.

Статья Б. Макаске, П.Г.Е.Ф. Аугустинаса [Makaske, Augustinus, 1998] посвящена результатам исследований в дельте Роны в пери-

оды сизигийно-приливного цикла на микроприливном побережье с низкой волновой энергией без воздействия штормов. Выделены три типа профилей: прямолинейный, вогнутый и выпуклый. Первый – в условиях более низкой волновой энергии (с высотой волн <0.25 м), тогда как второй и третий – при более высокой энергии волн (высота >0.35 м). Влияние микроприливного цикла (средняя амплитуда прилива – 0.21 м) на взморье зависит от положения ступени и гребня бермы. Значительные изменения зафиксированы в условиях сильных ветров, в результате чего перенос осадков отмечается к взморью.

Статья Дж.А. Моралеса с соавторами [Morales et al., 2001] посвящена результатам исследования в эстуарии Педрас на побережье Хуелва (северо-западная Испания), который заполнен осадками, а приливная призма уменьшилась в период голоцена. Процессы седиментации зависят от взаимодействия отливных течений и преобладающего юго-западного волнения. Основное поступление осадков связано с интенсивным вдольбереговым течением, переносящим песок из клифов на территории Португалии и реки Гуадиана. Амплитуда прилива – 2.0 м, а высота средней волны – 0.6 м. Выделено пять зон: 1) основной отливной канал; 2) маргинальные приливные каналы; 3) отливная дельта; 4) маргинальные повышения; 5) косы с изогнутыми очертаниями.

Статья З. Ши, Х.Ф. Лэмба, Р.Л. Колина [Shi et al., 1995] посвящена результатам исследований в эстуарии Дифи (Уэльс). Отмечается нестабильность основного приливного канала вследствие воздействия приливов и больших волн, развития растительности маршей, высотных различий межприливной зоны и колебаний уровня. Развитие бухт, рассеивание энергии волн и приливов связаны с действием крупных штормовых волн. Существует обратная связь между вертикальным ростом поверхности соленых маршей и гидродинамическими особенностями в эстуарии.

В статье К.С. Спирса, Т.Р. Нили и Ч. Винтера [Spiers et al., 2009] обсуждаются результаты исследований в гавани Тауранга в заливе Пленти. Углубленный канал стал ловушкой для осадков, перемещаемых приливными течениями, выносящими их через залив

из-за аккумуляции песка вдоль края входа в канал. Вихрь, индуцированный отливом, зафиксирован на восточной стороне отливного потока. Особый акцент сделан на определении траектории вихря и оценке его влияния на характер седиментации. Противостоящие вихри обнаруживаются на другой стороне входа в канал. Центр восточного вихря распространяется в море вдоль края входа в канал по мере удлинения отливного потока.

По результатам исследований на побережье Северного моря Л.П. Ша [Sha, 1989a] выявил, что песок переносится в противоположных направлениях приливными течениями параллельно береговой линии, а волны переносят его дальше в сторону суши.

В отличие от участков открытого побережья отмечается увеличение относительной роли приливо-отливных явлений в процессах рельефо- и осадкообразования (по сравнению с ролью волнового фактора), и их роль может стать даже доминирующей [Медведев, 1978].

В статье В.П. Зенковича [1954] сделана оценка влияния приливов на элементы профиля морского берега. Подчеркивается, что наибольшее динамическое воздействие моря отмечается в узкой зоне литорали. Зона аккумуляции илистых песков (обнажается лишь в сизигийные отливы) располагается несколько ниже уровня квадратурных отливов. Подчеркнуто, что воздействие приливов ощутимо, если их амплитуда больше высоты штормовых волн. Характерным элементом профиля берегов приливного моря является самая нижняя зона преимущественно неволновой аккумуляции илисто-песчаных осадков.

Значительное место в зарубежной литературе уделено так называемым отливным дельтам (отмелям), оказывающим важное влияние на эволюцию побережий, а миграция этих образований предполагает существование специфических гидродинамических циркуляций вдоль северо-восточного побережья Южной Америки [Froidefond et al., 1988].

Более подробно этот процесс рассмотрен Ж.Ф. Оертелем [Oertel, 1972], который обоснованно считает, что он связан с взаимодействием волн и приливных течений; по мере того как волны

подходят к береговой линии, они испытывают рефракцию вокруг краев отмели, а гребни волн интерферируют над ее поверхностью; волны создают сильные приливные течения.

Наблюдения отливных дельт (отмелей) Фризских островов выявили различия морфологии, обусловленные разной ролью приливной призмы и вдольберегового переноса осадков [Sha, 1989b].

1.2. Особенности процессов в фазы прилива и отлива

Приливо-отливный цикл запечатлевается в толще отложений в виде приливного пакета, ограниченного сверху и снизу поверхностями перерыва, и является отражением доминирующей фазы; фаза, имеющая второстепенное значение, вместе с конечными стадиями доминирующей фазы и периодом стоячей воды оставляет свой след в виде поверхности перерыва или размыва; всякая слоистая толща, созданная во время фазы, имеющей подчиненное (второстепенное) значение (при высоком положении уровня), обычно размывается при наступлении новой доминирующей фазы [Boersma, Terwindt, 1981a].

По существующим представлениям [Walton, Goodell, 1972], в прилив величины скоростей течений (являющихся нагонными) находятся в зависимости от амплитуды прилива и времени экспозиции поверхности в течение предшествовавшего низкого прилива, причем максимальные скорости считаются характерными для начала цикла; амплитуда прилива и минимальная глубина при низком уровне воды определяют значения скоростей отливного течения, максимум которых приурочен к более позднему времени каждого цикла.

Разные фазы (прилив и отлив) отличаются неодинаковыми особенностями волнового режима. Так, в ходе отлива наблюдается общее ослабление энергии волн, уменьшение высот разрушающихся волн и скоростей потока заплеска [Jago, Hardisty, 1984].

Количество взвешенного материала достигает максимума в полную воду при максимальном объеме толщи воды [Медведев,

1964], а в ходе отлива концентрации взвеси быстро уменьшаются [Зенкович, 1962].

Результаты исследований в эстуарии Алтамаха (штат Вирджиния, США) обнаружили, что в прилив при «высшем» режиме потока (наиболее высоких значениях скоростей течений) отмечается развитие соленого клина. В отлив при «низшем» режиме потока (самых низких значениях скоростей течений) отмечается модификация «песчаных волн» и перенос осадков с образованием рифелей. Профили солености в отлив не обнаруживают резких изменений [Visher, Howard, 1974].

Основные особенности профиля берегов приливных морей – это наличие элементов, соответствующих уровням прилива и отлива, причем наиболее четко выражены элементы, приуроченные к уровню прилива. Как правило, эти элементы рельефа создаются работой волн и прибоя при высокой воде [Леонтьев и др., 1975].

Приливная волна, ее деформация и время повышения уровня бывают короче, чем при снижении уровня, с соответствующей разницей в скоростях течений. Переносящая способность потока пропорциональна кубу его скорости, и в результате прилив в обычных условиях вносит больше материала, чем может быть унесено в отлив.

Меньшая мощность отливного потока обуславливает то, что скорость течения, необходимая для размыва и взвешивания илистых частиц (7–12 см/с), значительно превышает ту, при которой материал переносится, не осаждаясь на дно. В результате лишь часть материала, принесенного в прилив и осевшего на дно, может уйти с отливным течением. К тому же значительное количество материала прилива включается в грунт. После спада воды прилива они продолжают высачиваться из грунта обратно, но стекают не по всей поверхности осушки, а локализуются в желобах. И концентрация взвеси бывает значительно меньше, чем у приливных вод [Зенкович, 1962].

Одной из важных особенностей гидродинамического режима является длительность асимметрии скоростей в разные фазы. В отличие от ветровых волн в экстремальных фазовых точках прилива

отмечаются минимальные значения скоростей, а максимальные приурочены к некоторым средним значениям уровня [Сафьянов, 1996].

1.3. Особенности процессов на открытых побережьях

На открытых побережьях морей и океанов, отличающихся простыми прямолинейными или полого-вогнутыми контурами, в сторону берега распространены недеформированные или нормально деформированные (при выходе на окраину материка) приливные волны, и в результате величина прилива в этом случае невелика, редко превышает 1–2 м [Медведев, 1978], что обуславливает доминирующую роль не приливо-отливных явлений, а волнения. Такие побережья должны быть отнесены к категории микроприливных и мезоприливных [Комар, 1976].

На открытых берегах высота прилива, как правило, немногим выше 1 м. Входя в заливы, приливная волна значительно увеличивает свою высоту.

Направление приливных течений в бухтовых берегах и островных архипелагах зависит только от очертаний берегов, расположенных у устьев бухт и проливов, и бывает совершенно не связано с направлением приливной волны открытого моря [Зенкович, 1962].

Если в подобных условиях формирование каких-либо аккумулятивных образований контролируется воздействием приливо-отливных течений, то впоследствии под влиянием более сильного динамического агента – волнения, они чаще всего уничтожаются [Фролов, 1984].

Только на относительно защищенных участках берега приливо-отливные течения становятся ведущим фактором формирования осадков [Фролов, 1984]. С особенно значительным проявлением приливо-отливных течений, по всей вероятности, следует связывать образование крупных донных форм рельефа типа приливных гряд (валов) и «песчаных волн» [Чистяков, Щербаков, 1984 а,б].

Для открытых (к Ла-Маншу) французских побережий залива Монтанбан Мишель с амплитудой прилива до 15 м (в сизигий) характерны очень большие осушки (свыше 250 км), отмечается четкое уменьшение скоростей приливо-отливных течений внешней зоны залива [Larsonneur, 1994].

Сложная зона перехода существует между открытым побережьем с доминирующим влиянием волнения и устьем эстуариев с доминированием воздействия приливов и отливов [Davis, Fox, 1981].

1.4. Процессы, происходящие при разной амплитуде приливов

Зарегистрированные амплитуды сизигийных приливов в типичном случае на 50–100% больше, чем квадратурные [Allen, 1982], что приводит к увеличению скоростей течений [Boothroyd, 1978]. Эти скорости возрастают по мере увеличения амплитуды приливов [Brenner, 1980].

Результаты исследования макроприливных эстуариев атлантического побережья Франции (амплитуда приливов 4–7 м) свидетельствуют о том, что значительные изменения амплитуды приливов и объема приливной призмы обуславливают изменение в соотношении объема речного стока и этой призмы, вариации – от относительно хорошего перемешивания вод (в сизигийный прилив) до частичного перемешивания или даже хорошо стратифицированной толщи (в квадратурный прилив). Изменения приводят к остаточному накоплению воды в условиях увеличения амплитуды приливов или к остаточному (итоговому) стоку в океан при уменьшении его амплитуды, что обуславливает сток пресной воды и взвеси в океан. Сизигийно-квадратурные приливо-отливные циклы контролируют перенос взвеси в сторону океана. Крупномасштабный размыв дна и взвешивание осадков отмечаются в сизигийные приливы [Allen et al., 1980].

Величина прилива изменяется в течение лунного месяца (28 дней) дважды – сизигийный и квадратурный приливы [Зенкович, 1962].

Существует очень сильная зависимость высоты прилива и скоростей течений от рельефа – сужений и расширений. Важной особенностью приливных движений является зависимость от силы Кориолиса. Распространено разделение на микроприливные (с высотой до 2 м), мезоприливные (2–4 м) и макроприливные (более 4 м) побережья [Сафьянов, 1996].

Чем выше амплитуда прилива, тем более четко выражены соответствующие формы рельефа и тем больше мощность толщи прибрежных отложений, при этом должно быть сравнение с параметрами штормовых волн.

При амплитуде приливов менее 2 м доминирующим процессом на приливных побережьях становятся ветровые волны [Зенкович, 1962].

Зона квадратурных вод характеризуется максимальным расходом волновой энергии [Леонтьев и др., 1975].

Глава 2

ФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ НА РАСЧЛЕНЕННЫХ ПОБЕРЕЖЬЯХ, ОБУСЛОВЛИВАЮЩИЕ ХАРАКТЕР ПРОЦЕССОВ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

2.1. Определение, типы и зоны эстуариев

Существенное влияние приливов и отливов испытывают глубоко расчлененные участки побережий – районы эстуариев [Зенкович, 1962], как сложные зоны перехода между побережьем открытого океана (с доминирующим влиянием волнового режима) и устьевыми частями эстуария с доминированием воздействия приливов и отливов [Davis, Fox, 1981]. Это затопляемое, расширяющееся к морю воронкообразное устье реки, подверженное влиянию приливов, полузакрытый, сообщающийся с морем прибрежный водоем, где речные воды смешиваются с морскими [Михайлов, 2004]. А.П. Лисицын [1994] рассматривает эстуарии рек как так называемые маргинальные фильтры, в которых благодаря смешиванию пресных речных и соленых морских вод происходят процессы, приводящие к осаждению почти всех взвешенных в толще воды веществ. В.В. Гордеев [1984] считает, что эстуарии – это важнейший геохимический барьер, переходная зона от континента к океану, где по обе стороны от него характерны различные условия среды осадкообразования, глобальный пояс так называемой лавинной седиментации, огромной массы осадочного материала, поступающего с континента. Е.М. Емельянов [1998] акцентирует

внимание на том, что в зоне «берег–море» образуются мощные осадочные тела.

Наиболее распространенное определение эстуария: «Эстуарий – полузамкнутый прибрежный водоем, который имеет свободное сообщение с морем, в пределах которого морская вода в известной степени разбавляется пресной водой, поступающей вследствие дренажа суши» [Pritchard, 1967].

Дж. Дей трансформировал это определение, и оно звучит так: «Эстуарий – частично замкнутый прибрежный водоем, вода которого постоянно или периодически сообщается с морем, в пределах которого существует заметное изменение солености, вызванное смешением морской воды с пресной водой, поступающей вследствие дренажа суши» [Day, 1981].

Движение вод в эстуарии определяется как морскими, так и континентальными факторами. Среди морских наиболее важные – приливо-отливные течения и волны. Среди континентальных первостепенное значение имеют величина и режим речного стока [Сафьянов, 1996].

В результате разнообразных движений воды регулируется перемещение наносов, их размыв и аккумуляция. Переплетение морских и континентальных факторов, а также особые условия, возникающие в эстуариях, приводят в действие процессы, типичные лишь для эстуариев [Сафьянов, 2000].

Гидродинамический режим отличается уникальностью; среди факторов – плотностная стратификация вод, ветровые течения, внутренние волны, действие силы Кориолиса [Сафьянов, 1996].

Эрозионное воздействие приливных течений проявляется как в устье эстуария, так и в расширенных низовьях долин рек [Зенкович, 1962].

Достижение устойчивой формы эстуариев путем компенсации даже самой интенсивной седиментации происходит благодаря потере части поступающих осадков (уход в каньоны, действие ураганов и др.) [Сафьянов, 2000].

В эстуарии предлагается выделять [Allen, 1971] определенные энергетические зоны, характеризующиеся разными типами и си-

лой течений, а также неодинаковой ролью приливных течений и волнения (доминирования одного или другого гидродинамического фактора).

По геоморфологическим признакам принято [Хубларян, Фролов, 1988] различать четыре группы эстуариев: 1) затопленные речные долины; 2) эстуарии фьордового типа; 3) эстуарии, образованные параллельной берегу песчаной банкой; 4) эстуарии тектонического генезиса. Среди эстуариев долинного типа выделяются три основных класса: хорошо перемешанные, слабо стратифицированные и сильно стратифицированные.

В.Н. Михайлов и Е.С. Повалишникова [1992] выделяют три типа эстуариев: 1) с «клином соленых вод» (с сильной вертикальной плотностной стратификацией); 2) с частичным (умеренным) перемешиванием (умеренная вертикальная стратификация); 3) с полным (хорошим) перемешиванием (слабая стратификация).

В обследованных протяженных эстуариях Белого моря довольно четко различаются три зоны – приустьевая, переходная и морская (фиг. 2, вклейка), характеризующиеся, в первую очередь, неодинаковыми динамическими обстановками, что обуславливает ход процессов рельефо- и осадкообразования, чередование участков размыва и аккумуляции осадочного материала под воздействием приливо-отливных течений и волнений разной интенсивности [Долотов и др., 2002; Dolotov et al., 2002].

В статье Г. Эванса и Р. Прего [Evans, Prego, 2003] рассмотрен принципиальный вопрос о соотношении терминов «риа» и «эстуарий». Утверждается, что термин «риа» редко используется, а когда применяется, то обычно как тип эстуария, однако подчеркивается, что только незначительную часть природных процессов можно рассматривать как эстуарные.

2.2. Перемешивание и стратификация вод в разных эстуарных зонах

В эстуарии циркуляция вод определяется разнообразными процессами: от планетарного вихря (действие силы Кориолиса) до

микродвижений жидкости, вызванных моллюсками-фильтраторами или зоопланктоном. При взаимодействии морских и пресных вод на пространственно ограниченных акваториях идет формирование значительных градиентов солености и температуры, которые сами способны вызвать движение вод. Вторичное движение вод вызвано градиентами в концентрации взвесей.

В стратифицированном по плотности эстуарии всегда можно выделять два слоя (этажа) – верхний и нижний.

Максимальные градиенты температуры отмечаются на незначительном расстоянии (до 3–7°C). Характерно появление высокосоленых вод среди солоноватых с градиентами содержания солей до 33‰.

Явление апвеллинга, очевидно, связано с локальным снижением гидростатического давления из-за быстрого растекания речной струи на взморье или из-за разрушения внутренних волн. Средний перенос воды в эстуарии на 1–2 порядка выше расхода реки. Неприливный эстуарный поток очень изменчив, и в обычных условиях это связано, главным образом, с действием ветра [Сафьянов, 1987].

Среди разных эстуариев можно выделить категории: нормальных эстуариев, сверхсоленых (гипергалинных), замкнутых или слепых (лагун).

В нормальных эстуариях выделяются пять типов:

1. Высоко стратифицированные эстуарии в устьях больших рек; в их нижней части прослеживается клин соленых вод, через верхнюю границу которого происходит смешение с пресной водой;

2. Сильно стратифицированные по вертикали эстуарии; к ним относятся глубокие фьорды с мелководным порогом в устье; в них прослеживается двухслойная циркуляция;

3. Умеренно стратифицированные или частично перемешанные эстуарии; в них соленость постепенно увеличивается к морю и от поверхности ко дну; при двухслойной плотностной стратификации в верхнем слое суммарный перенос направлен к морю;

4. Однородные (гомогенные) по вертикали, но с меняющимися в продольном направлении характеристиками эстуарии; чаще все-

го для них характерны большая ширина, мелководность, сильные приливы и вертикальное перемешивание;

5. Однородные (гомогенные) по вертикали и в продольном направлении эстуарии; это узкие проливы с интенсивным приливным перемешиванием.

Интенсивность двухслойной циркуляции зависит от величины речного стока. При достаточно малом речном стоке двухслойная циркуляция отсутствует. С увеличением стока отмечается развитие такой циркуляции с максимумом при некотором критическом значении. Дальнейшее увеличение речного стока ведет к увеличению среднего переноса воды к морю на всех глубинах. При сравнительно большом отношении объема речного стока к величине приливной призмы (объемы приливных вод в границах эстуария) отмечается появление ярко выраженного эффекта подъема вод – апвеллинга. В целом для эстуариев характерны сложные движения вод, стратифицированных по вертикали [Сафьянов, 1996].

В ходе двухслойной неприливной циркуляции соленая вода в придонном слое в среднем за несколько приливных циклов течет к суше, а поверхностная – к морю. Количество воды, переносимой придонными и поверхностными течениями, уменьшается к вершине эстуария. Горизонтальные движения дополняются вертикальными – вверх в верхней части эстуария и вниз – в нижней его части.

Выделяются шесть типов режимов неприливной циркуляции: 1) классическая двухслойная циркуляция; 2) обратная двухслойная циркуляция; 3) трехслойная циркуляция (на среднем горизонте движение направлено к морю, на верхнем и нижнем – к вершине эстуария); 4) обратная трехслойная циркуляция; 5) течение во всей толще направлено к морю; 6) течение во всей толще воды направлено к вершине эстуария [Сафьянов, 2000].

Наличие сточных градиентных течений, а также эффект, вызванный плотностной стратификацией вод, – особенности предустьевого взморья реки, и в эстуариях при усилении стока реки происходит увеличение придонных скоростей, направленных в сторону суши.

Втягивание некоторого объема морской воды поверхностным распресненным течением, направленным от устья реки в сторону моря, может быть компенсировано потоком воды лишь в придонном слое, что является основным механизмом возникновения направленных к устью придонных скоростей. Однако при дальнейшем увеличении стока до определенной критической величины отмечается смена знака течений, и в придонном слое течения направлены вниз по эстуарию [Леонтьев и др., 1975].

Эффект действия силы Кориолиса особенно заметен в сравнительно широких эстуариях. Действие вращения Земли в плоскости, поперечной наклону уровня водной поверхности, происходит справа налево (в Северном полушарии) для наблюдателя, обращенного лицом в направлении течения.

В придонном слое большинства эстуариев наблюдается довольно протяженная область встречного движения жидкости, тогда как на водной поверхности преобладает сток вод в море [Сафьянов, 2000].

Эволюция эстуариев происходит обычно в условиях положительного баланса наносов.

Бюджет осадков в эстуариях свидетельствует о преобладании аккумуляции осадочного материала, но в верхнем слое в условиях плотностной циркуляции отмечается устойчивое удаление взвесей [Сафьянов, 1987, 1996].

В эстуариях побережья Белого моря повсюду была обнаружена четкая стратификация вод: присутствие двух четких слоев (рис. 1) – верхнего (глубиной до 15–17 м) с максимальными температурами (11–12°C) и минимальной соленостью (21–24‰) и нижнего с минимальными температурами (до 4.5°C) и максимальной соленостью (до 26.5‰) [Долотов, Лукашин, 2001]. В связи с этим эстуарии Белого моря следует относить к типу эстуариев «с соленым клином», по классификации Д.В. Притчарда [Pritchard, 1967].

Хорошее перемешивание водной толщи в верхнем слое было обнаружено в наиболее динамичной морской зоне, следствием чего является однородность показателей температуры и солености (см. рис. 1).

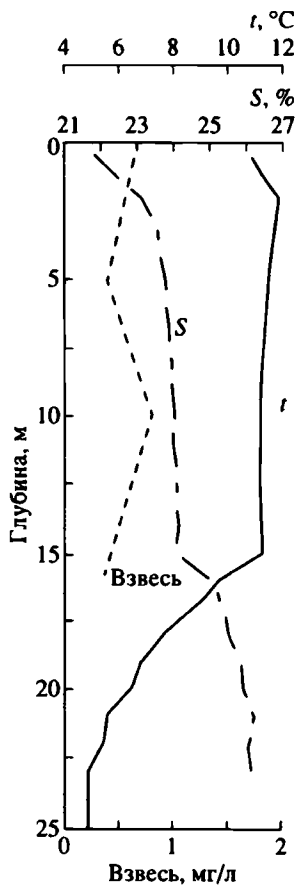


Рис. 1. Стратификация водной толщи и концентрация взвешенного материала (по [Долотов, Лукашин, 2001])

Четко выраженный самый верхний распресненный слой (от поверхности до глубины 3–5 м), как и следовало ожидать, был зафиксирован ближе всего к речному устью, где соленость колебалась от 20 до 23.5%. Довольно четко такой слой был выражен в том же интервале глубин на довольно значительном расстоянии от устья (почти до 5 км), т.е. пресные воды даже в осенний период незначительного речного стока распространяются довольно далеко.

Следует подчеркнуть, что заметное распреснение самого верхнего слоя, правда до меньших глубин (2–3 м), было отмечено даже в морской зоне на расстоянии около 9 км от устья.

Границы раздела верхнего и нижнего слоев были, как правило, резкими (см. рис. 1).

Общее увеличение солености в прилив в верхнем слое довольно четко прослеживается в морской зоне. Распреснение даже в этом слое в период максимального отлива четко зафиксировано в довольно удаленном от устья районе [Долотов, Лукашин, 2001].

Осенняя стратификация водной толщи особенно ярко выражена в наиболее динамичной морской зоне (разделение на верхний и нижний слои). Явно менее четко это прослеживается в переходной зоне (рис. 2а); в приустьевой зоне (рис. 2б) четко проявляется разница в температуре воды в слоях, что, вероятно, связано с поступлением речных вод [Долотов и др., 2002].

Наиболее высокая степень перемешивания верхнего слоя отмечается опять же в морской зоне (рис. 2в), и оно явно слабее в переходной зоне.

Максимальное распреснение и наибольшая мощность распресненного слоя четко фиксируется в приустьевой зоне, и его мощность явно меньше в морской зоне (см. рис. 2в). Характерно, что зафиксированный распресненный слой прослеживается на расстояние около 10 км от устья реки [Долотов и др., 2002].

В качестве примера приведем эстуарий реки Кереть с двумя слоями водной толщи, где в морской зоне типичны однородные значения температуры воды и солености (рис. 2г), а нижний слой – относительно хорошо перемешан. В исследованный период температура воды у поверхности варьировала от 9.7 до 15.9°C, тогда как близ дна – от 8.7 до 11.6°C (см. рис. 2г), а направление течений менялось (рис. 3) [Долотов и др., 2002].

В связи с меньшей общей динамичностью переходной зоны по сравнению с морской изменения в значениях температуры водной толщи и солености в нижнем слое не очень резкие, что свидетельствует о меньшей перемешанности водной толщи (рис. 4а).

На несколько большем удалении от устья значения солености в

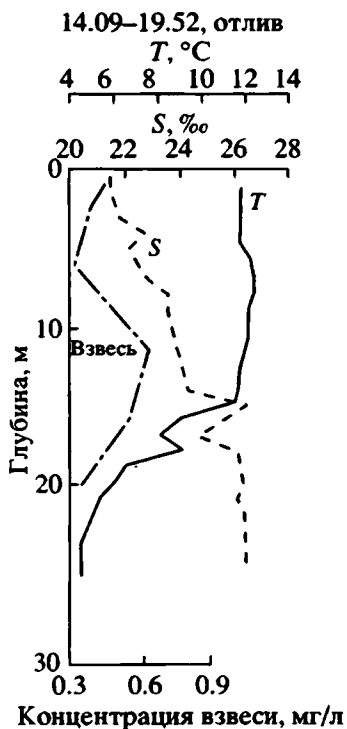


Рис. 2. Температура воды, соленость и концентрация взвеси

а – в переходной зоне; б – в приустьевой зоне; в – в морской зоне (по [Долотов и др., 2002]); г – температура и соленость воды в морской зоне эстуария р. Кереть (по [Dolotov et al., 2002])

верхнем слое явно меньше, чем в морской зоне (порядка 20–23.5‰) (см. рис. 4а). С достаточно хорошим перемешиванием в обе фазы приливо-отливного цикла связано однородное содержание взвеси в водной толще на фоне однородного же распределения значений солености в приустьевой зоне (рис. 4б).

В переходной зоне два слоя водной толщи выделяются менее четко, и граница водораздела по температуре находится на разных глубинах (от 12 до 15 м), а в фазу отлива переход к нижнему слою – нерезкий.

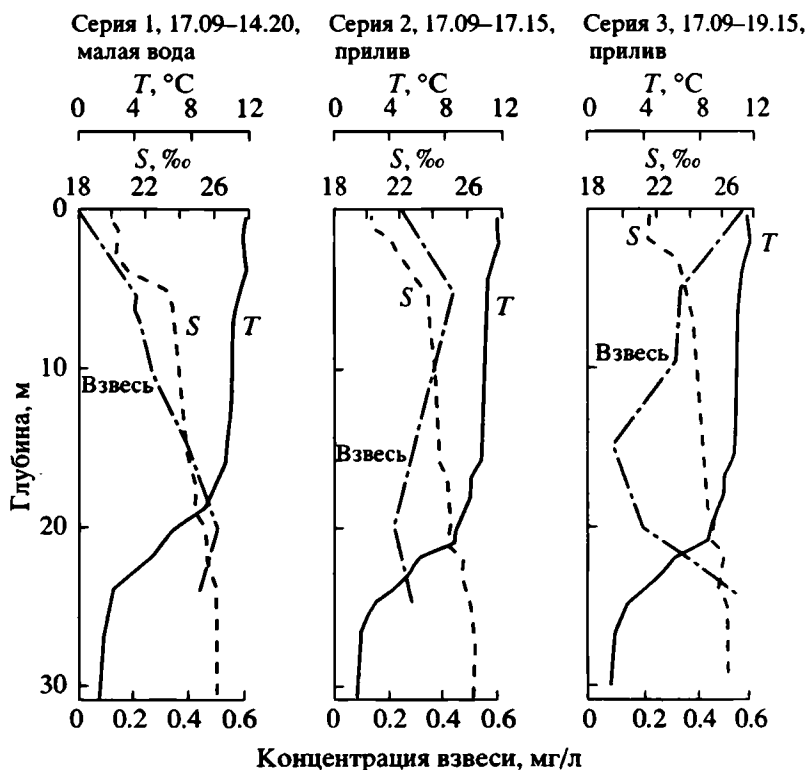


Рис. 26

Наиболее высокие значения температуры воды наблюдались вблизи устья реки Кемь, что было связано с распространением относительно теплых речных вод и интенсивным прогревом мелководья, и в распределении солености вод наименьшие величины отмечались вблизи устья и на поверхности воды были 8.1‰ в фазу отлива [Долотов и др., 2005б].

В районе эстуария реки Онеги и на взморье в целом в прилив в основном приливном рукаве реки изотермы 20°C и 22°C проходили непосредственно в русле реки или вблизи него (фиг. 3А, вклейка), а изохалина 20‰ располагалась в районе ближнего к устью разреза – к северу от основного рукава реки (см. фиг. 3А, вклейка).

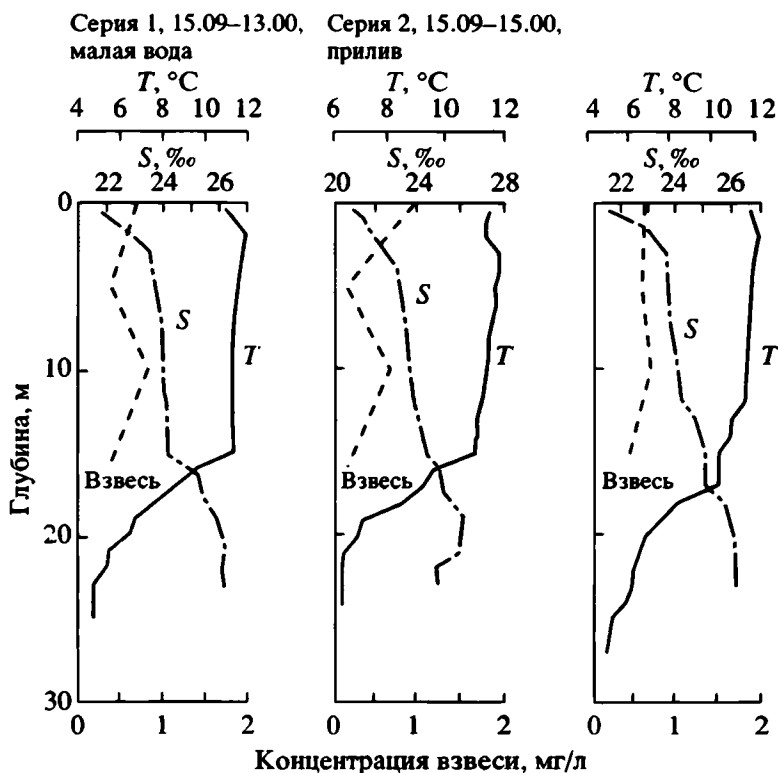


Рис. 2в

Изохалина же 24‰ располагалась на том же ближайшем к руслу разрезе, почти напротив устья основного речного рукава. Все это – свидетельство активного влияния поступления соленых морских вод в сторону устья реки [Долотов и др., 2008].

В отлив изотермы 20°C и 22°C занимали положение с четко выраженным смещением по сравнению с положением в фазу прилива, в сторону залива (см. фиг. 3А, вклейка), а изохалина 20‰ тоже оказалась существенно смещенной в ту же сторону (фиг. 3Б, вклейка). Положение изолинии 24‰ в фазу прилива заменила изохалина 23‰ – явное свидетельство влияния поступления пресных

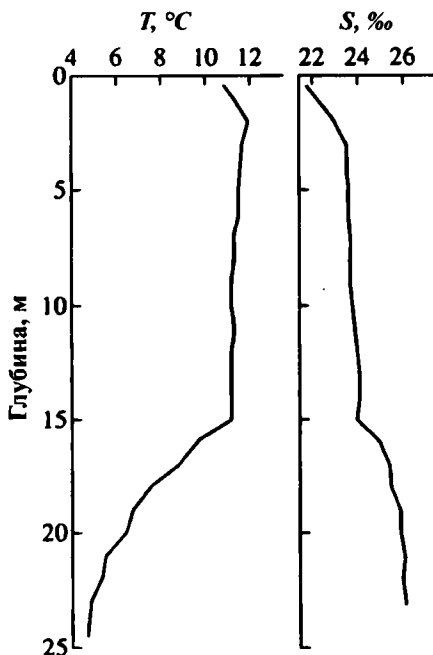


Рис. 2г

речных вод, проявляющегося на большом расстоянии от устья [Долотов и др., 2008].

В губе Чула (Белое море) была зафиксирована вертикальная стратификация с резким градиентом температуры и солености, трехслойная структура водной толщи – по распределению и изменчивости температуры и солености, приливо-отливной циркуляции, остаточным течениям [Howland et al., 1999].

Эстуарная стратификация водной толщи – результат баланса между речным стоком и процессами, связанными с воздействием приливов и отливов по смешиванию пресных речных вод с более плотной морской водой [Syvitski, 1986].

П.В. Сивитским [Syvitski, 1986] на основании анализа особенностей эстуариев различного типа Восточной Канады рассмотрены процессы смешивания пресных речных и соленых морских вод.

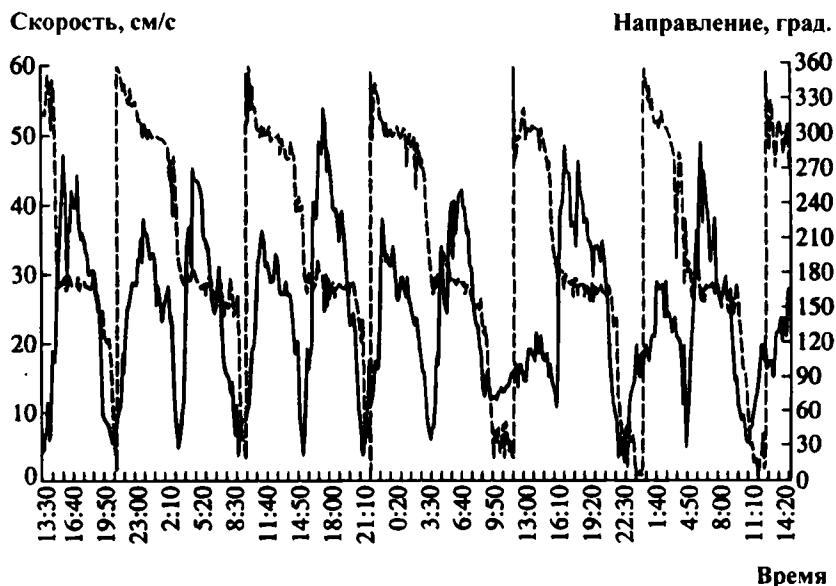


Рис. 3. Направление и скорости течения в эстуарии р. Кемь (результаты измерений на автоматической буйковой станции) (по [Dolotov et al., 2002])

Г.С. Вишером и Дж.Д. Ховардом [Visher, Howard, 1974] на основе результатов исследований в эстуарии Алтамаха (штат Джорджия, США) отмечается, что в прилив (при максимальных скоростях течений) развивается клин соленых вод, а в отлив (при минимальных их скоростях) наблюдается модификация «песчаных волн» и перенос осадков с образованием рифелей.

Р.А. Косташук и Дж.Л. Лютернауэр [Kostaschuk, Luternauer, 1989] на основании исследований в эстуарии реки Фрэзер (Канада) проследили за положением и поведением клина соленых вод. С повышением уровня воды в прилив происходит миграция клина в канале эстуария. В отлив же соленый клин перемещается в сторону океана.

В статье В.В. Ионова и И.О. Шилова [1996] рассмотрены особенности распространения речных вод и динамики океанологичес-

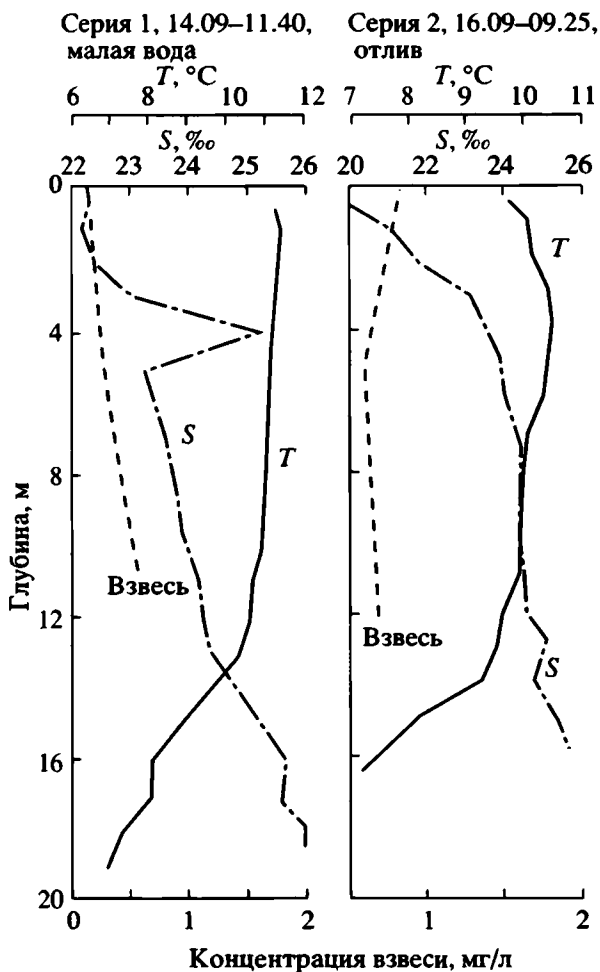


Рис. 4. Температура воды, соленость и концентрация взвеси
 а – в переходной зоне; б – в приустьевой зоне (по [Долотов и др., 2002])

ких фронтов в Белом море по данным спутниковых ИК-измерений и натурным наблюдениям в летний период. Подчеркивается, что фронтальные зоны образуются под влиянием речного стока (стоковые и эстуарные фронты), приливо-отливных движений и сезон-

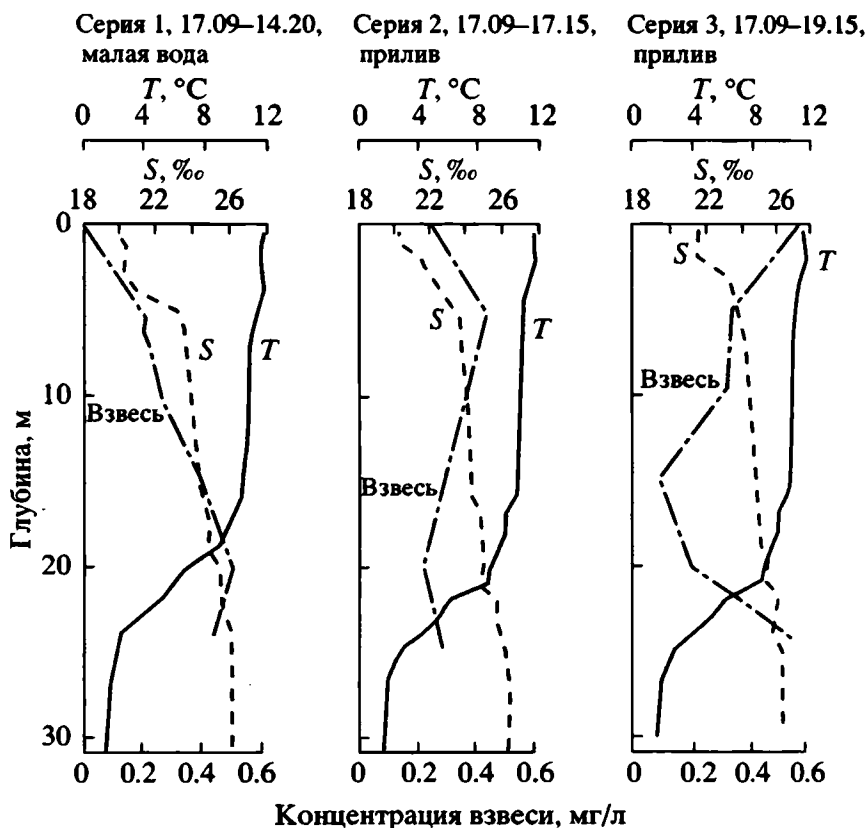


Рис. 46

ного прогрева (приливные и шельфовые фронты). Фронтальные зоны разграничивают районы перемешанных и стратифицированных речных и морских вод. Из устья Онеги распределение распространяется преимущественно вдоль Онежского берега и образует вытянутую параллельно береговой линии фронтальную зону. Шельфовые фронты, как правило, приурочены к свалам глубин. Большое значение имеют приливные фронты, образующиеся в результате конвергенции приливных течений в проливах и заливах.

2.3. Относительная роль речного стока в распределении водной толщи в разных зонах эстуариев

Резкое преобладание течений, направленных к морю, объясняется сочетанием отливных течений с речным, что приводит к выносу всего материала, принесенного в прилив, и может размывать дно залива, в том числе и речных наносов [Леонтьев и др., 1975].

Существует тип сверхсоленых эстуариев, характеризующихся увеличением солености к их верховьям и слабым притоком пресных вод (с учетом сезонности) [Сафьянов, 1996].

В монографии В.В. Гордеева [1983] дана новая оценка объемов растворенного и твердого стока рек, рассмотрено распределение элементов в гранулометрическом спектре взвесей. Показано, что при переходе через границу речных и морских вод теряется большая часть материала речного происхождения.

Е.С. Повалишникова [2001] рассматривает причины проникновения морских вод в реки и его экологические последствия. Подчеркивается, что смешение речных и морских вод в устьях рек – результат сложного глобального взаимодействия различных элементов гидросферы и атмосферы. Зона смешения отличается значительными вертикальными и горизонтальными градиентами всех физико-химических характеристик смешивающихся водных масс. Проникновение морских вод на устьевые участки рек происходит при сокращении речного стока, повышении уровня приемного водоема, увеличении градиентов плотностей взаимодействующих вод, а также зависит от морфологических особенностей устья реки. Приливы, или нагоны обуславливают кратковременное (в течение нескольких часов или суток) вторжение морских вод. Проникновение их в виде компенсационного придонного течения, направленного вверх по реке, препятствует передвижению взвешенных, и особенно влекомых, наносов вниз по руслу, а значит поступлению речных наносов на устьевые бары и взморье. Повышенная турбулентность вод в привершинной части «клина» вызывает образование «максимума мутности» воды.

Статья В.Н. Михайлова и Е.С. Повалишниковой [1992] посвящена динамике взаимодействия смещения и трансформации водных масс реки и приемного водоема, отложению и переотложению речных и частично морских наносов. Подчеркивается, что малоизученной остается функция устьев рек как «природных барьеров» между реками и морями. На устьевых участках реки возникает своеобразная двухслойная циркуляция вод – речные воды натекают на высокосоленные воды с верхней (речной) стороны зоны повышенной солености, а морские воды натекают на высокосоленные воды с нижней (морской) стороны повышенной солености. В зависимости от приливной фазы могут происходить изменения: зона взаимодействия речных и морских вод будет смещаться вдоль русла; при приливном повышении уровня увеличиваются скорости течений, направленных в сторону реки. Большая часть зоны смешения вод – обычно на устьевом взморье, где создается область опреснения. «Эстуарная» циркуляция – это важнейший механизм, регулирующий распределение концентрации наносов.

В статье В.Н. Михайлова, В.Д. Полонского и Г.М. Чернецова [1990] рассмотрены вопросы о закономерности кинематики и динамики потока в приливных устьях рек. По данным распространения в реку приливных явлений авторами выделяются следующие зоны: 1 – зона приливных колебаний уровня (наибольшая дальность распространения); 2 – зона обратных приливных течений; 3 – зона с периодически присутствующими осолоненными водами; 4 – зона с постоянным присутствием осолоненных вод. Отмечается, что при проникновении приливных вод в реку наблюдается их трансформация – одновременное уменьшение величины прилива и перекашивание волны.

Статья М.М. Никольса, Дж.Х. Джонсона и П.С. Пиблеса [Nichols et al., 1991] содержит результаты исследований современных осадков и фаций Джеймс эстуария. Выделены три зоны: устье залива, эстуарная воронка и зона меандрирования. Каждая отличается характерными литофациями, отражающими различные соотношения в действии волн, приливов и энергии реки. Они образуют продольно протягивающиеся части с песком–илом и песком

с грубозернистыми осадками на энергетических концах системы. Морская граница фаций нечеткая как результат смешивания аллювиальных и морских осадков, тогда как на суше граница резкая – результат быстрого уменьшения к морю речного нагонного придонного потока, который ослабляется приливом. Разрез отражает эволюцию природной среды от условий аллювиальных к аллювиально-эстуарным, эстуарным и морским эстуарным.

О. Алганом с соавторами [Algan et al., 1994] рассмотрены глинистые минералы в районе Солент (Ю. Англия), пространственное распределение которых свидетельствует о том, что оно происходит благодаря процессу смешивания вод и осадков. Речной сток местных рек имеет высокие содержания каолинита, хлорита и иллита. Эти минералы речного происхождения смешиваются с минералами морского происхождения. Глинистые минералы в морской среде – из третичных или современных отложений, переработаны приливными течениями. Смешивание осадков этих двух источников происходит в результате циркуляции вод в эстуарии.

В статье Дж.Д. Филлипса [Phillips, 1991] на основе исследований в одном из эстуариев США выявлено, что изменения в накоплении осадков в дренируемых бассейнах могут иметь значительное влияние на поступление осадочного материала. Определенное влияние средних изменений в аллювиальных системах, может быть, ведет к размыву осадков и ограниченному их переносу. Показано, что только небольшая часть размываемых осадков в пределах бассейна (около 4% в год) достигает эстуария. Любое увеличение количества осадков совсем не отразится на седиментации в эстуарии, если не сопровождается соответствующим увеличением аллювиальных осадков.

Согласно наблюдениям, в одном из эстуариев характер взаимодействия речных и морских вод определяется расстоянием от устья реки, а явления в приустьевой зоне зависят от простираения течения речных вод.

Речной сток для Белого моря непропорционально велик и отличается чрезвычайно низкой мутностью воды [Невесский и др., 1977].

В эстуарии реки Южный Эллигетер (Северная Австралия) во влажный сезон имеет место доминирование пресной воды с соленым клином близ устья, а в сухой сезон – хорошее перемешивание воды, и эстуарий повсюду становится соленым [Woodroffe et al., 1989].

В районе шести рек (штат Орегон, США) летний сток очень мал и развиваются системы придонных приливных течений; в условиях низкого речного стока эти течения переносят песок [Boggs, Jones, 1976].

Зона смешения речных и морских вод является зоной контакта между первичными водными массами [Михайлов, 1998].

В эстуарии Жиронды на атлантическом побережье Франции [Gibbs et al., 1989] аллювиальные осадки коагулируют при встрече речных вод с водами очень низкой солености (порядка 0.2‰) в верхней части эстуария, а затем переносятся и откладываются течениями.

В статье Л. Берфоиса [Berthois, 1978] подчеркивается, что эстуарная седиментация полностью зависит от динамики эстуария, которая, в свою очередь, определяется соотношением речного и приливо-отливного потоков. Периодические приливы и отливы изменяют характер реки, ее динамику. Морские воды приводят к значительным изменениям в зависимости от температуры воды и положения в эстуарии, и прежде всего от амплитуды прилива. К второстепенным факторам относятся направление и сила ветра, атмосферное давление и температура, влияющие в значительно меньшей степени. Встреча пресных и соленых вод создает очень специфические гидрологические условия, несмотря на значительную разницу в плотности. Эстуарная циркуляция вод характеризуется двумя основными параметрами: объемом вод, принесенных в прилив, и речным стоком с учетом морфологических особенностей эстуария. В общем, чем более существенна роль речного стока, тем слабее перемешивание, а следовательно больше градиент солености.

В прилив во внешней морской зоне эстуариев Белого моря из-за поступления морских соленых вод отчетливо прослеживаются

максимальные для эстуариев значения солености в наиболее мощной здесь водной толще – до 26.6‰ близ максимума прилива в эстуарии реки Кереть (рис. 5а) [Долотов и др., 2004].

Общее уменьшение значения солености по направлению к вершине эстуария (рис. 5б) свидетельствует о том, что подача морских вод в целом по протяженности эстуария сказывается мало и не прослеживается достаточно далеко. Это отмечается по данным эстуария реки Кемь (табл. 1).

В переходной зоне эстуария реки Кереть даже в фазу прилива обнаруживается верхний распресненный слой мощностью до 3 м (рис. 5в), что свидетельствует о слабом влиянии морских соленых вод в этой зоне.

В приустьевой зоне реки Кемь на участках, где отмечалось резкое уменьшение глубин, отчетливо прослеживалось распреснение всей водной толщи (см. табл. 1). Распресненный верхний слой мощностью порядка 4 м (с соленостью до 23.5‰) в фазу прилива зафиксирован и в приустьевой зоне реки Кереть (рис. 5г). Это говорит о том, что в этой наиболее удаленной от моря зоне и в фазу прилива явно ощущается значительное влияние речных вод.

Распреснение водной толщи в отлив в эстуарии р. Кереть четко выражено в верхнем слое в приустьевой зоне, менее четко – в переходной зоне, и особенно – в морской зоне [Долотов и др., 2004] (рис. 6).

2.4. Скорости приливных и отливных течений и их относительная роль в разных эстуарных зонах

Приливные и отливные течения являются важным моделирующим фактором на взморьях расчлененных побережий. Они эродируют или сохраняют от заполнения осадками обширные проливы глубиной до 200 м (в заливе Фэнд) и микрорельеф (желоба) на аккумулятивных илистых берегах [Зенкович, 1962].

Схождение течений: речного (вниз по эстуарию) и морского (вверх) – предполагает положение нейтральной линии с умень-

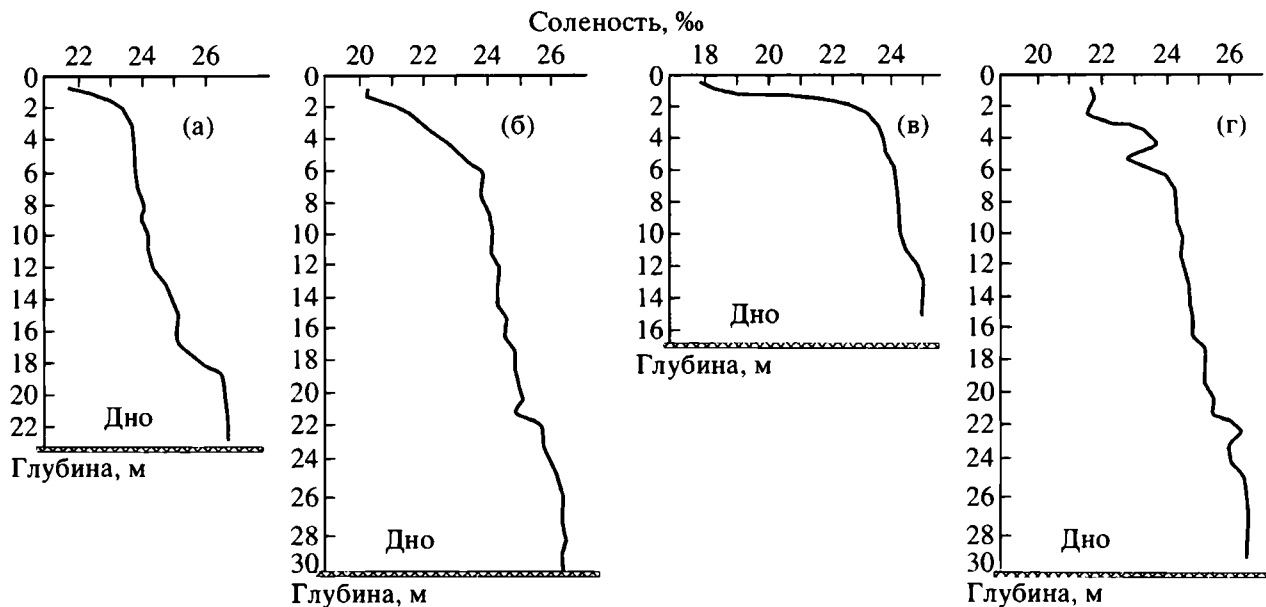


Рис. 5. Соленость вод в прилив в эстуарии р. Кереть

а – максимальная для всего эстуария соленость в верхнем слое водной толщи в морской зоне в фазу максимального прилива; б – меньшие значения солености воды в верхнем слое ближе к вершине эстуария в приустьевой зоне; в – распределение в верхнем слое воды в переходной зоне эстуария; г – распределение верхнего слоя воды в приустьевой зоне (по [Долотов и др., 2004])

Таблица 1

Распределение водной толщи

Параметры	СУША										МОРЕ									
	Приустьевая зона										Переходная зона					Морская зона				
	25	23	22	21	20	18	16	15	1	5	11	12	40	39						
№ станции	3.4	2.6	1.2	1.9	2.4	1.3	7.8	12.0	2.7	9.0	8.5	13.7	19.6	22.6						
Глубина, м	0	0	0	3.3	3.1	21.08	22.1	21.5	21.5	17.7	24.3	23.6	23.0	24.3						
Соленость в поверхностном слое, ‰	0	0	0	12.4	20.6	20.7	23.8	24.0	24.2	23.9	24.4	24.7	24.6	24.8						
Соленость в придонном слое, ‰																				

шением скоростей, что отвечает восходящим скоростям – апвеллингу с максимальной мутностью, с дополнительным опусканием вод (даунвеллинг) в нижних частях эстуариев [Сафьянов, 2000].

Приливо-отливные течения наиболее заметны, а на них накладывается непреливная двухслойная циркуляция из-за неоднородности поля плотности. С приближением к вершине эстуария прослеживается уменьшение солености в придонном течении и поступление осадков из внешнего взморья к верховьям [Сафьянов, 1987].

В эстуариях рек, впадающих в приливные моря, скорости приливо-отливных течений, как правило, на порядок выше средних скоростей непреливных течений [Сафьянов, 2000].

Значительные различия существуют в придонных скоростях, характерных для устьевого сечения, где итогом также является преобладание переноса осадков в придонном слое вверх по эстуарию из-за неравенства этих скоростей.

Наиболее выразительно проявление апвеллинга – это более или менее устойчивый максимум концентраций взвесей [Сафьянов, 1987].

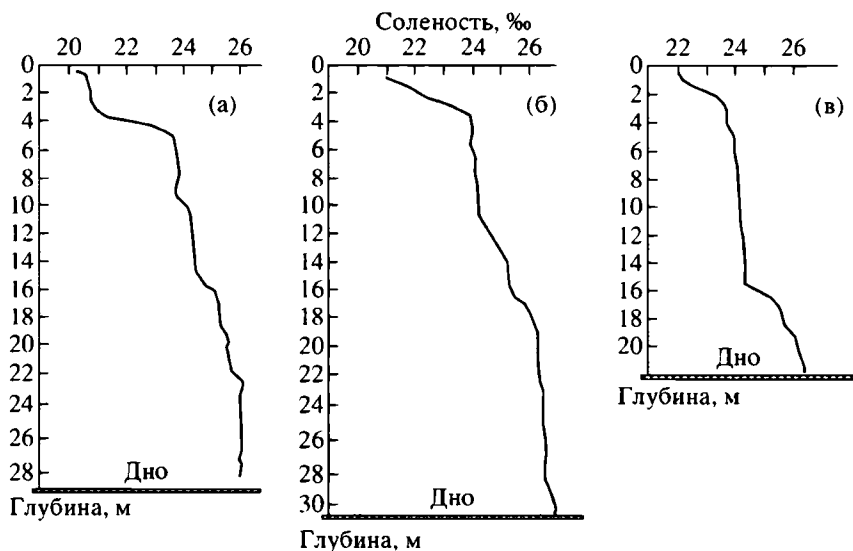


Рис. 6. Соленость вод в отлив в эстуарии р. Кереть

а – четко выраженное распреснение верхнего слоя воды в приустьевой зоне близ максимума отлива; б – распреснение верхнего слоя воды в переходной зоне; в – распреснение верхнего слоя воды в морской зоне (по [Долотов и др., 2004])

Поскольку количество подаваемой к берегу и уходящей с него воды остается неизменным, это приводит к усилению приливных течений и ослаблению отливных.

Максимальные скорости течений приурочены к середине приливо-отливного цикла, что препятствует накоплению на дне наносов, даже таких грубых, как гравий и галька [Зенкович, 1962].

В целом, величина максимальной скорости приливо-отливного течения зависит от соотношения расстояния от береговой линии к глубине, амплитуде и природе приливной волны [Swift, 1974].

Согласно наблюдениям в эстуариях Белого моря, скорости приливных течений уменьшаются в сторону суши [Долотов и др., 2004].

По мере распространения океанского прилива на шельфе с приближением к суше отмечается общее увеличение максимальной скорости течения [Jago, Hardisty, 1984].

Течение реки усиливает отливное течение, скорость которого постепенно уменьшается в сторону моря [Петтиджон и др., 1976]. Приливное течение может усиливаться благодаря действию волновых течений [Петтиджон и др., 1976].

Для устья эстуария признается характерным примерное равенство скоростей течений в прилив и отлив [Elliott, 1978], однако по наблюдениям в эстуариях Белого моря значения скоростей отливных течений выше, чем приливных [Долотов и др., 2004].

В целом, можно сделать общий вывод о том, что действие более сильных отливных течений вносит явно бóльший вклад в распреснение водной толщи на значительном протяжении эстуариев и в переносе в сторону открытого моря взвешенных терригенных частиц, поступающих с речным стоком, чем действие приливных течений по осолонению вод и переносу взвеси морского происхождения в сторону суши [Долотов и др., 2004].

Зафиксированные ходе исследований в эстуарии Белого моря скорости течений в морской зоне в прилив на глубине 3 м составляли 17 см/с, а в приустьевой, на горизонте 5 м не превышали 5 см/с [Долотов и др., 2005б]; в эстуарии же реки Кемь на глубине 16–25 м в основном фиксировались скорости 0.2–0.3 м/с [Долотов и др., 2004].

Скорости максимальных поверхностных приливных течений в эстуарии реки Кереть имеют тенденцию к общему уменьшению значений с моря к вершине эстуария [Долотов и др., 2004].

По наблюдениям в эстуарии реки Тэф (Уэльс, Великобритания) сильные приливные течения (до 1.8 м/с), распространяющиеся в суженное устье эстуария, возникают по мере развития прилива. Сильные же отливные течения наблюдаются особенно тогда, когда велик речной сток [Jago, 1980].

В статье С. Петерсона с соавторами [Peterson et al., 1984] проанализированы данные по шести небольшим эстуариям северо-западного побережья США, которые связаны с речными потоками разных скоростей. Состав осадков отличается по гранулометрии в зависимости от доминирования речных или пляжевых песков, а соответственно – их процентного соотношения.

Статья Г.С. Горина [2007] посвящена гидролого-экологическим условиям развития двух эстуариев Камчатки: на западном побережье – эстуария реки Большой, а на восточном – эстуария реки Большой Вилюй. В первом – 80–85% годового стока отмечается в теплый период года, и в летний период поступающий в эстуарий речной сток многократно превышает объем входящих морских вод. В отлив же отмечается восстановление течений, направленных в сторону моря, и осолоненные воды полностью вытесняются в море. В эстуарии же на восточном побережье океанские воды полностью перемешиваются с речными (за сутки поступления океанской воды в 2–4 раза больше, чем речной); повсеместно отмечается преобладание осолоненных и соленых вод. Делается вывод о том, что решающая роль принадлежит проявлению двух факторов – морфологическому строению эстуария и соотношению влияния речного стока и приливов.

В статье Дж.Д. Вудруффа с соавторами [Woodruff et al., 2001] выполнены исследования эстуария реки Гудзон и установлены быстрые отложения осадков в сизигийный прилив при потоке пресной воды, направленном в сторону моря. Отмечено большое разнообразие в эстуарной седиментации в пространстве. За два месяца после потока пресной речной воды происходит размыв осадков, а их аккумуляция – в эстуарии в зоне максимальной мутности, дальше к суше на 10–30 км. Место накопления осадков соответствует фронтальной зоне, где фиксируется усиленная задержка осадков. Масса осадков перераспределяется в течение сезонных изменений в условиях размывов и аккумуляции.

Статья Дж.А. Моралеса [Morales, 1997] посвящена анализу результатов исследований в эстуарии реки Гуадианы на юго-западном побережье Иберийского полуострова (Испания). Осадки накапливаются в речном устье, обуславливая их продвижение как отклик на взаимодействие между прибрежно-морскими и речными процессами. Седиментация определяется доставкой аллювиальных выносов и активным вдольбереговым течением, которые снабжают район песком; он поступает с барьерных островов и клифов на территории Португалии. Отмечены различия между двумя

сторонами устья: на западной – крупная коса, отделенная от суши маршем, на восточной – с древними барьерными островами, также отделенными маршем. Выделены 12 различных фаций. Различия сторон устья – результат взаимодействия между приливными и речными течениями в устье, волнами и приливными течениями прибрежно-морской зоны.

В статье Л.Г. Варда [Ward, 2004] проанализированы результаты исследований в эстуарии Вебханнет (эстуарном исследовательском заповеднике). Из-за общего водораздела небольших размеров основной приток эстуария быстро реагирует на выпадение осадков; отмечается значительное уменьшение солености наряду с увеличением концентрации взвеси и общей мутности вод. Концентрация взвеси максимальна в верхней части эстуария, а минимальна в реке, в среднем, соответственно, 17.2 мг/л и 3.4 мг/л. Подчеркнуто влияние основных штормов – во время урагана Боб (в 1991 г.) и тропического шторма Флойд (в 1999 г.). Первый обусловил увеличение речного стока (до 15.9 м³/с) по сравнению с обычным (до 0.5 м³/с). Содержание взвеси достигало 34.6 мг/л в верхнем эстуарии. Основное уменьшение солености в нижнем эстуарии обусловлено значительным влиянием поступления соленых вод океана. В условиях же незначительного речного стока увеличение общей мутности вод и концентрации взвеси обусловлено поступлением продуктов размыва прилежащих соленых маршей и приливных равнин.

В статье С. Петерсона, К. Шейдеггера и П. Комара [Peterson et al., 1982] проанализированы исследования в одном из эстуариев северо-западного побережья США (заливе Олси, штат Орегон), испытывающем сезонно высокую подачу аллювиального материала и общее смешение речных песков с участков, отличающихся значительными уклонами поверхности, и пляжевых песков, приносимых приливными течениями. Пески из этих двух источников отличаются по содержанию тяжелых минералов и степени окатанности зерен. Выявлены пути переноса пляжевых песков в 1–4 км от устья. Ориентация мегарифелей свидетельствует о преобладающем механизме переноса песков пляжей вверх по эстуарию. Кана-

лы являются своего рода трубопроводами для переноса песка, а их края – местами преобладающего современного отложения песчаных наносов. Центральные каналы характеризуются доминированием движения к морю речного песка, алевролита и ила. Выявлено, что в зимние периоды отмечается большой речной сток, тогда как в летние месяцы, с небольшой подачей аллювиального материала, фиксируется поступление в эстуарий пляжевых песков.

Статья Б.А. Попова с соавторами [1987] посвящена оценке динамики берегов и дна устьевого взморья р. Оби. В северной части взморья, по сути мелководном заливе Карского моря, влияние реки почти неощутимо, а ее динамика, в основном, связана с сильным волнением и приливом. Средняя часть, частично отчлененная от Карского моря, – это мелководный водоем морского типа, динамика берегов и дна которого обусловлены эстуарным режимом, подверженным некоторому влиянию речного стока, в значительной мере из Тазовской губы. Эффект воздействия волн и приливов слабее. В южной части, наиболее изолированном от моря районе Обской губы, сток Оби оказывает существенное влияние на динамику, а эффект приливов – в большей степени ослаблен.

Исследования в эстуарии реки Флай (Папуа – Новая Гвинея) выявили, что воды разной солености хорошо перемешиваются сильными течениями. Градиент на поверхности воды зависит от величины пресного стока и доминирования ветра с берега. Его изменения связаны с действием приливных течений в циклах сизигия и квадратуры [Wolansky et al., 1997].

Дж.П.М. Сивитским [Syvitski, 1986] оценена роль остаточных приливных течений в переносе взвеси в зависимости от величины амплитуды прилива, объема речного стока, подачи рыхлого материала с суши.

Во время исследований в Чезапикском заливе (штат Вирджиния, США) измерения приливо-отливных течений зафиксировали скорости поверхностных отливных течений 64–132 см/с, а придонных – 35–65 см/с [Ludwick, 1974]. У дна на более половины станций отмечено преобладание (по максимальным скоростям и длительности) приливных течений. Максимальные скорости обуслов-

ливают способность течений к переносу донных осадков. Перенос их, за двумя исключениями, происходит в направлении отлива.

2.5. Направление общего переноса вод и осадочного материала в разных зонах

Приливным течением вверх по профилю выносятся большое количество тонкозернистого материала во взвешенном состоянии, часть которого осаждается в полосе осушки. Ввиду того, что значения скоростей течений, необходимые для размыва и взвешивания илистых частиц, значительно выше, чем величины скоростей, при которых они переносятся, в отлив в сторону открытого моря (океана) течениями выносятся лишь часть материала, успевшего осесть [Зенкович, 1962].

Вместе с тем, этот вынос взвешенных частиц, причем не только илистых, но (при сильных отливных течениях) и песчаных, отмечается большой мощностью, правда, взвешивание в основном происходит в условиях сопутствующего волнения [Медведев, 1978].

Затем же осадочный материал перемещается в толще воды в направлении и со скоростью приливного течения [Allen, 1982].

Приливными течениями, часто обладающими очень большими скоростями, осуществляется значительный перенос влекомого и взвешенного материала [Медведев, 1964; Градзиньский и др., 1980], причем считается, что объем этого материала, по сравнению с переносом в бесприливных морях намного больше [Johnson, 1977].

На направление и интенсивность переноса вод влияют климатические условия и морфометрические характеристики эстуария: объем и глубина котловины, площадь акватории, сечение проливов.

При плотностной стратификации вод направление движения взвесей и донных наносов определяется не столько суммарным переносом, сколько распределением перемещающейся воды по горизонтам потоков. Дифференциация переноса вод с различными

свойствами по этим горизонтам – важнейшая особенность гидродинамики эстуария [Сафьянов, 1987].

Самое общее свойство гидрологического режима эстуариев – мощные смесители вод с различными свойствами [Сафьянов, 1996].

При совпадении экстремальных значений стока речных наносов и действия сизигийных приливов иногда возможен частичный экспорт осадков из эстуария даже в придонном слое. Однако наиболее реальны условия для их экспорта в поверхностном слое. Важное значение для экстремальных условий имеет приток наносов в эстуарий во времени.

Придонный перенос осадков вверх по эстуарию объясняется асимметрией скоростей приливных течений из-за преобладания в придонном слое значений приливных скоростей над отливными [Сафьянов, 2000].

На поверхности прослеживается преобладание перемещения взвеси в море, а в придонном слое – в эстуарий, что также объясняется большими значениями в придонном слое приливных скоростей, по сравнению с отливными [Сафьянов, 1996].

В придонном слое происходит перемещение осадков из моря в эстуарий с близлежащих пляжей и берегового склона открытого побережья [Сафьянов, 2000].

Относительная роль переноса осадков из эстуария в море зависит от «высотного» распределения концентрации взвеси, направления и величин скоростей течений [Сафьянов, 1987].

Вихри – наиболее эффективные формы переноса и обмена водных масс эстуария [Сафьянов, 2000].

Особенно велик перенос осадков течениями в условиях сизигийного прилива после прошедшего шторма [Anderton, 1976].

В целом признается, что в относительно спокойных периодах большая часть тонких взвешенных частиц (размерности пелита и алевролита) переносится приливо-отливными течениями. В связи с этим довольно странным выглядит утверждение об относительно пассивной или только косвенной роли приливов в переносе осадочного материала [Davis, 1978].

Несмотря на то, что приливные и отливные течения направлены в противоположные стороны, перенос воды и осадков часто осуществляется преимущественно в одном направлении ввиду обычного неравенства по силе и времени действия этих течений, а именно – в направлении более сильного [Johnson, 1977]. Подобное же имеет место, если приливное течение сочетается с волнением того же направления [Градзинский и др., 1980].

По мнению В.С. Медведева [1976], величина приливов обуславливает преобладание общего направления переноса осадочного материала в сторону суши (при небольшой их амплитуде и в связи с образованием полосы с малыми уклонами поверхности) или в сторону открытого моря (океана) – при большой величине приливов.

В статье Л.П. Ша [Sha, 1989a] на основании результатов исследований в заливе Тексель (Нидерланды) определена система переноса осадков. Песок из Северного моря и прилежащего побережья перемещается по нескольким приливным и отливным каналам. Вдоль морского края отливной дельты он переносится в обоих направлениях приливными течениями параллельно берегу, но преимущественно к северу и к суше. Некоторая часть песка откладывается там, где слабы приливные течения. Волновой перенос песка осуществляется дальше через прибойную платформу. Часть его возвращается к основной системе циркуляции залива, с доминированием действия прилива. Подчеркивается, что не только взаимодействие приливных течений и волнения, но также и взаимодействие между приливными течениями Северного моря и залива имеют значительное влияние на систему переноса осадков.

Статья М.Дж. Балсингхи и др. [Balsingha et al., 2009] посвящена результатам исследований в эстуариях рек Минхо и Доуро (Португалия) – составу донных осадков по отношению к эстуарной гидродинамике рек; осадки – в общем песчаные, с гравием, алевритом, глиной. В эстуарии Доуро осадки более грубые (гравий и крупнозернистый песок), а в эстуарии Минхо – мелко- и среднезернистые пески.

Большее разнообразие осадков в эстуарии Доуро с увеличением вниз по эстуарию, возможно, связано с меандрированием и с возведением искусственной дамбы, которая обуславливает характер стока и соответственно влияет на перенос осадков. Во время высокого речного стока Доуро обильный поток обуславливает перенос осадков, большей частью взвеси, на шельф. А эстуарий реки Минхо как имеющий широкий открытый доступ к морю в условиях низкого речного стока в прилив может испытывать заполнение эстуария прибрежными осадками. Донные осадки отражают различные гидродинамические условия в различных частях эстуариев Доуро и Минхо.

Статья Д.А. Риана с соавторами [Ryan et al., 2007] посвящена результатам исследований в заливе Кеппель – на мелкоприливном побережье и прилежащей реке Фицрой с шельфовыми эстуариями Большого барьерного рифа. Залив Кеппель – это эстуарная система с доминированием волн и приливов. Для прибрежной зоны характерен перенос осадков в сторону суши, тогда как комплекс активных и реликтовых валов и связанных с ними подводных дюн доминирует в относительно защищенной южной части залива Кеппель. Транспорт осадков здесь высокодинамичен и изменчив, с доминированием в отлив переноса осадков через приливные каналы во внешнюю часть залива, где отмечается перенос к суше с доминированием волн.

Статья В.Х. Ренвика и Г.М. Эшли [Renwick, Ashley, 1984] посвящена вопросу об источниках и процессах, относящихся к тонкозернистым осадкам в аллювиально-эстуарной системе, на примере реки Раритан в штате Нью Джерси (США). Обширные территории получают тонкозернистый материал из дренируемого бассейна и залива Раритан. Переход от аллювиальных к эстуарным условиям с увеличением объема приливного материала обуславливает определенную последовательность вниз по потоку в морфологии каналов, процессах и средах осадконакопления. Они классифицируются как зоны переноса тонкозернистых осадков. Бюджет эстуарных осадков указывает на то, что накопление их связано с наибольшим поступлением из источников, находящихся на суше.

В статье Е. Волански, Н.Х. Нхана, С. Спагноля [Wolansky et al., 1998] рассмотрены результаты исследований в эстуарии реки Меконг (Вьетнам). В условиях приливной асимметрии максимальные приливные течения оказались на 10% сильнее, чем отливные. Соленые воды прошли вверх по реке с вертикальной стратификацией солености в период стоячей воды (времени между приливом и отливом). Взвесь (в основном мелкий алеврит) отличается флокуляцией в соленых водах. Асимметрия приливных течений обуславливала продвижение осадков вверх по эстуарию. Место максимального содержания взвеси меняется в пространстве с приливами.

Статья Д. Мишель и Х.Л. Хова [Michel, Howa, 1999] посвящена исследованиям по динамике осадков в системе валов и ложбин на мезоприливном песчаном пляже в период спокойных погодных условий. Выявлено, что на валу перенос осадков направлен в сторону суши. Однако никакого наращивания, ни поперечного к береговой линии перемещения вала не зафиксировано. Вал мигрирует со скоростью 25 м/день, продольный перенос – 16 м³/м/день. Продольный перенос, очевидно, обусловлен в основном действием сильных течений, сконцентрированных в течение отлива. В период прилива же осадки переносятся в зоне разрывного течения в направлении следующего течения, положение которого остается постоянным в течение, по крайней мере, 5 дней.

Р.В. Далримплом с соавторами [Dalrymple et al., 1990], согласно наблюдениям в заливе Фанди (Канада), подчеркнуто, что, в общем, направления приливных и отливных течений отличаются одно от другого на 180°, но неравенство в величинах скоростей и/или длительность действия течений противоположных направлений приводят к устойчивому «остаточному» переносу осадков.

П.Т. Харрисом и М. Коллинсом [Harris, Collins, 1984] на основе результатов исследования в Бристольском канале (Великобритания) рассмотрен вопрос о системе переноса донных осадков в условиях доминирования приливов и отливов, которое признано типичным.

Дж.Дж. Ламбиасом [Lambiase, 1982] по наблюдениям в эстуарии реки Авон подчеркивается, что в самой эстуарии осадки тоньше, чем в устье, а все фракции в фазу прилива переносятся в сторону суши и таким образом все они могли бы достигать, в конце концов, вершины после ряда приливных циклов, если бы не действовал механизм гидравлической сортировки.

Согласно результатам исследований в эстуарии реки Нормандии (Австралия), в сухой сезон имеет место доминирование приливных течений в сизигийный прилив с максимальными скоростями 0.85 м/с у устья; во влажный сезон аллювиальные осадки по дну перемещаются в сторону океана [Bruce et al., 1998].

По мнению А.Л. Безбородова [1986], при поступлении вещества с континента в прибрежную приливную зону интенсивность его дальнейшей горизонтальной миграции в океан резко уменьшается.

С. Петерсон с соавторами [Peterson et al., 1982] по исследованиям в заливе Олси (штат Орегон, США) выявили, что перенос песков аллювиального происхождения отмечается в зимний период с высоким речным стоком, а летом – с низким стоком.

Согласно наблюдениям в Онежском заливе и на взморье р. Онеги, удалось проследить общий масштаб и глубину проникновения пресных речных вод в морской залив [Долотов и др., 2008].

2.6. Распределение взвешенного материала в разных эстуарных зонах

Основные особенности движения донных и взвешенных наносов определяются циркуляцией вод [Сафьянов, 1987].

Увеличение взвеси прослеживается в нижних горизонтах водной толщи с общей максимальной концентрацией взвеси в середине приливо-отливного цикла, и она очень быстро уменьшается в отлив [Зенкович, 1962].

Циркуляция вод, распределение значений солености и других существенных свойств воды определяют преобладание движений

взвесей в море в поверхностном слое и перемещения их в эстуарий в придонном слое.

В квадратурный прилив скорости течений недостаточны для широкого вовлечения осадков во взвесь, но они ведут к устойчивой локализации максимума взвеси. При сизигийном приливе большие скорости обуславливают вовлечение во взвесь большого объема осадков, которые могут выноситься из эстуария в море [Сафьянов, 1987].

В общем случае сложения приливных скоростей (при преобладании движений воды к берегу) с речным стоком создаются условия, при которых в определенных областях эстуария отмечается постоянная поддержка высоких скоростей течений (при отсутствии заметного преобладания того или иного направления движения) и максимальной концентрации взвеси.

Дифференциация осадков по гранулометрическому составу (размер частиц взвеси) в течение приливного цикла может изменяться. Наиболее крупный отлагается вблизи дна, а с ростом скоростей течений крупность частиц возрастает. В большинстве эстуариев отмечается уменьшение крупности взвешенных частиц к верховьям одновременно с увеличением концентрации взвеси. Максимальная же ее концентрация прослеживается в верхней части эстуария, причем она выше, чем в реке или в нижней части эстуария.

Флокуляция (слипание) характерна для большей части взвешенных частиц. Увеличение концентрации взвеси ведет к существенному увеличению скорости осаждения взвешенных частиц. Распределение взвесей по длине эстуария зависит от постепенного разбавления их концентрации из реки путем смешивания с водами, менее насыщенными взвесью, а также осаждения из взвеси путем флокуляции [Сафьянов, 1996].

Флокуляция взвеси в неподвижной воде происходит при концентрации хлоридов от 0 до 3 частей на 1000; при дальнейшем увеличении их концентраций рост флокуляции незначителен.

Фильтрующие организмы играют огромную роль в осаждении взвеси. Фильтраторы находятся на участке ниже максимума кон-

центрации взвеси с соленостью вод от 5–10‰ и выше. Поглощение взвеси организмами – единственное постоянное условие седиментации в эстуариях [Сафьянов, 2000].

Илистые осадки эстуариев, в отличие от песка, перемещаются в толще воды в направлении и со скоростью общего течения [Зенкович, 1962].

В морской зоне эстуария реки Кемь в условиях поступления взвешенного материала с морскими водами высокое его содержание (до 1 мг/л) отмечалось в верхнем слое воды (рис. 7). Близ максимума прилива содержание взвеси 0.6–0.7 мг/л было зафиксировано до глубин порядка 10 м [Долотов и др., 2002] с однородным ее

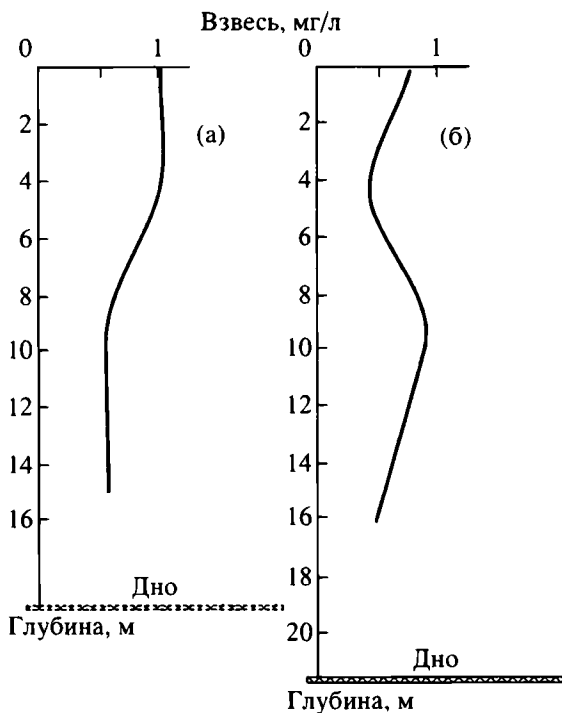


Рис. 7. Содержание взвеси в водной толще эстуария р. Кереть в отлив
 а – высокое содержание взвеси в верхнем слое воды в переходной зоне;
 б – значительное содержание взвеси в морской зоне (по [Долотов и др., 2004])

распределением в водной толще (см. рис. 7), в связи с ее хорошим перемешиванием, свидетельством чего является однородное распределение значений солености и температуры.

В переходной зоне эстуария реки Кереть в верхнем распределенном слое воды до глубин 4 м зафиксировано очень однородное распределение и высокое содержание взвеси – порядка 1 мг/л (рис. 8).

В максимум отлива довольно значительные содержания взвеси (0.4–0.7 мг/л) отмечались и в морской зоне эстуария реки Кереть в

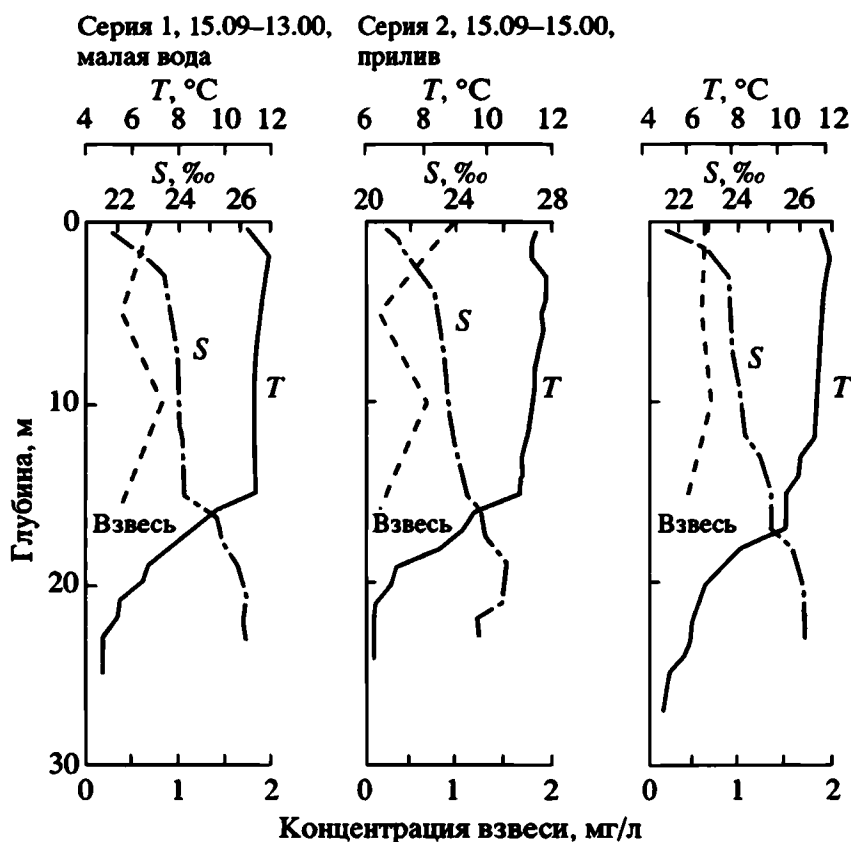
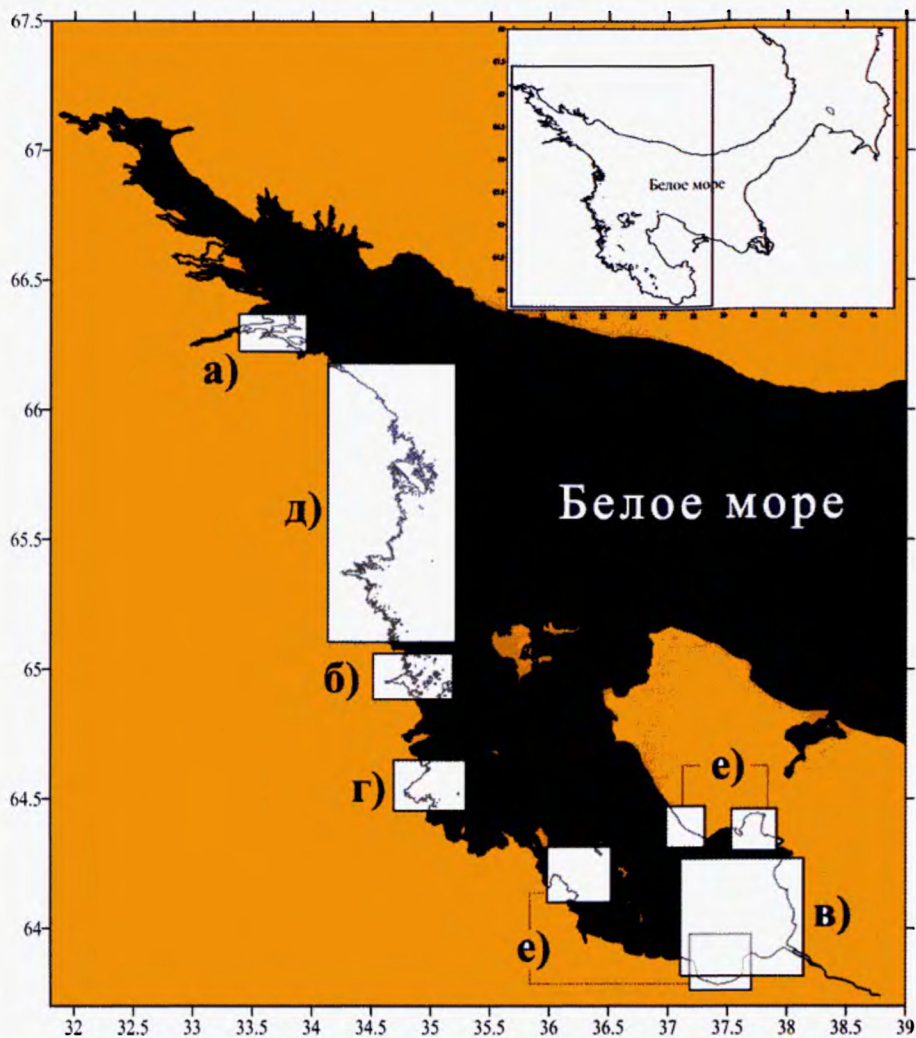
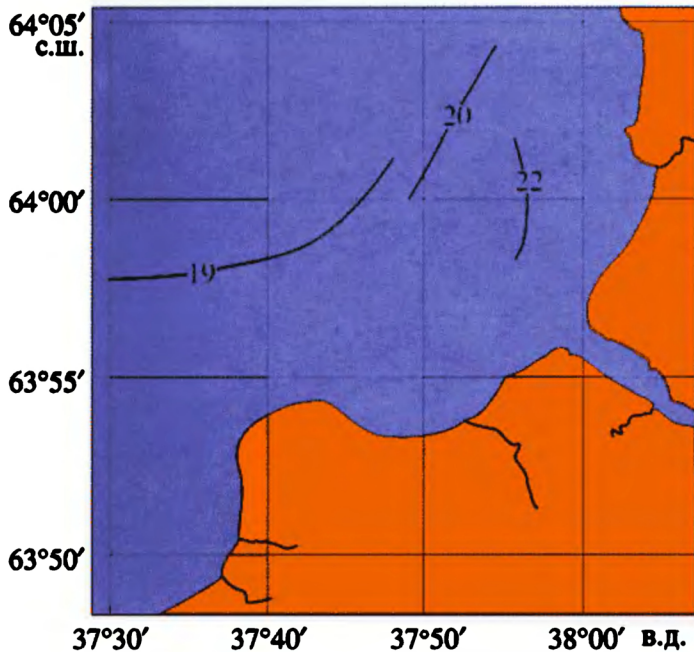


Рис. 8. Температура воды, соленость и концентрация взвеси в морской зоне (по [Долотов и др., 2002])

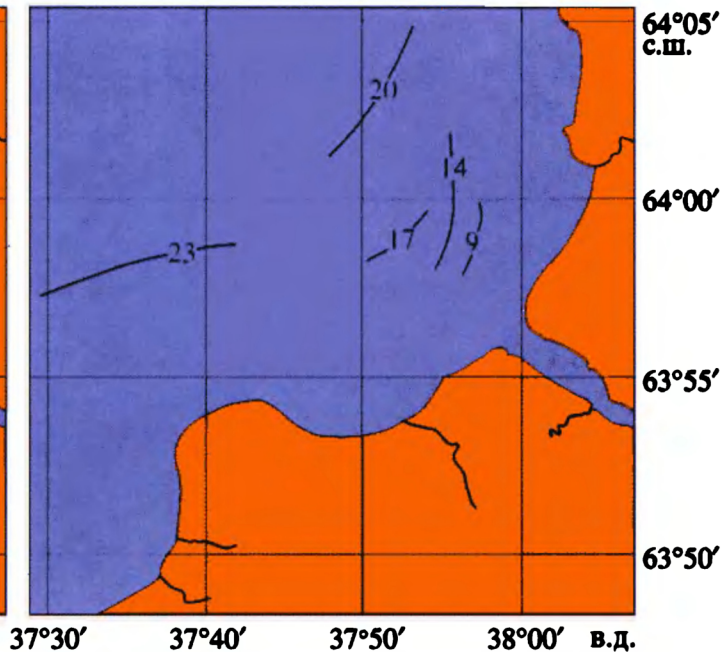


Фиг. 1. Районы экспедиционных исследований на НИС «Эколог» (2000–2007 гг.)
 а – эстуарий р. Кереть; б – эстуарий р. Кемь; в – эстуарий р. Онега; г – эстуарий р. Нижний Выг; д – побережье от эстуария р. Кемь до губы Чупа; е – северное и южное побережья Онежского залива

(a)

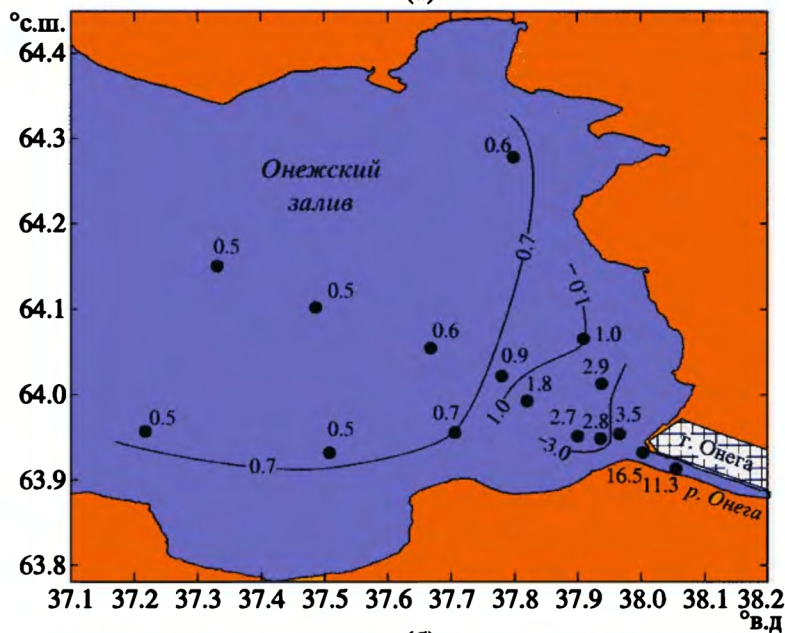


(б)

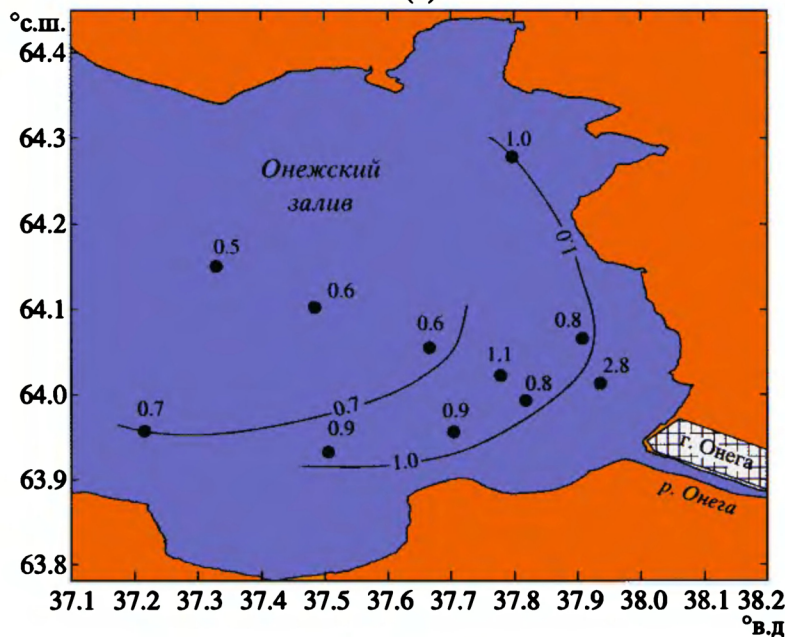


Фиг. 7Б

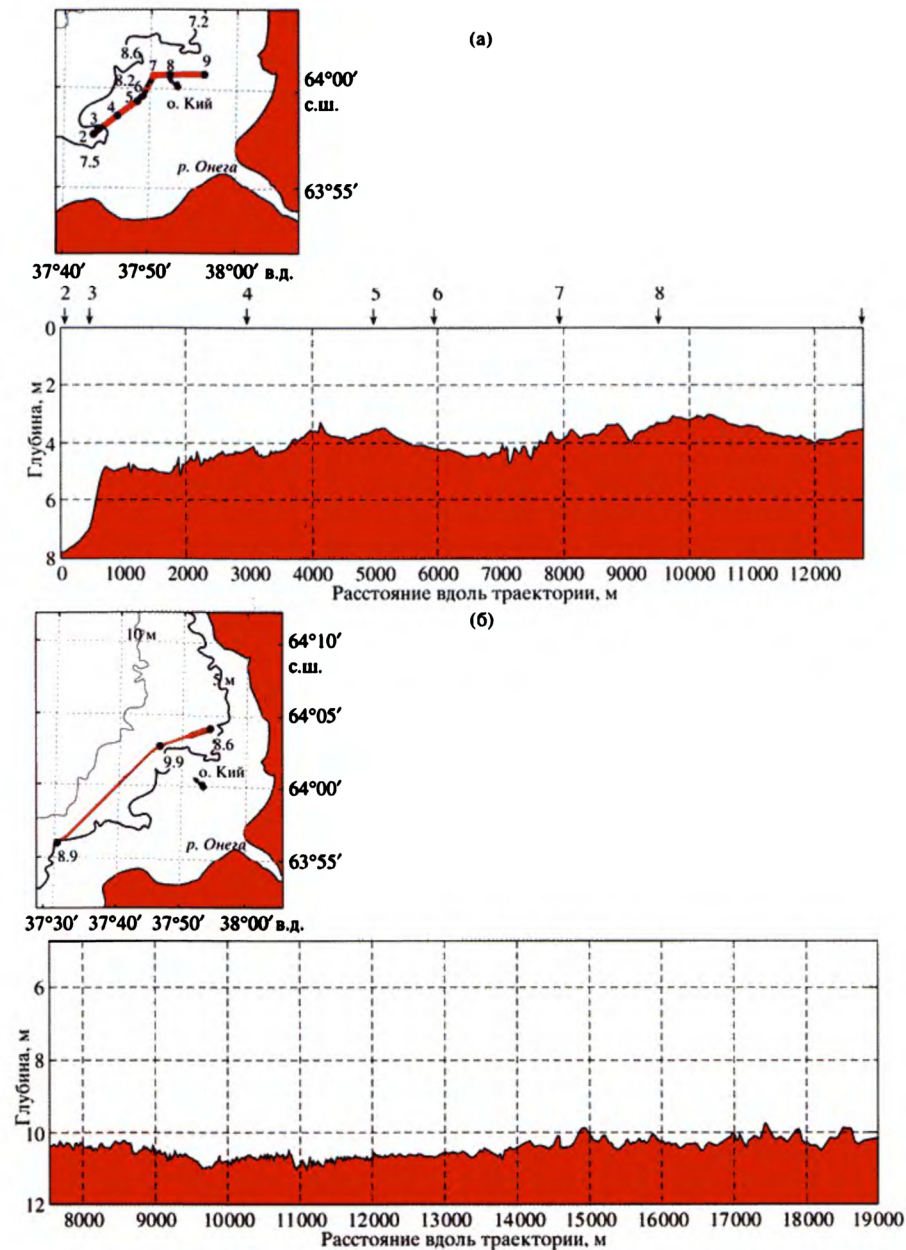
(a)



(б)



Фиг. 12. Распределение значений содержания взвешенного материала в фазы прилива (а) и отлива (б) (по [Долотов и др., 2008])



Фиг. 14В. Характер донной поверхности в фазу отлива

а – на глубинах 4–5 м – в основном мелкие рифели и одиночные формы типа «песчаных волн»; б – на глубинах около 10 м – в основном мелкие рифели (по [Долотов и др., 2008])

верхнем распресненном слое воды до глубины около 4 м (см. рис. 8) [Долотов и др., 2004].

Прослеживается определенная связь между показателями солености и содержанием взвешенного в воде материала, что отмечалось во всех трех зонах. Так, в открытом к морю районе (в морской зоне) была зафиксирована довольно однородная концентрация взвеси в водной толще, что хорошо коррелируется с однородным же распределением солености и температуры воды ввиду хорошего перемешивания водной толщи (см. рис. 1) [Долотов, Лукашин, 2001].

Довольно значительная концентрация взвеси (0.4–0.7 мг/л) была обнаружена в верхнем распресненном слое, в толще воды примерно до глубин 3 м в морской зоне в период максимального отлива [Долотов, Лукашин, 2001].

В эстуарии реки Кемь значительное содержание взвеси – на меньших глубинах морской зоны в отлив, в переходной зоне и особенно в приустьевой.

В отлив содержание взвешенного материала (см. рис. 8) выше, чем в прилив, благодаря значительному выносу речной взвеси; этот материал распространяется до значительных глубин в морской зоне [Долотов и др., 2004].

В прилив особенно высокое содержание взвешенных наносов (морского происхождения) зафиксировано в морской зоне, а значительное – в переходной и приустьевой зонах.

Уменьшение концентраций взвеси отмечается на фоне увеличения солености (см. рис. 7) [Долотов и др., 2002].

Для вертикального распределения взвеси на большинстве станций в эстуарии реки Кемь характерно наличие максимума ее содержания над пикноклином (галоклином) [Долотов и др., 2005а].

Никакой прямой зависимости содержание взвешенного материала от расстояния до устья реки не зафиксировано; оно зависит от интенсивности перемешивания водной толщи [Dolotov et al., 2002].

На основании результатов исследований в Онежском заливе и на взморье реки Онеги отмечалось, что в прилив наиболее высокая

концентрация взвеси была отмечена непосредственно в основном русле реки, где на поверхности ее значения составляли от 11.5 до 16.5 мг/л (фиг. 4а, вклейка). Довольно высокая ее концентрация зафиксирована в самом устье и на взморье вблизи устья, но она оказалась меньше русловой в несколько раз. Судя по всему, эта взвесь имела морское происхождение и поступала при нагоне морских вод в фазу прилива [Долотов и др., 2008].

В отлив на взморье вблизи устья реки концентрация взвеси уменьшалась вдвое по сравнению с ее концентрацией в фазу прилива (фиг. 4б, вклейка), поскольку, видимо, взвесь морского происхождения имела большее влияние, а роль речного стока была несущественной [Долотов и др., 2008].

В целом же не отмечено существенного различия концентрации взвеси вблизи устья реки Онеги в фазы прилива и отлива. Одной из причин этого, по-видимому, является слабый речной сток и низкие концентрации взвеси в период летней межени. В результате большая часть взвеси осаждается около самого устья [Долотов и др., 2008].

Согласно наблюдениям в эстуарии рек Ганга–Брахмапутра–Мегхны (Бангладеш) перенос взвеси обусловлен горизонтальной стратификацией потока и остаточным перемещением, связанным с асимметрией приливной волны. Поступление взвеси происходит по приливному каналу, а вынос – по отливным. В сизигийном цикле концентрация взвеси примерно в 2 раза больше, чем в квадратурном, и вообще, чем больше амплитуда прилива, тем содержание взвеси больше; на участках доминирования прилива возможен остаточный перенос взвеси в сторону суши [Вага, 1990].

На основании исследований в эстуарии реки Меконг (Вьетнам) В.В. Аникиевым с соавторами [1983] выявлена значительная зависимость распределения взвеси от величины стока Меконга, муссонных и приливо-отливных течений. Минимальные ее концентрации – в фазу прилива, а максимальное содержание (до 120 мг/л) – в отлив.

По наблюдениям в эстуарии реки Сены (Франция), перенос взвеси осуществляется в основном приливо-отливными течениями

[Dupont et al., 1994]; в условиях большого речного стока взвешенный материал переносится из эстуария в пролив Ла-Манш. Большая часть эстуарной взвеси поступает с суши (более 90%), а взвешенный материал морского происхождения составляет менее 10%.

По наблюдениям в дальневосточных морях В.В. Аникиев с соавторами [1986] выявили двухслойную структуру в распределении взвеси со значительной изменчивостью из-за проявления периодических и непериодических факторов (волнение, колебание речного стока и т.д.).

Исследования Э. Волански с соавторами [Wolanski et al., 1997] были выполнены в условиях сезона со слабым речным стоком; выявлено, что в соленых водах содержание взвеси больше, чем в пресных, а положение же участка с максимальной концентрацией взвеси меняется в пространстве с изменением приливо-отливного цикла.

Г.А. Сафьяновым и А.Т. Кондриным [1982] выявлены зоны повышенного содержания взвеси из-за периодического взмучивания донных осадков приливыми течениями. В шторм ветровые волны – тоже важный фактор такого взмучивания; во многих эстуариях важным источником поступления мелкозернистых осадков является твердый речной сток. При относительно слабой роли волнения вовлечение осадков во взвесь происходит в основном приливо-отливными течениями. В сизигийный прилив скорость осаднения возрастает линейно с ростом концентрации, а в квадратурный – растет пропорционально квадрату концентраций.

Р.А. Косташук, Дж.Л. Лутернауер [Kostaschuk, Luternauer, 1989] отмечают, что во время приливо-отливных циклов пик концентрации осадков имеет тенденцию наблюдаться после пика скоростей потока, что приводит к приливо-отливному запаздыванию.

Существует мнение, что под действием приливо-отливных течений может происходить отрыв от дна материала вплоть до гальки [Суздальский, 1974].

Максимальное же содержание ила во взвеси обычно отмечается при действии наиболее сильных течений в сизигийный прилив [Allen, 1982].

На основании результатов исследований эстуария Жиронды (Франция) выявлено, что при высоком речном стоке значительное количество взвеси выносится на шельф (в зону алевритовых и илистых осадков). Вертикальный профиль остаточного потока взвеси подобен профилю остаточной скорости течения, направленной вверх по потоку вблизи дна, а выше – в сторону океана; и в целом зафиксирован перенос взвеси в эту сторону; перенос же изменяется в зависимости от амплитуды прилива [Allen, Castaing, 1973].

Р.Дж. Гиббс с соавторами [Gibbs et al., 1989] считают, что коагуляция вместе с эстуарной циркуляцией обуславливает максимальное содержание взвеси и контраст между поверхностными и придонными водами.

В.Н. Зыряновым и А.Б. Решетковым [1998] показано, что из-за асимметрии приливной волны на мелководье существует остаточный поток взвеси, направленный к берегу, что обуславливает остаточное осадконакопление, интенсивность которого падает вместе с затуханием амплитуды приливной волны при ее приближении к береговой черте.

С.М. Анцыферовым и Т.М. Акивис [2002] выполнен прогноз вертикального распределения расхода, концентрации и статистических характеристик песчаных и алевритовых наносов, поднятых со дна приливным течением.

Максимальное содержание взвеси зависит от комбинации приливной динамики, остаточной эстуарной циркуляции, размыва и отложения осадков, которое определяется срезанием донной поверхности и диапазоном донного осадочного материала [Dyer, 1986].

Существуют динамические признаки, в пределах которых концентрация взвеси варьирует с режимом прилива, лунным циклом, речным стоком по сезонам, и происходит переход от одной зоны к другой максимума содержания взвеси с добавлением речного и морского материала (небольшого их количества) [Dyer, 1986].

Статья Н.А. Айбулатова с соавторами [1986] освещает вопрос о распределении взвешенного материала в поле приливных течений.

Анализируются результаты исследований в приливных морях с колебаниями уровня до 1 м и скоростями приливных течений более 1 м/с. Выявлена неоднозначность распределения взвеси в толще воды в разные фазы приливного цикла. Стратификация взвеси по вертикали в прилив приобретает устойчивый характер – постоянную четкую выраженность двух максимумов концентрации твердых частиц у дна и в поверхностном слое воды в 10–25 м. В отлив вертикальная стратификация не имеет такой выраженности, и в толще образуются 2–3 максимума взвеси, которые к концу фазы постоянно смещаются к более глубоким слоям воды. Согласно расчетам, в общем количестве взвешенного за фазы прилива и отлива материала возникает дефицит до 30%, и за один приливный цикл он перемещается в сторону открытого моря (около 1/3–1/4 части всего содержания взвеси).

В статье Ч.Б. Оффисера [Officer, 1981] опубликованы результаты исследования эстуарной взвеси – распределения, переноса, размыва участков и отложения. Проанализированы соответствующие процессы с выделением системы циркуляции вод, влияния приливов и отливов и фронтов.

В статье Дж.В. Пирса и М.М. Никольса [Pierce, Nichols, 1986] на основе результатов исследований в эстуарии реки Раннаханок (США) рассмотрены особенности обмена между двумя природными средами – речной и эстуарной, отличающимися разным составом взвешенного материала, причем аллювиальный материал подвергается значительным изменениям, образуя сложные агрегаты, образование которых связано с наличием органического материала и биоты.

Статья З. Ши, Л.Ф. Рена, Х.Л. Лина [Shi et al., 1996] посвящена результатам исследований в эстуарии реки Чангджанг (Корея); проанализирована концентрация взвеси в сизигийный прилив с выделением четырех типов: 1 – с небольшими вертикальными градиентами концентраций; 2 – струеподобный в максимальный прилив с большими вертикальными градиентами; 3 – с экспоненциальным увеличением от поверхности до дна в отлив; 4 – прерывистый, струеподобный, с большим вертикальным градиентом.

В общем, в придонном слое количество взвеси – 20% от содержания во всей колонке воды – в максимальные периоды прилива и отлива.

Статья Дж.П. Дюпона с соавторами [Dupont et al., 1994] посвящена анализу результатов исследований в устье реки Сены (Франция). Перенос взвеси в этом эстуарии в основном определяется приливными течениями. Во время разливов реки взвесь переносится из эстуария в Английский канал, и большая часть ее поступает с суши. В течение всего года взвесь улавливается в зоне максимальной ее концентрации и на приливных равнинах. Частицы морской взвеси, концентрирующиеся в этой зоне, могут быть перенесены вверх по потоку в среду с пресной водой. Более чем 90% взвеси в осадках равнин имеет тесное сходство со взвесью, приходящей из зоны ее максимальной концентрации.

Статья В. Рамасвами с соавторами [Ramaswamy et al., 2004] посвящена результатам исследования влияния приливов на распределение взвешенных наносов в северной части Андаманского моря и заливе Мартабан с использованием космических средств. По содержанию взвеси этот район имеет самые высокие показатели в Мировом океане. Отмечается сезонная подача аллювиального материала. Зона максимального содержания взвешенных наносов меняет свое положение от 15000 км² в квадратурный прилив до более чем 45000 км² в сизигийный.

В работе О. Вебера с коллегами [Weber et al., 1991] рассмотрен вопрос о переносе взвеси из эстуария Жиронды на континентальный шельф с образованием пятна илистых отложений на глубинах между 30 и 70 м. Отмечаются два процесса, осложняющие обмен материалом между эстуарием и шельфом – биогенный материал и неорганические тонкозернистые фракции осадков, поступающие из песчаных шельфовых осадков во внутренние участки илистого пятна.

В статье Дж. Гельфенбаума [Gelfenbaum, 1983] на основе исследований выявлено, что в эстуарии реки Колумбия (США) максимальное количество взвеси неустойчиво, изменяется в полусуточном приливном цикле и по сезонам. В течение полусуточного

прилива максимум смещается в сторону суши или в сторону моря примерно на 20 км. В ответ на сезонные изменения в речном стоке концентрации и максимум взвеси увеличиваются в направлении моря в течение высокого речного стока, и наоборот – уменьшаются в сторону суши в течение низкого стока.

В статье П. Кастаинга и Дж.П. Аллена [Castaing, Allen, 1981] на основе исследований в эстуарии Жиронды отмечаются основные факторы, контролирующие перенос взвеси – речной сток и приливное смешение вод, плотностная циркуляция и улавливание взвеси при максимуме мутности. Положение взвеси – функция речного стока, а количество взвеси контролируется величиной прилива. Существуют два типа переноса взвеси: 1) 14-дневный квадратурно-сизигийный приливный цикл; 2) сезонный цикл речного стока. В течение этих периодов максимум мутности увеличивается вниз по течению в эстуарии в сторону моря, и отмечается подача на шельф довольно большого количества взвеси. Большая часть взвешенных наносов из эстуария откладывается на шельфе на глубинах между 30 и 70 м, где суспензия низкая, а концентрация взвеси достаточно высока, чтобы снабжать и поддерживать зоны ила.

Статья А.Дж. Маннинга [Manning, 2004] посвящена результатам исследований в эстуарии Тамар (Великобритания) во время сизигийных и квадратурных приливов с оценкой влияния турбулентности на образование эстуарной флоккуляции осадков. Показана независимость пределов турбулентного сдвигового давления и концентрации взвеси.

В работе Р.Дж. Гиббса с соавторами [Gibbs et al., 1989] рассмотрен вопрос о коагуляции и переносе осадков в эстуарии Жиронды. Взвешенный в воде материал, принесенный рекой, коагулирует при очень малой солености (порядка 0.2‰) в верхней части эстуария, а затем переносится и откладывается течениями. Коагуляция, соединяясь с эстуарной циркуляцией, образует максимальную мутность между поверхностными и придонными водами. Выделяются зоны: 1) коагуляции; 2) гидродинамическая, расположенная в сторону суши от нулевой точки; 3) гидродинамическая – в сторону моря от нулевой точки. Начальная коагуляция, очевидно, должна

быть завершена в конце первой зоны, а частицы переносятся и осаждаются во второй и третьей зонах.

В статье Э. Волански и Р.Дж. Гиббса [Wolansky, Gibbs, 1995] на основе исследований в эстуарии реки Флай (Папуа – Новая Гвинея) отмечается, что взвесь большей частью состоит из тонкого алеврита, а илистая фракция составляет менее 20%. По достижению солоноватых вод осадки коагулируют. Это смесь тонкого алеврита и илистых частиц с преобладанием первого; смесь слаба и разрушается в сизигийный прилив. Илистые же частицы выборочно улавливаются в зоне максимального содержания взвеси.

В статье Л. Джиуфа и Ж. Чена [Jiufa, Chen, 1998] на основе результатов исследований в устье эстуария Чангджианг (Корея) выявлено, что увеличение концентрации взвеси происходит вследствие повторного взвешивания донных осадков с влиянием деформированной приливной волны и сильных приливных течений. Увеличение солёности вод и вертикальная циркуляция приводят к улавливанию взвеси речного и морского происхождения. Скорость осаждения взвеси возрастает благодаря флокуляции. Массовое осаждение в условиях слабых течений часто ведет к образованию жидкого ила.

В статье Р.А. Косташука, Дж.Л. Лютернауэра и М.А. Черча [Kostaschuk et al., 1989] на основе исследований эстуария реки Фрэзер (Канада) рассмотрено явление запаздывания – аллювиальных и приливо-отливных временных задержек переноса подвижной взвеси в сизигийном потоке пресной воды и в пике ежедневной концентрации взвеси, предшествовавшей пику речного стока. Они отмечаются в периоды приливных циклов, а пик концентрации взвеси обычно следует за пиком скоростей течений; осаждение же взвешенных частиц – результат уменьшения этих скоростей.

Статья Л.Г. Альвареза и С.Е. Джонса [Alvares, Jones, 2004] посвящена результатам исследований в Верхнем заливе (Калифорния, США) в эстуарии «обратного» типа. Подчеркивается, что продольная циркуляция в таких эстуариях противоположна той, что характерна для классических эстуариев, и может значительно влиять на перенос взвеси. Исследованный макроприливный эстуарий имеет

незначительный речной сток, и высокую концентрацию взвеси определяет, в основном, материал, поступающий в результате размыва донных отложений. Содержание взвеси в максимальном потоке в отлив – от 21.5 г/с до 24.9 г/с, тогда как в прилив – на порядок меньше.

В статье Ф.С. Зубенко и Л.М. Нероды [1987] содержится материал о контактных и дистанционных методах исследований взвешенных наносов в эстуариях. Дистанционные методы – аэро- и космические съемки в сочетании с наземными обследованиями при различных гидрометеороусловиях.

Статья С.Л. Янга, Р.Н. Вейсмана и Г.П. Леннона [Young et al., 1988] посвящена исследованиям в Большом проливе (штат Нью-Джерси, США). Там были выявлены концентрации взвеси для потока в отлив, определена средняя скорость аккумуляции осадков (8.9 мм/год) в течение многократных приливных циклов для спокойных, до-, после- и штормовых условий.

В статье Л.П. Сэнфорда, В. Панагеото и Дж.П. Халка [Sanford et al., 1991] на основе результатов исследований в Чезапикском заливе выявлено повторное взвешивание при размыве современных осадков. Тонкий слой поверхностных отложений, вовлекаемый в регулярное повторное взвешивание, отмечался только в течение нескольких часов. Процесс типичен для среды и является важным фактором размыва и переноса осадков.

Сложные процессы переноса исходного материала донных осадков, в основном во взвешенном состоянии, происходят в прибрежных водах Белого моря. Процессы переноса определяются динамикой волноприливного поля и осуществляются вдоль берега в узкой (несколько километров) прибрежной зоне.

Основным источником взвешенных наносов является абразия берегов. При волнении в прибрежной, насыщенной взвесью зоне образуются потоки илистых наносов.

Одним из главных постоянно действующих факторов, который существенно влияет на перераспределение взвеси, является действие приливо-отливных колебаний уровня моря. Изменяя объем прибрежных вод, они периодически меняют концентрацию взвеси.

В прилив она уменьшается, а в отлив увеличивается. В штормовых условиях, когда максимальное содержание взвеси в прибрежных водах становится предельным для данного гидродинамического режима, этот процесс может играть решающую роль в выносе излишнего (поступающего от абразии) материала из береговой зоны в открытые пространства моря [Медведев, Кривоносова, 1968].

Глава 3

РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ НА РАСЧЛЕНЕННОМ ПОБЕРЕЖЬЕ

3.1. Характер донного рельефа и рельеф пляжей в эстуариях

Морская зона (эстуария реки Кемь) отличается преобладанием характерного процесса аккумуляции аллювиального материала, выносимого в зону очень сильными отливными течениями (до 2–3 узлов). Характерны формы аккумулятивного рельефа – серии параллельных гряд относительной высотой примерно до 20 см. На отдельных же участках дна отмечаются значительная расчлененность коренного рельефа, выступы коренных пород типа «бараньих лбов», прослеживающихся на близлежащих береговых участках, а в отдельных местах они выходят на поверхность (рис. 9А). Это результат полного размыва донных отложений. Обнаружена и глубокая ложбина с извилистыми очертаниями – по всей вероятности, в том месте, где отливные и приливные течения обладают максимальными скоростями. Все это свидетельствует об очень сложной системе циркуляции вод в фазы прилива и отлива в этой барьерной зоне [Долотов и др., 2002, 2004, 2008].

Для поверхности дна в переходной зоне характерны аккумулятивные формы рельефа типа рифелей (рис. 9Б) относительной высотой 15–20 см [Долотов и др., 2004].

Переходная зона эстуария реки Кемь в целом отличается более мелкой расчлененностью донной поверхности (см. рис. 9Б) бла-

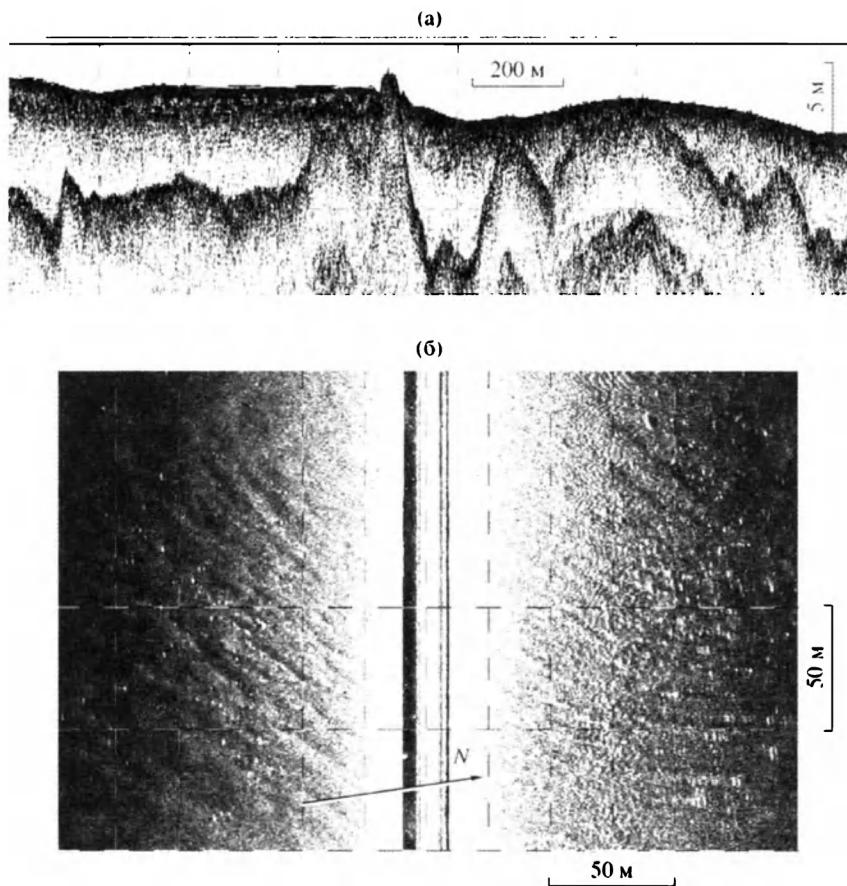


Рис. 9. А. Особенности донной поверхности, коренного рельефа и строения осадочной толщи в морской зоне

а – профиль дна, характер коренного рельефа и осадочной толщи (по данным эхолотии и акустического профилографа); б – особенности донной поверхности (по данным гидролокатора бокового обзора);

Б. Характер рельефа дна в переходной зоне

а – профиль дна (по данным эхолотии); б – особенности донной поверхности (по данным гидролокатора бокового обзора);

В. Характер рельефа дна в приустьевой зоне

а – профиль дна (по данным эхолотии); б – особенности донной поверхности (по данным гидролокатора бокового обзора) (по [Долотов и др., 2005а])



(б)

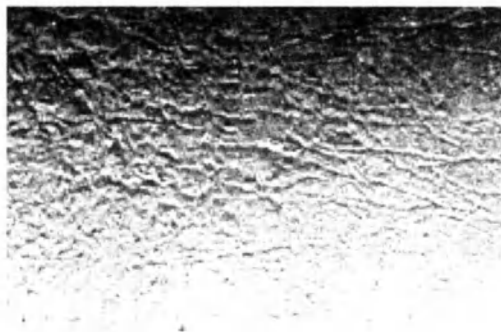


Рис. 9Б

годаря характерной аккумуляции осадочного материала. Вместе с тем, по данным гидролокатора бокового обзора, в отдельных местах имеются участки дна без осадков с выходом на поверхность коренных пород. Донная поверхность характеризуется формами рельефа типа рифелей относительной высотой порядка 10–15 см. Также имеются донные участки с разнородным плохо отсортированным осадочным материалом, свидетельствующим о слабой его обработке [Долотов и др., 2004].

Приустьевая зона эстуария реки Кемь в связи с воздействием сильных приливо-отливных течений является зоной транзита в ос-

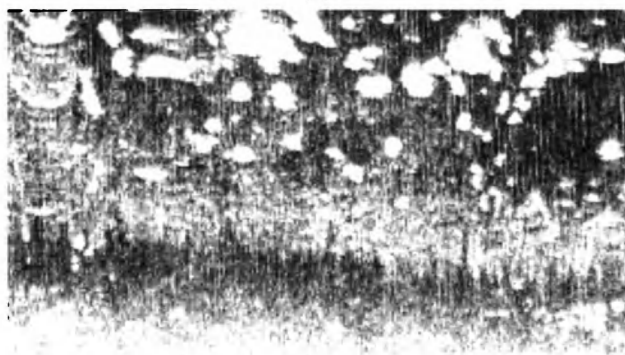


Рис. 9В

новном аллювиального материала в сторону моря приливными течениями [Долотов и др., 2002] и характеризуется большой расчлененностью донной поверхности (рис. 9В), обусловленной выступами коренных пород, обнажающимися в фазу отлива [Долотов и др., 2005а], и очень неровной поверхностью [Долотов и др., 2004]. На большей части приустьевой зоны осуществляется только перенос в основном взвешенных осадков без аккумуляции, поскольку в отлив глубины уменьшаются настолько, что четко прослеживаются выходы на поверхность коренных пород и осушки, хотя местами отмечаются мелкие аккумулятивные формы типа гряд. Однако ближе к переходной зоне из-за резкого увеличения глубин имеет

место накопление на дне разнородного осадочного материала аллювиального происхождения [Долотов и др., 2008].

На взморье реки Онеги [Долотов и др., 2008] в прилив поверхность дна на среднем удалении от речного устья на глубинах 7–8 м (фиг. 5А, вклейка) характеризуется редкими (одиночными) крупными донными формами типа «песчаных волн» относительной высотой 0.4–0.6 м и шириной порядка 150 м к югу от устья реки (см. фиг. 5А, вклейка), а также очень широкими выровненными донными поверхностями протяженностью порядка 1000 м (фиг. 5Б, вклейка). Это свидетельствует о сильном воздействии приливных течений. Многочисленные мелкие рифели с относительной высотой 0.15–0.20 м (фиг. 5В, вклейка) наблюдались, в основном, напротив основного устья, что является свидетельством более слабого воздействия течений в фазу прилива, очевидно, из-за защиты этих участков дна острова.

На глубинах около 16 м к северу от устья и напротив него, вероятно, в условиях действия более слабых приливных течений дно характеризуется в основном мелкими рифелями относительной высотой порядка 0.2 м, нечетко выраженными (см. фиг. 5А, вклейка), а также ровными поверхностями без каких либо положительных форм рельефа (см. фиг. 5Б, вклейка).

В отлив на взморье, на ближнем разрезе к устью реки на глубинах 4–5 м (см. фиг. 5В, вклейка) были зафиксированы разнообразные формы донного рельефа, в основном мелкие рифели относительной высотой порядка 0.3 м (см. фиг. 5А, вклейка).

На среднем же расстоянии от речного устья на глубинах порядка 10 м на дне отмечались многочисленные и разнообразные формы рельефа, в основном мелкие рифели, но и крупные формы типа «песчаных волн» (см. фиг. 5Б, вклейка) – свидетельство достаточно сильного воздействия течений в фазу отлива на больших глубинах по сравнению с их воздействием в фазу прилива [Долотов и др., 2008].

Среди разнообразных форм рельефа приливных морей выделяются также крупные песчаные гряды или «волны», развиваю-

щиеся только в условиях высоких приливов и ориентированные к участкам наиболее сильных приливных течений [Johnson, 1978].

Некоторые зарубежные специалисты [Clifton, 1983] считают, что амплитудой прилива определяются размеры форм рельефа. Была предпринята попытка выделения трех основных категорий побережий и типов строения морских берегов в зависимости от величины приливов (микро-, мезо- и макроприливные), однако природные примеры свидетельствуют о том, что в широком диапазоне приливных обстановок может проявляться сходное строение рельефа и что, в конечном счете, его особенности определяются сложным соотношением в проявлении волнений, приливов и отливов при наличии того или иного количества осадочного материала [Davis, Hayes, 1984].

Как считают некоторые ученые [Galloway, Hodbay, 1983], многие из «песчаных волн» (но не все) связаны с действием приливов и отливов, причем они могут быть симметричными или асимметричными в зависимости от действующих приливо-отливных течений [Swift, Ludwick, 1976]. К этим же более крупным формам следует относить и линейно вытянутые дюны, создаваемые течениями [Channon, Hamilton, 1976].

В общем признается [Channon, Hamilton, 1976], что асимметрия форм рельефа особенно характерна для высоких скоростей приливо-отливных течений.

Прослежено движение гребня «песчаной волны» и показано, что эти формы относительно стабильны в период квадратурного прилива, тогда как при более высоких амплитудах (в период сизигийного прилива) положение гребня меняется с последующими приливами и отливами. Размыв на менее крутом склоне (вверх по нему) отмечается в течение доминирующего отлива. Это, вместе с увеличением отложения наносов на этом склоне, обуславливает продвижение гребня.

«Песчаные волны» и гряды, в условиях обильной подачи материала и находясь за пределами зоны волнового воздействия в Охотском море (на глубинах 55–70 м), своим фронтом обращены к направлению придонных течений [Вольнев, Богданов, 1984].

Мелкие рифели, связанные с приливыми течениями, развиты, например, на глубинах выше 20 м в Северном море [Рейнек, Сингх, 1981].

Для приливного моря характерно формирование полей, отличающихся донными формами определенного типа и ориентировки; изменение их границ происходит в соответствии с колебаниями приливо-отливного режима (от сизигийного до квадратурного), причем если мелкие рифельные формы реагируют на гидродинамический режим каждой фазы приливо-отливного цикла, то крупные (мегарифели и «песчаные волны») длительное время сохраняют свою ориентировку [Elliott, Gardner, 1981].

Максимум миграции крупных донных форм типа «песчаных волн» и дюн приурочен к сизигийному периоду, она очень мала в период квадратурного, и основные изменения прослеживаются примерно в момент высокого сизигийного прилива; в квадратуру донные формы выражены намного хуже [Boersma, Terwindt, 1981a].

В статье Ф. Осборна и Ч.Е. Винсента [Osborne, Vincent, 1993] по результатам исследований на побережье юго-западной Англии в условиях штормовых волн со слабыми и сильными течениями исходя из длины волны выделены два различных типа донных форм с подтипами: 1) небольшого масштаба донные формы (менее 20 см); 2) крупные донные формы (более 20 см). Мелкие формы доминируют в условиях отсутствия забурунивания волн, а крупные – в условиях этого процесса. Оба типа форм высоко мобильны со скоростью перемещения 5 см/мин. Крупные донные формы очень разнообразны в пространстве, сосуществуют с малыми формами при ослаблении режима потоков и в районах плоского дна при усилении режима. Отсутствие рифелей – отражение сложного гидродинамического режима. Концентрация взвеси и скорости переноса осадков особенно чувствительны к присутствию донных форм.

С. Алиоттой и М.Е. Перилло [Aliotta, Perillo, 1987] исследованы «песчаные волны» в устье эстуария Баха Бланко в Аргентине, различные по протяжению и форме. Развитие их гребней зависит

от энергетических условий, и они косо направлены к главному направлению течений. Поля «песчаных волн», их развитие определяются мощностью поверхностного песчаного слоя, быстрым уменьшением глубин и гранулометрическим составом осадков.

Ч.Ш. Янгом [Yang, 1989] исследованы в Восточно-Китайском и Желтом морях песчаные тела, сложенные хорошо сортированным песком, имеющие ширину в несколько километров, высотой до 20 м и протягивающиеся на 10–60 км. Тела расположены группами, параллельны друг другу и соответствуют направлению приливных течений; образованы в эстуариях и на мелководном шельфе, где сильные течения переносили, перерабатывали и переоткладывали большое количество реликтовых песков (дельтового и аллювиального происхождения). Имеет место перенос песка с шельфа в эстуарий.

В статье Г. де Врие Клейна с соавторами [Klein et al., 1982] на основе результатов исследований в Желтом море (Корея) песчаного тела, линейно вытянутого и асимметричного в разрезе, сложенного мелко- и среднезернистым хорошо сортированным песком, выделены донные формы рельефа – «песчаные волны» относительной высотой 1–2 м. Эти донные формы располагаются на пологонаклонных поверхностях и отсутствуют на относительно более крутых склонах. Асимметрия скоростей придонных течений в прилив – на пологих склонах, а в отлив – на более крутых. Рассеивание песка вокруг песчаного тела определяется асимметрией скоростей течений и вращательным характером потока этих течений.

В статье Дж. Скоурса, К. Вехара, А. Вэйнрайта [Scourse et al., 2009] проанализированы результаты исследований песчаных валов на Желтом море, которые являются наиболее крупными формами этого типа в море, а составляющие их отложения принадлежат к трансгрессивным системам с определенными путями переноса песка. Сильное приливное перемещение осадков в верховья каньона можно рассматривать как вклад во взвесеобразование и рост глубоководного веера осадков.

Статья С.С. Парка и С.Д. Ли [Park, Lee, 1994] посвящена результатам исследований крупного песчаного вала на шельфе на за-

падном берегу Желтого моря и группы песчаных валов на шельфе Корейского Южного моря, находящихся в условиях доминирования приливов и отливов. Песчаный вал в Желтом море включает в себя различные донные формы, в том числе «песчаные волны» и мегарифели. Активность этого вала поддерживается сильными приливными течениями. Песчаные же валы в Южном море – округлой формы, без каких-либо донных форм.

В статье Л.Дж. Мура, Ч. Салливана и Д.Г. Аубри [Moore et al., 2003] проанализированы результаты исследований в районе Труро в заливе у мыса Код (Массачусетс, США) – характер многочисленных баров высотой 0.3–1.5 м, развивающихся в условиях воздействия приливов с амплитудой 3 м. Бары же имеют размеры до 660 м и протяженность 45–150 м. Выявлен участок протяженностью в 0.5 км без баров. Сами же бары возникают при разрушении постоянных и краевых волн.

Е.А. Гомезом и Дж.М.Е. Перилло [Gomez, Perillo, 1992] рассмотрены отмели у входа в эстуарий Баха Бланко (Аргентина) протяженностью 13 км и шириной от 0.6 до 2.5 км, прорезанные приливными и отливными каналами, причем северная часть отмели испытывает размыв (до 1.7 м/год), а южная часть почти стабильна или там отмечается аккумуляция наносов (до 2.7 м/год).

Статья Г. Масселинка и Б. Хегге [Masselink, Hegge, 1995] посвящена результатам исследований на пляжах Центрального Квинсленда (Австралия). Пляжи – с относительно крутой верхней частью профиля, с малыми уклонами прилегающей межприливной зоны (одним или двумя валами). Пляж сложен мелко- и среднезернистым песком, высота волн до 0.75 м при уровне сизигийного прилива 3.6 м. Различия двух пляжей связаны с морфологическим строением и его изменениями. Отмечено, что влияние приливов на динамику зоны забурунивания было незначительным, за исключением действия вдольбереговых течений. Выделены четыре зоны в зависимости от проявления забурунивания, перестройки волн на мелководье и эоловых процессов.

Статья Ф. Левоа с соавторами [Levoy et al., 2000] по результатам исследований на полуострове Шербург (Нормандия, Фран-

ция), где сизигийный прилив – 9.3–11.4 м, описывает влияние колебаний уровня на морфодинамику. Типичный профиль пляжа состоит из трех участков: 1) относительно крутой участок высокой приливной зоны со средне- и крупнозернистым песком; 2) средняя приливная зона со средней крутизной профиля, с мелко- и среднезернистым песком; 3) выровненная низкая приливная зона с мелкозернистым песком. Средние скорости течений усиливаются вниз по склону, с сильными вдольбереговыми течениями в низкой приливной зоне. Совместные изменения крупности осадков, крутизны профиля, высоты забурунивания и глубины приводят к заметному разнообразию морфодинамических особенностей.

В статье Е.Дж. Антони, Ф. Левоя и О. Монфорга [Anthony et al., 2004] проанализированы результаты исследований валов на пляже Мерлимонт (Северная Франция) в условиях амплитуды приливов в сизигийный период 8.3 м. Между средним и низким квадратурным уровнем моря располагаются 2 системы с валами и ложбинами. Доминирование смежных приливных течений обеспечивает существование продольных потоков воды, в значительной степени усиленных ветром в штормовые периоды. Отсутствие перемещения валов – это отражение существования полос крупного масштаба. Изменения профилей свидетельствует о локальной морфодинамике благодаря забуруниванию волн. Крупные размеры и положение двух валов обусловлены высокой волновой энергией, и они отличаются от небольших форм рельефа, созданных при средней высокой воде квадратурного прилива.

Статья Дж. Бенавенте, Ф.Дж. Грасия и Ф. Лопеза-Агуайо [Benavente et al., 2000] посвящена анализу результатов исследований на южном атлантическом пляже (Испания) с низкой волновой энергией, с медленными изменениями пляжей в межприливной зоне. Выявлено соотношение между развитием склона пляжа и способностью волн к размыву, с достижением равновесного положения для того или иного уровня энергии.

Статья С. Корбай, Б. Тессьера и Х. Чамли [Corbau et al., 1999] посвящена результатам исследований изменений на взморье и морфологии системы пляжа в макроэстуарной среде в районе

Дюнкерка (Северная Франция) общей протяженностью 30 км до франко-бельгийской границы в южной части Северного моря. Исследования охватывали низкий рельеф песчаной системы. Согласно бюджету осадков, имеется тенденция к длительному размыву, и подчеркивается его ключевая роль, за исключением периодов сильных штормов. Отмечено два типа размывов – действие фронтальных волн и систематическое взаимодействие приливных течений и ветра. Седиментация связывается со специфическим распределением волновой энергии на побережье, благодаря наличию подводных отмелей обуславливающих деформацию волн. Изменения на пляже зависят от действия приливов и прибоя, приводящего к миграции осадков и разрушению системы валов и ложбин.

Работа П.Т. Харриса и М.Б. Коллинса [Harris, Collins, 1984] на основе результатов исследования в Бристольском канале и эстуарии Северн (Англия) рассматривает мегарифели, «песчаные волны», их распределение в макроприливном эстуарии. Ориентировка «песчаных волн» указывает на имеющиеся системы переноса осадков.

На дне Северного моря в районе действия сильных течений формируются песчаные гряды или валы относительной высотой до 40 м, максимальным протяжением до 65 м и шириной до 5 км [Honbolt, 1968].

В Белом море подводные песчаные гряды достигают высоты 30 м [Медведев, 1972]. Нередко песчаные гряды, в основном приливо-отливного происхождения, образуют целые поля [Brenner, 1980]. Вытянутые гряды и ложбины обнаруживаются и в Калифорнийском заливе на глубинах свыше 11 м, где они протягиваются параллельно оси залива [Thompson, 1975].

В статье П.С. Чахотина [1977] содержатся данные о выявленных особенностях распределения «песчаных волн» и направлении их перемещения. Установлено, что крутые склоны асимметричных волн ориентированы в сторону результирующих приливо-отливных потоков, и на разных участках полей могут иметь различные направления.

В статье П.С. Чахотина [1976] описаны 3 случая периодичности донного рельефа в различных районах Белого моря. Рассмотрена возможность идентификации профилей как приливных «песчаных волн».

В статье П.С. Чахотина, В.С. Медведева и В.В. Лонгинова [1972] рассмотрены опубликованные в зарубежной литературе данные по песчаным грядам и связанным с ними «песчаным волнам» на шельфе приливных морей. Из описаний подобных аккумулятивных форм очевидно, что они образованы в условиях действия сильных приливных течений и достаточных запасов песка на шельфе. Рассмотрены данные о структуре, составе гряд, о режиме самих форм и придонного слоя воды над ними, и выяснено, что серии гряд вытянуты вдоль направления приливных течений таким образом, что отношение расстояния между ними к их высотам составляет порядка 200–650 м. Описаны также различные гипотезы, выдвинутые для объяснения механизма образования гряд и их динамики.

В статье Р.В. Далримпла [Dalrymple, 1984] исследованы «песчаные волны» в заливе Фанди, которые встречаются в широком диапазоне условий, гранулометрического состава отложений и скоростей течений (от 0.46–3.34 и от 0.11–0.294) и донные формы меняются от симметричных до сильно асимметричных, а высота их в среднем 0.81 м и протяженность 79.9 м. Они или прямолинейны, или извилисты, покрыты рифелями в общем под углом по отношению к наиболее сильным течениям и мигрируют в среднем со скоростью 0.11 м за приливный цикл. Мегарифели отмечаются на гребне «волны», по крайней мере в сизигийный прилив. Их протяженность и размеры увеличиваются с возрастанием скоростей доминирующего течения. Они перпендикулярны его направлению и отмечаются в течение нескольких приливных циклов, быстро перемещаются со временем.

В статье Г.М. Эшли [Ashley, 1988] на основе результатов исследований в южной части штата Нью Джерси выявлены особенности района с короткими и узкими песчаными островами, разделенными заливами, со сложной системой приливных каналов разных раз-

меров. Окаймленная маршем лагуна соединяется непосредственно с океаном двумя крупными каналами. Средние скорости течений в каналах – до 1.0 м/с в сизигийный прилив, амплитуда прилива – до 1.5 м в типичном случае.

В статье П.Дж. Рамсея с соавторами [Ramsay et al., 1989] на основе исследований мелководий в районе Зулулэнд (Южная Африка) выявлены особенности развития рифелей в подприливной зоне. Механизмы их образования в ложбинах – подход волн со значительной энергией, но недостаточно сильных, чтобы изменять ориентировку доминирующей системы рифелей, или вдольбереговые течения, связанные с косым подходом волн. В общем, рифели имеют низкий потенциал для сохранения.

В статье Р.В. Штернберга с коллегами [Sternberg et al., 1986] на основе результатов исследований в заливе Сан-Франциско (Калифорния, США) рассмотрен вопрос о транспорте взвеси в эстуарном канале. Определено распределение фракций взвеси, сделаны оценки скоростей их осаждения.

В статье В. Риваса с соавторами [Rivas et al., 1994] на основе результатов исследований в небольших эстуариях Северной Испании предложен метод для анализа и диагноза деградированных зон эстуариев и низменных влажных территорий, основанный на идентификации и картировании однородных участков природной среды и нахождении индикаторов для их оценки в пределах характерных признаков, относящихся к восстановлению и урегулированию. Результаты, полученные на основе анализа трех небольших эстуариев, экстраполируются для установления возможных размеров различной деятельности по реабилитации.

В статье Г.А. Зарилло [Zarillo, 1985] на основе результатов исследования на соленом марше эстуария реки Дуплин (штат Джорджия, США) выявлено, что скорости отливных течений на 30% больше скоростей приливных. Длительность прилива может быть больше, чем 1 час, по сравнению с отливом. Градиент придонного давления в отлив на порядок выше, чем в прилив. Следствием доминирования динамики в отлив является развитие крупномасштабных донных форм рельефа с их определенной ориентаци-

ей в отлив и прилив. Скорости переноса песка в отлив на порядок больше по сравнению с приливом.

Со стороны лагуны, где действие волн резко ослаблено, возможно появление своеобразной дельты, чаще подводной или осушающей, а иногда – надводной. Они крайне непостоянны. Чаще это многопроточная дельта с большой серией удлинённых островов или продольных гряд. Глубина и положение протоков изменяются в зависимости от сизигийного или квадратурного прилива [Зенкович, 1962].

3.2. Процессы осадкообразования в эстуарных зонах

В работе Г.А. Сафьянова [1978] суммированы некоторые факторы, определяющие процессы осадкообразования в эстуариях, к которым он относит: состав и объём твёрдого стока рек, скорости и направления приливных течений (обуславливающие поступление морского материала), продуктивность и видовой состав организмов. По мнению автора, этот перечень совершенно необходимо дополнить таким фактором, как волнение, и особое значение имеет его соотношение (по силе) с воздействием приливо-отливных течений, что вытекает из всего вышеизложенного.

Скорость осадконакопления в эстуариях в среднем в 1000–10000 раз выше по сравнению со скоростью в океане. Эстуарии являются непреодолимым барьером для поступающего стоком вод суши взвешенного и влекомого материала.

Скорость накопления эстуарных осадков достигает предельных величин как для океана, так и в целом для земной поверхности. Значительны и скорости осадконакопления в приливных маршах. Причины столь необычно высоких скоростей в том, что эстуарии являются физическим барьером на пути движения осадочного материала от континентов к океану, и 2/3 стока речных наносов оседает здесь. Осадки эстуариев отличаются большой пестротой из-за обилия их источников. Характерна относительная мелкозернистость. Несмотря на ограниченную роль волнения ос-

новые черты распределения осадков по крупности определяют гравитационной дифференциацией. Илы и глины отмечаются на наиболее пониженных участках, а песок – вблизи берегов и по трассам действия приливных течений [Сафьянов, 1996].

Скорости седиментации примерно равны суммарной скорости тектонического опускания и повышения уровня океана. Если в речных водах преобладают элементы во взвеси, то после барьера – резкое преобладание растворенных форм. Несмотря на преобладание терригенной седиментации характерны также хемогенная и биогенная седиментация. Для зоопланктона взвесь – это важный элемент питания.

Изредка годовой цикл седиментации прерывается необычными погодными условиями, с экстремальными значениями речного стока. Воздействие ураганных штормовых волн на внешнее обрамление эстуария проявляется в размыве берегов до 20–50 м за один шторм. Обильная подача осадков из внешних источников ведет к быстрой самоликвидации при условии отсутствия механизмов, способных противодействовать этому. Другая тенденция развития эстуариев – процессы, направленные на обмеление [Сафьянов, 2000].

В большинстве эстуариев прослеживается уменьшение крупности и рост концентрации взвеси к верховьям. Максимум ее концентрации – в верхней части эстуария, и она выше, чем в реке или в нижней части. Выражена полузамкнутая система: речные частицы движутся к морю в поверхностном слое, однако, достигая в ходе осаждения придонных слоев, они вновь возвращаются в верхнюю часть эстуария. Это – механизм сортировки, причем крупные осадки оседают на дно, а мелкозернистые выносятся из системы, и лишь некоторые частицы постоянно находятся во взвеси. Плотностная стратификация – это фактор, способствующий дифференциации по плотности [Сафьянов, 2000].

В ходе дифференциации осадков проявляется:

1. Зависимость осадков от состава и объема стока с водосборов, прежде всего от состава и объема речного стока;
2. Зависимость от распределения скоростей и направления приливных течений;

3. Зависимость от плотностной стратификации; 4. Относительно ограниченный характер зависимости распределения осадков от действия волн; 5. Существование геохимического барьера на границе пресных и морских вод; 6. Важное значение продуктивности и видового состава флоры и фауны [Сафьянов, 1987].

В общем случае сложение приливных скоростей (при преобладании движения вод к берегу) со стоком приводит к условиям, при которых в определенной области постоянно поддерживаются высокие скорости течений и малые концентрации взвеси. Важна роль вертикальной (направленной вверх) скорости. Так формируется система удержания осадков внутри эстуария, со стороны реки ограниченная пределом проникновения соленых вод (галоклином), а со стороны моря – резким уменьшением транспортирующей способности вследствие уменьшения скоростей движения воды [Сафьянов, 2000].

В прилив воды идут вверх по долине, и тогда размыв берега обуславливает меандрирование реки. В прилив далеко вверх уносятся тонкозернистые осадки с отложением ила на защищенных участках [Зенкович, 1962].

В отлив русло реки заполняется наносами, стекающими с водами в прилив, а вместе с течением реки осуществляется работа по переносу грубых наносов к морю, но эта работа локализована в узкой полосе максимального углубления долины [Зенкович, 1962].

В морской зоне эстуария реки Кемь понижения между выступами коренных пород заполнены отложившимися осадками, причем мощность осадочной толщи достигает здесь 10 м и более (см. рис. 9А). Большая часть донной поверхности покрыта осадками. Зафиксированы узкие и глубокие промоины, явно обусловленные действием приливо-отливных течений, с относительной глубиной от общей донной поверхности до 14–15 м [Долотов и др., 2004, 2007].

Гранулометрический состав донных отложений и их отсортированность в морской зоне сильно отличаются друг от друга на различных участках дна в зависимости от интенсивности проявления приливо-отливных течений.

Выявлена четкая зависимость особенностей донного рельефа, накопления донных осадков и их гранулометрического состава от скоростей приливо-отливных течений, проявление которых, в свою очередь, определяется глубиной донного участка и его расположением в положительной или отрицательной форме рельефа. В ложбинах при больших скоростях течений в условиях выноса мелкозернистых песков отмечается, с одной стороны, хорошая сортированность донных отложений, а с другой – иногда достаточно высокое содержание отмытого грубого рыхлого материала. При меньших скоростях течений фиксируется значительное накопление тонкозернистых осадков. На понижениях рельефа в условиях в целом высоких скоростей течений отмечается отсортированность и довольно крупный рыхлый материал [Долотов и др., 2005а].

На больших глубинах (порядка 20–30 м) в морской зоне эстуария реки Кемь из-за незначительного воздействия течений на дно отмечается разнородный материал, причем наряду с алевритом зафиксированы плохо окатанная галька и гравий. Ближе к переходной зоне на меньших глубинах (8–13 м) отмечается среднезернистый песок с примесью карбонатного детрита и алевропелит – явное свидетельство большего воздействия течений на донную поверхность. Материал здесь в общем более однородный, а на отдельных участках отмечается интенсивная аккумуляция тонкозернистых осадков [Долотов и др., 2007].

Переходная зона эстуария реки Кемь представляет собой узкий пролив и носит отчетливые следы размыва дна сильными приливными течениями [Долотов и др., 2002, 2008]. В то же время на большей части протяженности зоны накоплена толща наносов, достигающая более 10 м (см. рис. 9Б); на участках же, граничащих с приустьевой зоной, где отмечается резкое увеличение глубин, зафиксирован плохо окатанный материал – смесь пелита с неокатанной галькой, гравием и песком – свидетельство простого сваливания материала по крутому склону без его обработки [Долотов и др., 2004].

В приустьевой зоне эстуария реки Кемь часть коренных пород обнажается в отлив, а на поверхности отмечаются валуны (см. рис.

9В), и гранулометрический состав поверхностных донных отложений свидетельствует о достаточно высокой динамической активности – более 50% составляет крупнозернистый песок [Долотов и др., 2004].

Осадки, выстилающие дно эстуария, – обычно аллювиального и морского происхождения, причем с удалением от внешней части эстуария, как правило, уменьшается роль материала, поступающего с моря, и напротив, возрастает доля аллювиальных выносов [Долотов и др., 2008].

Существует крайняя точка зрения [Hubbard et al., 1979], заключающаяся в том, что ни одна из характерных черт осадков приливных морей не может считаться присущей только таким условиям.

Однако, пожалуй, больше распространено мнение о том, что и в условиях приливных и бесприливных обстановок процессы седиментации, так же как и их результаты – толщи накапливающихся отложений, сопоставимы, и что, таким образом, приливы не оказывают ощутимого влияния на формирование толщи осадков [Davis et al., 1972]. В этой связи более правильным следует признать точку зрения Ф.А. Щербакова [1983], что на огромных пространствах открытых побережий океанов и морей на процессы осадкообразования приливы оказывают меньшее влияние, чем волнение, которое выступает там как равный осадкообразующий агент.

Соотношение роли приливов и волн (разная их относительная роль) обуславливает на профиле создание различных, но вполне определенных осадочных фаций [Jago, Hardisty, 1984].

Дифференциация осадков на дне эстуария находится в прямой зависимости не только от общей динамичности среды осадконакопления на том или ином этапе, но и от преобладающего фактора седиментации. В тех случаях, когда доминирует влияние приливных течений, осадки грубозернистые и недостаточно сортированные; когда же преобладающая роль принадлежит волнению, то осадки более тонкозернистые и хорошо сортированы; при этом величина среднего медианного диаметра прямо пропорциональна приливной энергии и обратно пропорциональна энергии волн,

тогда как степень сортированности отложений обратно пропорциональна силе приливов и прямо пропорциональна силе волн [Allen, 1971]. В целом по акватории эстуария прослеживается такая закономерность: если доминирует влияние приливо-отливных явлений, то у берега накапливаются тонкозернистые осадки, а более грубые – в центральной части; если же преобладает воздействие волн, то у берега прослеживаются более грубые осадки, а тонкозернистые – на больших глубинах [Friedman, Sanders, 1978].

Распределение осадков по крупности часто контролируют наиболее сильные приливо-отливные течения, причем распределение тонкозернистого материала нередко целиком зависит от глубины и скорости приливных течений, а алевритовые и пелитовые фракции иногда оказываются полностью вынесенными; однако считается, что сортировка осадков определяется силой волновых течений [Channon, Hamilton, 1976]; в то же время, благодаря селективному действию приливо-отливных течений в ряде случаев происходит отделение крупно- и среднезернистых песчаных отложений от гравия [Balazs, Klein, 1972].

Согласно наблюдениям [Вольнев, Богданов, 1984], по мере уменьшения скоростей приливо-отливных течений прослеживался переход от галечно-гравийных отложений к крупнозернистому и далее – к средне- и мелкозернистому песку. Четкая зависимость величины среднего медианного диаметра от скорости максимальных приливных течений отмечалась во внешней зоне подводного берегового склона (зоне трансформации волн) на глубине от 40 до 140 м у юго-западного побережья Англии [Channon, Hamilton, 1976].

Существует мнение [Суздальский 1974], что наиболее активное воздействие на осадочный материал отмечается в районах, где приливо-отливные явления имеют правильный характер, отличаются выдержанностью направления тока воды.

Прослеживается также зависимость процессов дифференциации осадков под воздействием волн и приливо-отливных течений от концентрации в воде взвешенного материала; в том случае, если она составляет менее 100 мг/л, обычно осуществляется полная сепарация тонкозернистых взвешенных илистых фракций от влеко-

мых песчаных, тогда как при содержании взвеси более 100 мг/л этого не происходит и ил почти везде накапливается [Friedman, Sanders, 1978].

Характерной общей особенностью приливных морей признается пестрота гранулометрических фаций и их эфемерность [Медведев, 1978; Ионин и др., 1980].

На основе данных по побережью Северного моря [Terwindt, 1981] в зависимости от доминирования приливо-отливных течений (разной силы) или волнения (также с разными параметрами) предложено выделять 7 литофаций, отличающихся по формам рельефа, составу осадков и текстурам отложений.

П. Маклареном [McLaren, 1982] рассмотрены особенности дифференциации донных осадков в эстуариях, отличающихся большой амплитудой приливов. Подчеркивается, что если в вершине эстуария осадки тоньше и лучше сортированы, чем в устье, то их источник – в вершине, а перенос – в сторону суши. Показано, что на основе выявления тенденции в дифференциации донных отложений можно судить о характере среды осадконакопления – аккумуляции осадков, динамическом равновесии или размыве.

На основе результатов исследований на карельском берегу Белого моря [Жаромскис, Сорокин, 1991] следует, что из губ мелкозернистые (илистые и алевроитовые) осадки выносятся отливными течениями за их пределы, а пески занимают ведущее положение в глубинной части губ при общем разнообразном составе донных осадков. В целом же, мелкопесчано-алевритовые отложения распространены в самой верхней части береговой зоны и на осушках, на средних глубинах губ, в условиях значительного воздействия «волноприливного поля» донный материал становится крупнее, а на больших глубинах – различной крупности. На более открытых участках карельского побережья наряду с динамикой процессов, связанных с действием приливов и отливов, большая роль принадлежит волновым процессам.

На основании исследований в эстуарии Жиронды (Франция) П. Кастаинг [Castaing, 1989] различает разные районы эстуария, где при наименьшем уровне воды объем водной массы сильно из-

меняется и где он относительно устойчив. В связи с этим неодинаковы процессы размыва и аккумуляции. «Неустойчивые» участки чередуются с «устойчивыми», и делается вывод о том, что «колеблющийся» прилив контролирует долговременную седиментацию.

М.М. Никольс с соавторами [Nichols et al., 1991] по результатам исследований в эстуарии реки Джеймс (штат Вирджиния, США) выделили три участка, отличающиеся разным участием энергии волнения, приливов и отливов, речного стока: 1) устье залива; 2) эстуарная зона; 3) зона меандрирования. При этом отмечается такое распределение донных осадков: песок–ил–песок с грубозернистыми отложениями на энергетических концах системы.

Морская граница фаций (со стороны моря) промежуточная как результат смешения морских и речных осадков. Граница со стороны суши резкая как результат быстрого уменьшения в сторону моря способности реки к переносу материала по дну. Выделены четыре среды (обстановки) седиментации: 1) аллювиальная; 2) аллювиально-эстуарная; 3) эстуарная; 4) морская эстуарная.

Статья Г.М. Куртисса, П.Д. Осборна и А.Р. Хорнер-Девина [Curtiss et al., 2009] посвящена исследованиям песчано-гравийного пляжа на о. Байнбридж в Пюджет-проливе, который находится под влиянием ветровых волн и приливных течений, причем определяется их относительная роль (по масштабу ответных их откликов). Отбор гравийного материала приводит к выявлению доминирующих примеров сезонного переноса осадков с соответствующей волновой активностью. Зимние штормы ответственны за преобладающее перемещение материала благодаря действию ветровых волн во вдольбереговом однонаправленном процессе, тогда как приливы играют относительно незначительную роль. В периоды без штормов перенос осуществляется приливными течениями, хотя они недостаточные для начала движения осадков только под их воздействием, и лишь комбинация факторов обеспечивает значительный перенос материала и механизм послештормового его возврата, перераспределения осадков. Морфологический ответ – это сезонные изменения верхней части профиля пляжа – от крутого до выровненного, а в составе осадков – от гравия до крупнозер-

нистого песка в промежутке между нештормовыми и штормовыми условиями, соответственно.

Статья М.О. Грина, И.П. Макдональда [Green, McDonald, 2001] посвящена результатам исследований в устье одного из эстуариев Новой Зеландии, частично заполненном осадками. Когда волны обладают значительной энергией, то осадки перемещаются повсюду в приливном цикле. Ветровые течения имеют широкое распространение у устья и обуславливают направление потока взвеси, обеспечивающего волнами и течениями систему переноса донных осадков в сторону суши. Отлив поворачивает этот поток в противоположную сторону (к морю), а в прилив волны, подходящие к берегу под углом, усиливаются приливыми течениями. Отмечается корреляция между направленным в море средним потоком и усиленным групповым взвешиванием высокими волнами. Сделано заключение о том, что перенос осадков на песчаной равнине у устья определяется взаимодействием между изменениями волнового режима и течений в ходе приливного цикла.

В статье В. Чаоу, Ш. Йуанта [Chaoyu, Yuant, 1995] на основании результатов исследований в эстуарии Хуангмаохай проведен краткий анализ динамики эстуария с акцентом на циркуляцию вод. Распределение скоростей течений свидетельствует о низкой общей энергии в средней части эстуария, что обуславливает осаждение осадков. Выделены три крупномасштабные динамические структуры, оказывающие определяющее влияние на современное осадконакопление.

Х.Дж. Кнебель [Knebel, 1989] согласно наблюдениям в крупном эстуарии в заливе Делавер (США) показал, что грубозернистые отложения наблюдаются в основном там, где были размывы более древние осадки, а тонкозернистые – на отмелях – как результат аккумуляции отложений и их переработки.

П. Макларен [McLaren, 1982] предпринял попытку показать, что особенности гранулометрического состава осадков – это отражение «гидравлической сортировки» в эстуарии. Выявлена тенденция, что отложения грубее и хуже сортированы в устье по сравнению с осадками в вершине эстуария, несмотря на то что сила

течений увеличивается по направлению к вершине. Действует так называемая «гидравлическая сортировка» – результат сочетания путей транспорта осадков и различий в скоростях переноса каждой фракции.

По мнению Д. Свифта [Swift, 1974; Swift, Ludwick, 1976] при скоростях приливных течений свыше 150 см/с образуются донные грубозернистые отложения, в интервале скоростей 125–150 см/с – песчаные полосы или ленты, а при скоростях 50–100 см/с – «песчаные волны».

Статья А. Болдрина с соавторами [Boldrin et al., 1988] посвящена результатам исследований в По Делла Пила (основном устье реки По, Италия) на взморье, на участках с различными циклами осадкообразования. Выделены три различные водные толщи: 1) речные и растворенные воды (в среднем до глубины 3 м); 2) воды средней глубины (10–20 м); 3) придонные воды.

В статье С.М. Кольмана, С.Р. Беркуста и С.Х. Хоббса [Colman et al., 1988] изложены результаты исследований в устье Чезапикского залива (США) сложного взаимодействия трех процессов: 1) продвижения косы; 2) сильного приливного течения, которое переносит и перерабатывает осадки, принесенные к устью; 3) системы неприливной циркуляции в сторону залива. Эти процессы играют основную роль в изменении конфигурации эстуария и заполнения его осадками. Осадки, связанные с отмелями в устье, – большей частью тонкозернистый песок. Они продвигаются в сторону залива и имеют тенденцию к заполнению эстуария. Источник песка в устье – в основном вне залива, в прибрежной зоне и на внутреннем шельфе. Песок переносится вдольбереговым течением к устью, а затем в залив.

Статья А.С. Хина, Р.Дж. Финли и М.О. Хейса [Hine et al., 1978] рассматривает особенности отложений, характерных для динамической среды проявления приливных течений.

В статье Э.Г. Отвоса [Otvos, 1965] рассматриваются эрозионные и аккумулятивные процессы на пляжах Лонг Айленда (США) в отдельные фазы приливо-отливного цикла в зоне разрушения. Глубина размыва определяется приливом.

В статье М.Л. Шварца [Schwartz, 1967] рассмотрены особенности осадкообразования в приливо-отливном цикле. В прилив небольшая часть осадков размывается в нижней зоне и откладывается у верхней границы прибойной зоны (это, в основном, тонкозернистые песок). Большая часть размываемых осадков, включая крупные зерна, откладывается в строящейся ступени в зоне разрушения. В отлив тонкозернистый песок, размывтый по мере того как нижняя часть зоны размыва смещается в сторону моря, откладывается в сторону моря от границы прибойной зоны.

В статье Р.Р. Наира и Н.Х. Хашима [Nair, Hashim, 1986] на основе результатов исследований на континентальном шельфе Индии выявлено, что особенности осадков внутреннего шельфа определены, очевидно, размером и числом эстуариев. Так, в районе, где большое число эстуариев, для шельфа характерны тонкозернистые осадки (в среднем 0.03 мм), богатые органикой, а в районах с относительно меньшим их числом – осадки размерности песка (0.35 мм), бедные органикой. Делается заключение, что эстуарии действуют как региональные фильтры, которые допускают аккумуляцию только тонкозернистых осадков на внутреннем шельфе, в то время как осаждение грубозернистых осадков отмечается в эстуарных бассейнах.

Формирующаяся в условиях проявления приливов и отливов слоистость отложений ввиду неоднократной и частой смены динамических обстановок отличается большим разнообразием; масштаб же слоистости зависит от амплитуды приливо-отливных колебаний уровня [Clifton, 1983].

Что касается сопоставимости ее со слоистостью, образующейся в бесприливных морях, то, по мнению В.Г. Ульста и И.Г. Вейнберга [1975], слоистость отложений сложно построенных пляжей приливных морей сходна со слоистостью пляжей полного профиля бесприливных морей.

Подчеркивается [Friedman, Sanders, 1978], что приливо-отливные обстановки отличаются исключительно большим разнообразием среды. В связи с этим отложения, накапливающиеся в эстуариях, характеризуются многими типами слоистости [Howard,

Freu, 1975]. Широкое распространение имеет мульдобразная ко- сая слоистость, в том числе крупная, характерная для «песчаных волн» и мегарифелей, а также мелкая – небольших рифелей [Greet, 1975].

В статье Ф.В. Роепа [Roer, 1991] проанализированы результаты исследований заполнения приливного канала у Схурлдэма (Нидерланды) – параллельную слоистость крупного масштаба, утоншающуюся кверху с уменьшением крупности осадков. В меньшем масштабе от утолщающихся до утоншающихся кверху напластований образуются слои, отделенные друг от друга глинистыми слоями, торфяником, детритом. Эти толщи интерпретируются как сизигийно-квадратурные отложения, образованные приливными течениями, с выделением трех их типов.

3.3. Влияние конфигурации побережий и других региональных факторов

Направленность (характер) и интенсивность (степень) воздействия приливо-отливных явлений на ход процессов рельефообразования и осадконакопления зависят от тех же основных региональных факторов, которые проявляются в бесприливных морях: источника и баланса осадочного материала, уклона профиля подводного берегового склона, конфигурации побережья; а в приливных морях последний фактор имеет особо важное значение, с чем связана значительная разница в ходе процессов рельефо- и осадкообразования.

В зависимости от конфигурации плановых очертаний побережья четко выделяются два типа воздействия приливов и отливов, приливо-отливных течений [Медведев, 1978]: при действии приливной волны в условиях расчлененного берега окраинных морей и при выходе приливной волны на окраины материков в условиях прямолинейных открытых берегов (или к островам в открытом море).

Сложные очертания расчлененного побережья и неровности дна обуславливают возрастание величины прилива в несколь-

ко раз по сравнению с открытым побережьем, до 8–10 м и более [Медведев, 1978]. Особенно сильное увеличение высоты прилива характерно для протяженных воронкообразных заливов [Зенкович, 1962], где в условиях этих макроприливных побережий, как, например, в заливе Фанди, величина прилива может достигать 15.6 м [Котар, 1976]. В глубоко врезанных узких заливах, проливах отмечаются и наибольшие скорости приливных течений [Чистяков, Щербаков, 1983], а в заливе Фанди они достигают 1–2 м/с [Johnson, 1977], в горле залива Шелехова в Охотском море – 1 м/с [Вольнев, Богданов, 1984].

На карельском побережье Белого моря от Кемской губы до губы Чула были проведены исследования, направленные на изучение влияния конфигурации береговых участков на направленность и интенсивность природных процессов в прибрежной зоне приливного побережья.

Выполнены работы на четырех разрезах, отличающихся очертаниями в плане и степенью воздействия различных факторов – «речного» и «морского».

Детально изучены все элементы природной цепи в их тесном взаимодействии с изменениями уровня моря в фазы прилива и отлива и связанных с ними течений, направлений и интенсивности перемещения взвешенных наносов. Были выбраны участки побережья разной степени расчлененности и прямолинейные. Скорости течений на одном из участков (слабо расчлененном) составляли в среднем 25–50 см/с, а в придонных горизонтах в фазу прилива достигали ~100 см/с [Долотов и др., 2007].

На прямолинейных участках приглубого побережья в условиях действия только морского фактора в отлив и прилив отмечались лишь незначительные изменения в содержании взвешенного материала при общем невысоком его содержании независимо от глубины. В условиях же проявления двух факторов (морского и речного) на приустьевых участках рек в отлив взвешенный материал речного происхождения распространяется в поверхностном водном слое и накапливается в донных ложбинах на глубинах порядка 8–17 м. В прилив же при подаче в сторону берега взвешенных наносов

морского происхождения было зафиксировано четкое их накопление в придонном слое воды на глубинах порядка 10 м, а в поверхностном водном слое существенное их содержание отмечалось с приближением к берегу [Долотов и др., 2007].

Рыхлый материал, поступающий в зону действия приливов и отливов, имеет разную природу и, следовательно, различный состав и неодинаковую крупность. Так, в специфических тропических условиях Багамских островов основную роль в осадках играют биотурбационные илы [Ginsburg, Hardie, 1975]; в аридных субтропических условиях Калифорнийского залива явно преобладают тонкие алевритовые и пелитовые осадки, характерно обилие эвапоритов [Thompson, 1975].

Величина уклона поверхности, на которую воздействуют приливо-отливные колебания, в большой степени влияет на характер распространения приливной волны, расходование ее энергии, величины скоростей приливо-отливных течений на побережьях с пологими уклонами поверхности подводного берегового склона [Градзинский и др., 1980], поскольку их воздействию подвергаются обширные попеременно затопляемые и осушаемые прибрежные территории суши и моря.

Крупность эстуарных осадков и конкретный их тип на дне определяются источником осадочного материала. Так, на атлантическом побережье американского штата Джорджия [Howard, Frey, 1975] в проливах отмечается средне- и крупнозернистый песок, в средней и нижней частях эстуария – мелкозернистый песок, смешанный с илом, а в верхней части – крупнозернистый песок явно аллювиального происхождения.

В других же эстуариях того же побережья [Mayou, Howard, 1975], видимо, при ином составе поступающего исходного осадочного материала поверхность дна на внутренней части пролива покрыта илистым мелкозернистым песком и илом, а близ устья из-за влияния воздействия волн отмечается увеличение крупности донных осадков; максимальное осаждение взвешенных илистых частиц происходит как в наиболее глубоких частях акватории, так и по ее краям, вблизи территории маршей; локальное накопление

ракуши приурочено к участкам с высокодинамичной средой [Maou, Howard, 1975].

По наблюдениям Ю.А. Наумова [1991], в Пенжинской губе (Охотское море) источниками осадков являются процессы абразии и склоновые процессы, аллювиальные выносы. В зависимости от характера рек осадки состоят из алеврито-пелитового материала (реки на низменностях) и грубозернистого материала (порожистые реки предгорных равнин). В поверхностном слое воды – илистый материал, а в придонном – песчаный. Основной процесс здесь – мощный и постоянный вынос на шельф осадков с крупностью от алеврита–пелита до гравия и гальки, обусловленный высокой энергией волноприливного поля.

По исследованиям в небольших эстуариях северо-запада США [Peterson et al., 1984] состав аллювиального материала зависит от скоростей речного потока и отличается по гранулометрическому составу (в зависимости от относительной роли аллювия и пляжевых песков, выносимых приливными течениями).

Глава 4

ФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ПРОЦЕССЫ РЕЛЬЕФО- И ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В РАЗЛИЧНЫХ ЗОНАХ ПРИЛИВО-ОТЛИВНОЙ ПОЛОСЫ ПРИЛИВНЫХ ПОБЕРЕЖИЙ

4.1. Особенности осадкообразования в условиях воздействия приливных и отливных течений и волнений

По характеру воздействия приливо-отливных течений и волнений прибрежную область (приливо-отливную полосу), находящуюся под их влиянием, принято подразделять на три зоны, или части [Справочник по литологии, 1983; Градзиньский и др., 1980]: супралиторальную, или надлиторальную, межприливную, или литоральную, и сублиторальную, или подлиторальную (рис. 10, 11).

Около отметки низкой воды активность волн максимальна, как и продолжительность их воздействия, по сравнению с более высокими участками; поэтому здесь широко прослеживаются песчаные отложения. А в сублиторальной зоне ниже волнового базиса могут быть выражены илы. Однако накопление илов в основном наблюдается в илистых равнинах около отметки высокой воды, поскольку для этих участков характерна низкая энергия течений и волн. Кроме того, время действия медленных течений с отложением тонких осадков намного продолжительнее при высоких приливах. При уменьшении скорости приливных течений происходит отложение тонкозернистых осадков, а в условиях действия отливных течений с увеличением их скоростей наблюдается размыв отло-

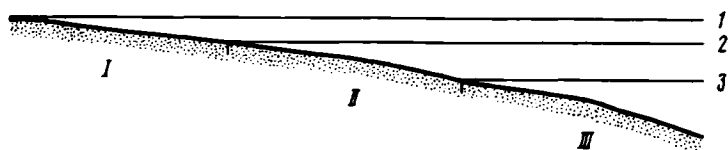


Рис. 10. Зональность приливо-отливной полосы побережий морей и океанов
 Зоны: I – супралиторальная или надлиторальная (supratidal); II – межприливная (intertidal); III – сублиторальная или подлиторальная (subtidal). Уровни: 1 – сизигийного прилива (high-water spring tide level); 2 – среднего прилива (high-water mean tide level); 3 – сизигийного отлива (low-water spring tide level) (по [Долотов, 1989])

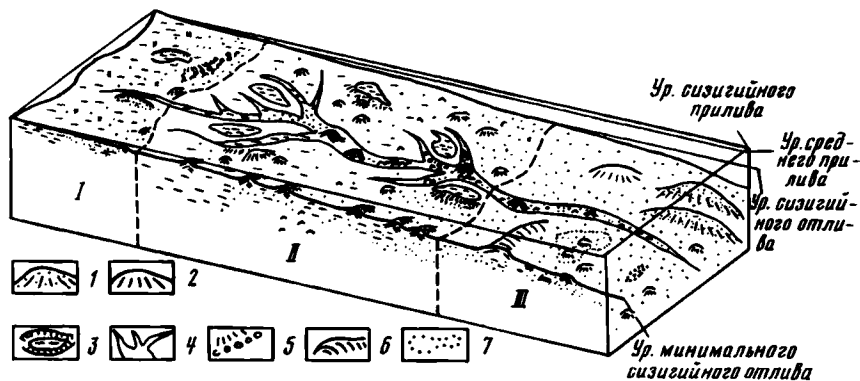


Рис. 11. Рельефообразование и осадконакопление в условиях воздействия приливов и отливов

1 – подводные песчаные гряды (sand ridges); 2 – подводные «песчаные волны» (sand waves); 3 – повышения (levees) и озерки (ponds); 4 – каналы стока и протоки; 5 – береговые валы (beach ridges); 6 – подводные песчаные валы (sand bars); 7 – отмели (по [Долотов, 1989])

жений. Однако для размыва требуется намного бóльшая скорость, чем для осаждения. Такое явление названо «эффектом запаздывания размыва» [Рейнек, Сингх, 1981].

В эстуариях самый грубый материал откладывается в отливном русле, а мелкий – на периферийных участках [Зенкович, 1962].

Осадки равнин – преимущественно тонкозернистые илы, алевриты, глины и тонкозернистые пески, а редко – гравий. Вблизи уровня высокой воды прослеживаются илистые осадки, а около отметок низкой воды – песчаные. Илистая зона постепенно переходит в песчаную. В условиях сильных размывов отмываются скопления раковин.

Нет ни одного типа слоистости, который был бы характерен только для приливных побережий. Однако некоторые типы слоистости имеют предпочтительное распространение в определенных участках. Слоистость крупной ряби обычно характерна для русловых промоин. На песчаных равнинах наиболее часто встречается косая слоистость мелкой ряби течений. На песчаных барах и отмелях иногда отмечается слоистость крупной ряби течений [Рейнек, Сингх, 1981].

Характерна слоистость переслаивания, связанная с чередованием действия приливо-отливных течений и замедленных движений воды. Песчаные прослои образуются при активизации течений, а илистые – в периоды стоячей воды.

На илистых равнинах отмечаются в основном мощные горизонты илов с маломощными прослоями песков.

Отложения соляных болот – тонкозернистые осадки с растительными остатками. В сильные штормы происходит вынос на них раковин, а также большое количество растительного материала.

Русловые промоины являются существенным вкладом в образование приливо-отливной полосы. Для сублиторальной зоны характерны осадки русловых промоин и песчаных баров. Эта полоса перерабатывается в течение десятков лет, в результате чего происходит латеральная миграция русел.

В илистых же равнинах латеральная миграция низка. Как правило, чем выше энергия волн, тем больше скорость латерального осадконакопления в руслах.

В ложе более крупных русловых промоин – в основном песчаные осадки с раковинами. В ложе небольших русел и эрозионных промоин прослеживаются илистые осадки с немногочисленными песчаными прослоями. Наиболее широко в песчаных и смешан-

ных равнинах распространены мелкая рябь течений и волновая рябь. В направлении открытого моря равнинная полоса сменяется прибрежными песками или отложениями предфронтальной зоны пляжа.

Отложения приливо-отливной полосы подразделяются на супралиторальные (озер и болот), приливо-отливной зоны (илистой, смешанной и песчаной равнин) и сублиторальные (русловых промоин и песчаных баров) [Рейнек, Сингх, 1981].

Супралиторальная зона

Супралиторальная зона заливается спорадически, редко, лишь при исключительно сильных или штормовых приливах, поскольку находится за пределами достигаемых обычных суточных приливов (выше или ниже средней отметки прилива); большую часть времени (или продолжительное время) представляет собой сушу.

Повышение и понижение уровня в ходе прилива и отлива обуславливают образование широкой полосы (вернее, толщи воды) на поверхности приливо-отливной равнины [Friedman, Sanders, 1978], в которой переносится разнообразный осадочный материал.

При этом в распределении и перераспределении осадков важная роль принадлежит волнению и волновым течениям [Wanless, 1976], а в некоторых случаях, как, например, на канадском побережье Британской Колумбии [Hale, McCann, 1982], довольно слабые приливные течения (около 35 см/с) имеют ограниченное значение, а основную роль в рельефо- и осадкообразовании приливо-отливной полосы играет волнение. В целом же скорости приливо-отливных течений могут достигать зачительных величин, причем они закономерно уменьшаются в сторону суши [Evans, 1975; Straaten Van, 1961].

Понижения в супралиторальной зоне, занятые озерками, выделяются своими илистыми осадками, осажденными здесь из взвеси, содержащейся в штормовой водной толще.

Наибольшей крупностью отложений отличаются береговые валы [Woods, Brown, 1975] и пляжи, приуроченные к уровню вы-

сокого прилива [Kotag, 1976] и связанные с действием штормовых волн; откладывающийся на этих участках материал – гравийной, галечной и даже валунной размерности.

Марши – самая верхняя часть супралиторальной зоны с нештормовыми массами, из-за наличия растительности и малых уклонов поверхности распространяющимися над ними с исключительно низкими скоростями; выносимый сюда в основном тонкий алевритовый и пелитовый материал выпадает на поверхность в фазу прилива при минимальных скоростях течений [Frey, Basan, 1978].

Приливными течениями осуществляется отложение тонких илов на участках, защищенных от волн открытого моря. Для этих горизонтальных поверхностей характерно образование жидкого ила, а на нем обычно поселяется галофитная растительность, выносящая периодическое затопление.

Илистые поверхности на нижних горизонтах осушек в немецкой и голландской литературе носят название ваттов, а на английском языке всякие широкие осушки называются маршами. В отечественной литературе наиболее общее название – осушка. На севере название лайды относится преимущественно к приморским лугам. К ваттам обычно относят только илистые, лишенные растительности поверхности ниже горизонтов осушки.

На ваттах прослеживается громадная масса илов на взморье, но из-за того, что гидродинамические факторы недостаточно активны, и у берега наблюдается устойчивый баланс илистого материала [Зенкович, 1962].

Специфичные осадки (и их накопление) характерны для осушек и маршей, причем максимальные скорости течений приурочены к низким уровням маршей, что связано с более частым подтоплением [Сафьянов, 1987].

Накопление осадков на маршах происходит и в тех случаях, когда прилив отмечается на фоне штормового волнения [Reineck, 1967, 1975]. В эти периоды прослеживаются очень устойчивые, выдержанные на расстоянии нескольких километров тонкие слои мелкозернистого песка, алеврита и ила, а также ракушечный ма-

териал [Reineck, 1975; Clifton, 1983]. Там, где в шторм отмечается высокая энергия волн и течений, типично отложение более грубого материала с признаками размыва [Woods, Brown, 1975].

Наиболее типичными осадками маршей, судя по наблюдениям на английском побережье Северного моря [Evans, 1965] и на атлантическом побережье США (штат Вирджиния) [Harrison, 1975], являются тонкоалевритовые и илистые осадки с небольшой примесью более крупных частиц. Характерным следует признать чередование слоев песчаного и илистого материала [Baldwin, 1973; Evans, 1965, 1975; Reineck, 1967], причем слойки песка – штормового происхождения [Yeo, Risk, 1981].

Общей закономерностью считается уменьшение содержания песчаной фракции в маршевых осадках в сторону суши [Evans, 1975], сокращение песчаных прослоев; в этом же направлении и наоборот происходит увеличение содержания пелитовых осадков [Straaten Van, Kuenen, 1957].

Для маршевых участков характерно чередование достаточно мощных песчаных слоев, отложившихся в шторм, и слоев с водорослевым материалом, накапливающихся в спокойной субазальной обстановке [Wanless, 1976; Kellerhals, Murray, 1969].

Тенденция маршевых осадков – становиться менее песчанистыми, но более глинистыми по направлению к устью эстуария [Allen, Daffy, 1998a, b].

По мере того как илистые поверхности покрываются растительностью, происходит заполнение эстуария, но может наблюдаться и тенденция к доминированию отливных течений, что будет способствовать выносу осадков в сторону моря [Stevenson et al., 1988].

Теоретически рост маршей определяется скоростями минеральной и органогенной седиментации, скоростью изменения и определенной тенденцией относительного положения уровня моря и скоростью седиментационной плотности [Allen, 1990].

Скорости осадкообразования на марше сравниваются со скоростью отложения концентрации взвеси; размерность взвеси на поверхности марша в прилив и отлив контрастируют с отложениями

маршей, которые значительно грубее; эпизодический перенос материала штормами – возможно, важный механизм приноса грубого материала на поверхность марша [Carling, 1982].

В статье С. Теммермана с соавторами [Temmerman et al., 2004] проанализированы результаты исследований осадкообразования на 25 маршах, расположенных вдоль Скельдт-эстуария (северо-западная Европа). Скорости аккумуляции осадков сильно изменяются в зависимости от возраста марша и изменений в концентрации взвеси. В общем, поверхность юного низкого марша быстро нарастает. После этого высокий старый марш нарастает много медленнее.

В статье С. Мерфи и Г. Вулгариса [Murphy, Voulgaris, 2006] дается оценка роли сизигийно-квадратурных приливных циклов, дождей и сезонности в процессах седиментации на соленых маршах. Согласно результатам исследований, сизигийные приливы соответствуют периодам более высокой концентрации осадков, в то время как квадратурные приливы соответствуют периодам с более низкими концентрациями. Это происходит благодаря более высоким скоростям течений в сизигийный прилив, что увеличивает количество осадков на маршевых системах в сочетании с увеличением длительности затопления в этот период. Дожди соответствуют повышению концентрации осадков в каналах благодаря увеличению размыва поверхности маршей и отмелей в заливе. В эти периоды отмечается перераспределение осадков в системе маршей. Высочайшие средние концентрации отмечаются летом, когда температура воды и биологическая активность максимальны. Частота и длительность затопления маршей имеют большее значение, чем наличие осадков в этой системе.

К. Пие [Pye, 1995] исследованы соленые марши в Уэше (Англия) и выяснено, что перенос осадков происходит в условиях доминирования приливных процессов, хотя волны в значительной степени ответственны за положение и детали морфологии рельефа по краям маршей. Многие участки на приливно-отливной равнине и на марше испытывают значительную аккумуляцию осадков. Существенно и антропогенное воздействие – дренаж, осушение

и сооружение защитных стенок. На равнине в течение последних двух веков накопились преимущественно песчаные отложения, поступившие из нижележащих вод в пределах Уэша. Однако большей частью ил присутствует на более высоких илистых равнинах и этот материал – из прибрежных источников вне Уэша. В настоящее время некоторые марши находятся в динамическом равновесии или испытывают на своем краю размыв, но большинство – аккумуляцию осадков. С 1950 г. происходило расширение маршей в сторону моря, но за последние 15 лет произошло уменьшение масштабов этого процесса. Юго-западные и южные берега, подверженные штормам, испытали незначительное осушение за последние 40 лет, а в настоящее время край маршей испытывает размыв. В более мелководном юго-восточном углу отмечается интенсивная аккумуляция (нарастание в сторону моря с 1950 г.). Процессы недавней аккумуляции и размыва определяются в основном глубинами каналов, вариациями частоты штормового волнения и углом подхода волн.

Статья М.С. Кирни, С. Стевенсона, Л.Г. Варда [Kearney et al., 1994] посвящена анализу результатов исследований на маршах эстуариев восточного побережья Чезапикского залива (США). Ширина марша обусловлена значительными скоростями накопления осадков (3.0 мм/год) в последние два столетия. Однако большая пространственная изменчивость (от 0.15 до 0.63 мм/год) отмечена даже в пределах одной среды седиментации. Большая часть аллохтонных минеральных осадков характерна для более высокой скорости осадконакопления. Внутренние участки маршей имеют тенденцию сохранять наибольшую стабильность бюджета осадков после появления на маршах растительности.

В статье Л.А. Леонарда, А.С. Хийна и М.Е. Лютера [Leonard et al., 1995] рассмотрены марши Флориды (США); выявлено, что скорость потока воды зависит от расстояния до края залива. Когда оно увеличивается, скорости течений и концентрация взвеси уменьшаются. Незначительные скорости всюду способствуют ее отложению. Зимой перенос поверхностных осадков усиливается штормами.

В статье Дж.Р.Л. Аллена и М.Дж. Даффи [Allen, Daffy, 1998a, b] на основе результатов исследований в эстуарии Северн (Англия) подчеркивается, что определенное количество грубых осадков улавливается в своеобразных фильтрах, а концентрация взвеси характерна для приливного фронта в стадию прилива. На содержание взвеси влияет количество и текстура отложенного ила. Отложения алеврита на илистых равнинах значительно грубее, чем на маршах. По направлению к устью те и другие становятся менее песчанистыми, но более илистыми. Речной сток имеет незначительное влияние на процессы осадкообразования.

Х. Фениес и Дж.С. Фаугерес [Fenies, Faugeres, 1998] в своей статье приводят результаты исследований в лагуне Ареачон (юго-западная Франция) с приливными каналами и приливными равнинами, покрытыми морской травой – зостерой. Внутри лагуны – каналы шириной от 80 до 150 м. Содержащиеся в них песчаные отложения присутствуют вместо илистых осадков, которые должны были быть отложены в периоды стоячей воды. Эти необычные фациальные особенности связаны с незначительным содержанием взвеси, благодаря действию речного потока и вследствие влияния плотного покрова зостеры на приливных равнинах. Заполнение каналов осуществляется узкими песчаными полосками, образующимися песчаными телами, отложенными на основных валах, расположенных вдоль оси каналов. Приливные равнины, прилежащие к каналам, содержат илистые осадки мощностью 3–5 м, покрытые зостерой, предохраняющей их от размыва. Во время зимних наводнений приливные каналы не получают песчаных речных осадков.

В работе Б. д'Англеджана, Р.Г. Ингрема и Дж.П. Саварда [d'Anglejan et al., 1981] на основе исследований в эстуарии Санта Лауренс оценено, что быстрые локальные изменения донного рельефа обуславливают появление нескольких резервуаров взвеси. Обмен между тремя такими резервуарами ведет к увеличению мутности. Эстуарные процессы в небольшой прибрежной равнине создают максимум мутности – источник взвеси для равнин в заливе. Обмен между заливом и равнинами содействует поддержанию высокой мутности. Объем массы взвеси эквивалентен более чем

1/2 твердого стока за цикл, и может быть израсходован в отлив и прилив.

В статье Дж.В. Дэй с соавторами [Day et al., 1998] содержатся результаты исследований на марше Венецианской лагуны. Отмечается повышение поверхности марша и размываемая илистая равнина перед ним. Отступление края марша со скоростью 1.2–2.2 м/год обусловлено высокой волновой энергией, связанной с действием сильных ветров и значительной длиной разгона волн. Это сопровождается образованием новых приливных каналов, с большой быстротой прорезающих поверхность маршей. Кратковременное осадконакопление очень изменчиво – от 2.9 до 72.3 г/м³, с максимальными значениями в периоды сильных штормов. Вертикальная аккумуляция на поверхности марша была высокой (в среднем 2.3 см/год), что обуславливает значительное повышение уровня маршевой поверхности – в среднем 1.54 см/год, а край марша теряет 4.12 см/год. Высокая скорость аккумуляции на марше обеспечивается материалом, размываемым на его краю и дне лагуны. Несмотря на это, из-за высоких скоростей размыва общая поверхность марша сокращается.

В статье Х.Дж. Кнебеля [Knebel, 1989] на основании исследований в крупном эстуарии в заливе Делавер (США) отмечается, что в центральной части залива прослеживаются крупные каналы глубиной более 10 м с линейными песчаными отмелями, параллельными сторонам каналов, и широкие равнины. Выявлены две среды: одна – с переносом осадков по дну и/или с размывом, а другая – с переработкой отложений и/или их аккумуляцией. «Песчаные волны» и узкие полоски сложены средне- и крупнозернистым песком – свидетельство активного переноса осадков по дну в каналах и проходах между отмелями. Ориентировка «песчаных волн» шириной от 1 до 70 м и относительными высотами до 2 м и узких песчаных полосок свидетельствует об активном перемещении осадков вдоль каналов и в проходах между отмелями. Крупный материал (гравийный и грубозернистый песок) отмечен вдоль осей и на сторонах каналов, а мелкозернистый песок и илистый песок прослеживаются на отмелях и мелководных краях каналов.

Делается общий вывод о том, что особенности донного рельефа – это функции скоростей течений, гранулометрического состава осадков и глубины.

В работе В. Сонга, Д. Йу, К.Р. Диера [Sang et al., 1983] показано, что в устье залива Гаролим (Корея) песок должен циркулировать вокруг центральной отмели между отливными и приливными каналами. В середине залива тонкозернистые осадки, поступившие с моря, смешиваются с материалом местных потоков воды; они откладываются вблизи берегов в течение дождливого летнего сезона и перераспределяются в течение зимнего сезона с характерным ветром.

Статья Дж. Бартольди, С. Христиансена и Ф.Х. Кунзендорфа [Bartholdy et al., 2004] посвящена результатам исследований марша в районе полуострова Скаллинген (Датское море Уэдден). Амплитуда прилива – в среднем 1.5 м, а с ветром связано еще повышение уровня примерно на 3 м. Аккумуляция осадков приурочена к узкой полосе 0.1–0.7 м над средним высоким уровнем. Во внешней части эстуария, ближе к приливной равнине, накапливается осадков в среднем около 4 мм/год, а во внутренней – около 2 мм/год. Основное нарастание поверхности марша связано с высоким положением уровня моря и с действием штормов.

Для верхней части зоны в целом признается характерной довольно четко выраженная горизонтальная слоистость [Straaten Van, 1961], тогда как для нижней, где в шторм отмечается высокая энергия волн и течений, типичны отложения более грубого материала с признаками размыва [Woods, Brown, 1975].

Для отложений маршей характерна волнистая слоистость [Baldwin, 1973; Reineck, 1967, 1975; Straaten Van, 1952], связанная с неровностями поверхности с растительным покровом.

В отложениях маршей встречаются различные виды слоистости: прерывистая, параллельная, тонкая слоистость [Frey, Basan, 1978; Evans, 1965]. Образование прерывистой или волнистой слоистости связывается [Frey, Basan, 1978] с характером водорослевого покрова, который иногда образует целый пояс на поверхности маршей [Till, 1978].

Для маршевых участков характерно чередование достаточно мощных песчаных слоёв, отложенных в штормы, и слоёв с водорослевым материалом [Wanless, 1976; Kellerhals, Murray, 1969]. Такой характер материала наблюдался и автором на одном из участков лагунного побережья Туниса (Средиземное море).

Для процессов седиментации в приливо-отливной полосе характерно не только вертикальное осаждение и накопление осадков, но и горизонтальная седиментация, связанная с миграцией каналов и их притоков [Straaten Van, 1961].

Приливо-отливные равнины

На приливо-отливной равнине, по наблюдениям на побережье Калифорнийского залива [Taira, Scholle, 1979], в нижней ее части прослеживаются унимодальные песчаные осадки, в средней – преимущественно бимодальные и более крупные фракции (преимущественно обломки раковин), связанные с проявлением сильных штормовых течений, а в самой верхней части – снова унимодальные (с доминированием тонких фракций). На дне протоков и каналов прослеживается большой набор крупного материала [Evans, 1965], часто, как, например, в заливе Фанди, очень крупный вплоть до галечно-валунного [Yeo, Risk, 1981]. Общая тенденция – к уменьшению содержания песка и увеличению илистых осадков вверх по каналам и их притокам, что отмечается на английском [Evans, 1965] и голландском [Straaten Van, 1961] побережьях Северного моря.

В общем, песчаные осадки речного происхождения обычно накапливаются в верхней части эстуария и на дне канала стока, тогда как глинистый материал – в центральной части акватории [Казанский, 1983].

Илистые равнины эстуария реки Садо (Португалия) сложены алевритовыми и пелитовыми отложениями с песчаными слоями, что связано с палеореками [Moreira, 1989].

Приливо-отливные равнины западного побережья Кореи подразделяются на три зоны: внутреннюю – в основном с песчанис-

тым илом, среднюю – с илистыми, песчаными и алевритовыми отложениями, и внешнюю – с песчано-алевритовыми и алеврито-песчаными осадками [Freu et al., 1989].

Для приливо-отливной полосы чрезвычайно характерны периодическая смена условий действия приливо-отливных течений и условий стоячей воды [Рейнек, 1974], периодов размыва и аккумуляции, чередование слоев песчаного и илистого материала [Straaten Van, 1961; Evans, 1975].

На поверхности приливо-отливной равнины прослеживается четко выраженное уменьшение крупности осадков при переходе от низких к высоким уровням прилива и отлива [Evans, 1965; Semeniuk, 1981; Градзинский и др., 1980].

Для участков поверхности близ уровня низкой воды, где отмечается максимальная интенсивность и наибольшая длительность воздействия волн [Рейнек, Сингх, 1981; Taira, Scholle, 1979], часто характерны песчаные отложения [Reineck, 1967].

Близ уровня высокой воды, где наблюдается низкая энергия волн и течений, происходит накопление тонких илистых осадков [Рейнек, Сингх, 1981; Reineck, 1967; Straaten Van, Kuenen, 1957; McCave, 1973; Taira, Scholle, 1979].

Для равнин характерны главным образом пелитовые и песчаные осадки (в зависимости от источника осадочного материала), причем четко прослеживается разграничение слоев песка, осаждающегося в начале прилива и в конце отлива, и пелитового материала, выпадающего из взвеси в период уменьшения скорости течения в высокую воду [Градзинский и др., 1980].

На приливо-отливной равнине при каждом приливе и отливе отмечается изменение гидродинамических условий и обстановок седиментации [Градзинский и др., 1980].

К основным факторам дифференциации осадков Г.Э. Рейнек и И.Б. Сингх [1981] относят энергию среды и механизм переноса осадков. Главными же факторами, определяющими процессы седиментации, Р. Градзинский с соавторами [1980] считают приливо-отливные течения, волнение и деятельность организмов.

В статье Дж. Р.Л. Аллена и М.Дж. Даффи [Allen, Daffy, 1998a, b] содержится анализ результатов исследований на илистых приливных равнинах и маршах эстуария Северн – отклика поверхности осадков (выраженного в размыве или их аккумуляции), отражающего высоту прилива и ветровых волн, поступление осадков. Продолжительное повышение уровня со скоростью нескольких миллиметров в год создает пространство, обуславливающее длительный вертикальный рост соленых маршей повсюду в эстуарии. На илистых равнинах условия ветрового режима и приливного цикла поддерживали аккумуляцию осадков в средней части эстуария и размыв – на внешней части.

Статья С.Р. Александера с соавторами [Alexander et al., 1991] посвящена результатам исследований обширной илистой приливной равнины юго-западного побережья Кореи. В отличие от равнин Северного моря здесь отсутствует ветвящаяся система дренирования; к морю примыкают барьеры, а к суше – соленые марши. В целом, большая часть седиментационных структур является отражением межприливных условий. Скорости аккумуляции осадков от 5–9 мм/год до 1–2 мм/год. Дренажные каналы на Корейском побережье относительно стабильны; заполнение осадками каналов отсутствует.

В статье А.П. Ооста с соавторами [Oost et al., 1993] проанализированы результаты исследований седиментации на илистых равнинах под влиянием приливных течений. Это влияние существует вдоль побережья барьерных островов Нидерландов и в заполнении осадками каналов.

В статье Т.Дж. Андерсена и М. Педжрупа [Andersen, Pejrup, 2001] на основе исследований в датском море Уэдден рассмотрен вопрос о переносе взвеси на илистой приливной равнине, на которой зафиксировано накопление осадков, за исключением периодов с ветрами, направленными на берег, обуславливающими волновой размыв при низком положении уровня. В общем, происходит продолжительная подача ила в период слабых или направленных в сторону моря ветров; она нарушалась эпизодической потерей ила в течение небольших приливных периодов с ветрами, направлен-

ными на берег. Система переноса взвеси при слабых ветрах, направленных в сторону моря, обусловлена ее осаждением. Очень большое поступление взвеси и перенос ее отмечается в периоды, следующие за сильными штормами.

В статье М.О. Грина с соавторами [Green et al., 2000] по результатам исследований в эстуарии Манукау Харбор (Новая Зеландия) выявлено, что в глубоком канале (глубина 14 м) крупного эстуария содержание песка изменяется по фазе в зависимости от скоростей течений, а концентрация взвешенного алеврита изменяется с ходом полусуточного прилива. Канал заполняется алевритом в высокий прилив, а его максимальная концентрация – в низкий прилив. Взвесь в канале «местная», а дно канала – источник песчаной взвеси. Асимметрия скорости приливного течения – решающий фактор, определяющий направление переноса песка. Водная масса со взвесью стекает на приливные равнины в высокий прилив и попадает в канал в отлив. Концентрация алеврита в канале увеличивается в период шторма. Волновая активность на окружающей межприливной равнине – основной фактор, определяющий содержание взвешенного алеврита в канале и обмен между приливными равнинами и каналами.

В статье А. Али, Х. Жанга и С.Дж. Лемкерта [Ali et al., 2009] содержатся результаты исследований эстуарной системы Коомбах озера Золотого побережья Австралии. Эстуарное озеро (размером до 2 км) – очень мелководное (средняя глубина менее 1 м). Эстуарная система отличается амплитудой прилива 1.2 м с экспозицией обширных илистых равнин в период низкого прилива. Гидродинамический режим эстуарного озера благоприятен для осаждения взвеси.

В статье С.Д. Вудроффа с соавторами [Woodroffe et al., 1989] рассмотрены результаты исследования эстуария и приливной равнины реки Южный Аллигатор в Северной Австралии в условиях действия сизигийного прилива 5–6 м (в устье эстуария) и влияния отлива и прилива (распространяющихся на 105 км). Доминирование пресной воды прослеживается во влажный сезон с соленым клином вблизи устья, но отмечается смещение пресных и соленых

вод в сухой сезон. Приливные каналы – трех типов: в эстуарной воронке, с косомеандрированными осадками, с рогообразным меандрированием.

Статья Д.М. Фитцджеральда с соавторами [Fitzgerald et al., 2000] посвящена исследованиям в эстуарии реки Кеннебебе, который отличается большой приливной призмой и сильными течениями; эти факторы контролируют перенос осадков в устье эстуария. Аллювиальные осадки попадают в эстуарий в сизигий. В то же время некоторая часть эстуарных осадков поступает в прибрежную зону. Приливыми и отливными течениями песок переносится через каналы. Штормовые волны выносят песок в сторону суши и к пляжу, а также перенос осуществляется приливыми течениями. Существуют аккумулятивные тенденции и как результат – обмен песком между пляжами, прибрежной зоной и каналом.

Л.Б. Галливан и Р.А. Дэвис [Gallivan, Davis, 1981] провели исследования в эстуарии реки Матанзас (Флорида). Каналы и отмели в устье оцениваются ими как участки значительного переноса осадков. Волновая активность и асимметрия течений образуют систему переноса в сторону суши через краевой бар канала и приливную дельту. В отлив перенос происходит в сторону суши, через приливную дельту. Минимальные скорости переноса варьируют в зависимости от рельефа, течений и крупности осадков; волновая активность усиливает перенос ракуши.

В статье Дж.Р.Л. Аллена [Allen, 1991] рассмотрены тонкозернистые осадки и их источники в эстуарии Северн и Бристольском канале (Англия). В результате сравнения состава глинистых минералов из эстуария и приливо-отливной равнины выявлено, что этот состав имеет почти исключительно речное происхождение. И хотя в фазу прилива некоторые тонкозернистые осадки поступают с моря, но количество их ничтожно по сравнению с материалом аллювиального генезиса.

В статье Д. Ван дер Вала, К. Пие и А. Нила [Wal Van der et al., 2002] на основании результатов исследований в эстуарии Риббл (северо-западная Англия) выявлена тенденция к аккумуляции осадков за последние 150 лет. Основные каналы заполнились отло-

жениями, а аккумуляция осадков прослеживается в межприливной зоне (на маршах и песчаных отмелях), тогда как в нижней части этой зоны объем отложений остался неизменным. Осушение территорий привело к уменьшению площади межприливной зоны, приливной призмы и скоростей течений, обусловило углубление каналов и размыв песчаных отмелей.

В статье С.М. Патчинилема, Б. Киерфе и Л.Р. Гарднера [Patchineelam et al., 1999] проанализированы результаты исследований в эстуарии залива Виниах в Южной Каролине (США) в прибрежной равнине, имеющей в среднем речной сток 557 м^3 и $0.43 \cdot 10^6$ т/год взвеси с водораздела, но почти 50% никогда не достигает побережья. Длительное осушение каналов поставляет $0.107 \cdot 10^6$ т/год алеврита и ила из эстуария. О высокой скорости аккумуляции осадков в нижней части эстуария свидетельствует значение 5.5 мм/год, что с оценкой седиментации на марше (2.7 мм/год) ведет к общему эстуарному отложению ила $0.24 \cdot 10^6$ т/год. В результате 80% тонкозернистых осадков, достигая залива или накапливаясь на прилежащих маршах или на илистых равнинах, откладываются на взморье.

Статья Г. Лессы и Г. Масселинка [Lessa, Masselink, 1995] основана на результатах исследований на побережье Центрального Квинсленда (Австралия). Отмечена асимметрия приливов: быстрое повышение уровня в прилив следует за медленным его падением в отлив. Приливная асимметрия увеличивается с возрастанием амплитуды прилива. Сделан вывод, что морфодинамика эстуария определяется приливыми течениями, и приливами обусловлен доминирующий перенос осадков. В сизигийный прилив большой объем воды поступает в бассейн с манграми; а в течение отлива отмечается более сильный поток, который определяет доминирующий перенос осадков. Утолщенный клин песка открытого моря мощностью до 3 м располагается между двумя слоями илистых осадков. Этот песок заполняет значительную часть каналов с доминированием переноса в прилив. В течение эволюции эстуария отмечается переход от доминирования прилива к отливу, причем начиная с устья, и миграцией вниз по потоку по мере заполнения эстуария осадками.

Для приливо-отливных равнин характерно большое разнообразие в направлении и углах наклона слойков отложений, что, в первую очередь, связано со сложным изменением режима приливо-отливных течений [Füchtbauer, 1974].

Статья Б.У. Янга с соавторами [Yang et al., 2009] анализирует данные исследований на юго-западном побережье Кореи об обнаруженных твердых илах, встречающихся на высокой поверхности пляжа в зоне максимальной энергии волн при доминировании воздействия волнения на приливных равнинах.

Для слоистости у поверхности приливо-отливной равнины характерна бимодальность [Baldwin, 1973], но одно из направлений обычно доминирует вследствие типичного преобладания прилива или отлива [Градзиньский и др., 1980]. Из-за противоположных движений воды признается характерным формирование перистой слоистости [Tidal deposits, 1975]. Существует мнение [Howard, Dogjes, 1972], что в прилив в основном формируется рифельная слоистость, тогда как в отлив происходит ее модификация (с частичным срезанием слойков); в эту фазу преобладают не физические, а биогенные структуры. В нижней части равнины в целом преобладает косая, чаще всего тонкая мультислойчатая рифельная слоистость [Straaten Van, 1961]. В этой части равнины в аридных районах образуются водорослевые полосы или покровы [Miller, 1975; Woods, Brown, 1975; Sellwood, 1978], причем характерная слоистость обусловлена колебаниями в поступлении осадков и ростом водорослей [Halley, 1975].

Относительно того, в какую фазу происходит основное осадконакопление на приливо-отливной равнине, существуют различные мнения: одни [Frey, Basan, 1978] считают, что основная аккумуляция в осадочном процессе приурочена к стадии раннего отлива, а в фазу прилива отмечается в основном размыв и перенос осадков, по мнению же других [Evans, 1965], нарастание площади равнин осуществляется главным образом за счет аккумуляции осадков в приливную фазу, явно превышающую размер размыва в стадию отлива.

Межприливная зона

Межприливная зона поочередно затопляется или осушается, располагаясь между средними отметками уровня прилива и отлива, причем одна ее часть (нижняя) испытывает воздействие каждого прилива и отлива, а другая – не всех, а более сильных.

Некоторые ученые [Thompson, 1975] границами межприливной зоны считают сизигийный уровень отлива и сизигийный уровень прилива.

На поверхности отмечается воздействие течений и волн разного направления и различной интенсивности [Рейнек, Сингх, 1981], а общая сила их проявления и интенсивность волнового воздействия максимальна в нижней части зоны и уменьшается в сторону суши [Reineck, 1967]. Нижняя – с преобладанием волнового воздействия и второстепенным влиянием приливо-отливных течений [Wright et al., 1982]. Общая энергия и скорости этих течений ослабевают от нижней к верхней части зоны [Reineck, 1967; Evans, 1965].

В межприливной зоне в связи с быстрыми изменениями величин скоростей течений и волновых скоростей наблюдается характерное чередование процессов размыва и аккумуляции [Tidal deposits, 1975], т.е. седиментация имеет четко выраженный прерывистый характер, и накопившиеся осадки могут оказаться частично или полностью размытыми [Градзинский и др., 1980].

На территории так называемых ваттов с началом отлива отмечается увеличение скоростей течений, однако для размыва тонкого материала, отложившегося из взвеси в фазу прилива, необходимы большие величины скоростей, чем для отложения, и осадки не размываются; это явление носит название «запаздывание размыва» [Градзинский и др., 1980; Friedman, Sanders, 1978].

В условиях меняющихся скоростей приливных течений при самом высоком уровне прилива ватты бывают покрыты тонким слоем воды, и здесь взвесь успевает выпасть на дно [Градзинский и др., 1980].

В области квадратурного прилива в центральной части осушки промоины шириной 0.6–0.8 м и глубиной 0.2 м врезаются

в илстые осадки. На дне желобов – скопление ила и единичная галька. На возвышенных участках сверху – песчаный ил, а ниже – глина. У внешнего края осушки – гравийно-песчаные отложения, которые отмечаются и на подводном склоне. В верхней части осушки – обычно щебнево-галечный пляж. Здесь в системе желобов преобладает размыв, а в них – аккумуляция и формирование своеобразных внутренних дельт. Для средней части характерны многочисленные приливные ванны. Через наиболее выраженные приливные желоба происходит сток наиболее крупных водотоков.

Осадки осушки – с ритмичной микрослоистостью, связанной с источниками песчаного или песчано-илистого материала, а также с положительной асимметрией приливо-отливных скоростей [Сафьянов, 1996].

Отложения с ритмической микрослоистостью, обычно горизонтальной, являются отложениями периодичности действия приливов и отливов.

Основные условия образования осушки – это обильное поступление песчаного или песчано-илистого материала, приносимого в прилив, преобладание наносодвижущей способности прилива над наносодвижущей способностью отлива и ослабленное воздействие волн.

Изменения в течение месяца и года разных участков осушки отмечаются в зависимости от ее высоты над уровнем сизигийного прилива с разным режимом. Наиболее постоянен земноводный режим в зоне квадратурных вод.

Все же между строением этой зоны и лежащей мористее ее полосы дна, обнажающейся при сизигийных отливах, существование морфологических различий не отмечается – очевидно, из-за нивелирующей работы волнения в нижней части осушки и в полосе мелководья, прилегающей к ней [Леонтьев и др., 1975].

При небольшой амплитуде прилива на открытом побережье нижняя зона осушки находится всегда в пределах волнового поля. Это означает, что и в сизигийные приливы волны осуществляют работу по перемещению наносов или размыву дна в зоне, соответствующей самым нижним горизонтам отлива.

На берегах обширных глубоких морей амплитуда прилива часто меньше, чем высота средней штормовой волны, а следовательно все изменения уровня не выводят осушку из зоны действия прибойного потока. В этом случае приливы имеют минимальное рельефообразующее значение.

Насыщенные и непрерывно насыщаемые взвеси до самой поверхности воды в отлив не успевают осадиться на осушке и уносятся в огромных количествах в открытое море. В средних горизонтах осушки подвижность вод высока, а содержание взвеси увеличивается.

Основной «стержень» илистого потока отмечается в зоне максимального (наиболее частого и сильного) взмучивания – в широкой нижней части эстуария (ниже линии квадратурного прилива). Взмучивание в шторм охватывает всю ширину осушки [Зенкович, 1962].

На илистых осушках взвесь приливных вод имеет очень высокое содержание. При такой высокой концентрации выпадение твердых частиц из взвеси идет не по законам падения отдельных частиц в воде, а путем концентрации наиболее насыщенных взвесью вод в придонном слое и постепенного уплотнения материала.

Благодаря силам молекулярного отталкивания мельчайших частиц очень облегчается диффузия мутных вод в горизонтальном направлении. Поэтому контакты между частицами и взмученной водой или между разной концентрацией взвеси очень быстро сглаживаются, и содержание ила в отдельных местах выравнивается [Зенкович, 1962].

Статья Дж. Деллоффра с соавторами [Deloffre et al., 2007] посвящена результатам исследований характера седиментации на межприливных илистых равнинах, выявлению роли гидродинамических и морфологических особенностей в обеспечении осадками и образованию седиментационных ритмов нижних частей эстуариев. В эстуарии Медвэй (Великобритания) отмечается стабильность в различные периоды времени, а в других эстуариях происходило накопление осадков: на приливной равнине Ауфи (Па-де-Кале, Франция) и открытой равнине эстуария Сены (Нормандия, Фран-

ция) скорости годовой седиментации относительно высоки – соответственно, 18 и 15 см/год.

На илистой равнине Ауфи ритмы седиментации соответствуют полусуточному лунному циклу со связью мощности отложений и амплитуды приливов. В нижней части эстуария Сены полусуточный механизм отложений фиксируется в основном, когда илистая равнина покрывается минимальным слоем воды. Седиментационные ритмы обусловлены отложением только в максимум сизигийного прилива, мощностью 0.6 м за полусуточный цикл, в условиях высокой концентрации взвеси. Сделан общий вывод о сложности отклика илистых равнин на гидродинамику и поступление осадков в периоды полусуточных приливов и в годовом масштабе.

Статья Ж. Ши [Shi, 1991] содержит результаты исследований в эстуарии реки Дифи в Западном Уэльсе (Великобритания) седиментационной структуры межприливных осадков, песчаных и илистых. Вариации в основном связаны с различиями в скоростях течений и особенностях приливного цикла (сизигийных и квадратурных приливов). Песчано-илистые отложения отражают 2 основных типа приливной цикличности – с ежедневным неравенством амплитуд и сизигийно-квадратурным характером. Илистый слой – это отложение из взвеси во время стоячей воды, тогда как песчаный слой откладывается в любую половину фаз отлива или прилива. Общий вывод – что приливо-отливные напластования – это структурное выражение приливной цикличности.

В статье В. да С. Куаресмы, А.С. Бастоса и С.Л. Амоса [Quaresma et al., 2007] анализируются результаты исследований на межприливной равнине Китхе (Гемпшир, Великобритания). Отмечается, что в начале прилива течение направлено в сторону суши, а по прошествии около одного часа прилива течение изменяет направление – в сторону эстуарного устья. Это изменение обусловлено гидродинамическими особенностями на приливной равнине – к переносу осадков также в сторону устья эстуария. Ракушка переносится на равнине, откладываясь у основания клифа и в конце концов перемещается на соленый марш. Скорость переноса раковинного материала может достигать 7 м за приливный цикл в верхней

части равнины, но только во время шторма. Продвижение к морю марша ведет к ухудшению условий существования растительного покрова и понижению его поверхности. Делается вывод о том, что основными факторами изменений на приливной равнине являются гидродинамические особенности и перенос ракуши на поверхности марша.

Сублиторальная зона и пляж

Сублиторальная зона практически всегда находится под водой, располагаясь ниже среднего уровня отлива.

В соответствии с данными наблюдений на голландском побережье Северного моря Дж. Тервиндт [Terwindt, 1975] в зависимости от величин скоростей течений выделил три литофации: при скоростях свыше 0.8–0.9 м/с – крупнозернистого песка с раковинными обломками, детритом и с крупной кривой слоистостью; при скоростях более 0.6 м/с – мелкозернистого песка с мелкой кривой слоистостью, горизонтальной и флазерной слоистостью; при скоростях менее 0.6 м/с – мелкозернистого песка и илистых слойков, линзовидных, с характерным чередованием песка и ила. Подчеркивается, что выявленные изменения скоростей обуславливают резкие изменения границ литофаций, тогда как постепенные могут носить кратковременный характер (в течение сизигийно-квадрантурного цикла) или длительный (в процессе смещения каналов и повышения поверхности отмелей).

В результате интенсивности воздействия приливо-отливных течений (выносе ила и даже песчаного материала) на дне появляются участки с полосами остаточного гравия и песка [Селли, 1981].

В статье Н.М. Губкина [1969] рассмотрен вопрос о влиянии приливов на динамику берегов Шантарских островов в условиях проявления амплитуды приливов до 7.3 м. Подчеркивается, что через район архипелага проходят огромные массы воды. В сравнительно узких проливах возникают сильные течения, переменные по направлению, эродирующие дно. Плоские, почти горизонтальные песчано-илистые осушки окаймлены песчано-галечными

пляжами. В штормовые нагоны вершины их поднимаются выше уровня сизигийного прилива, и волны перекатываются через ложбины, оставляя материал в виде небольших валов. Несмотря на длительное покрытие льдом, а тем самым – ограничение во времени действия волнения на абразию, главным фактором динамики берегов остается волнение. Приливо-отливные колебания уровня и течения обуславливают флотацию песчаного материала. Отмечается существенная роль и приливов в формировании берегов Шантарских островов – как фактор деструкции, так и фактор переноса значительных масс песка, в том числе путем флотации.

В статье Ф. Виласа с соавторами [Vilas et al., 1999] проанализированы результаты исследований в заливе Сан Себастьян (Аргентина, атлантическое побережье). Подчеркивается, что характерны высокая энергетическая среда с амплитудой прилива 10.4 м, влияние крупных волн Атлантики и местных, обусловленных сильными ветрами. Выделено семь различных сред седиментации. Происходило заполнение залива осадками, толщиной мощностью 10–11 м. Ее наращивание происходило в течение 5000 лет со скоростью 2.35 м/год, а в настоящее время – до 0.6 м/год.

Дж. Скоурсом, К. Вехарой и А. Вайнрайтом [Scourse et al., 2009] рассмотрены линейно вытянутые песчаные валы в Желтом море – крупнейшие экземпляры донных форм подобного типа на Земле. Они представляют собой преобразованные приливами осадки трансгрессивных систем на границе с океаном. Подтверждено, что распределение донных форм рельефа совпадает с путями переноса осадков во время трансгрессии. Сильное насыщение осадков в вершине каньона на внешнем шельфе является вкладом в активность взвеси и рост глубоководного веера отложений. Окраина Желтого моря представляет собой седиментационную систему, переходную от гляциально-веерной к речной каньонной системе.

В статье Дж. Р. Френча с коллегами [French et al., 1995] на основе исследования влажных приливных территорий в Норфолке (Англия) выполнен анализ пространственного распределения отложений на двух влажных приливных территориях. Поверхностные осадки откладываются в течение отдельных приливных циклов.

Быстрое осаждение частиц в заливах – результат последовательного осадкообразования в пространстве.

На пляже в начале прилива поверхность уровня грунтовых вод наклонена в сторону моря, и сток воды обуславливает только незначительную аккумуляцию осадков [Strahler, 1966]. Примерно же к середине приливной фазы эта поверхность приобретает наклон в сторону суши [Allen, 1982], и часть воды теряется из-за фильтрации в толще пляжевых отложений [Duncan, 1964]. В результате обратный поток заплеска слабее, чем прямой, так что в прилив бо́льшая часть осадков перемещается вверх по поверхности пляжа и откладывается в верхней части потока заплеска [Komar, 1976]. И в целом период середины фазы прилива обильной аккумуляции осадков признается характерным для всей области действия потока заплеска волн; в стадию высокого уровня прилива в условиях продолжающейся инфильтрации вод значительная аккумуляция продолжается, но теперь она ограничена внутренней частью области воздействия потока волнового заплеска [Allen, 1982]. В то же время, по наблюдениям А.Н. Стралера [Strahler, 1966], в ходе прилива прослеживаются две стадии аккумуляции, разделенные стадией размыва.

В ходе отлива на пляже во всей зоне действия потока заплеска волн преобладает аккумуляция осадков, но происходит устойчивое смещение этой зоны в сторону моря [Allen, 1982]. В эту фазу поверхность уровня грунтовых вод наклонена в сторону моря [Duncan, 1964] и вода добавляется к обратному потоку заплеска, усиливая его; в результате происходит перенос материала, отложившегося в прилив вниз по склону пляжа, и отложение его при встрече с прямым потоком [Komar, 1976].

Когда осушки хотя бы с ослабленным волновым воздействием имеют источником отложений крупный материал, в верхней части эстуария обязательно имеется пляж, источником которого является твердый сток рек [Сафьянов, 1996].

В связи с увеличением в сторону моря энергии и максимальной скорости приливо-отливных течений, в отличие от обычного (в бесприливных морях) уменьшения крупности осадков, с уда-

лением от берега прослеживается общее увеличение крупности отложений, что отмечалось, например, на английском побережье Северного моря [Jago, 1981] и атлантическом побережье Франции [Larsonneur, 1975]. Правда, в первом из районов вначале (до глубин примерно 30 м, в полосе преобладания воздействия волн) отмечалось обычное для таких условий уменьшение крупности песчаных осадков (переход от песчаных до преобладания алевритовых); с дальнейшим возрастанием глубин (примерно до 45 м) прослеживались хорошо сортированные песчаные отложения.

4.2. Некоторые особенности рельефообразования в условиях воздействия приливов, отливов и волнения

Супралиторальная зона

Супралиторальная зона – наиболее высокая часть приливо-отливной полосы, располагающаяся между уровнями самого высокого прилива и самого низкого отлива [Рейнек, Сингх, 1981], которая занимает обширные площади на защищенных от сильного волнового воздействия отмелых участках побережья, представляя собой широкие приливо-отливные равнины. Г. Рейнек [1974] выделяет три их типа: ограниченные барьерными островами, располагающиеся в защищенных бухтах и прослеживающиеся на открытых участках побережий с пологими склонами профиля. Г. Эванс [Evans, 1975] на английском побережье Северного моря различает две части равнины: верхнюю и нижнюю. Они, в свою очередь, подразделяются им на шесть морфологических подзон [Evans, 1975], параллельных общему направлению береговой линии; в первую входят соленый марш и верхние илистые равнины, во вторую – внутренние песчаные равнины, песчаные равнины с *Arenicola*, нижние илистые равнины и нижние песчаные равнины; седьмая подзона – каналов и их притоков или рукавов, пересекает все шесть подзон. Х. Уэнлес [Wanless, 1976] предлагает различать типы равнин на приливных морях: приливо-отливные, испытывающие каждод-

невное воздействие приливов и отливов, и штормовые равнины, подвергающиеся спорадическому воздействию приливо-отливных явлений в штормовых условиях.

Супралиторальная зона редко затапливается, в основном только во время сизигийных приливов в условиях штормовых нагонов, длительное время оставаясь сушей. О последнем свидетельствует наличие своеобразных текстур на поверхности – «птичьих глазок» [Sellwood, 1978], трещин усыхания [Лусия, 1974].

Зона характеризуется разнообразными формами рельефа, например, по наблюдениям на Багамских островах, здесь располагаются маршевые пространства, повышения, береговые валы.

В статье Ф.С. Ванга, В.Б. Сикоры и М. Ванга [Wang et al., 1994] анализируются результаты исследований в южном центре Луизианы (залив Фолеагуе, США). Сеть каналов шириной от 1.5 до 30 м изменила гидрологические особенности залива и приливо-отливные режимы маршей. Выявлено, что спорадическое затопление чередовалось с длительными периодами осушения. Верхняя часть залива заполнена осадками в результате уменьшения скорости потоков.

Поверхность соленых маршей обычно сильно расчленена системой притоков и каналов [Straaten Van, 1961], на английском побережье Северного моря проходящих в глубь суши в серии удлиненных депрессий и окаймляющих их повышений [Evans, 1965]; в заливе Фанди же и в верхних частях каналов отмечаются значительные глубины [Yeo, Risk, 1981]. В нижней части поверхности маршей наблюдаются симметричные и асимметричные рифели [Evans, 1965].

Каналы маршей подразделяются на два типа: первый соединяет океан с лагуной или два канала между собой; второй (ветвящиеся каналы) оканчивается в соленом марше [Ashley, Zeff, 1988].

Наиболее общий, основной эффект проявления приливов и отливов – это периодическое затопление и осушение прибрежных территорий с пологим наклоном поверхности и формированием так называемой осушки – полосы между крайним положением уреза воды, являющейся попеременно то дном, то сушей [Зенко-

вич, 1962; Леонтьев и др., 1975]. При этом часть бывшего дна на определенное время становится объектом воздействия различных субаэральных процессов, а на участках профиля, постоянно продолжающих оставаться ниже уреза, происходит значительное изменение глубин, а следовательно и степени воздействия гидродинамических факторов. По сравнению с бесприливным, в приливном море из-за непостоянства воздействия некоторых факторов (они «выпадают» при осушении) отмечается замедление скорости определенных динамических процессов [Davis, 1978].

Приливо-отливная полоса образуется там, где есть приливные течения, достаточно большое количество осадков, но отсутствует разрушительное действие. Основная часть полосы – приливо-отливная зона, к суше сменяющаяся супралиторальной зоной, а ниже отметки низкой воды – сублиторальной зоной. В супралиторальной зоне развита галофитная растительность. В зависимости от высоты прилива расстояния между отметками, фиксирующими положение уровня, могут достигать нескольких метров. Меандрирующие русловые промоины в основном создаются отливными течениями, а приливные течения оставляют приливные клиновидные выступы. Течения при высоких приливах, в отличие от течений при низких приливах, эродируют более глубокие русловые промоины, образуя песчаные бары и отмели. Скорости приливных течений на песчаных равнинах – обычно 30–50 см/с. Хотя волны не бывают достаточно сильными, но, тем не менее, это важный фактор распределения осадков в приливной полосе [Рейнек, Сингх, 1981].

Суспензионные потоки, образующие взвесь, затекающую в любые первичные углубления, и их материал, осаждаясь, нивелируют поверхность илистых осушек. Перемещение больших масс ила происходит значительно быстрее, чем в процессе диффузии. Исключительная подвижность разжиженных верхних слоев ила очень характерна. Течения и волны не только взмучивают, но и переводят взвесь в суспензию. Поверхностный слой ила толщиной более 10 см медленно перемещается в направлении общего движения воды [Зенкович, 1962].

Верхняя часть осушки, затопляемая лишь при сизигийных приливах, отличается от остальной части как по облику, так и по внутреннему строению. Поскольку большую часть времени она находится в субаэральных условиях, то в ее формировании принимают участие субаэральные геоморфологические процессы. Весьма существенное значение имеет деятельность организмов, главным образом растительности.

На более высоком гипсометрическом уровне, чем зона сизигийных приливов, прослеживается аккумулятивная поверхность, никогда не затопляемая приливом, но генетически связанная с осушкой.

Поверхность осушки имеет тенденцию постепенного нарастания в высоту, и со временем она выходит из сферы воздействия приливов. В дальнейшем верхняя часть осушки становится затопляемой только при сизигийных приливах, а еще позже полностью освобождается от воздействия приливов и волнений.

На низменном аккумулятивном берегу, окаймленном осушкой, выделяются четыре зоны, генетически связанные между собой: 1) подводный береговой склон, никогда при данном среднем уровне не обнажающийся из воды; 2) осушка, затопляемая и осушаемая при наиболее часто повторяющихся уровнях прилива и отлива; 3) поверхность, затопляемая только при сизигийных приливах, а в обычное время находящаяся в субаэральных условиях; 4) полоса низменной суши, не затопляемая даже в сизигийные приливы, но в прошлом бывшая осушкой [Леонтьев и др., 1975].

Поскольку высота прилива изменяется в течение месяца и года, различные горизонты осушки находятся в сфере действия приливов разное время. Постоянный земноводный режим отмечается в зоне действия квадратурных приливов [Сафьянов, 1996].

Для осушки характерны довольно высокие скорости осадконакопления – 1–3.5 см/год, а для илистых – примерно 50 см/год. Верхняя часть осушки нарастает быстрее и постепенно выходит из-под влияния квадратурных приливов и волн, затопляясь лишь при самых больших приливах. Эта часть поверхности осушки, испытывающей существенное влияние субаэральных процессов,

носит название марш. Он имеет интенсивную растительность, что определяет усиление седиментации. Промоины осушки на подводном склоне переходят в более крупные формы рельефа, например, в виде продолжения русла крупнейших рек. Действие отливных течений прослеживается до глубин 20–50 м.

Наиболее характерной формой рельефа осушки являются пологонаклонные аккумулятивные образования с песчаными или илистыми осадками, прослеживающиеся на отмелем побережье с земноводным режимом. Сточными водами, стекающими в отлив в море, формируются желоба, главным образом, в результате эрозии поверхности [Сафьянов, 1996].

Осушки всегда и на всю ширину нарастают после каждого прилива. Один из факторов стабилизации осушки – действие дождей и материкового стока. Пресные воды смывают большой слой ила, и для его восстановления требуется длительное время. Но определяющее значение имеет действие морских волн, когда весь режим осушки меняется коренным образом.

Все эти факторы определяют нарастание осушек в местах, где изменяются гидродинамические обстановки акватории. Через некоторое время происходит стабилизация, и дальнейшее нарастание прекращается.

Важнейшими факторами, определяющими морфологию осушек, являются амплитуды приливов, периодичность и изменения уровня, сочетание различных гидродинамических процессов.

Поскольку в заливах и бухтах под прикрытием островов и мысов сила волн значительно ослаблена, то при больших амплитудах приливов нижние зоны осушки, обнажающиеся только в сизигий, значительную часть времени находятся вне волнового поля, за пределами подводного берегового склона [Зенкович, 1962].

Зоны квадратурного прилива отличаются суммарной гидродинамической активностью.

В зонах сизигийного прилива (нижние и верхние горизонты осушки) прослеживается смена морских и наземных режимов, и воздействие прибоя отмечается относительно редко. В сизигийный прилив (два раза в месяц) происходит образование береговых

валов на уровне, который не достигается во время квадратурного прилива [Зенкович, 1962].

В полосе квадратурного прилива отмечаются широкие поверхности осушек. Осушки характеризуются регулярным земноводным режимом: дважды затопляются и дважды освобождаются из воды, что приводит к формированию специфического рельефа. На осушках прослеживается множество замкнутых впадин. Мелкие эрозионные промоины на всем пространстве образуются главным образом в условиях субэврального режима, когда приливные воды высачиваются из отложений и стекают по поверхности. Слияние мелких промоин ведет к образованию желобов стока приливных вод с врезанием в поверхность осушки на 1 м и более. Их дно находится ниже уровня сизигийного отлива.

Чаще всего наблюдается единая линия профиля сушки как полого наклоненная или слабовыпуклая прямая. В целом, осушки представляют собой специфические аккумулятивные формы, образующиеся в результате активной деятельности приливов и отливов [Сафьянов, 2000].

Осушки представляют собой наиболее характерные элементы берегов приливных морей. В образовании песчаных и илистых осушек главная роль принадлежит приливам, а волны в процессе их формирования играют второстепенную роль [Леонтьев и др., 1975].

Каналы стока приливных вод часто обрамляются прирусловыми валами в зонах малых скоростей потоков. Эрозионные промоины и ложбины создают древовидный рисунок гидросети и часто меандрируют. Боковая скорость смещения промоин и переотложения осадков – 25–30 см/год для смешанных осушек, до 100 см – для песчаных и алевритовых. Существенная роль в фиксировании поверхности осушек играет растительность (прежде всего, на относительно возвышенных участках) [Сафьянов, 2000].

Марши, или лайды располагаются в верхних частях приливных осушек. Большую роль в формировании рельефа маршей имеют замкнутые западины, не имеющие стока. Внутри марша отмечается зональность в распределении отдельных видов растений. Расти-

тельность улавливает алеврит, доставляемый приливами, при этом расширяется площадь, занимаемая растениями, и марши растут в высоту. Но наряду с аккумуляцией осадков отмечаются и размывы [Сафьянов, 2000].

На ваттах с тонкозернистыми песками нередко образуется своеобразная сеть рытвин и сточных каналов: в начале создается единый ствол в нижней части осушки, а затем – целая сеть разветвляющихся в верхних частях осушек. Руслообразные формы образуются в результате эродирующего действия приливных течений и создания локализованных потоков. На осушках со средне- и крупнозернистыми песками и обычно большим уклоном поверхности происходит формирование рельефа отливными водами с отмечающейся густой сетью мелких промоин [Леонтьев и др., 1975].

Сеть желобов стока на взморье (ниже уровня квадратурного отлива) начинается очень широкими каналами с пологими склонами. В зоне среднего уровня воды отмечаются отчетливо выраженные русла глубиной 1–2 м и шириной до 10 м. Боковые русла имеют глубину не более 1 м. Эти вторичные русла ветвятся (два или три порядка). Мелкие притоки постоянно мигрируют [Зенкович, 1962].

На широких осушках близ устьев рек из-за совместного эрозионного воздействия приливо-отливных течений и речного стока формируется сеть каналов, или желоба стока. Так возникает пересеченность поверхности ваттов с глубинами 20 м и более. Эта полоса не осушается при отливах.

Марши отличаются исключительной устойчивостью и способны противодействовать многим изменениям. Размыв маршей штормами, дождевой эрозией и течениями нарушает эту устойчивость. В общем случае длительные или постоянные изменения приливных течений оказывают влияние на растительность и почвы [Леонтьев и др., 1975].

Установлено три типа профилей аккумулятивных берегов приливных морей, строение которых зависит от соотношения между работой приливных течений как важнейшего фактора прибрежной аккумуляции и работой волн. Первый тип – с очень пологими углами наклона и постепенным переходом песчано-илистой осушки в

низкую прибрежную сушу. Отсутствует береговой вал, поскольку вся волновая энергия расходуется при прохождении волн над отлогим дном и столь же отлогой и широко растянутой осушкой. Этот тип относится к наиболее отмелым берегам с уклоном дна порядка 0.001 и меньше. Пример такого типа – западный берег Бохай в Желтом море.

Второй тип – с береговым валом, к которому снизу прилегает отлогая поверхность осушки. Характерны существенные различия в крупности осадков вала и осушки. Береговой вал состоит из ракушки и грубозернистого песка, а на осушке преобладает песчано-илистый материал. Уклоны на осушке примерно 0.001–0.005. Некоторое укрупнение осадков отмечается у морского края осушки.

Третий тип – с отсутствием четко выраженной границы между береговым валом и осушкой. Характерен сильно вытянутый морской склон пляжа [Леонтьев и др., 1975].

Прослои в осадках ваттов образуются за полусуточный период, а не за период смены квадратур и сизигиев.

Формы мезорельефа ваттов отличаются исключительной подвижностью и переменчивостью [Зенкович, 1962].

На подводном склоне приливных побережий под действием течений образуются довольно значительные формы рельефа – линейные песчаные гряды, вытянутые параллельно направлению приливных течений, обычно длиной примерно 2 м и шириной около 300 м.

Наряду с нормальным по отношению к береговой линии переносом осадков на приливных побережьях наблюдается вдольбереговое перемещение наносов и образование аккумулятивных форм [Сафьянов, 1996].

Наиболее важным результатом воздействия приливов на взморе является создание обширных илистых песчаных отмелей, связанных с ваттовыми (маршевыми) берегами [Зенкович, 1962].

Песчаные осушки отличаются уклонами поверхности не более 0.001 в условиях ослабленного волнения и достаточно мощного слоя тонкозернистых наносов. Со стороны берега наблюдается образование крутосклонного пляжа с заметным переходом к за-

топляемым равнинам. Подножье пляжа располагается на уровне, близком к уровню квадратурного прилива, а вершина – на уровне сизигийного прилива. Имеются эфемерные знаки ряби и следы отливных струй. В условиях относительной крупности наносов перед пляжем на дне наблюдаются «песчаные волны». При ослаблении волн поверхность осушки длительное время находится за пределами подводного берегового склона, и только течения могут перемещать наносы.

Песчаные пляжи характеризуются большой крутизной, а на приливных побережьях вся поверхность песчаного пляжа является аналогом верхней части берегового вала неприливных морей. В целом, пляжевые накопления приливных морей при достаточном количестве наносов обладают большей мощностью, чем неприливных [Зенкович, 1962].

На берегах с приливами более 4 м доминируют типичные формы рельефа приливных морей – илистые осушки и марши. В мезоприливных же берегах (с амплитудами приливов 2–4 м) наблюдаются формы как приливной генерации, так и обусловленные действием волновых процессов [Сафьянов, 1996].

С периодическим осушением связано проявление и специфических биологических факторов, например на участках маршей и мангров [Медведев, 1978], а периодическое расширение зоны зарывающихся морских беспозвоночных и развитие особых биоценозов [Фролов, 1984] накладывают довольно существенный отпечаток на ход процессов релефообразования и осадконакопления.

С деятельностью приливов и отливов связано создание специфических форм рельефа, таких, как илистые осушки, марши, приливные бенчи, песчаные подводные гряды и др. [Зенкович, 1962; Ионин и др., 1980].

Д.Р. Кахуном и Д.У. Ридом [Cahoon, Reed, 1995] исследован соленый марш Луизианы (США), соотношения между поднятием маршей, частотой и длительностью затопления, аккумуляции осадков. Поверхность маршей испытывает особенно сильное влияние частоты и длительности затопления, в том числе процессы

аккумуляции как аллохтонного органического, так и минерального вещества.

Дж.С. Стевенсоном, М.С. Кearnи и Е.С. Пендлетоном [Stevenson et al., 1985] на основе исследований в Чезапикском заливе отмечается существенный вклад доминирующего отлива, а на маршах размыв в типичном случае сменяется накоплением отложений. Ветровые волны сопровождаются размывами в штормовые периоды.

В статье Г.Ф. Оэртеля и Х.Дж. Ву [Oertel, Woo, 1994] приводятся результаты исследований в лагунах, расположенных за барьером, с оценкой развития марша, связанного с колебаниями уровня и подачей осадков. Во время голоценовой трансгрессии низкие марши имели тенденцию быть затопленными в заливе, тогда как высокие распространяются на вновь затопляемую поверхность. Распределение маршей с материковой стороны лагун в основном обусловлено сложностью топографии. Волновой экспозицией и вариациями в осадконакоплении определяется среда колонизации маршей. Сохранность их связана со скоростью повышения уровня по отношению к скорости накопления осадков на поверхности марша.

В статье Й. Шилуна [Shilun, 1999] содержится анализ данных по исследованию морфодинамики илистых островов в эстуарии Чангджанг. Благодаря доминированию алевритовых осадков и гидродинамических условий, связанных с течениями, имеются отличия от обычных песчаных пляжей, а с другой стороны, сильное влияние речного стока обуславливает ход процессов, отличающийся от процессов на илистых побережьях. Выделены три типа профилей: отмель канала, приливный пляж и вершина отмели. Соответственно им выделяются три типа циклов аккумуляции и размыва: цикл, охватывающий несколько лет, обуславливающий изменение во внешней части речных каналов; годовой цикл, связанный с сезонными изменениями режима ветров, уровня, амплитуды прилива и концентрации взвеси; штормовой цикл, обусловленный тайфунами и более слабыми волнами. Из-за защиты растительным покровом на марше морфология существенно отличается от

прилежащих равнин без растительности. Защитные особенности определили прекращение размыва и замедлили перемещение островов, тогда как осушка сузила профили и ускорила продвижение береговой линии.

Л.Г. Вард [Ward, 1981] на основе исследований на острове Ки-авах (США) оценивает концентрацию взвеси на соленом марше (в канале) и отмечает более высокую летнюю концентрацию, чем зимнюю, связывая ее с биологической активностью. Максимальное содержание взвеси отмечается в сизигий, когда приливные призмы были больше и, соответственно, течения были сильнее, а еще – при сильных ветрах. Максимальные скорости в прилив и отлив – близ времени с высокой стоячей спокойной водой. Пик течения в отлив – в среднем на 20–30% выше, чем пик течения в прилив. Соответственно, более высокое количество взвеси переносится в длительный период отлива и общее движение ее – в сторону моря.

С. Теммерманом с соавторами [Temmerman et al., 2004] на основе проведенных исследований в эстуарии Шелдт (Бельгия) выявлено, что за последние 55 лет произошло значительное повышение поверхности маршей и существенное изменение растительного покрова на них. Изменения, связанные с повышением уровня воды – затоплением марша, зафиксированы и в концентрации взвеси.

Приливо-отливные равнины

Приливные илистые равнины эстуария реки Садо в Португалии [Moreira, 1989] развиваются в условиях проявления приливов и отливов со средней амплитудой около 4 м. Характер форм рельефа зависит от крупности осадочного материала, конкретной амплитуды приливов и отливов, гидрологического режима рек, особенностей растительного покрова и антропогенного воздействия. С действием приливных течений связано образование глубоких ложбин (до 1.4 м).

Большая часть западного берега Кореи – с широкими песчаными и илистыми равнинами в условиях высоких приливов и на-

личия крупного источника наносов; они находятся под защитой барьера с морского края [Wells et al., 1990].

Наблюдения на побережье Уэша (Великобритания) показывают, что в каналах равнин отмечаются мегарифели высотой 0.3–0.6 м и шириной 10–15 м. Они изменяются в отлив. На внешних частях отмелей зафиксированы низкие валы высотой 0.5 м и протяженностью 50–100 м, интерпретирующиеся как структуры валов и ложбин, образованных волнением [McCave, Geiser, 1979], и в них отмечаются волновые рифели.

Обширные илистые приливо-отливные полосы отличаются от соответствующих зон побережья Северного моря отсутствием развитой сети разветвленных дренажных систем, а также барьерных образований, окаймляющих берега [Alexander et al., 1991].

На западном побережье Кореи, где характерны сизигийные приливы с амплитудой порядка 8–9 м, межприливная полоса имеет ширину более чем 4 км [Frey et al., 1989].

В каналах на приливо-отливной равнине Уэдден Си (Дания) бо́льшая часть воды переносится в отлив [Rejgur, 1988a, b].

Согласно наблюдениям в Манукан Харбор (Новая Зеландия), на песчаных равнинах отмечаются многочисленные валы и ложбины в верхних частях равнины, созданные волнами и поддерживаемые течениями достаточной силы, осуществляющими их переработку [Dolphin et al., 1995].

Приливо-отливные равнины на побережье Желтого моря (Корея) характеризуются многочисленными каналами, подверженными воздействию преимущественно отливных течений [Adams et al., 1990].

В заливе Фанди на равнине выделяются зоны: 1) волновые бенчи; 2) илистые равнины; 3) приливные равнины, находящиеся под защитой островов, сложенных коренными породами; 4) соленые марши [Klein, 1963].

Поверхности приливо-отливной равнины во время штормов выравниваются, и в этот период времени считается характерным формирование волновых рифелей, тогда как в спокойные периоды – образование рифелей течений [Reineck, 1975].

Система каналов и проток, в верхней части равнины разветвляющихся, образует сеть, напоминающую речную [Градзинский и др., 1980; Рейнек, Сингх, 1981]. Для каналов, в которых отмечается максимальное воздействие гидродинамических факторов на осадки, характерен максимум преобразований [Reineck, 1967].

На повышениях поверхности (типа отмелей при затоплении) между каналами могут также возникать крупные формы рельефа типа «песчаных волн» и дюн при самых высоких скоростях движения воды или же мелкие рифели – при низких скоростях [Boersma, Terwindt, 1981a, b]. На уровне квадратурного прилива в ряде случаев прослеживается береговой вал [Медведев, 1972].

На приливо-отливной равнине большая роль в процессах рельефо- и осадкообразования принадлежит бентосной фауне, осуществляющей значительную переработку осадков [Зенкович, 1962; Рейнек, Сингх, 1981], причем биотурбация минимальна на дне каналов [Reineck, 1967].

В статье Дж. Авойна с соавторами [Avoïn et al., 1981] на основе исследований в эстуарии Сены (Франция) рассмотрена антропогенная модификация эстуария Сены – с важными седиментологическими последствиями, влияющими на взаимодействие эстуарий–шельф. Характерны меандрирующие отливные и приливные каналы и широкие равнины. Речной сток и отливной поток в узком канале обусловил соленую интрузию в море и максимум мутности. Из-за сокращения речного стока уменьшилась площадь, где аллювиальные осадки аккумулируются. Усиленный перенос к морю речной взвеси привел к расширению зоны шельфовых илов.

Е.В. Бехренс [Behrens, 1981] на основе исследований в одном из заливов в Техасе (США) подчеркивает значение продолжительной подачи речных вод; много их входило в залив через канал в приливы и вода остается в отлив. Каналы поддерживают это динамическое равновесие. На шельфе вода и ее соленость поддерживают соответствующую циркуляцию.

В статье Е. Волански, Б. Кинга и Д. Галловея [Wolanski et al., 1997] содержится анализ результатов исследований в эстуарии реки Флай (Папуа – Новая Гвинея). Отмечается, что три канала, об-

разующие мелководную веерообразную дельту, имеют значительный речной сток с небольшими сезонными вариациями. Эстуарий хорошо перемешан солеными водами благодаря действию сильных приливных течений. Уклон водной поверхности вдоль канала определяется подачей пресной воды и доминированием ветра, а также сизигийно-квадратурным режимом приливных течений.

В статье Х.Дж. Ли с соавторами [Lee et al., 1994] рассмотрены результаты исследований ракушечно-песчаного вала в заливе Гомсо, открывающегося в Желтое море (Корея), протяженностью 860 м, шириной 30–60 м и высотой до 1.6 м, вытянутого параллельно береговой линии высокой приливной илистой равнины. Он сложен мелко- и среднезернистым песком с ракушей и некоторой примесью гравия. Вал накапливается над илистой поверхностью песчаных равнин. Развитие его шло в условиях недостаточного поступления в залив речных наносов. Широкие песчаные отмели на средних и нижних участках равнин в результате своего перемещения превратились в валы. Перенос осадков – порядка 8 м/год, за исключением сезона тайфунов. Скорость их перемещения в штормовой зимний сезон в 2–3 раза больше, чем в другие сезоны. Сильное волнение, связанное со штормами или тайфунами, переносит пески на приливную равнину.

Статья Х. Феннеса и Дж.П. Тастета [Fenies, Tastet, 1998] посвящена результатам исследований на Фромнелоуп-валу в эстуарии Жиронды на юго-западе Франции в условиях доминирования волнения и приливных явлений. Выявлено, что такие валы состоят из осадочных тел (песка), изолированных от других мощными слоями ила. Эволюция вала – быстрая миграция вниз по потоку, перемежающаяся с периодами ее отсутствия. В течение продвижения вал сместился в сторону моря на 7 км и образовал новый песчаный вал мощностью до 6 м. Слой песка, отложенный в фазы продвижения, отделен толстым слоем ила.

Межприливная зона

Межприливная зона в условиях минимальных скоростей приливного течения при самом высоком уровне прилива характери-

зается тем, что ватты бывают покрыты тонким слоем воды [Градзинский и др., 1980].

Статья А. Круна и Г. Масселинка [Kroon, Masselink, 2002] основана на исследованиях в Северном Линкольншире (Англия) валов в межприливной зоне в условиях воздействия волн с низкой энергией. В сизигийный прилив зафиксированы большие изменения в положении береговой линии, а в квадратурный – отмечалось сужение межприливной зоны и увеличение времени для процессов по переработке осадков. Забурунивание волн играло основную роль в перемещении подводных валов.

Статья Н. Робина, Ф. Левоя и О. Монфорта [Robin et al., 2009] содержит результаты исследований морфодинамики межприливно-го вала на отливной дельте системы мегаприливно-го залива в Нормандии (Франция) в условиях воздействия высокой энергии волн, сизигийных и квадратурных приливов. Реакция морфологии вала связывается с интенсивностью каждого гидродинамического процесса (прибой, разрушение и переформирование волн). Отмечается, что вал мигрирует исключительно в сторону суши в периоды от средних волновых до штормовых условий, а в условиях низкой энергии волн никакого перемещения вала не отмечалось. Значительное увеличение высоты волн нарушает общий режим течений, что создает перенос осадков к гребню вала и, таким образом, обуславливает перемещение вала в сторону суши. Отмечена незначительная средняя скорость перемещения вала – около 33 м/год.

Сублиторальная зона и осушки

Сублиторальная зона практически все время покрыта водой. С переходом к отливу в зоне валов и ложбин происходят следующие изменения: в связи с уменьшением глубин воды, а следовательно с возрастанием динамичности среды, на поверхности подводного вала образуются соответствующие формы рельефа – участки плоского дна, мегарифели и антидюны; в отлив происходит постепенное осушение валов и ложбин с некоторым размывом

и выравниванием вершины вала волнами и образованием небольших мегарифелей в ложбине [Dabrio, 1982].

Зона практически постоянно находится под действием гидродинамических факторов – волн и течений [Tidal deposits, 1975].

В некоторых районах, например на северо-западном побережье Австралии [Wright et al., 1982], в сублиторальной зоне зарегистрированные максимальные скорости приливо-отливных течений достигали только 40–50 см/с и поэтому играли второстепенную роль по сравнению с волновыми течениями. В то же время в других районах, например в Северном море, даже в обычных нештормовых условиях значения скоростей течений превышали 1 м/с [Houbolt, 1968].

На бельгийском побережье Северного моря, где средняя амплитуда полусуточного прилива составляет около 4 м, глубже широкой мелководной зоны располагается зона песчаных шельфовых отмелей, протягивающаяся до глубин свыше 50 м полосой до 200 м [Moog De, 1988]. Эти крупные донные формы параллельны береговой линии или располагаются под углом к ней: их длина – десятки километров, ширина – до нескольких километров, а относительная высота – до 20 м; на их поверхности отмечаются более мелкие линейные формы различного типа,двигающиеся в различных направлениях [Moog De, 1988].

В статье Х.Дж. Кнебеля с соавторами [Knebel et al., 1999] рассмотрены особенности донного рельефа и отложений в эстуарной системе пролива Лонг Айленд, подразделяющегося на четыре категории. Первая – среда размыва или отсутствия отложений, сложенная валунами, гравийно-грубозернистыми песками. Вторая – с транспортом отложений по дну – от грубозернистого до мелкозернистого песка с малым количеством ила, узкими песчаными полосами и «песчаными волнами». Третья отличается сочетанием размыва и аккумуляции отложений, сложенными сортированными осадками – тонкозернистым песком и илом. Четвертая сложена илами и илистыми песками и занимает широкие площади дна.

Статья Дж. Гуилена и А. Паланкиеса [Guillen, Palanques, 1997] посвящена результатам исследования взморья реки Эбро (Испа-

ния). На основе анализа поперечных профилей были определены три зоны взморья: с высокой энергией, переходная зона и с низкой энергией. Зоны, в основном, обусловили особенности процесса переноса осадков. Распределение осадков связано с другими дополнительными зональными критериями, основанными на морфологических и гидродинамических особенностях.

В статье Дж.С. Доусетте [Doucette, 2000] представлены результаты исследований в юго-западной Австралии донных форм двух типов – сложенных тонкозернистыми осадками с рифелями разных типов и плоскими участками, сложенными среднезернистым песком, главным образом с параллельными рифелями. Отмечается, что концентрация взвеси больше над пересекающимися и параллельными рифелями, чем над плоским дном и эфемерными рифелями.

Статья Дж. Гуилена и А. Паланкиеса [Guillen, Palanques, 1993] посвящена результатам исследования на побережье дельты реки Эбро (Испания). Отмечено воздействие волн с низкой энергией, а основные морфологические особенности – это девять основных валов и ложбин. Валы очень подвижны. Они располагаются под углом или параллельно по отношению к береговой линии. Миграция этих систем – к суше или к морю, со средней скоростью до 0.25 м/день. Вдольбереговое перемещение приводит к развитию системы валов в направлении потока со скоростями до 11 м/день. Основные морфологические изменения в прибрежной зоне отмечаются в периоды штормов, когда изменения – это следствие размыва берега, миграции под углом к нему и приросту системы валов. Модификация профиля прибрежной зоны может происходить в течение нескольких месяцев после шторма перед достижением профиля равновесия.

Статья Й. Макино [Makino, 1994] посвящена анализу результатов исследований в заливе Ариаке в Куишу (Япония). Отмечено, что высота валов – менее 0.5 м, а средняя их протяженность – 30 м. Гребни их – синусоидальны и субпараллельны береговой линии, с более крутым бережным склоном, чем морской. Многие волновые рифели образовались на валах ветровыми волнами в высокий при-

лив. Гребни волновых рифелей на пологой морской стороне валов изменяются совместным потоком сильных приливных течений и волн, совмещенным с обратным потоком. Гребни рифелей становятся округлыми и выровненными.

По мнению Ю.А. Павлидиса [1968], в условиях тихоокеанского побережья Курильских островов аккумуляция осадков приливо-отливного поля отмечается на глубинах свыше 20 м в полосе, где происходит очень существенное ослабление придонных волновых движений; на меньших же глубинах (порядка 12 м) на резком перегибе профиля благодаря довольно значительным (для этой зоны) скоростям приливо-отливных течений (до 50 см/с) происходит вынос мелких и легких частиц.

В сублиторальной зоне часто формируются и аккумулятивные формы рельефа, такие, как обширные песчаные отмели [Johnson et al., 1981; Elliott, 1978; Homewood, Allen, 1981]. Не менее характерно развитие подводных песчаных валов [Рейнек, Сингх, 1981; Klein, 1970; Elliott, 1978; Banerjee, 1980; Yeo, Risk, 1981]. На дне зоны достаточно широкое распространение имеют приливные «песчаные волны», часто протягивающиеся в виде параллельных гряд [Homewood, Allen, 1981; Allen, 1982].

К более мелким формам аккумуляции осадочного материала относятся мегарифели и разнообразные небольшие рифели, имеющие широкое распространение [Honbolt, 1968], причем более крупные формы, такие, как «песчаные волны», чаще всего несут признаки преобладания влияния одного из двух направлений, тогда как мелкие, значительно больше реагирующие на изменение динамических условий, – обоих [Clifton, 1983].

Для сублиторальной зоны характерны различные эрозионные формы рельефа – типа каналов и промоин [Рейнек, Сингх, 1981; Elliott, 1978; Clifton, 1983].

Для каналов характерно образование мегарифелей и «песчаных волн», а также мелких рифелей [Reineck, 1975; Clifton, 1983].

В статье Г.А. Сафьянова и Г.Д. Соловьевой [2005] значительное внимание уделено описанию приливных осушек, морфология которых во многом зависит от проявления береговых процессов,

характера грунта, высоты прилива и других ландшафтных характеристик литорали. Распространены разнообразные осушки – каменные, глинистые, песчаные; ширина их – от нескольких метров до нескольких километров. Наиболее широкое развитие они получили в северной и северо-восточной частях Белого моря, где наблюдаются максимально высокие приливы. Осушка имеет зональное строение. Нижние ее горизонты сложены песчаным материалом, а дно покрыто скоплениями крупного песка, вытянутыми вдоль приливного течения. В сторону берега пески сменяются илисто-песчаным и алевритовым материалом (полосой до 2–4 км), пересеченным каналами стока и грядами песка. Следующая к морю зона – с размывом поверхности осушки, местами с валунами и щебнем. Еще ближе к берегу – хорошо отсортированные подвижные пески с желобами стока. Осушка, как правило, заканчивается крутым и узким песчано-галечным пляжем.

Статья А.О. Селиванова и В.В. Анзиминова [1986] посвящена вопросу о связи ширины приливной осушки и предложено авторами показателя относительной деформации поперечного профиля приливной береговой зоны со вдольбереговыми и поперечными составляющими прибрежного потока волновой энергии, величиной прилива, уклонами подводного берегового склона на примере одного из заливов Белого моря. Показаны различия морфологических типов берегов залива по относительной интенсивности влияния основных энергетических и прочих факторов перестроения береговой зоны.

В работе М.Л. Зеффа [Zeff, 1988] на основе результатов исследования системы каналов в южной части штата Нью Джерси (США) выявлены три различные среды с каналами: 1) подприливные тальвеговые; 2) край канала на межприливной равнине (покрытый растительностью или без нее); 3) край маршевого канала. В первой отмечается уменьшение крупности – от песков к алевритам и пелитам; во второй – увеличение общего количества органического вещества и содержания ила; в третьем – изменение отношения преимущественно терригенного материала к биогенному. Один тип каналов фиксируется при стабилизации дельтовых отме-

лей растительностью. Второй тип связан с осушением территорий в отлив на незаросших маршевых островах. Каналы обоих типов мало или совсем не мигрируют.

В статье Л.Г. Варда, В.М. Кемпа и В.Р. Бойтона [Ward et al., 1984] на основе результатов исследований в Чезапикском заливе (США) выявлено, что на глубине менее 2 м при северных ветрах значительное повторное взвешивание определяет увеличение концентрации взвеси до 10 раз, которое не отмечается в течение 24 часов после ослабления ветра. Очевидно, часть взвеси была перенесена на большие глубины в эстуарии. На участках с растительностью происходит уменьшение энергии волн, что сдерживает повторное взвешивание осадков и усиливает их аккумуляцию. В сизигийные приливы или при штормах растительность была менее эффективной в уменьшении энергии волн, и концентрация взвеси увеличивается на таких участках из-за повторного взвешивания донных осадков. Делается общий вывод, что скорости седиментации существенно больше в растительных сообществах, чем на участках маршей без растительности.

В работе Дж.А. Стефенса с соавторами [Stephens et al., 1992] анализируются результаты исследования межприливных осадков в Тамар-эстуарии (юго-западная Англия), илистых равнин с увеличением максимума взвеси в сторону устья. Содержание алеврита и пелита увеличивается от устья к району максимума мутности близ вершины эстуария. Относительно низкое содержание этих фракций отмечено в нижней части эстуария, этой довольно устойчивой переходной зоне между морской и эстуарной средами.

В статье Ф.С. Ванга, Т. Лу и В.Б. Сикоры [Wang et al., 1993] на основе результатов исследований в заливе Терребонне (Луизиана, США) сделано заключение, что в прилив концентрации взвеси уменьшаются к внутренним участкам маршей. В отлив концентрация изменяется менее значительно. В течение сильных южных ветров концентрация взвеси у отмели была много выше, чем таковая на марше. В период частичного затопления и сильных северных ветров концентрация взвеси на марше оказалась, напротив, выше, чем на отмели.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе всего материала, изложенного выше, можно сформулировать следующие наиболее характерные особенности проявления гидродинамических факторов и процессов рельефообразования и осадконакопления в сфере воздействия приливов и отливов на побережьях морей и океанов.

В отличие от бесприливных морей отмечается неуклонное изменение самой среды рельефо- и осадкообразования – от водной (субаквальной) к воздушной (субаэральной), а тем самым коренные изменения действующих факторов. Отражение этого – появление специфических признаков осушения территории – «птичьих глазков», трещин усыхания и т.д.

Изменение динамических обстановок выражается в изменении во времени общей энергии водной среды, относительной роли приливо-отливных течений и волн, силы (ускорения или замедления потоков воды) и направления (вплоть до обратного) воздействия гидродинамических факторов. Четко прослеживаются изменения скоростей приливо-отливных течений разного временного масштаба (в различные фазы прилива, с переходом от квадратурного к сизигийному приливу) при неодинаковом проявлении волнения разной силы, продолжительности и направления.

В связи с высокой изменчивостью динамики среды происходят быстрые изменения в рельефообразовании – смена формирующихся различных типов форм рельефа, отвечающих тому или иному динамическому режиму, причем крупные и мелкие формы в разной степени реагируют на изменения динамической обстановки, обнаруживая унимодальность или бимодальность своего строения в зависимости от соотношения силы воздействия динамических

факторов (течений) двух противоположных направлений. Специфическими формами рельефа обычно являются каналы стока и промоины – пути нагона и оттока приливных и отливных вод.

Процесс осадконакопления, как правило, носит четко выраженный прерывистый и неравномерный характер. В толще отложений прослеживаются характерные эрозионные контакты – свидетельство смены аккумуляции осадков их размывом. Характер (способ и интенсивность) седиментации также меняется в зависимости от общей динамичности среды: от осаждения тонких осадков из взвеси в спокойной обстановке до отмыва и выноса тонкого материала, переноса и отложения более крупных осадков в условиях большей энергии среды. Результатом этого является очень характерное тонкое переслаивание осадков разной крупности. Отмечаются существенные изменения состава отложений как по вертикали, так и во времени в связи с быстрым его реагированием на происходящие изменения динамической обстановки.

Хотя и не существует типов слоистости, характерных только для приливо-отливных условий, но некоторые все-таки можно рассматривать как более типичные именно для таких условий, например, отмечавшиеся выше унимодальные или бимодальные строения толщи, тонкая горизонтальная или слабоволнистая слоистость, а кроме того, перистая или елочная слоистость, отражающая смену направления потоков воды (приливных и отливных течений).

ЛИТЕРАТУРА

- Айбулатов Н.А., Никифоров С.Л., Плишкин А.Н., Потехина Е.М., Юркевич М.Г.* Распределение взвешенного материала в поле приливных течений // Геология морей и океанов. 7 Всесоюз. Школа по морской геологии. Тезисы докладов. Т. 2. М.: АН СССР, 1986. С. 148.
- Аникиев В.В., Зайцев О.В., Логинов А.А., Савельева Н.И., Стародубцев Е.Г., Шумилин Е.Н.* Распределение и перенос взвешенного вещества в эстуарии реки Меконг и прилегающей части Южно-Китайского моря // Биодифференциация в морях и океанах. Всесоюзное совещание, Теберда, 1983. Тезисы докладов. М.: ИО АН СССР, 1983. С. 30–31.
- Аникиев В.В., Дударев О.В., Лобанов А.А., Савельева Н.И.* Влияние приливов на лавинную седиментацию в эстуариях // Геология морей и океанов. 7 Всесоюзная Школа по морской геологии. Т. 1. Тезисы докладов. М.: АН СССР, 1986. С. 111.
- Анцыферов С.М., Акивис Т.М.* Модель транспорта наносов, взвешенных приливным течением в береговой зоне моря // Океанология. 2002. Т. 42. № 4. С. 502–510.
- Безбородов А.А.* Приливная зона как геохимический барьер // Геология морей и океанов. 7 Всесоюзная Школа по морской геологии. Т. 3. Тезисы докладов. М.: АН СССР, 1986. С. 115.
- Вольнев В.М., Богданов Д.Г.* О влиянии приливо-отливных течений на формирование подводного рельефа северо-восточной части Охотского моря // Геоморфология. 1984. № 1. С. 45–49.
- Гордеев В.В.* Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983. 159 с.

- Гордеев В.В. Черты геохимии речного стока в океане // Литология и полезные ископаемые. 1984. № 5. С. 29–50.
- Горин С.Л. Гидролого-экологические условия эстуариев рек Камчатки в летний период // Вестник Московского университета. География. 2007. № 5. С. 38–44.
- Градзинский Р., Костецкая А., Радомский А. Седиментология. М.: Недра, 1980. 647 с.
- Губкин Н.М. Влияние приливов на динамику берегов Шантарских островов // Вестник Московского университета. География. 1969. № 2. С. 111–113.
- Долотов Ю.С. Динамические обстановки прибрежно-морского рельефообразования и осадконакопления. М.: Наука, 1989. 270 с.
- Долотов Ю.С., Лукашин В.Н. Экспедиция в Белое море на научно-исследовательских судах «Эколог» и «Картеш» в 2000 г. // Океанология. 2001. Т. 41. № 5. С. 790–795.
- Долотов Ю.С., Коваленко В.Н., Лифшиц В.Х., Петров М.П., Платонов А.В., Прего Р., Ратькова Т.Н., Филатов Н.Н., Шевченко В.П. О динамике вод и взвеси в эстуарии р. Кереть (карельское побережье Белого моря) // Океанология. 2002. Т. 42. № 5. С. 765–774.
- Долотов Ю.С., Филатов Н.Н., Шевченко В.П., Петров М.П., Кутчева И.П., Толстиков А.В., Новигатский А.Н., Политова Н.В., Платонов А.В., Филиппов А.С. О характере природных процессов в фазы прилива и отлива в эстуариях карельского побережья Белого моря // Океанология. 2004. Т. 44. № 5. С. 784–792.
- Долотов Ю.С., Римский-Корсаков Н.А., Теликовский А.А., Пронин А.А., Новигатский А.Н., Филиппов А.С., Петров М.П., Толстиков А.В., Дунчевский А.С. Особенности рельефа, поверхностных донных осадков и строения осадочной толщи в различных зонах эстуария реки Кемь (Белое море) // Океанология. 2005а. Т. 45. № 6. С. 927–935.
- Долотов Ю.С., Филатов Н.Н., Шевченко В.П., Немова Н.Н., Римский-Корсаков Н.А., Денисенко Н.В., Кутчева И.П., Бояринов П.М., Петров М.П., Лифшиц В.Х., Платонов А.В., Демина Л.Л., Кухарев В.И., Коваленко В.Н., Здоровеннов Р.Э., Ратькова Т.Н.,

Сергеева О.М., Новигатский А.Н., Паутова Л.А., Филипьева К.В., Нюттик Е.-М., Лоренцен Х. Мониторинг приливо-отливных обстановок в эстуариях Карельского побережья Белого моря // Водные ресурсы. 2005б. Т. 32. № 6. С. 670–688.

Долотов Ю.С., Филатов Н.Н., Шевченко В.П., Римский-Корсаков Н.А., Здоровеннов Р.Э., Толстиков А.В., Новичкова Е.А., Кутчева И.П., Платонов А.В. Особенности физических, химических, геологических и биологических процессов на прибрежных участках разной конфигурации Карельского побережья Белого моря // Материалы XXII Международной Береговой конференции «Проблемы управления и устойчивого развития прибрежной зоны моря». Геленджик, 2007. С. 77–78.

Долотов Ю.С., Филатов Н.Н., Шевченко В.П., Петров М.П., Толстиков А.В., Здоровеннов Р.Э., Платонов А.В., Филиппов А.С., Бушуев К.А., Кутчева И.П., Денисенко Н.В., Штайн Р., Заукель К. Комплексные исследования в Онежском заливе Белого моря в летний период // Океанология. 2008. Т. 48. № 2. С. 276–289.

Емельянов Е.М. Барьерные зоны в океане: осадко- и рудообразование, геоэкология. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 416 с.

Жаромскис Р., Сорокин А. Современные процессы седиментации и их роль в формировании ландшафта в губах Карельского берега Белого моря // Ekologija. 1991. № 2. С. 36–47.

Зенкович В.П. Влияние приливов на элементы профиля морского берега // Вопросы географии. 1954. № 36. С. 99–116.

Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: АН СССР, 1962. 710 с.

Зубенко Ф.С., Нерода Л.М. Контактные и дистанционные методы исследования взвешенных примесей в эстуариях // Всесоюзное совещание «Социально-экологические проблемы интенсивного освоения устьевых приморских регионов». Тезисы докладов. Ростов-на-Дону, 1987. С. 123–125.

Зырянов В.Н., Решетков А.Б. О переносе взвеси и переформировании дна приливами на мелководье // Океанология. 1998. Т. 38. № 5. С. 750–758.

- Ионин А.С., Медведев В.С., Павлидис Ю.А.* Морфолитогенез и его типы на шельфах морей и океанов // *Океанология*. 1980. Т. 20. № 5. С. 887–893.
- Ионов В.В., Шилов И.О.* Особенности распространения речных вод и динамики океанологических фронтов в Белом море по результатам спутниковых ИК-измерений и натурным наблюдениям в летний период // *Вестник СПб университета. География, геология*. 1996. Вып. 2. № 14. С. 53–61.
- Казанский Ю.П.* Введение в теорию осадконакопления // *Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР*. Новосибирск: Наука, 1983. Вып. 557. 223 с.
- Леонтьев О.К., Никифоров Л.Г., Сафьянов Г.А.* Геоморфология морских берегов. М.: МГУ, 1975. 336 с.
- Лисицын А.П.* Маргинальный фильтр океанов // *Океанология*. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–747.
- Лукашин В.Н., Кособокова К.Н., Шевченко В.П., Шапиро Г.И., Пантюлин А.Н., Перцова Н.М., Деев М.Г., Ключиткин А.А., Новигатский А.Н., Соловьев К.А., Прего Р., Лаше Л.* Результаты комплексных океанографических исследований в Белом море в июне 2000 г. // *Океанология*. 2003. Т. 43. № 2. С. 237–253.
- Лусия Ф.* Осадконакопление в обстановке эвапорит-карбонатной береговой зоны // *Условия древнего осадконакопления и их распознавание*. М.: Мир, 1974. С. 5–15.
- Медведев В.С.* Об изучении роли приливов в динамике береговой зоны // *Океанология*. 1964. Т. 4 № 2. С. 277–283.
- Медведев В.С.* Схема литодинамики и баланс наносов северной части Белого моря // *Процессы развития и методы исследования прибрежной зоны моря*. М.: Наука, 1972. С. 27–53.
- Медведев В.С.* Особенности морфо- и литодинамики береговой зоны приливного моря // *XXIII Международный Географический конгресс. Симпозиум «Динамика морских берегов»*. Тезисы докладов. Тбилиси, 1976. С. 25–26.
- Медведев В.С.* О морфо- и литодинамических связях между береговой зоной и собственно шельфом в приливном море // *Мор-*

фолитогенез и позднечетвертичная история прибрежно-шельфовых зон. М.: Наука, 1978. С. 133–144.

Медведев В.С., Кривоносова Н.М. Изучение количественного распределения взвеси в прибрежных водах Белого моря // *Океанология*. 1968. Т. 8. № 6. С. 1001–1016.

Михайлов В.Н. Гидрология устьев рек. М.: МГУ, 1998. 176 с.

Михайлов В.Н. Принципы типизации и районирования устьевых областей рек (аналитический обзор) // *Водные ресурсы*. 2004. Т. 31. № 1. С. 1–9.

Михайлов В.Н., Повалишников Е.С. Устьевая область реки как зона динамического взаимодействия и смешения речных и морских вод // *Вестник Московского университета. География*. 1992. № 5. С. 29–37.

Михайлов В.Н., Полонский В.Ф., Чернецова Г.М. Закономерности кинематики и динамики потока в приливных устьях рек // *Вестник Московского университета. География*. 1990. № 1. С. 16–24.

Наумов Ю.А. О морфолитодинамических процессах и формах рельефа Пенжинской губы // *Геоморфология*. 1991. № 2. С. 73–78.

Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977. 236 с.

Павлидис Ю.А. Некоторые особенности образования современных прибрежных отложений в пределах вулканического архипелага (на примере Курильских островов). М.: Наука, 1968. 112 с.

Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.

Повалишников Е.С. Причины проникновения морских вод в реки и его экологические последствия // *Вестник Московского университета. География*. 2001. № 3. С. 20–28.

Попов Б.А. Формирование профиля подводного склона в условиях умеренных приливов // *Труды Океанографической комиссии АН СССР*. 1961. Т. 12. С. 54–66.

Попов Б.А., Жигарев Л.А., Новиков В.Н., Совершаев В.А., Бирюков В.Ю., Земчихин В.Е., Федорова Е.В., Медкова О.Н. Динамика

- берегов и дна устьевого взморья Оби // Водные ресурсы. 1987. № 4. С. 129–132.
- Рейнек Г.* Приливо-отливные равнины // Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М.: Мир, 1974. С. 189–195.
- Рейнек Г.-Э., Сингх И.Б.* Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных кластических осадков). М.: Недра, 1981. 439 с.
- Сафьянов Г.А.* Береговая зона океана в XX веке. М.: Мысль, 1978. 264 с.
- Сафьянов Г.А.* Эстуарии. М.: Мысль, 1987. 189 с.
- Сафьянов Г.А.* Геоморфология морских берегов. М.: МГУ, 1996. 400 с.
- Сафьянов Г.А.* Геоэкология береговой зоны океана. М.: МГУ, 2000. 154 с.
- Сафьянов Г.А., Кондрин А.Т.* Динамика вод и осадков в приливных эстуариях // Вопросы географии. 1982. № 119 (Морские берега). С. 70–84.
- Сафьянов Г.А., Соловьева Г.Д.* Геоморфология дна и берегов Белого моря // Вестник Московского университета. География. 2005. № 3. С. 54–62.
- Селиванов А.О., Анзимиров В.В.* Опыт статистического изучения связи характера волноприливного поля с особенностями поперечного профиля береговой зоны // Океанология. 1986. Т. 26. № 5. С. 806–812.
- Селли Р.К.* Введение в седиментологию. М.: Недра, 1981. 370 с.
- Справочник по литологии. Под ред. Н.Б. Вассоевича, В.Л. Либровича, Н.В. Логвиненко, В.И. Марченко. М.: Недра, 1983. 509 с.
- Суздальский О.В.* Литодинамика мелководья Белого, Баренцева и Карского морей // Геология моря. Л.: НИИГА. 1974. Вып. 3. С. 2–15.
- Ульст В.Г., Вейнбергс И.Г.* Слоистость отложений пляжа полного профиля // Вопросы четвертичной геологии. 1975. № 8. С. 20–30.
- Фролов В.Т.* Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984. 222 с.

- Хубларян М.Г., Фролов А.П.* Моделирование процессов интрузии в эстуариях и поземных водоносных горизонтах. М.: Наука, 1988. 143 с.
- Чахотин П.С.* Периодические формы донного рельефа на шельфе Белого моря // *Океанология*. 1976. Т. 16. № 6. С. 1063–1068.
- Чахотин П.С.* Некоторые результаты исследования приливных песчаных волн на Белом море // *Океанология*. 1977. Т. 17. № 2. С. 285–294.
- Чахотин П.С., Медведев В.С., Лонгинов В.В.* Песчаные гряды и волны на шельфе приливных морей // *Океанология*. 1972. Т. 12. № 3. С. 457–469.
- Чистяков А.А., Щербаков Ф.А.* Современные представления о генетической классификации морских четвертичных отложений и возможности ее использования при геокартировании дна материковых окраин // *Морская геология и геофизика. Обзорная информация*. М.: ВНИИ экономики минер. сырья и геологоразведочных работ Мингео СССР, 1983. С. 15–20.
- Чистяков А.А., Щербаков Ф.А.* Осадконакопление на подводных окраинах материков // *Итоги науки и техники. Общая геология*. М.: Всес. ин-т науч. и техн. информации ГКНТ и АН СССР, 1984а. Т. 18. 110 с.
- Чистяков А.А., Щербаков Ф.А.* Седиментационные ловушки континентальных окраин и связанные с ними полезные ископаемые // *Морская геология и геофизика. Отечественный производственный опыт. Экспресс-информация*. М.: ВНИИ экономики минер. сырья и геологоразведочных работ Мингео СССР, 1984б. С. 1–20.
- Щербаков Ф.А.* Материковые окраины в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1983. 213 с.
- Adams Ch.E.Jr., Wells J.T., Park Y.A.* Internal hydraulics of a sediment-stratified channel flow // *Mar. Geology*. 1990. V. 95. № 2. P. 131–145.
- Alexander C.R., Nittrouer Ch.A., Demaster D.J., Park Y.-A., Park S.-Ch.* Macrotidal mud flats of the Southwestern Korean coast: a model for interpretation of intertidal deposits // *Journ. Sedim. Petrol.* 1991. V. 61. № 5. P. 805–824.

- Algan O., Clayton T., Tranter M., Collins M.B.* Estuarine mixing of clay minerals in the Solent region, southern England // *Sedim. Geology*. 1994. V. 92. № 3/4. P. 241–255.
- Ali A., Zhang H., Lemckert C.J.* Numerical study of hydrodynamics of very shallow estuarine system – Combabah Lake, Gold coast, Australia // *Journ. Coast. Res.* 2009. V. 25. № 2. P. 922–926.
- Aliotta S., Perillo M.E.* A sand wave field in the entrance to Bahia Blanca estuary, Argentina // *Mar. Geology*. 1987. V. 76. № 1/2. P. 1–14.
- Allen G.P.* Relationship between grain size parameter distribution and current patterns in the Gironde Estuary (France) // *Journ. Sedim. Petrol.* 1971. V. 41. № 1. P. 74–88.
- Allen J.R.L.* *Sedimentary structures. Their character and physical basis.* V. 1. Amsterdam-Oxford-N.Y.: Elsevier Scien. Publ. 1982. 320 p.
- Allen J.R.L.* Salt-marsh growth and stratification: a numeral model with special recent to the Severn estuary, southwest Britain // *Mar. geology*. 1990. V. 95. № 2. P. 77–96.
- Allen J.R.L.* Fine sediment and its sources, Severn estuary and inner Bristol channel, southwest Britain // *Sedim. geology*. 1991. V. 75. № 1/2. P. 57–65.
- Allen G.P., Castaing P.* Suspended sediment transport from the Gironde estuary (France) onto the adjacent continental shelf // *Mar. Geology*. 1973. V. 14. № 5. P. M47–M53.
- Allen J.R.L., Daffy M.J.* Medium-term sedimentation on high intertidal mudflats and salt marshes in the Severn estuary, SW Britain: the role wind and tide // *Mar. Geology*. 1998a. V. 150. № 1–4. P. 1–27.
- Allen J.R.L., Daffy M.J.* Temporal and spatial depositional patterns in the Severn estuary, southwestern Britain: intertidal studies in spring-neap and seasonal scales, 1991–1993 // *Mar. Geology*. 1998b. V. 146. № 1–4. P. 147–171.
- Allen G.P., Salomon J.C., Bassoullet P., Du Penhoat Y., Granpre de C.* Effects of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuaries // *Sedim. Geology*. 1980. V. 26. № 1/3. P. 69–90.
- Al-Mansi A.M.A.* Wave refraction patterns and sediment transport in Monifieth Bay, Tay estuary, Scotland // *Mar. Geology*. 1990. V. 91. № 4. P. 299–312.

- Alvarez L.G., Jones E.* Short term observations of suspended particulate matter in a macro-tidal inverse estuary: the Upper Gulf of California // *Journ. Coast. Res.* 2004. V. 20. № 3. P. 645–654.
- Andersen T.J., Pejrup M.* Suspended sediment transport on a temperate, microtidal mudflat, the Danish Wadden Sea // *Mar. Geology.* 2001. V. 173. № 1–4. P. 69–85.
- Anderton R.* Tidal-shelf sedimentation: an example from the Scottish Dalradian // *Sedimentology.* 1976. V. 23. № 4. P. 237–255.
- d'Anglejan B., Ingram R.G., Savard J.P.* Suspended-sediment exchanges between the St. Lawrence estuary and costal embayment // *Mar. Geology.* 1981. V. 40. № 1–2. P. 85–100.
- Anthony E.J., Levoy F., Monfort O.* Morphodynamics of intertidal bars on a megatidal beach, Merlimont, northern France // *Mar. Geology.* 2004. V. 208. P. 73–100.
- Ashley G.M.* Preface: background to the Great sound project // *Mar. Geology.* 1988. V. 82. № 1/2. P. 7–15.
- Ashley G.M., Zeff M.L.* Tidal channel classification for a low-mesotidal salt marsh // *Mar. Geology.* 1988. V. 82. № 1/2. P. 17–32.
- Avoine J., Allen G.P., Nichols M., Salomon J.C., Larsonneure C.* Suspended sediment transport in the Seine estuary, France: effect of man-made modifications on estuary – shelf sedimentology // *Mar. Geology.* 1981. V. 40. № 1/2. P. 119–137.
- Balazs R.J., Klein G. de Vries.* Roundness-mineralogical relations of some intertidal sands // *Journ. Sedim. Petrol.* 1972. V. 42. № 2. P. 425–433.
- Baldwin E.J.* The Moenkopi Formation of north-central Arizona; an interpretation of ancient environments based upon sedimentary structures and stratification types // *Journ. Sedim. Res.* 1973. V. 43. № 1. P. 92–106.
- Balsinha M.J., Santos A.I., Alves A.M.C., Oliveira A.T.C.* Textural composition of sediments from Minho and Douro estuaries (Portugal) and its relation with hydrodynamics // *Journ. Coast. Res.* 2009. V. 25. № 2. P. 1330–1334.
- Banerjee J.* Subtidal bar model for the Eze-Aku sandstones, Nigeria // *Sediment. Geology.* 1980. V. 25. № 4. P. 291–309.

- Bartholdy J., Christiansen C., Kunzendorf H.* Long term variations in backbarrier salt marsh deposition on the Skallingen peninsula – the Danish Wadden Sea // *Mar. Geology*. 2004. V. 203. №1/2. P. 1–21.
- Barua D.K.* Suspended sediment movement in the estuary of the Ganges-Brahmaputra-Meghna river system // *Mar. Geology*. 1990. V. 91. № 3. P. 243–253.
- Behrens E.W.* A large-scale intracoastal circulation pattern affecting estuarine-continental-shelf exchange // *Mar. Geology*. 1981. V. 40. № 1/2. P. 15–25.
- Benavente J., Gracia F.J., Lopez-Aguayo F.* Empirical model of morphodynamic beachface behavior for low-energy mesotidal environments // *Mar. Geology*. 2000. V. 167. № 3–4. P. 375–390.
- Berthois L.* Estuarine sedimentation // *Encyclopedia of Sedimentology*. Vol. VI of the *Encyclopedia of Earth Sciences*. Stroudsburg, 1978. P. 115–127.
- Boersma J.R., Terwindt J.H.J.* Berms on an intertidal shoal: shape and internal structure // *Holocene Marine Sedimentation in the North Sea Basin*. Oxford–London–Edinburgh–Boston–Melbourne: Blackwell Scientific Publ., 1981a. 231 p.
- Boersma J.R., Terwindt J.H.J.* Neap-spring tide sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary // *Sedimentology*. 1981b. V. 28. № 2. P. 151–170.
- Boggs S., Jones Ch.A.* Seasonal reversal of flood-tide dominant sediment transport in a small Oregon estuary // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1976. V. 87. № 3. P. 419–426.
- Boldrin A., Bortoluzzi G., Frascari F., Guerzoni S., Rabitti S.* Recent deposits and suspended sediments off the Po della Pila (Po River, main mouth), Italy // *Mar. Geology*. 1988. V. 79. № 3/4. P. 159–170.
- Boothroyd J.C.* Mesotidal inlets and estuaries // *Coastal Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, 1978. 255 p.
- Brenner R.L.* Construction of process-response models for ancient epicontinental seaway depositional systems using rartial analogs // *Bul. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1980. V. 64. № 8. P. 1223–1244.
- Bryant E.* Stormness and high tide beach change, Stanwell Park, Australia, 1943–1978 // *Mar. Geology*. 1988. V. 79. № 3/4. P. 171–182.

- Bryce S., Larcombe P., Ridd P.V.* The relative importance of landward-directed tidal sediment transport versus freshwater flood events in the Normanby River estuary, Cape York Peninsula, Australia // *Mar. Geology*. 1998. V. 149. № 1/4. P. 55–78.
- Cahoon D.R., Reed D.J.* Relationships among marsh surface topography, hydroperiod and soil accretion in a deteriorating Louisiana salt marsh // *Journ. Coast. Res.* 1995. V. 11. № 2. P. 357–369.
- Carling P.A.* Temporal and spatial variation in intertidal sedimentation rates // *Sedimentology*. 1982. V. 29. № 1. P. 17–23.
- Castaing P.* Co-oscillating tide controls long-term sedimentation in the Gironde estuary, France // *Mar. Geology*. 1989. V. 89. № 1/2. P. 1–9.
- Castaing P., Allen G.P.* Mechanisms controlling seaward escape of suspended sediment from the Gironde: a macrotidal estuary in France // *Mar. Geology*. 1981. V. 40. № 1/2. P. 101–118.
- Channon R.D., Hamilton D.* Wave and tidal current sorting of shelf sediments southwest of England // *Sedimentology*. 1976. V. 23. № 1. P. 17–42.
- Chaoyu W., Yuant Sh.* Dynamic structures and their sedimentation effects in Huangmaohai estuary, China // *Journ. Coast. Res.* 1995. V. 11. № 3. P. 808–820.
- Ciavola P., Taborda R., Ferreira O., Dias J.A.* Field measurements of longshore sand transport and coastal processes on a steep mesotidal beach in Portugal // *Journ. Coast. Res.* 1997. V. 13. № 4. P. 1119–1129.
- Clifton H.E.* Discrimination between subtidal and intertidal facies in Pleistocene deposits, Willapa Bay, Washington // *Journ. Sedim. Petrol.* 1983. V. 53. № 2. P. 353–369.
- Coastal and estuarine studies. V. 38: Residual currents and long-term transport. Ed. Cheng R.T. N.Y.–Berlin–Heidelberg–London–Paris–Hong Kong–Barcelona: Springer-Verlag, 1990. 330 p.
- Coastal sedimentary environments. Ed. Davis R.A. N.Y.–Heidelberg–Berlin: Springer-Verlag, 1978. 716 p.
- Colman S.M., Berquist Jr. C.R., Hobbs III C.H.* Structure, age and origin of the bay-mouth shoal deposits, Chesapeake Bay, Virginia // *Mar. Geology*. 1988. V. 83. № 1/4. P. 95–113.

- Corbau C., Tessier B., Chamley H.* Seasonal evolution of shoreface and beach system morphology in a macrotidal environment, Dunkerque area, Northern France // *Journ. Coast. Res.* 1999. V. 15. № 1. P. 97–110.
- Curtiss G.M., Osborne P.D., Homer-Devine A.R.* Seasonal patterns of coarse sediment transport on a mixed sand and gravel beach due to vessel wakes, wind waves and tidal currents // *Mar. Geology.* 2009. V. 259. № 1/4. P. 73–85.
- Dabrio C.J.* Sedimentary structures generated on the foreshore by migrating ridge and runnel systems on microtidal and mesotidal coasts of S. Spain // *Sedim. Geol.* 1982. V. 32. № 1/2. P. 141–151.
- Dalrymple R.W.* Morphology and internal structure of sandwaves in the Bay of Fundy // *Sedimentology.* 1984. V. 31. № 3. P. 365–382.
- Dalrymple R.W., Knight R.J., Zaitlin B.A., Middleton G.V.* Dynamics and facies model of a macrotidal sand-bar complex, Cobequid Bay – Salmon river estuary (Bay of Fundy) // *Sedimentology.* 1990. V. 37. № 4. P. 577–612.
- Davis R.A.* Beach and nearshore zone // *Coastal Sedimentary Environments.* N.Y.–Heidelberg–Berlin: Springer-Verlag, 1978.
- Davis R.A., Fox W.T.* Interaction between wave and tide-generated processes at the mouth of a microtidal estuary: Matanzas River, Florida (USA) // *Mar. Geology.* 1981. V. 40. № 1/2. P. 49–68.
- Davis R.A., Hayes M.O.* What is a wave-dominated coast? // *Mar. Geology.* 1984. V. 60. № 1/4. P. 313–329.
- Davis R.A., Fox W.T., Hayes M.O., Boothroyd J.C.* Comparison of ridge and runnel systems in tidal and non-tidal environments // *Journ. Sedim. Petrol.* 1972. V. 42. № 2. P. 413–421.
- Day J.H.* (Ed.) *Estuarine ecology with particular reference to South Africa.* Rotterdam, 1981. 210 p.
- Day J.W., Scarton J.E., Rismondo A., Are D.* Rapid deterioration of a salt marsh in Venice Lagoon, Italy // *Journ. Coast. Res.* 1998. V. 14. № 2. P. 583–590.
- Deloffre J., Verney R., Lafite R., Lesoueur P., Lesourd S., Cundy A.B.* Sedimentation on intertidal mudflats in the lower part of macrotidal

- estuaries: Sedimentation rhythms and their preservation // *Mar. Geology*. 2007. V. 241. № 1/4. P. 19–32.
- Dolotov Yu.S., Filatov N.N., Nemova N.N., Shevchenko V.P., Rimski-Korsakov N.A., Denisenko N.V., Kutcheva I.P., Platonov A.N., Demina L.L., Zdrovennov R.E., Kovalenko V.N.* Studies of the waters and suspended matter dynamics, anthropogenic pollution and ecosystem living conditions in the estuaries (from the example of the Karelian coast of the White Sea) // *Oceanology*. 2002. V. 42. Suppl. 1. P. 135–147.
- Dolphin T.J., Hume T.M., Parnell K.E.* Oceanographic processes and sediment mixing on a sand flat in an enclosed sea, Manukan Harbour, New Zealand // *Mar. Geology*. 1995. V. 128. № 3/4. P. 169–181.
- Doucette J.S.* The distribution of nearshore bedforms and effects on sand suspension on low-energy, micro-tidal beaches in Southwestern Australia // *Marine Geology*. 2000. V. 165. № 1/4. P. 41–61.
- Duncan J.R.* The effects of water table and tide cycle on swash-backwash sediment distribution and beach profile development // *Mar. Geology*. 1964. V. 2. № 2. P. 186–197.
- Dupont J.-P., Lafite R., Huault M.-F., Hommeril P., Meyer R.* Continental/marine ratio changes in suspended and settled matter across a macrotidal estuary (the Seine estuary, northwestern France) // *Mar. Geology*. 1994. V. 120. № 1/2. P. 27–40.
- Dyer K.R.* Coastal and estuarine sediment dynamics. Chichester–N.Y.–Brisbane–Toronto–Singapore: J. Wiley and Sons, 1986. 342 p.
- Elliott T.* Clastic shorelines // *Sedimentary Environments and Facies*. Oxford–London–Edinburgh–Melbourne: Blackwell Scientific Publ., 1978. P. 37–45.
- Elliott T., Gardiner A.R.* Ripple, megaripple and sandwave bedforms in the macrotidal Loughor Estuary, South Wales, U.K. // *Holocene Marine Sedimentation in the North Sea Basin*. Oxford–London–Edinburgh–Boston–Melbourne: Blackwell Scientific Publ., 1981. P. 2–19.
- Estuarine and coastal modeling: Proc. of the conf., New Port, Rhode Island, Nov. 15–17, 1989. Ed. Malcolm L. Spaulding. Amer. Soc. of Civil Engineering, N.Y., 1990. 544 p.

- Estuarine cohesive sediment dynamics. Ed. Metha A.J. Berlin: Springer-Verlag, 1986. 215 p.
- Estuarine shores. Evolution, environments and human alterations. Eds. Nordstrom K.F., Roman C.T. Chichester: Wiley and Sons, 1996. 486 p.
- Estuary – Shelf Interrelationships. Marine Geology. Spec. issue. Ed. Nichols M.M., Allen G.P. 1981. V. 40. № 1/2. 213 p.
- Evans G.* Intertidal flat sediments and their environments of deposition in the Wash (D.C.) // Quart. J. Geol. Soc., London. 1965. V. 121 (482). P. 2–15.
- Evans G.* Intertidal flat deposits of Wash, western margin of the North Sea // Tidal Deposits. A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts. Berlin–Heidelberg–N.Y.: Springer, 1975. P. 150–155.
- Evans G., Prego R.* Rias, estuaries and incised valleys: is a ria an estuary? // Mar. Geology. 2003. V. 196. № 3/4. P. 171–175.
- Fenies H., Faugères J.-C.* Facies and geometry of tidal channel-fill deposits (Arcachon Lagoon, SW France) // Mar. Geology. 1998. V. 150. № 1/4. P. 131–148.
- Fenies H., Tastet J.-P.* Facies and architecture of an estuarine tidal bar (the Trompeloup bar, Gironde Estuary, SW France) // Mar. Geology. 1998. V. 150. № 1/4. P. 149–169.
- Fitzgerald D.M., Buynevich J.V., Fenster M.S., McKinley P.A.* Sand dynamics at the mouth of rock-bound tide-dominated estuary // Sedim. Geology. 2000. V. 131. № 1/2. P. 25–49.
- Flemming B.W., Partoloma A.* Tidal signatures in modern and ancient sediments. Spec. publication of the IAS N. 24. Oxford: Blackwell Science, 1995. 220 p.
- French J.R., Spencer T., Murray A.L., Arnold N.S.* Geostatistical analysis of sediment deposition in two small tidal wetlands, Norfolk, U.K. // Journ. Coast. Res. 1995. V. 11. № 2. P. 308–321.
- Frey R.W., Basan P.B.* Coastal salt marshes // Coastal Sedimentary Environments. N.Y.–Heidelberg–Berlin: Springer-Verlag, 1978. P. 101–169.
- Frey R.W., Howard J.D., Han S.-J., Park B.-K.* Sediments and sedimentary sequences on a modern macrotidal flat, Inchon, Korea // Journ. Sedim. Petrol. 1989. V. 59. № 1. P. 28–44.

- Friedman G.M., Sanders J.E.* Principles of sedimentology. Santa Barbara–Chichister–Brisbane–Toronto: J. Wiley and Sons, 1978. 792 p.
- Froidefond J.M., Pujos M., Andre X.* Migration of mud banks and changing coastline in French Guiana // *Mar. Geology*. 1988. V. 84. № 1/2. P. 19–30.
- Füchtbauer H.* Sedimentary petrology. PART II: Sediments and Sedimentary Rock I. Stuttgart: Schweizerbart, 1974. 253 p.
- Gallivan L.B., Davis R.A.Jr.* Sediment transport in a microtidal estuary: Matanzas River, Florida (U.S.A.) // *Mar. Geology*. 1981. V. 40. № 1/2. P. 69–83.
- Galloway W.E., Hodbay D.K.* Terrigenous clastic depositional systems: applications to petroleum, coal and uranium exploration. N.Y.–Berlin–Heidelberg–Tokio: Springer-Verlag, 1983. 423 p.
- Gao S., Collins M.B.* Changes in sediment transport rates caused by wave action and tidal flow time – asymmetry // *Journ. Coast. Res.* 1997. V. 13. № 1. P. 198–201.
- Gelfenbaum G.* Suspended-sediment response to semidiurnal and fortnightly tidal variations in a mesotidal estuary: Columbia River, U.S.A. // *Mar. Geology*. 1983. V. 52. № 1/2. P. 39–57.
- Geomorphology and sedimentology of estuaries. Developments in sedimentology. Ed. Perillo G.M.E. Amsterdam: Elsevier Science B.V., 1995. 471 p.
- Gibbs R.J., Tshudy D.M., Konwar L., Martin J.M.* Coagulation and transport of sediments in the Gironde Estuary // *Sedimentology*. 1989. V. 36. № 6. P. 987–999.
- Ginsburg R.N., Hardie L.A.* Tidal and storm deposits, Northwestern Andros Islands, Bahamas // *Tidal Deposits. A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts*. Berlin–Heidelberg–N.Y.: Springer, 1975. P. 120–132.
- Gómez E.A., Perillo G.M.E.* Largo bank: A shoreface-connected linear shoal at the Bahía Blanca Estuary entrance, Argentina // *Mar. Geology*. 1992. V. 104. № 1/4. P. 193–204.
- Green M.O., MacDonald I.T.* Processes driving estuary infilling by marine sands on an embayed coast // *Mar. Geology*. 2001. V. 178. № 1/4. P. 11–37.

- Green M.O., Black K.P., Amos C.L.* Control of estuarine sediment dynamics by interactions between currents and waves at several scales // *Mar. Geology*. 1997. V. 144. № 1/3. P. 97–116.
- Green M.O., Bell R.G., Dolphin T.J., Swales A.* Silt and sand transport in a deep tidal channel of a large estuary (Manukan Harbour, New Zealand) // *Mar. Geology*. 2000. V. 163. № 1/4. P. 217–240.
- Greer Sh.A.* Sandbody geometry and sedimentary facies at the estuary-marine transition zone, Ossabaw sound, Georgia: a stratigraphic model // *Estuaries of the Georgia Coast, USA: Sedimentology and Biology*. Senckenbergiana Maritime. Band 7. Frankfurt am Main, 1975. P. 15–27.
- Guillen J., Palanques A.* Longshore bar and trough systems in a microtidal, storm-wave dominated coast: The Ebro Delta (North-western Mediterranean) // *Mar. Geology*. 1993. V. 115. № 3/4. P. 239–252.
- Guillen J., Palanques A.* A shoreface zonation in the Ebro Delta based on grain size distribution // *Journ. Coast. Res.* 1997. V. 13. № 3. P. 867–878.
- Hale P.B., McCann S.B.* Rhythmic topography in a mesotidal low-wave-energy environment // *Jour. Sedim. Petrol.* 1982. V. 52. № 2. P. 415–429.
- Halley R.B.* Peritidal lithologies of Cambrian carbonate islands, Carrara Formation, Southern Great Basin // *Tidal Deposits. A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts*. Berlin–Heidelberg–N.Y.: Springer, 1975. P. 279–288.
- Harris P.T., Collins M.B.* Bedform distributions and sediment transport paths in the Bristol Channel and Severn Estuary, U.K. // *Mar. Geology*. 1984. V. 62. № 1/2. P. 153–166.
- Harrison S.C.* Tidal-flat complex, Delmarva Peninsula, Virginia // *Tidal Deposits. A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts*. Berlin–Heidelberg–N.Y.: Springer, 1975. P. 2–17.
- Hine A.C. III, Finley R.J., Hayes M.O.* Tidal-current deposits // *Encyclopedia of Sedimentology*. Vol. VI of the Encyclopedia of Earth Sciences. Stroudsburg, 1978. P. 130–147.

- Homewood P., Allen Ph.* Wave-, tide and a current controlled sand-bodies of Miocene Molasse, Western Switzerland // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1981. V. 65. № 12. P. 2534–2545.
- Honbolt J.H.C.* Recent sediments in the southern bight of the North Sea // *Geologie en. Mijnbouw.* 1968. V. 47. № 4. P. 2–17.
- Howard J.D., Dorjes J.* Animal-sediment relationships in two beach-related tidal flats: Sapelo Island, Georgia // *Journ. Sedim. Petrol.* 1972. V. 42. № 3. P. 608–623.
- Howard J.D., Frey R.W.* Regional animal-sediment characteristics of Georgia estuaries // *Estuaries of the Georgia Coast, USA: Sedimentology and Biology. II. Senckenbergiana Maritime. Band 7.* Frankfurt am Main, 1975. P. 33–102.
- Howland R.J.M., Pantiulin A.N., Millward G.E., Prego R.* The hydrography of the Chupa estuary, White Sea, Russia // *Estuarine, Coastal and Shelf Science.* 1999. V. 48. P. 1–12.
- Hubbard D.K., Oertel G., Nummedal D.* The role of waves and tidal currents in the development of tidal-inlet sedimentary structures and sand body geometry: examples from North Carolina, South Carolina and Georgia // *Journ. Sedim. Petrol.* 1979. V. 49. № 4. P. 1073–1092.
- Jago C.F.* Contemporary accumulation of marine sand in a macrotidal estuary, Southwest Wales // *Sedim. Geology.* 1980. V. 26. № 1/3. P. 139–156.
- Jago C.F.* Sediment response to waves and currents, North Yorkshire shelf, North Sea // *Holocene Marine Sedimentation in the North Sea Basin.* Oxford–London–Edinburgh–Boston–Melbourne: Blackwell Scientific Publ., 1981. P. 21–32.
- Jago C.F., Hardisty J.* Sedimentology and morphodynamics of a macrotidal beach, Pendine Sands, SW Wales // *Mar. Geology.* 1984. V. 60. № 1/4. P. 123–154.
- Jiufa L., Chen Zh.* Sediment resuspension and implications for turbidity maximum in the Changjiang Estuary // *Mar. Geology.* 1998. V. 148. № 3/4. P. 117–124.
- Johnson H.D.* Shallow marine sand bar sequences: an example from the Late Precambrian of North Norway // *Sedimentology.* 1977. V. 24. № 2. P. 112–121.

- Johnson H.D.* Shallow siliclastic seas // *Sedimentary Environments and Facies*. Oxford–London–Edinburgh–Boston–Melbourne: Blackwell Scientific Publ., 1978. P. 17–35.
- Johnson H.D., Stride A.H., Belderson R.H., Kenyon N.H.* Predicted sand-wave formation and decay on a large offshore tidal-current sand-sheet // *Holocene Marine Sedimentation in the North Sea Basin*. Oxford–London–Edinburgh–Boston–Melbourne: Blackwell Scientific Publ., 1981. P. 35–47.
- Kearney M.S., Stevenson C., Ward L.G.* Spatial and temporal changes in marsh vertical accretion rates at Monie Bay: implications for sea-level rise // *Journ. Coast. Res.* 1994. V. 10. № 4. P. 1010–1020.
- Kellerhals P., Murray J.W.* Tidal flats at Boundary bay, Fraser river delta, British Columbia // *Bull. Canad. Petrol. Geol.* 1969. V. 17. № 1. P. 5–15.
- Klein G. de V.* Bay of Fundy intertidal zone sediments // *Journ. Sedim. Petrol.* 1963. V. 33. № 4. P. 844–854.
- Klein G. de V.* Depositional and dispersal dynamics of intertidal sand bars // *Journ. Sedim. Petrol.* 1970. V. 40. № 4. P. 1095–1127.
- Klein G. de V., Park Y.A., Chang J.H., Kim C.S.* Sedimentology of a subtidal, tide-dominated sand body in the Yellow Sea, southwest Korea // *Mar. Geology*. 1982. V. 50. № 3. P. 221–240.
- Knebel H.J.* Modern sedimentary environments in a large tidal estuary, Delaware Bay // *Mar. Geology*. 1989. V. 86. № 2/3. P. 119–136.
- Knebel H.J., Signell R.P., Rendigs R.R., Poppe L.J., List J.H.* Seafloor environments in the Long Island Sound estuarine system // *Mar. Geology*. 1999. V. 155. № 3/4. P. 277–318.
- Komar P.D.* Beach processes and sedimentation. New Jersey: Prentice-Hall, 1976. 429 p.
- Kostaschuk R.A., Luternauer J.L.* The role of the salt-wedge in sediment resuspension and deposition: Fraser River Estuary, Canada // *Journ. Coast. Res.* 1989. V. 5. № 1. P. 93–101.
- Kostaschuk R.A., Luternauer J.L., Church M.A.* Suspended sediment hysteresis in a salt-wedge estuary: Fraser River, Canada // *Mar. Geology*. 1989. V. 87. № 2/4. P. 273–285.

- Kramer K.J.M.* Biomonitoring of coastal waters and estuaries. Florida: CRC Press, Boca Raton, 1995. 327 p.
- Kroon A., Masselink G.* Morphodynamics of intertidal bar morphology on a macrotidal beach under low-energy wave conditions, North Lincolnshire, England // *Mar. Geology*. 2002. V. 190. № 3/4. P. 591–608.
- Lambiase J.J.* Hydraulic control of grain-size distributions in a macrotidal estuary // *Reply. Sedimentology*. 1982. V. 29. № 3. P. 438–439.
- Larsonneur C.* Tidal deposits, Mont Saint-Michel Bay, France // *Tidal Deposits. A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts*. Berlin–Heidelberg–N.Y.: Springer, 1975. P. 25–37.
- Larsonneur C.* The Bay Mont-Saint-Michel: a sedimentological model in a temperate macrotidal environment // *Senckenbergiana Maritima*. Band 24. Frankfurt am Main, 1994. № 1/6. P. 3–63.
- Lee H.J., Chun S.S., Chang J.H., Han S.-J.* Landward migration of isolated shelly sand ridge (chenier) of the macrotidal flat of Gomso Bay, west coast of Korea: controls of storms and typhoon // *Journ. Sedim. Res.* 1994. V. A64. № 4. P. 886–893.
- Leonard L.A., Hine A.C., Luther M.E.* Surficial sediment transport and depositional processes in a *Juncus roemerianus* marsh, West-Central Florida // *Journ. Coast. Res.* 1995. V. 11. № 2. P. 322–336.
- Lessa G., Masselink G.* Morphodynamic evolution of a macrotidal barrier estuary // *Mar. Geology*. 1995. V. 129. № 1/2. P. 25–46.
- Levoy F., Anthony E.J., Monfort O., Larsonneur C.* The morphodynamics of megatidal beaches in Normandy, France // *Mar. Geology*. 2000. V. 171. № 1/4. P. 39–59.
- Ludwick J.C.* Tidal currents and zig-zag sand shoals in a wide estuary entrance // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1974. V. 85. № 5. P. 717–726.
- Makaske B., Augustinus P.G.E.F.* Morphologic changes of a micro-tidal, low wave energy beach face during a spring-neap tide cycle, Rhone-delta, France // *Journ. Coast. Res.* 1998. V. 14. № 2. P. 632–645.
- Makino Y.* Wave ripple dynamics and the combined-flow modification of wave ripples in the intertidal zone of Ariake Bay (Kyushu, Japan) // *Mar. Geology*. 1994. V. 120. № 1/2. P. 63–74.

- Manning A.J.* The observed effects of turbulence on estuarine flocculation // *Journ. Coast. Res.* 2004. V. 20. № 1. P. 90–104.
- Masselink G., Hegge B.* Morphodynamics of meso- and macrotidal beaches: examples from central Queensland, Australia // *Mar. Geology.* 1995. V. 129. № 1/2. P. 1–23.
- Mayou T.V., Howard J.D.* Animal-sediment relationship of a salt marsh estuary – Doody Sound // *Estuaries of the Georgia Coast, USA: Sedimentology and Biology. IV. Senckenbergiana Maritime. Band 7.* Frankfurt am Main, 1975. P. 205–236.
- McCave I.N.* The sedimentology of transgression: Portland Point and Cooksburg members (Middle Devonian), New York state // *Journ. Sedim. Res.* 1973. V. 43. № 2. P. 484–504.
- McCave I.N., Geiser A.C.* Megaripples, ridges and runnels on intertidal flats of the Wash, England // *Sedimentology.* 1979. V. 26. № 4. P. 353–369.
- McLaren P.* Hydraulic control of grain-size distributions in a macrotidal estuary // *Sedimentology.* 1982. V. 29. № 3. P. 437–438.
- Michel D., Howa H.L.* Short-term morphodynamic response of ridge and runnel system on a mesotidal sandy beach // *Journ. Coast. Res.* 1999. V. 15. № 2. P. 428–437.
- Miller J.A.* Facies characteristics of Lagune Madre wind-tidal flats // *Tidal Deposits. A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts.* Berlin–Heidelberg–N.Y.: Springer, 1975. P. 200–210.
- Moor de G.* Neo-Holocene coastal and beach evolution along the Belgian coast // *Physical Geography at State University Gent. BEVAS-SOBEG,* 1988. a/1/57. P. 43–48.
- Moore L.J., Sullivan Ch., Aubrey D.G.* Interannual evolution of multiple longshore sand bars in a mesotidal environment, Truro, Massachusetts, USA // *Mar. Geology.* 2003. V. 196. № 3/4. P. 127–143.
- Morales J.A.* Evolution and facies architecture of the mesotidal Guardiana River delta (S.W. Spain-Portugal) // *Mar. Geology.* 1997. V. 138. № 1/2. P. 127–148.
- Morales J.A., Borrego J., Jiménez I., Monterde J., Gil N.* Morphostratigraphy of an ebb-tidal delta system associated with a large spit in the

- Piedras Estuary mouth (Huelva Coast, Southwestern Spain) // *Mar. Geology*. 2001. V. 172. № 3/4. P. 225–241.
- Moreira M.E.S.A.* Geomorphology and sedimentation rates of the tidal mud-flats of the Sado estuary // *Annual Regional Symposium on Human Impact on Natural Coastal Systems. Example of Southern Portugal*. Lisbon, May 3-9 1989. Guide book. Lisboa, 1989. P. 21–22.
- Murphy S., Voulgaris G.* Identifying the role of tides, rainfall and seasonality in marsh sedimentation using long-term suspended sediment concentration data // *Mar. Geology*. 2006. V. 227. № 1/2. P. 31–50.
- Nair R.R., Hashim N.H.* Influence of estuaries on shelf sediment texture // *Journ. Coast. Res.* 1986. V. 2. № 2. P. 199–203.
- Nichols M.M., Johnson G.H., Peebles P.C.* Modern Sediments and Facies Model for a Microtidal Coastal Plain Estuary, the Games Estuary, Virginia // *Journ. Sedim. Petrol.* 1991. V. 61. № 6. P. 883–899.
- Oertel G.F.* Sediment transport of estuary entrance shoals and the formation of swash platforms // *Journ. Sedim. Res.* 1972. V. 42. № 4. P. 211–228.
- Oertel G.F., Woo H.J.* Landscape classification and terminology for marsh in deficit coastal lagoons // *Journ. Coast. Res.* 1994. V. 10. № 4. P. 919–932.
- Officer C.B.* Physical dynamics of estuarine suspended sediments // *Mar. Geology*. 1981. V. 40. № 1/2. P. 1–14.
- Oost A.P., de Haas H., Iynsen F. Van den Boogert J.M., de Boca P.L.* The 18.6 yr nodal cycle and its impact on tidal sedimentation // *Sedim. Geology*. 1993. V. 87. № 1/2. P. 1–11.
- Osborne P.D., Vincent C.E.* Dynamics of large and small scale bedforms on a macrotidal shoreface under shoaling and breaking waves // *Mar. Geology*. 1993. V. 115. № 3/4. P. 207–226.
- Otvos E.G.* Sedimentation-erosion cycles in single tidal periods on Long island sound beaches // *Journ. Sedim. Petrol.* 1965. V. 35. № 3. P. 604–609.
- Quaresma V. da S., Amos C.L., Bastos A.C.* Sedimentary Processes over an Intertidal Flat: A Field Investigation at Hythe Flats, Southampton Water (U.K.) // *Mar. Geology*. 2007. V. 241. № 1/4. P. 117–136.

- Park S.C., Lee S.D.* Depositional patterns of sand ridges in tide-dominated shallow water environments: Yellow Sea Coast and South Sea of Korea // *Mar. Geology*. 1994. V. 120. № 1/2. P. 89–103.
- Patchineelam S.M., Kjerfve B., Gardner L.R.* A preliminary sediment budget for the Winyah Bay estuary, South Carolina, USA // *Mar. Geology*. 1999. V. 162. № 1. P. 133–144.
- Pejrup M.* Flocculated suspended sediment in a micro-tidal environment // *Sedim. Geology*. 1988a. V. 57. № 3/4. P. 249–256.
- Pejrup M.* Suspended sediment transport across a tidal flat // *Mar. Geology*. 1988b. V. 82. № 3/4. P. 187–198.
- Pendón J.G., Morales J.A., Borrego J., Jimenez I., Lopez M.* Evolution of estuarine facies in a tidal channel environment, SW Spain: evidence for a change from tide- to wave-domination // *Mar. Geology*. 1998. V. 147. № 1/4. P. 43–62.
- Pereira L.C.C., Mendes C.M., Monteiro M. da C., Asp N.E.* Morphological and sedimentological changes in a macrotidal sand beach in the Amazon littoral (Vila Dos Pescadores, Para, Brazil) // *Journ. Coast. Res.* 2009. Spec. issue 56. № 1. P. 113–117.
- Peterson C., Scheidegger K., Komar P.* Sand-dispersal patterns in an active-margin estuary of the northwestern United States as indicated by sand composition, texture and bedforms // *Mar. Geology*. 1982. V. 50. № 1/2. P. 77–96.
- Peterson C., Scheidegger K., Komar P., Niem W.* Sediment Composition and Hydrography in Six High-Gradient Estuaries of the Northwestern United States // *Journ. Sedim. Petrol.* 1984. V. 54. № 1. P. 86–97.
- Phillips J.D.* Fluvial sediment delivery to a Coastal Plain estuary in the Atlantic Drainage of the United States // *Mar. Geology*. 1991. V. 98. № 1. P. 121–134.
- Physical processes in estuaries. Eds. Dronkers J. and Leussen van W. Berlin–Heidelberg–N.Y.–London–Paris–Tokyo: Springer-Verlag, 1988. 570 p.
- Pierce J.W., Nichols M.M.* Change of particle composition from fluvial into an estuarine environment: Rappahannock river, Virginia // *Journ. Coast. Res.* 1986. V. 2. № 4. P. 419–425.

- Pritchard D.W.* What is an estuary physical view point // *Estuaries*. Ed. Lauff G.H. Washington, 1967. P. 3–5.
- Pye K.* Controls on long-term salt marsh accretion and erosion in the Wash, Eastern England // *Journ. Coast. Res.* 1995. V. 11. № 2. P. 337–356.
- Quaresma V. da S., Bastos A.C., Amos C.L.* Sedimentary processes over an intertidal flat: A field investigation at Hythe flats, Southampton Water (UK) // *Mar. Geology*. 2007. V. 241. № 1/4. P. 117–136.
- Ramaswamy V., Rao P.S., Rao K.H., Thwin S., Rao S., Raiker V.* Tidal influence on suspended sediment distribution and dispersal in the northern Andaman Sea and Gulf of Martaban // *Mar. Geology*. 2004. V. 208. № 1. P. 33–42.
- Ramsay P.J., Cooper J.A.G., Wright C.I., Mason T.R.* The occurrence and formation of ladderback ripples in subtidal, shallow-marine sands, Zululand, South Africa // *Mar. Geology*. 1989. V. 86. № 2/3. P. 229–235.
- Reineck H.-E.* Layered sediments of tidal flats, beaches and shelf bottoms of the North Sea // *Amer. Assoc. Adv. Set. Spec. Publ.*, Washington. 1967. V. 83. P. 111–120.
- Reineck H.-E.* German North Sea tidal flats // *Tidal Deposits. A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts*. Berlin–Heidelberg–N.Y.: Springer, 1975. P. 130–137.
- Renwick W.H., Ashley G.M.* Sources, storages and sinks of fine-grained sediments in a fluvial-estuarine system // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1984. V. 95. № 11. P. 1343–1348.
- Rivas V., Frances E., Diaz de Teran J.R., Cendrero A., Hidalgo J., Serrano A., Villalobos M., Benito J., Herrera M.* Conservation and restoration of endangered coastal areas: The case of small estuaries in Northern Spain // *Ocean and Coastal Management*. 1994. V. 23. № 2. P. 129–147.
- Robin N., Levoy F., Monfort O.* Short term morphodynamics of an intertidal bar on megatidal ebb delta // *Mar. Geology*. 2009. V. 260. № 1/4. P. 102–120.
- Roep Th.B.* Neap-spring cycles in a subrecent tidal channel fill (3665 BP) at Schoorldam, NW Netherlands // *Sedim. Geology*. 1991. V. 71. № 3/4. P. 213–230.

- Ryan D.A., Brooke B.P., Bostock H.C., Radke L.C., Siwabessy P.J.W., Margvelashvili N., Skene D.* Bedload sediment transport dynamics in a macrotidal embayment, and implications for export to the southern Great Barrier Reef shelf // *Mar. Geology*. 2007. V. 240. № 1/4. P. 197–215.
- Sanford L.P., Panageotou W., Halka J.P.* Tidal resuspension of sediments in northern Chesapeake Bay // *Mar. Geology*. 1991. V. 97. № 1/2. P. 87–103.
- Sang W., Yoo D., Dyer K.R.* Sediment distribution, circulation and provenance in a macrotidal bay: Garolim Bay, Korea // *Mar. Geology*. 1983. V. 52. № 1/2. P. 121–140.
- Schwartz M.L.* Littoral zone tidal-cycle sedimentation // *Journ. Sedim. Petrol.* 1967. V. 37. № 2. Part II. P. 673–683.
- Scourse J., Uehara K., Wainwright A.* Celtic Sea linear tidal sand ridges, the Irish Sea Ice Stream and the Fleuve Manche: Palaeotidal modelling of a transitional passive margin depositional system // *Mar. Geology*. 2009. V. 259. № 1/4. P. 102–111.
- Sellwood B.W.* Shallow-water carbonate environments and facies // *Sedimentary Environments and Facies*. Oxford–London–Edinburgh–Melbourne: Blackwell Scientific Publ., 1978. P. 48–68.
- Semeniuk V.* Sedimentology and the stratigraphic sequence of a tropical tidal flat, North-Western Australia // *Sediment. Geology*. 1981. V. 29. № 2/3. P. 195–221.
- Sha L.P.* Sand transport patterns in the ebb-tidal delta off Texel Inlet, Wadden Sea, The Netherlands // *Mar. Geology*. 1989a. V. 86. № 2/3. P. 137–154.
- Sha L.P.* Variation in ebb-delta morphologies along the West and East Frisian Islands, The Netherlands and Germany // *Mar. Geology*. 1989b. V. 89. № 1/2. P. 11–28.
- Shi Z.* Tidal bedding and tidal cyclicities within the intertidal sediments of microtidal estuary, Dyfi river estuary, West Wales, U.K. // *Sediment. Geology*. 1991. V. 73. № 1/2. P. 43–58.
- Shi Z., Lamb H.F., Collin R.L.* Geomorphic change of saltmarsh tidal creek networks in the Dyfi Estuary, Wales // *Mar. Geology*. 1995. V. 128. № 1/2. P. 73–83.

- Shi Z., Ren L.F., Lin H.L.* Vertical suspension profile in the Changjiang Estuary // *Mar. Geology*. 1996. V. 130. № 1/2. P. 29–37.
- Shilun J.* A study of coastal morphodynamics on the muddy islands in the Changjiang River estuary // *Journ. Coast. Res.* 1999. V. 15. № 1. P. 32–44.
- Short A.D.* Australia beach systems – the morphodynamics of wave through tide-dominated beach-dune systems // *Journ. Coast. Res.* 2003. V. 19. № 1. P. 7–20.
- Spiers K.C., Healy T.R., Winter Ch.* Ebb-Jet dynamics and transient eddy formation at Tauranga Harbour: Implications for entrance channel shoaling // *Journ. Coast. Res.* 2009. V. 25. № 1. P. 234–247.
- Stephens J.A., Uncles R.J., Barton M.L., Fitzpatrick F.* Bulk properties of intertidal sediments in a muddy, macrotidal estuary // *Mar. Geology*. 1992. V. 103. № 1/3. P. 445–460.
- Sternberg R.W., Cacchione D.A., Drake D.E., Kranck K.* Suspended sediment transport in an estuarine tidal channel within San Francisco Bay, California // *Mar. Geology*. 1986. V. 71. № 3/4. P. 237–258.
- Stevenson J.C., Kearney M.S., Pendleton E.C.* Sedimentation and erosion in a Chesapeake Bay brackish marsh system // *Mar. Geology*. 1985. V. 67. № 3/4. P. 213–235.
- Stevenson J.C., Ward L.G., Kearney M.S.* Sediment transport and trapping in marsh systems: Implications of tidal flux studies // *Mar. Geology*. 1988. V. 80. № 1/2. P. 37–59.
- Straaten Van L.M.J.U.* Biogene textures and the formation of shelf beds in the Dutch Wadden Sea // *Proc. Kon. Ned. Akad. Wet.* 1952. V. 55. P. 192–210.
- Straaten Van L.M.J.U.* Sedimentation in tidal flat areas // *Journ. Alberta Soc. Petrol. Geol.* 1961. V. 9. № 7. P. 15–27.
- Straaten Van L.M.J.U., Kuenen Ph.H.* Accumulation of the fine grained sediments in the Dutch Wadden Sea // *Geol. en Mijnbou.* 1957. V. 36. P. 329–354.
- Strahler A.N.* Tidal Cycle of Changes on an Equilibrium Beach, Sandy Hook, New Jersey // *Journ. Geology*. 1966. V. 74. № 3. P. 247–268.

- Swift D.J.P.* Continental shelf sedimentation // *The Geology of Continental Margins*. Berlin–Heidelberg–N.Y.: Springer, 1974. P. 2–13.
- Swift D.J.P., Ludwick J.C.* Substrate response to hydraulic process grain-size frequency distributions and bed forms // *Marine Sediment Transport and Environmental Management*. N.Y.–London–Sydney–Toronto: J. Wiley and Sons, 1976. P. 2–15.
- Syvitski J.P.M.* Estuaries, deltas and fiords of Eastern Canada // *Geoscience Canada*. 1986. V. 13. № 2. P. 91–100.
- Taira A., Scholle P.A.* Origin of bimodal sands in some modern environments // *Journ. Sedim. Petrol.* 1979. V. 49. № 3. P. 777–786.
- Temmerman S., Govers G., Wartel S., Meire P.* Modelling estuarine variations in tidal marsh sedimentation: response to changing sea level and suspended sediment concentrations // *Mar. Geology*. 2004. V. 212. № 1–4. P. 1–19.
- Terwindt J.H.J.* Sequences in inshore subtidal deposits // *Tidal Deposits. A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts*. Berlin–Heidelberg–N.Y.: Springer, 1975. P. 212–225.
- Terwindt J.H.J.* Origin and sequences of sedimentary structures in inshore mesotidal deposits of the North Sea basin // *Holocene Marine Sedimentation in the North Sea Basin*. Oxford–London–Edinburgh–Boston–Melbourne: Blackwell Scientific Publ., 1981. P. 140–155.
- Thompson R.W.* Tidal-flat sediments of the Colorado river delta, Northwestern Gulf of California // *Tidal Deposits. A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts*. Berlin–Heidelberg–N.Y.: Springer, 1975. P. 42–55.
- Tidal deposits. A casebook of recent examples and fossil counterparts. Ed. Ginsburg R.N. Berlin–Heidelberg–N.Y.: Springer, 1975. 428 p.
- Tide-influenced sedimentary environments and facies. Eds. Boer de P.L., Gelder van A., Nio S.D. Ser. „Sedimentology and Petroleum Geology“. Dordrecht–Boston–Lancaster–Tokyo: D. Riedel Publ. Company, 1988. 215 p.
- Till R.* Arid shorelines and evaporates // *Sedimentary Environments and Facies*. Oxford–London–Edinburgh–Melbourne: Blackwell Scientific Publ., 1978. P. 87–107.

- Vila-Concejo A., Short A.D., Huges M.G., Ranasinghe R.* Formation and evolution of a sandwave on an estuarine beach // *Journ. Coast. Res.* 2009. Spec. issue 56. № 1. P. 153–157.
- Vilas F., Arche A., Ferrero M., Isla F.* Subantarctic macrotidal flats, cheniers and beaches in San Sebastian Bay, Tierra Del Fuego, Argentina // *Mar. Geology.* 1999. V. 160. № 3/4. P. 301–326.
- Vincent C.E., Stolk A., Porter C.F.C.* Sand suspension and transport on the Middelkerke Bank (southern North Sea) by storms and tidal currents // *Mar. Geology.* 1998. V. 150. № 1/4. P. 113–129.
- Visher G.S., Howard J.D.* Dynamic relationship between hydraulics and sedimentation in Altamaha estuary // *Journ. Sedim. Petrol.* 1974. V. 44. № 2. P. 502–521.
- Wal van der D., Pye K., Neal A.* Long-term morphological change in the Ribble Estuary, northwest England // *Mar. Geology.* 2002. V. 189. № 3/4. P. 249–266.
- Walton F.D., Goodell H.G.* Sedimentary dynamics under tidal influences, Big Grass Island, Taylor County, Florida // *Mar. Geology.* 1972. V. 13. № 1. P. 1–29.
- Wang F.C., Lu T., Sikora W.B.* Intertidal marsh suspended sediment transport processes, Terrebonne Bay, Louisiana, USA // *Journ. Coast. Res.* 1993. V. 9. № 1. P. 209–227.
- Wang F.C., Sikora W.B., Wang M.L.* Hydrologic regimes of tidal channel-salt marshes flow systems, Fourleague bay, Louisiana, U.S.A. // *Journ. Coast. Res.* 1994. V. 10. № 4. P. 809–824.
- Wanless H.R.* Intracoastal sedimentation // *Marine Sediment Transport and Environmental Management.* N.Y.–London–Sydney–Toronto: J. Wiley and Sons, 1976. P. 1–17.
- Ward L.G.* Suspended-material transport in marsh tidal channels, Kiawah Island, South Carolina // *Mar. Geology.* 1981. V. 40. № 1/2. P. 139–154.
- Ward L.G.* Variations in physical properties and water quality in the Webhannet River Estuary (Wells National Estuarine Research Reserve, Maine) // *Journ. Coast. Res.* 2004. V. 20. № 2. P. 39–58.

- Ward L.G., Kemp W.M., Boynton W.R.* The influence of waves and sea-grass communities on suspended particulates in an estuarine embayment // *Mar. Geology*. 1984. V. 59. № 1/4. P. 85–103.
- Weber O., Jonanneau J.M., Ruch P., Mirmand M.* Grain-size relationship between suspended matter originating in the Gironde estuary and shelf mud-patch deposits // *Mar. Geology*. 1991. V. 96. № 1/2. P. 159–165.
- Wells J.T., Adams Ch.E.Jr., Park Y.-A., Frankenberg E.W* Morphology, sedimentology and tidal channel processes on a high-tide-range mudflat, west coast of South Korea // *Mar. Geology*. 1990. V. 95. № 2. P. 111–132.
- Wolansky E., Gibbs R.J.* Flocculation of suspended sediment in the Fly River estuary, Papua New Guinea // *Journ. Coast. Res.* 1995. V. 11. № 3. P. 754–762.
- Wolansky E., King B., Galloway D.* Salinity intrusion in the Fly River estuary, Papua New Guinea // *Journ. Coast. Res.* 1997. V. 13. № 4. P. 983–994.
- Wolansky E., Nhan N.H., Spagnol S.* Sediment dynamics during low flow conditions in the Mekong River estuary, Vietnam // *Journ. Coast. Res.* 1998. V. 14. № 2. P. 472–482.
- Woodroffe C.D., Chappell J., Thom B.G., Wallensky E.* Depositional model of a macrotidal estuary and floodplain, South Alligator River, Northern Australia // *Sedimentology*. 1989. V. 36. № 5. P. 737–756.
- Woodruff J.D., Geyer W.R., Sommerfield Ch.K., Driscoll N.W.* Seasonal variation of sediment deposition in the Hudson River estuary // *Mar. Geology*. 2001. V. 179. № 1/2. P. 105–119.
- Woods P.J., Brown R.G.* Carbonate sedimentation in an ari zone tidal flat, Nilemah embayment, Shark Bay, Western Australia // *Tidal Deposits. A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts*. Berlin–Heidelberg–N.Y.: Springer, 1975. P. 73–92.
- Wright L.D., Nielsen P., Short A.D., Green M.O.* Morphodynamics of a macrotidal beach // *Mar. Geology*. 1982. V. 50. № 1/2. P. 97–128.
- Yang Ch.-Shu* Active, moribund and buried tidal sand ridges in the East China Sea and the Southern Yellow Sea // *Mar. Geology*. 1989. V. 88. № 1/2. P. 97–116.

- Yang B.Ch., Dalrymple R.W., Gingras M.K., Pemberton S.G.* Autogenic occurrence of Glossifungites Ichnofacies: Examples from wave-dominated, macrotidal flats, southwestern coast of Korea // *Mar. Geology*. 2009. V. 260. № 1/4. P. 1–5.
- Yeo R.K., Risk M.J.* The sedimentology, stratigraphy and preservation of intertidal deposits in the Minas basin system, Bay of Fundy // *Journ. Sedim. Petrol.* 1981. V. 51. № 1. P. 245–260.
- Young C.L., Weisman R.N., Lennon G.P.* Modeling deposition of suspensate in Great Sound, New Jersey // *Mar. Geology*. 1988. V. 82. № 1/2. P. 49–60.
- Zarillo G.A.* Tidal dynamics and substrate response in a salt-marsh estuary // *Mar. Geology*. 1985. V. 67. № 1/2. P. 15–35.
- Zeff M.L.* Sedimentation in a salt marsh-tidal channel system, southern New Jersey // *Mar. Geology*. 1988. V. 82. № 1/2. P. 33–42.

Научное издание

Юрий Сергеевич Долотов

**ПРОЦЕССЫ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ
И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА ПРИЛИВНЫХ
ПОБЕРЕЖЬЯХ МИРОВОГО ОКЕАНА**

«Научный мир»

Тел./факс (495) 691-2847, (499) 973-25-13

E-mail: naumir@benran.ru. Internet: <http://www.naumir.ru>

Подписано к печати 23.09.2010

Формат 60×90/16

Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Печ. л. 11.25

Тираж 350 экз. Заказ 79

Издание отпечатано в типографии

ООО «Галлея-Принт»

Москва, 5-я Кабельная, 26



ЮРИЙ СЕРГЕЕВИЧ ДОЛОТОВ – член-корреспондент РАН, главный научный сотрудник Лаборатории Гидродинамики Института водных проблем РАН, участник многих экспедиций в морях и океанах.

Автор более 150 научных работ по вопросам прибрежно-морского рельефообразования и осадконакопления.

